TRAVAUX
ET DOCUMENTS
DE L'O.R.S.T.O.M.

TRAÇAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DU SYSTÈME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD

Michel Alain ROCHE

EDITIONS DE L'OFFICE
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

MANUEL D'HYDROMÉTRIE

Tome IV

Mesure des débits à partir des vitesses

Coll. Initiations-Documentations Techniques n° 41
Paris, 1979, 313 p., ISBN 2-7099-0546-9, 55 F

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY (France)

Les paiements sont à effectuer par virement postal au nom de *Service Publications ORSTOM, C.C.P. 22-272-21 Y PARIS* (à défaut par chèque bancaire barré à ce même libellé).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 117

TRAÇAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DU SYSTÈME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1980

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à « une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans « le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de « l'article 40).
« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc « une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal».

© O.R.S.T.O.M. 1980

I.S.B.N. 2-7099-567-1

Cette étude a été présentée comme thèse de Doctorat d'État, le 19 octobre 1973 à l'Université de Paris VI. La forme de la version initiale a été parfois modifiée dans cet ouvrage. Le fond n'a pas changé. L'indication M.A. ROCHE - 1973 b - renvoie, pour de plus amples détails, à la première version qui peut être consultée dans les bibliothèques suivantes :

- Service Central de Documentation ORSTOM, 74 route d'Aulnay, 93140 Bondy.
- Service Hydrologique ORSTOM, 19 rue Eugène Carrière, 74018 Paris.
- CNRS, Thèse-Documentation, 26 rue Boyer, 75020 Paris.
- Laboratoire de Géologie dynamique, 9 quai Saint Bernard, 75005 Paris.
- Centre de Recherches géodynamique, avenue de Corsent, 74200 Thonon-les-Bains.
- Centre ORSTOM de N'Djamena, Dakar, Niamey, Yaoundé.
- Faculté des Sciences de N'Djamena. République du Tchad.
- BRGM, 45100 Orléans-La Source.

PLAN DE L'OUVRAGE

Page

INTRODUCTION 7

PREMIERE PARTIE :

Régime des altération, transport et sédimentation dans le bassin versant actif du lac Tchad. 15

DEUXIEME PARTIE :

Traçage naturel salin et isotopique des eaux dans le lac Tchad. 89

Premier chapitre : Le cadre physique du lac Tchad. 91

Deuxième chapitre : *Variations spatio-temporelles des caractéristiques physico-chimiques des eaux du lac Tchad.* 115

Troisième chapitre : Bilan salin et régulation saline du lac Tchad. Evaluation des pertes liquides par infiltration. 209

Quatrième chapitre : Traçage hydrochimique naturel des mouvements des eaux dans le lac Tchad. 241

TROISIEME PARTIE :

Traçage naturel isotopique et salin des rapports entre le lac Tchad et la nappe phréatique côtière. 275

CONCLUSION GÉNÉRALE. 349

Biliographie. 355

Photographies. 375

Fig. 1 : Le bassin tchadien.

INTRODUCTION

Le bassin tchadien, cuvette fermée de quelque 2 300 000 km^2 (fig. 1), se subdivise de nos jours en bassins secondaires endoréiques. Le plus vaste, celui du lac Tchad, qui s'étend entre 6° et 15° N et 7° et 25° E, correspond à la partie essentielle de l'activité hydrologique actuelle de la cuvette. En fait 99 % de l'alimentation fluviale proviennent des 600 000 km^2 des bassins du Chari, du Logone et de l'El Beïd. Les tributaires, le lac lui-même (19 000 km2) et la nappe phréatique côtière qui lui est associée constituent ainsi le système hydrologique du lac Tchad qui couvre une superficie équivalente à celle de la France.

1. Les travaux antérieurs.

Au siècle dernier, les explorateurs qui découvrirent le lac Tchad furent étonnés par la faible salure des eaux. Les premières données sur les teneurs en sels furent présentées dans les documents de la Mission Tilho (1906-1909). Elles montraient sommairement que la partie septentrionale était la plus minéralisée. Il fallut cependant attendre encore une cinquantaine d'années pour que l'étude de la salure des eaux soit entreprise. E. GUICHARD (1957) et A. BOUCHARDEAU (1958) apportèrent les premières précisions en dressant une carte de conductivité électrique des eaux. Un gradient croissant des concentrations en sels, ayant pour origine le Delta du Chari, était mis en évidence. A. BOUCHARDEAU (1958) précisait alors l'hypothèse, déjà émise par TILHO, de l'écoulement des eaux et par suite des sels dans une nappe souterraine marginale, phénomène qui expliquait alors les concentrations relativement faibles des eaux. R. GRAS (1962-1964) contribua largement à la connaissance de la physico-chimie des eaux de la zone sud-est du lac, en particulier par des mesures de conductivité, qu'il complète avec A. ILTIS, S. LEVEQUE-DUWAT (1967) et B. DUPONT (1967). En 1957, A. BOUCHARGEAU et R. LEFEVRE présentaient, dans une première monographie du lac, qui a précédé une seconde publication revue et complétée en 1969, des données précises sur la géographie physique et l'hydrologie, et, établissaient en particulier le bilan hydrologique mensuel. P.J. DIELMAN et N.A. de RIDDER (1963) puis J.L. SCHNEIDER (BRGM - 1966) précisèrent certaines relations entre le lac et la nappe de bordure mais, comme tous les auteurs anciens, voyaient une infiltration massive des eaux lacustres à travers les rives en direction des natronières du Kanem.

Ces études préliminaires posaient donc le problème de la régulation saline, lui-même partiellement lié à celui des pertes, et, d'une manière plus générale met-

taient en évidence un marquage naturel des eaux très accentué. Les hydrologues découvraient ainsi les possibilités de prolonger l'interprétation de leurs observations hydrométriques.

2. Les objectifs.

L'étude descriptive de l'évolution spatio-temporelle des teneurs en sels (ions majeurs et silice) et en isotopes (oxygène 18, et dans certains cas deutérium et tritium) des tributaires du lac, du lac et de la nappe phréatique associée, a permis de développer les thèmes suivants :

— Régimes de l'altération transport et sédimentation dans le bassin versant actif du lac Tchad.

— Etablissement d'un bilan salin, avec estimation des quantités déversées, piégées dans le lac, ou évacuées de celui-ci. Ce bilan conduit à :

. une explication de la régulation saline du lac Tchad,

. la séparation, dans le bilan hydrologique, des pertes par infiltration et évaporation.

— Détermination des mouvements des eaux dans le lac et des phénomènes qui les régissent et essai d'évaluation des temps de séjour des eaux dans le lac.

— Rapports entre le lac Tchad et la nappe phréatique riveraine.

Ces problèmes intimement liés à la dynamique des eaux ne pouvaient être résolus à l'échelle du bassin par des méthodes hydrométriques directes, faute de moyens humains et matériels considérables ou en raison des limites mêmes de ces méthodes. C'est pourquoi, il est apparu préférable de se tourner vers des méthodes basées sur le traçage naturel, qualitatif ou quantitatif, qu'offre l'évolution spatio-temporelle des teneurs en sels et en isotopes naturels des eaux. Ces méthodes n'ont évidemment pas la prétention de se passer d'un solide contexte hydro-climatique, morphologique, géologique et géochimique, sans lequel elles seraient pratiquement inapplicables. Elles ont même nécessité des données chiffrées supplémentaires sur la bathymétrie, la superficie, l'hydrométrie du lac, sur les conditions de gisement et la piézométrie de la nappe phréatique...

Tout autant que les réponses qu'elle permet d'apporter à de grands problèmes spécifiques de la cuvette tchadienne, cette étude cherche à préciser la méthodologie du traçage naturel en hydrologie continentale.

Ces travaux s'intègrent à un programme multidisciplinaire de géodynamique externe, entrepris par l'ORSTOM sous la direction de M. FAURE, sur l'altération, l'érosion, le transport et la sédimentation dans la cuvette tchadienne (J.P. CARMOUZE, P. CARRE, C. CHEVERRY, A. CHOURET, B. DUPONT, J.Y. GAC, J. LEMOALLE, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE, M. et S. SERVANT).

Les données hydrométriques utilisées ont été obtenues par la Section d'Hydrologie de l'ORSTOM (A. BOUCHARDEAU, B. BILLON, P. CARRE, M.A. ROCHE). Les résultats antérieurs à 1968 sont tirés des monographies du Chari (B. BILLON et

coll. - 1969), du Logone (A. BOUCHARDEAU et coll. - 1968), de l'El Beïd, de la Komagougou et du lac Tchad (P. TOUCHEBEUF et coll. - 1969). Il en est de même des données climatologiques pour lesquelles une synthèse sur l'évaporation a été réalisée (CH. RIOU - 1972).

3. Les travaux sur le terrain.

Menés de 1966 à 1970, ces travaux représentent au total une année et demie passée en brousse, sur le lac, ses rives et son bassin. Land Rover, zodiac, pinasse, bateau JACQUES DAGET, aéroglisseur HOVERCRAFT (campagne de décembre 1969), hydravion CESSNA (campagne de juillet 1969) ont été utilisés pour parcourir 50 000 km dans des régions d'accès souvent difficile au Tchad, au Cameroun, au Niger et en Nigéria.

Sur les fleuves, l'échantillonnage (M.A. ROCHE - 1973 b), en flacons de polyéthylène, était assuré généralement par les lecteurs d'échelles limnimétriques et recueilli lors des campagnes de contrôle du réseau hydrométrique, tous les deux mois environ. Des prélèvements de contrôle étaient alors effectués.

Sur le lac, seize campagnes ont été réalisées. Pour l'étude d'un cycle annuel, on a essayé de respecter, avec six campagnes, une fréquence bimestrielle. Les échantillons furent prélevés en surface, ce qu'autorise l'absence de stratification verticale notable. En outre, dix-huit stations de prélèvements périodiques (journaliers à mensuels) fonctionnaient sur le lac grâce à l'intervention des habitants des îles et des rives.

Les rapports entre le lac et la nappe phréatique côtière ont été étudiés par des sondages effectués soit à la tarière à main dans la partie supérieure de la nappe (0 à 4 m), soit avec une sondeuse rotary à boue sur toute l'épaisseur (70 m). Ces sondages étaient répartis sur les rives orientales, au Cameroun et au Tchad, selon des axes piézométriques partant du lac jusqu'à des distances pouvant atteindre une dizaine de kilomètres à l'intérieur des terres. La fréquence des mesures et de l'échantillonnage dans la partie supérieure était ainsi mensuelle dans quelques points d'eau et trimestrielle sur certains profils côtiers. Les prélèvements effectués à différentes profondeurs ou dans des régions relativement vastes ont été réalisés une seule fois.

4. Les travaux de laboratoire.

En ce qui concerne la qualité des eaux, cette étude repose sur environ 20 000 mesures des conductivités, 8 000 dosages d'ions ou de silice, 1 200 mesures isotopiques d'oxygène, 100 de deutérium, 30 de tritium.

Les conductivités des échantillons provenant des stations étaient mesurées par notre équipe au laboratoire de Fort-Lamy. Le même appareil (PHILIPS PR 9500) servait aux mesures directes sur le lac. L'expérience a montré qu'il n'y avait généralement aucune différence significative entre les mesures effectuées sur place et les résultats obtenus à Fort-Lamy. Dans la gamme des mesures effectuées simultanément avec le même appareil, par exemple au cours d'une campagne, la conductivité était

appréciée avec une précision meilleure que 1 %. D'une campagne à l'autre, la comparaison des résultats est significative au-delà de 3 % de variation relative (M.A. ROCHE - 1973 b).

Les eaux ont été analysées au Laboratoire du Centre ORSTOM de Fort-Lamy. Les teneurs en alcalins et en silice ont été déterminées au spectrophtomètre de flamme Jobin-Yvon ; les autres dosages ont été réalisés avec l'appareil enregistreur Méthrom E 436 :

— *le sodium et potassium* par photométrie de flamme (± 1 à ± 5 % pour Na^+ et + 1 à 7 % pour K^+),

— *le calcium et magnésium* par complexométrie EDTA (meilleur que ± 5 % pour Ca^{2+} et ± 7 % pour le Mg^{2+}),

— *les bicarbonates et carbonates* par potentiométrie (+ 1 %),

— *les sulfates* par néphélométrie ou complexométrie et les *chlorures* par potentiométrie à l'électrode d'argent ou par colorimétrie au Technicon. Les teneurs en ces anions, dans les fleuves et le lac, voisines ou inférieures aux limites de sensibilité (0,02 me/l à 0,3 me/l pour Cl^- et $< 0{,}1$ me/l pour SO_4^{2-}) n'ont pu y être dosées avec une fidélité suffisante,

— *la silice dissoute* par spectrocolorimétrie du complexe silico-molybdique (± 3 %).

Les seuls anions dissous dans les eaux fluviales, en quantités dosables ($> 0{,}02$ me/l) par les méthodes utilisées, sont les bicarbonates. En effet, dans les eaux du lac, il sera montré que les bicarbonates représentent environ 98 % de la teneur anionique. C'est pourquoi la salure globale sera exprimée par la somme des teneurs en cations, en milliéquivalent ($rp^+ = Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+$) par litre (me/l), valeur qui correspond à la moitié de la teneur ionique globale. Ce procédé a l'intérêt d'indiquer à la fois la teneur en cations, en anions et, avec une précision satisfaisante, en bicarbonates. Elle n'inclut pas la teneur en silice. La teneur en chaque élément est appelée salure spécifique. La teneur ionique relative S (%) est le rapport de la teneur S d'un ion à la teneur globale rp, exprimée en me/1. En fait, les teneurs relatives seront exprimées par rapport à la concentration totale en cations ou en anions, établissant ainsi pour les cations, la formule :

$$S\,(\%) = \frac{S}{rp^+} \cdot 100$$

Le faciès ionique, ou spectre ionique, d'une eau contribue à caractériser sa composition saline. On peut le définir comme l'énumération des symboles ioniques par ordre de teneurs décroissantes (en me/l). Le faciès cationique s'écrira par exemple : Ca. Mg. Na. K.

Les analyses d'oxygène 18 ont été effectuées au Laboratoire de Géologie dynamique, sous la direction de J.C. FONTES, celles du deutérium au Laboratoire de Géologie nucléaire de Pise, par R. GONFIANTINI, selon les méthodes classiques :

— l'oxygène 18, au spectromètre de masse de type Nier Varian C H 7 (déviation standard de l'ordre de 0,1 °/oo),

— le deutérium, au spectromètre de masse Atlas Werke M 86 (déviation standard 0,5 ‰).

Le tritium a été mesuré par A. MARCE, après enrichissement électrolytique, par comptage en scintillation liquide au spectromètre Packard.

5. Les bases théoriques du traçage isotopique naturel.

Les conditions d'alimentation, d'évaporation et de circulation des eaux du système hydrologique du lac Tchad avaient laissé prévoir l'établissement de grandes variations isotopiques (J.C. FONTES, G. MAGLIONE et M.A. ROCHE - 1969 et 1970 ; J.C. FONTES, R. GONFIANTINI et M.A. ROCHE - 1970). Ces premiers résultats ont incité à continuer une étude plus détaillée des teneurs en oxygène 18. L'objectif consistait à prolonger les interprétations obtenues par les méthodes hydrochimiques employées parallèlement, et, à comparer par ailleurs les possibilités de ces différentes méthodes. Cette étude cherche aussi à mieux définir le comportement isotopique des eaux dans un système endoréique.

L'oxygène 18 et le deutérium sont des isotopes stables qui existent à faibles concentrations dans toutes les eaux naturelles où ils constituent les molécules $H_2{}^{18}O$ et $HD^{16}O$.

La composition isotopique d'une eau se repère de façon relative en parts pour mille de différence par rapport à un standard de référence et s'exprime en unité delta (δ).

$$\delta = \frac{R\ \text{éch} - R\ \text{std}}{R\ \text{std}} \cdot 1\,000 \quad \text{avec } R = \frac{^{18}O}{^{16}O} \quad \text{ou} \quad \frac{D}{H}$$

Le standard de référence (std) est le SMOW (Standard Mean Oceanic Water) qui correspond à la composition isotopique moyenne théorique de la masse océanique.

Les principes des variations des teneurs en isotopes lourds naturels ayant été fréquemment précisés, il sera rappelé de simples notions fondamentales.

Les compositions isotopiques dépendent de l'histoire de l'eau au sein du cycle hydrologique. Celui-ci est réglé par le vaste réservoir tampon des masses océaniques qui représente plus de 98 % de la totalité de l'eau de l'hydrosphère. Par suite de la tension de vapeur plus grande de la molécule banale $H_2{}^{16}O$, à température donnée, l'évaporation des océans entraîne la formation de vapeur atmosphérique appauvrie en isotopes lourds par rapport au SMOW. Le processus se produit en sens contraire par la condensation qui affecte préférentiellement les molécules lourdes $H_2{}^{18}O$ et D H O. Ces mécanismes de fractionnement évoluent en fonction inverse et la température dans la gamme des températures de surface. Ainsi, est-il observé que les précipitations ont une teneur en isotopes lourds généralement plus basse que le SMOW, et plus ou moins liée, en ce qui concerne les moyennes, à la température au niveau du sol (W. DANSGAARD - 1964). Au cours de la chute des pluies, les deux processus suscep-

tibles de modifier la composition isotopique sont l'évaporation des gouttes et l'échange isotopique avec la vapeur atmosphérique. Ce sont ces mêmes mécanismes qui déterminent les variations des rapports isotopiques des eaux continentales. Alimentés par les pluies, et présentant par conséquent des compositions isotopiques originelles inférieures au SMOW, les eaux de surface s'enrichissent en isotopes lourds par évaporation et peuvent alors manifester des compositions très supérieures au SMOW.

Les variations de composition isotopique de l'hydrogène (deutérium) sont parallèles à celles de l'oxygène (H. CRAIG - 1961) et rendent compte des mêmes phénomènes. Les teneurs en ^{18}O et en D sont donc interdépendantes. Dans un diagramme $\delta^{18}O$, δ D, ceci se traduit par des corrélations sensiblement linéaires (fig. 2). Cependant, le phénomène très général de la condensation (précipitations) se distingue nettement des divers mécanismes d'évaporation par l'évolution des compositions isotopiques. Les eaux des précipitations s'inscrivent sur une droite de pente 8 (H. CRAIG - 1961).

$$\delta D = 8\,\delta^{18}O + 10$$

Cette relation a été vérifiée à l'échelle du globe (W. DANSGAARD - 1964) pour les précipitations engendrées à partir des masses océaniques.

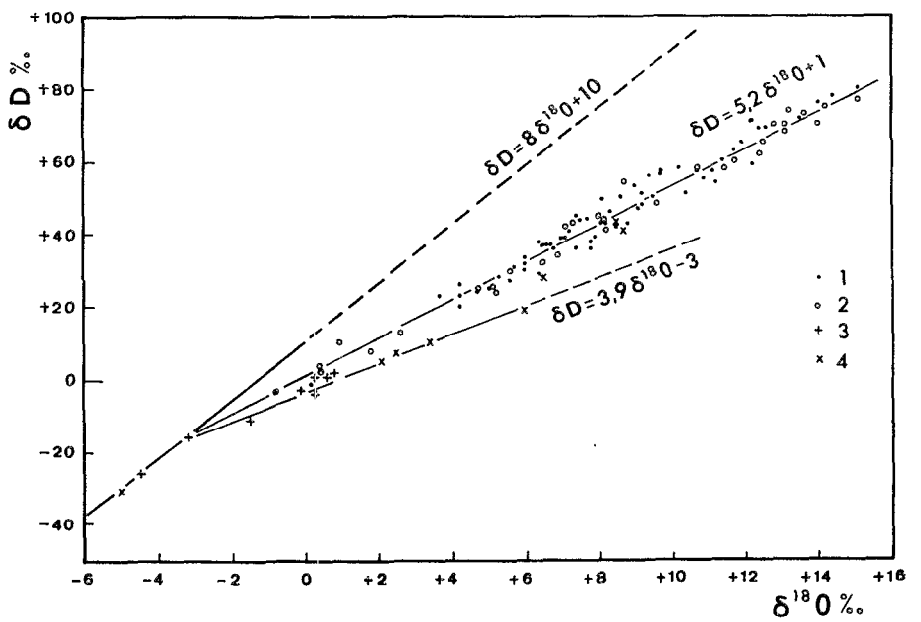


Fig. 2 : Évolution comparée des teneurs en deutérium et oxygène 18
(d'après FONTES Ch., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970)
1 : Lac Tchad 1966 à 1968, 2 : Lac Tchad 1969,
3 : Chari à Chagoua, 4 : El Beid à Meinari.

L'évaporation d'une eau se traduit, dans le même diagramme, par une relation également linéraire, mais spécifique des conditions locales d'évaporation. Chaque masse d'eau en évaporation possède aussi sa propre droite d'évaporation. De plus, pour des raisons de cinétique isotopique, la pente des droites d'évaporation, généralement, est toujours bien inférieure à celle de la droite des précipitations comprise entre 3 et 6.

La figure 2 illustre, pour le système hydrologique du lac Tchad, des corrélations entre l'oxygène 18 et le deutérium des eaux des précipitations, des tributaires et du lac.

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène, fait partie intégrante de la molécule d'eau H T O. Sa période est de 12,3 ans. Sa teneur est exprimée en unité tritium (U.T.) qui équivaut à un atome de ^{3}H pour 10^{18} atomes de ^{1}H.

Le tritium naturel est créé par les rayonnements cosmiques mais on admet généralement que sa concentration ne dépasse pas environ 10 U.T. dans les précipitations. Cependant, l'explosion des bombes thermo-nucléaires, de novembre 1952 à 1963, ayant libéré d'importantes quantités de tritium rapidement intégré aux molécules de la vapeur atmosphérique, les concentrations dans les pluies se sont alors considérablement accrues dans le monde jusqu'en 1963 pour dépasser, en 1963 et probablement en 1964, 1 000 U.T. à Fort-Lamy.

Soumise à l'évaporation et par conséquent à l'échange isotopique avec la vapeur atmosphérique, les eaux tritiées de surface subissent un fractionnement isotopique selon un principe analogue à celui qui a été exposé pour l'oxygène 18 et le deutérium. Mais cet effet est rarement identifiable car il se trouve généralement masqué par les effets de la désintégration radioactive.

PREMIERE PARTIE

RÉGIME DES ALTÉRATIONS, TRANSPORT ET SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN VERSANT ACTIF DU LAC TCHAD

LES APPORTS DE MATIÈRES AU LAC TCHAD

Le bassin actif du lac Tchad (Chari - Logone - El Beid et Komadougou), épargné des pollutions industrielles, représente un modèle d'altération mécanique et chimique de zones amont cristallines, sous climat tropical humide, puis, de transports et de pré-sédimentation de matières, sous climat sahélien, dans les zones alluviales inférieures déjà marquées par l'endoréïsme du système.

Après la présentation du contexte bio-physique et du régime hydrologique, les variations saisonnières à pluriannuelles des charges en suspension et en solution seront étudiées depuis les hauts bassins jusqu'au déversement dans le lac. Le rôle que jouent les plaines d'inondation dans ces modifications sera examiné. Suivra le bilan de matières transportées par les tributaires jusqu'au lac. La part des apports de matières par les vents et les pluies sera également déterminée. Enfin l'examen des compositions isotopiques des molécules d'eau permettra de préciser directement l'histoire du vecteur lui-même depuis la chute des pluies jusqu'à l'arrivée au lac.

1. LES FACTEURS CONDITIONNELS DES RÉGIMES.

1.1. Morphologie et hydrographie des bassins versants.

Issues du plateau de l'Adamaoua, à des altitudes comprises entre 1 200 et 800 m (fig. 3), *les branches mères du Logone* pénètrent dans la plaine tchadienne (500 à 300 m) au nord de la ligne Baibokoum-Goré. Après la confluence avec la Pendé, une pente topographique moyenne inférieure à 0,3 ‰ détermine alors *le caractère essentiel du fleuve : sa dégradation hydrographique* (J. CABOT - 1965).

Jusqu'à Fort-Foureau, *les inondations* peuvent s'étendre en hautes eaux sur 70 km de largeur couvrant plus de 25 000 km², soit une *superficie supérieure à celle du lac Tchad.*

Le fonctionnement hydrologique de ces plaines est particulièrement bien illustré par celui du *Grand Yaéré* (fig. 4). En rive gauche, à partir de Katoa, sur des hauteurs de quelques centimètres à un ou deux mètres, les eaux inondent la plaine herbeuse (yaéré), alimentée également en faible proportion par les pluies et les petits cours d'eau descendus du Nord-Cameroun. Au niveau de Fort-Foureau, ces déversements sont drainés par l'El Beïd qui représente le second tributaire du Lac Tchad.

La capture du Logone, aux seuils d'Eré et de Dana, dérive lors des crues une partie des eaux dans le bassin du Niger par l'intermédiaire du Mayo Kebbi. Toutefois, cette capture n'évolue pas et les quantités d'eau ainsi soustraites au bassin tchadien demeurent négligeables.

Les altitudes du bassin supérieur du Logone, relativement élevées, favorisent donc la pluviosité et l'érosion tandis qu'elles limitent l'évaporation. En revanche, l'épandage des eaux dans le bassin inférieur entraîne l'écrêtement des crues et de fortes pertes par évaporation.

Malgré un maximum de 3 300 m (volcan du Darfour au Soudan), les altitudes moyennes du *bassin du Chari* sont nettement inférieures à celles du Logone. Compte-tenu des modules très faibles des affluents à l'est du Bangoran, on peut admettre que l'influence des montagnes sur le régime hydrologique est minime. Les pentes ne sont pas favorables à de forts débits spécifiques. Comme pour le Logone, l'inondation des plaines est également la règle dans le cours inférieur du Chari, mais provoque cependant un écrêtement des crues et des pertes moins importantes.

Le bassin de la Komadougou, très plat dans l'ensemble, présente cependant une altitude maximale de 1 500 m. La partie centrale comporte un véritable *delta intérieur de 10 000 km².* La Komadougou en sort extrêmement affaiblie pour se diriger vers le lac Tchad à travers des plaines d'inondation qui atteignent souvent 10 km de large et où les conséquences de l'évaporation continuent à se faire sentir très durement.

Les principales caractéristiques physiques des bassins versants sont indiquées dans le tableau I.

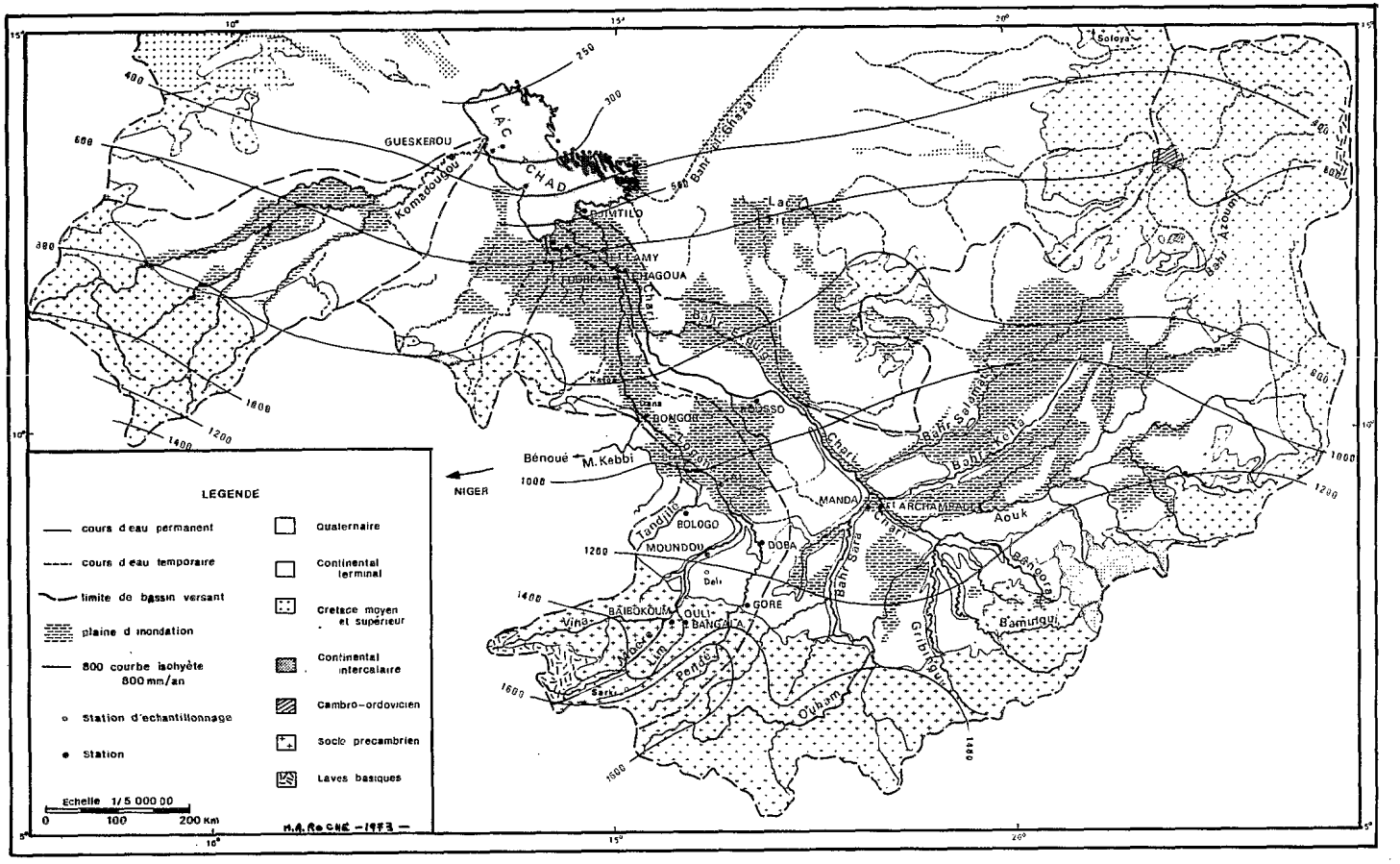


Fig. 3 - Hydrographie, pluviométrie, géologie du bassin du lac Tchad

Situation des stations

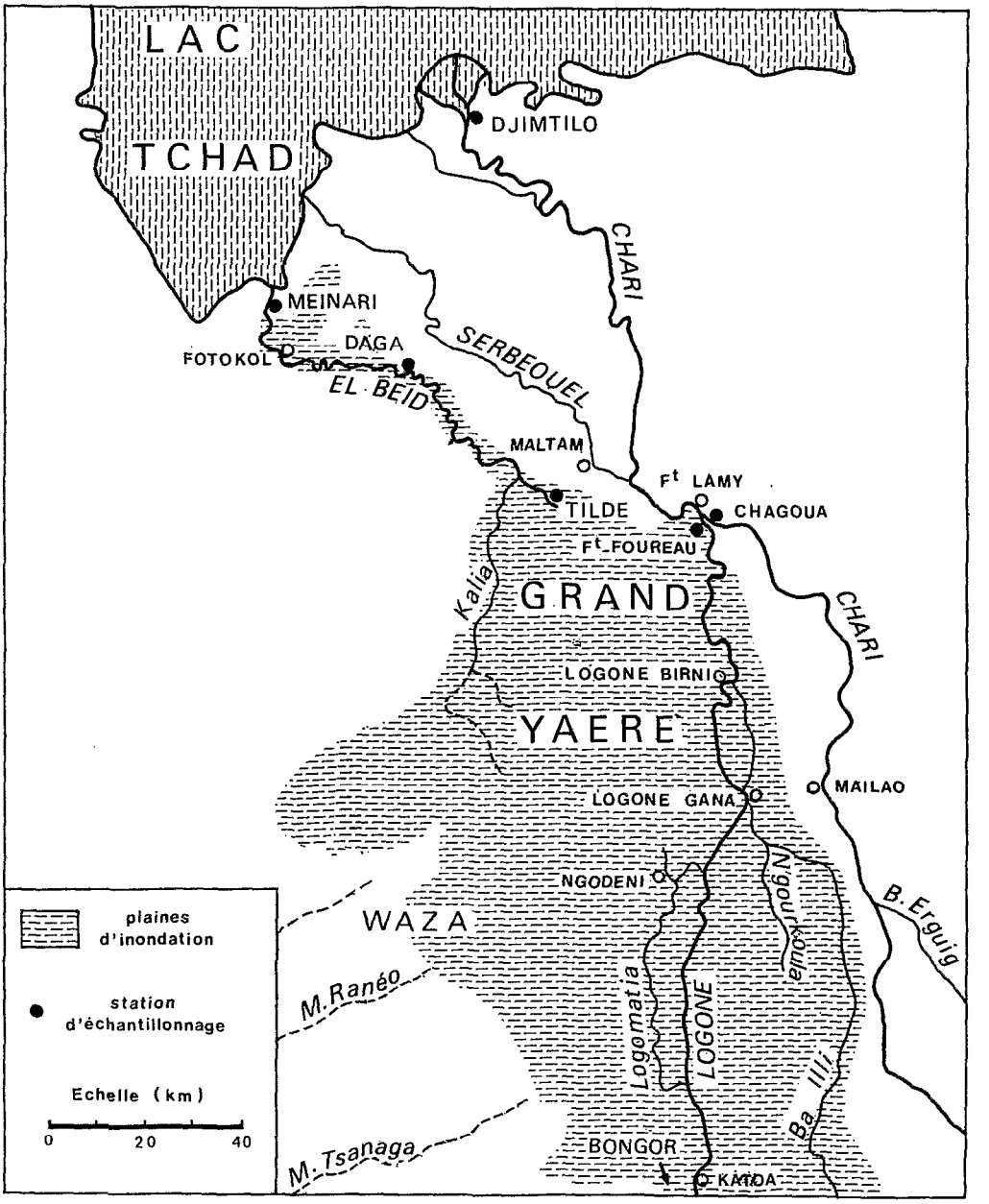


Fig. 4 : Le Chari et le Logone inférieurs en aval de Katoa, les plaines d'inondation et l'El Beïd.

Tableau I

Caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants du Chari, du Logone, de l'El Beïd et de la Komadougou
(d'après A. BOUCHARDEAU, B. BILLON, P. TOUCHEBEUF *et al.* - 1968, 1969).

Bassins versants	Superficie (km^2)	Altitude moyenne (m)	Indice de pente	Pluviosité moyenne (mm/an)	Module m^3/s	Module spéc. $l/s.\ km^2$
Logone à Baïbokoum	21 360	922	0,060	1 450	346	16,2
Lim à Ouli-Bangala	4 360	955	0,066	1 410	76	17,4
Logone à Moundou	33 970	807	0,054	1 395	398	11,7
Pendé à Goré	12 020	681	0,053	1 490	139	11,5
Pendé à Doba	14 300	632	0,048	1 450	140	9,8
Logone à Laï	56 700	708	0,044	1 370	544	9,6
Tandjilé à Bologo	3 850	(425)	–	1 145		
Logone à Bongor	71 400	(650)	–	–		
Logone à Fort-Foureau	(75 000)	(615)	–	–	417	6,0*
El Beïd à Meinari	12 500	–	–	700	45,3	–
Bahr Sara à Manda	80 000	490	0,035	1 350	596	7,5
Chari à Fort-Archambault	193 000	475	0,021	1 080	359	1,86
Chari à Bousso (+ Bahr Erguig)	(450 000)	(425)	–	(1 040)	1 010	2,24
Chari à Chagoua	(525 000)	(405)	–	(990)	973	1,85
Chari à Fort-Lamy	(600 000)	(430)	–	(1 041)	1 390	2,32
Komadougou à Gueskerou	(120 000)	–	–	800	15,6	0,13

* Débit spécifique du Logone et de l'El Beïd réunis.

Les valeurs entre parenthèses ont été estimées d'après des données moins précises.

1.2. Géologie des bassins versants.

Les formations précambriennes du Bouclier africain constituent en majeure partie les reliefs des hauts bassins (fig. 3). Elles comprennent essentiellement des granites et des migmatites dans le bassin du Logone, avec en outre des gneiss, des micaschistes et des quartzites dans le bassin du Chari. Dans ce dernier, les roches cristallines peuvent être recouvertes de grès dévoniens et secondaires, non métamorphisés, qui forment localement des plateaux de superficie réduite. Des lambeaux de couverture crétacé moyen ont aussi été conservés dans le fossé d'effondrement post-crétacé de la Mbéré. Le socle est également recouvert, dans le sud-ouest du bassin de la Vina

et l'est du bassin du Chari (Darfour), par des coulées essentiellement basaltiques, d'âge quaternaire dans la première région, miocène à quaternaire dans la seconde.

Le socle disparaît au nord de la ligne Baibokoum-Goré-Batangafo sous *le Continental terminal* (P. LOUIS - 1970). D'une puissance de 300 m, celui-ci est formé de dépôts fluviaux lacustres interrompus par des périodes d'exondation sous climat tropical : sables et grès plus ou moins ferrugineux, roches latéritisées d'origine argileuse.

Le Continental terminal s'ennoie lui-même sous *les formations quaternaires* du centre de la cuvette, au niveau de Laï et peu en amont de Manda et Fort-Archambault. L'histoire géologique des bassins inférieurs est celle des transgressions et des régressions successives de la mer paléotchadienne (J. PIAS - 1969, M. SERVANT - 1973) au cours desquelles se déposent essentiellement des argiles et des sables.

Dans le haut bassin de la Komadougou,le socle précambrien affleure à l'ouest et sud-ouest tandis que le reste du bassin est recouvert par les formations quaternaires.

En conclusion, hormis les parties secondaires peu étendues, l'amont du bassin est constitué de terrains imperméables. L'infiltration dans le Continental terminal est beaucoup plus importante. Quant aux plaines, elles sont généralement recouvertes d'un placage argileux qui limite considérablement les pertes par infiltration.

1.3. Pédologie des bassins versants.

Dans l'ensemble du bassin supérieur du Logone et du Chari, se sont surtout développées des *sols à sesquioxydes ferralitiques ou ferrugineux tropicaux,* généralement formés sur des arènes granitiques ou des sables (J. PIAS - 1969). Ils sont essentiellement sableux. Font toutefois exception les sols formés sur les basaltes de l'Adamaoua et des argiles à nodules calcaires des fonds de vallée. Il faut souligner cependant, dans les sols sableux, l'existence fréquente soit d'horizons imperméables qui sont dus au lessivage des horizons supérieurs et à l'entraînement de l'argile jusqu'à un certain niveau d'engorgement, soit la présence de la roche saine à faible profondeur. Ainsi, des sols d'apparence très perméables ne le sont qu'en surface et deviennent, en fin de saison des pluies, marécageux pour peu que la pente du sol soit faible. Mais ce n'est pas toujours le cas des bassins qui s'étendent sur le Continental terminal en raison de la forte épaisseur des sables.

Les plaines d'inondation sont recouvertes sur leur plus grande superficie de *vertisols, de sols hydromorphes* (berbéré) et de leur variante, *les sols halomorphes.* Ils contiennent fréquemment des nodules calcaires. Le minéral argileux est la montmorillonite. Très crevassés en saison sèche, ils deviennent imperméables lorsqu'ils sont gorgés d'eau.

1.4. Climatologie des bassins versants.

Le climat et en particulier le régime pluviométrique sur l'ensemble de la cu-

vette tchadienne est lié aux déplacements du front intertropical (FIT), surface de discontinuité entre les masses d'air tropical continental (Harmattan) et équatorial maritime (Mousson). De novembre à février, le FIT reste cantonné au-delà des limites méridionales du bassin puis il commence à migrer vers le nord et atteint son maximum d'extension en août. Son passage marque le début de la saison humide, d'autant plus tardive et brève que l'on se déplace vers le nord : la saison sèche dure trois mois en tête de bassin et neuf mois sur le lac Tchad. Les hauteurs de précipitations sont maximales en août. L'évolution du climat est ainsi continue depuis le *type soudanien III, au sud, jusqu'au type sahélien nord* qui correspondent respectivement aux *régimes hydrologiques tropical de transition et subdésertique* (J. RODIER - 1963).

Les isohyètes interannuelles sont reportées sur la carte hydrographique (fig. 3) et les hauteurs interannuelles de pluies sur les bassins sont mentionnées dans le tableau I. Celles-ci varient de 1 600 mm par an dans le sud du bassin à 250 mm dans le nord du lac Tchad.

La figure 5 résume par ailleurs les moyennes mensuelles interannuelles des hauteurs de pluies, des températures, de l'humidité relative à quatre stations (sites de collection des échantillons isotopiques) réparties en latitude depuis le haut bassin jusqu'au lac.

La température des eaux du Chari à Fort-Lamy est voisine de 26,5° C avec deux maximums, 31° en mai-juin, 30° en octobre, et un minimum, 19° en février (M.A. ROCHE - 1973b).

Le climat du lac sera l'objet d'une présentation plus détaillée dans l'étude consacrée à cette partie du système hydrologique.

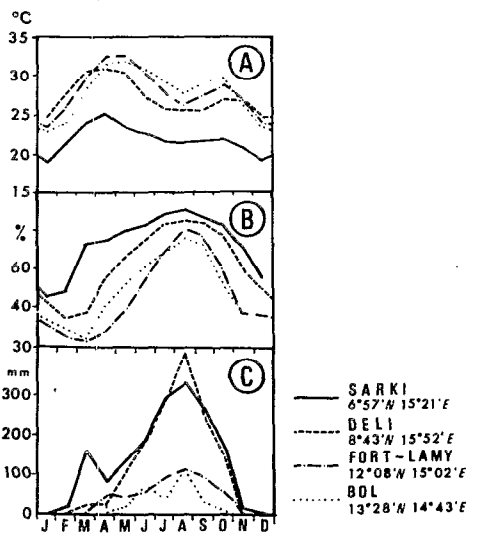


Fig. 5 : Moyennes interannuelles des températures (A), de l'humidité relative (B), de la hauteur de pluies (C).

1.5. Végétation des bassins versants.

L'évolution de la végétation en latitude suit celle du climat, passant progressivement de la savane arborée, à galeries forestières fréquentes, à la pseudo-steppe. *Le tapis herbeux,* formé surtout de graminées, *disparaît en grande partie en fin de saison sèche pour se régénérer après les premières averses.* Dans les plaines d'inondation, sa densité et sa hauteur (1 à 3 m) contribuent remarquablement à déterminer les caractéristiques essentielles du régime hydrologique et physico-chimique des tributaires.

En résumé, l'évolution sud-nord des principaux facteurs bio-physiques, depuis les hauts bassins jusqu'au lac Tchad, se réalise dans le sens d'une diminution de l'écoulement et de l'altération spécifiques :

— l'altitude décroît, les plaines d'inondation, encombrées de graminées, finissent par couvrir une superficie supérieure à celle du lac Tchad,

— le gradient climatique se superpose à la pente topographique et s'accentue. La pluviosité est divisée par trois (1 600-500 mm) l'évaporation double (1 100-2 200 mm),

— la proportion des terrains précambriens, tertiaires et quaternaires, de moins en moins aptes à s'altérer en raison de leurs natures pétrographiques, augmente ainsi que celle des sols peu perméables.

Ces différents facteurs tendent à évoluer de la même façon de l'ouest vers l'est.

2. RÉGIMES HYDROLOGIQUES DES TRIBUTAIRES ET APPORTS LIQUIDES AU LAC TCHAD.

2.1. Le régime tropical des hauts bassins

Le régime tropical des hauts bassins est de type tropical de transition, pour une hauteur de précipitation annuelle P supérieure à 1 200 mm, et tropical pur avec P comprise entre 1 200 et 750 mm. Il présente :

— une saison de hautes eaux de juin-juillet à octobre, au cours de laquelle l'hydrogramme est dentelé de pointes d'autant plus nombreuses que le bassin est petit ; le maximum de débit est en septembre,

— une décrue rapide en novembre,

— une saison de basses eaux de décembre à juin. Les premières pluies peuvent provoquer, dès mars, de petites crues qui viennent alors se superposer au tarissement.

Les modules et débits spécifiques interannuels aux différentes stations contrôlées sont indiqués dans le tableau I.

2.2. Le régime sahélien dégradé des bassins inférieurs.

Le régime sahélien dégradé des bassins inférieurs est conditionné, en zone sahélienne, par l'inondation des plaines au cours des hautes eaux. Cet épandage sur des milliers de kilomètres carrés a d'importantes conséquences :

— il entraîne des pertes essentiellement par évaporation, secondairement par infiltration, ou par défluence vers d'autres thalwegs (El Beïd, Bénoué). Ces pertes sont beaucoup plus importantes en années de fortes pluviosité de sorte qu'il y a régularisation sur le plan interannuel. En fait, il convient de souligner que seule la capture du Logone par la Bénoué aux seuils d'Eré et de Dana entraîne une perte effective pour le bassin (0,4 % du module du Logone, en année moyenne) ;

— il régularise l'hydrogramme, abaisse le débit maximal et les débits de crues exceptionnelles. Ainsi, à Fort-Foureau, le débit maximum est presque constant d'une année à l'autre ;

— il retarde la décrue, car les effluents et les plaines restituent une partie de leurs eaux. Il s'agit alors d'un report de débit.

2.3. Les apports liquides au lac Tchad par les tributaires.

Les apports liquides au lac Tchad par les tributaires, avec une moyenne interannuelle de 43,4 milliards de mètres cubes, sont assurés à 91 % par le Chari tandis que le complément est fourni par la Serbéouel (5 %), l'El Beid (3 %), la Komadougou (moins de 1 %) (tableaux II et III).

Tableau II

Apports moyens au lac de 1954-1955 à 1969-1970 et apports au cours de l'année 1969-1970.

Année hydrologique 1er mai-30 avril	Unités	Chari	Serbéouel	El Beïd	Komadougou	Total fleuve	Pluie	Apport total
1954 - 1955	10^9 m^3	39,5	2,2	1,5	0,2	43,4	6,5	49,9
à	%/apports fluviaux	91	5	3	1	100	—	—
1969-1970	%/apports totaux	79	4	3	1	87	13	100
	10^9 m^3	32,5	1,3	1,4	0,2	35,4	4,0	39,5
1969 - 1970	%/apports fluviaux	91	4	4	1	100	—	—
	%/apports totaux	82	3,5	3,5	0,5	90	10	100

Avec 35,4 milliards de mètres cubes, l'année 1969-1970 apparaît déficitaire par rapport à la moyenne interannuelle, mais les proportions des différents apports demeurent analogues.

Tableau III

Volumes V (10^9 m^3) déversés dans le lac Tchad par les tributaires et les pluies, Altitudes du niveau (m) et superficies A (km^2) maximales et minimales, Volumes V (10^9 m^3) maximum, minimum et moyen ($\overline{V}$) au cours de la période 1954-1955 à 1969-1970.

Année hydrol.	V Chari (1)	V Serbéouel	V El Beïd	V Koma-dougou	V Fleuve	V Pluie	V Apports	Altitude niveau Lac	A Lac	V Lac	$\overline{V}$ Lac
1954-55	49,2	3,4	2,7	0,3	55,6	10,9	66,5	282,27 281,55	19 800 18 900	76 63	69,5
1955-56	50,8	3,6	2,6	0,2	57,2	5,6	62,8	282,66 281,99	20 100 19 400	84 71	77,5
1956-57	45,3	3,0	2,4	0,2	50,9	7,4	58,3	282,96 282,32	20 500 19 800	89 78	83,5
1957-58	33,6	1,4	0,6	0,3	35,9	5,5	41,4	282,66 281,95	20 200 19 400	84 70	77,0
1958-59	33,0	1,4	0,6	0,2	35,2	7,1	42,3	282,52 281,62	20 050 19 000	82 63	72,5
1959-60	38,2	2,0	1,4	0,2	41,8	9,4	51,2	282,52 281,68	20 050 19 000	81 65	73,0
1960-61	42,0	2,5	1,9	0,2	46,6	5,3	51,9	282,51 281,72	20 050 19 100	81 65	73,0
1961-62	50,1	3,5	2,3	0,2	56,1	9,3	65,4	283,02 282,42	20 600 19 950	90 80	85,0
1962-63	48,4	3,3	1,3	0,3	53,3	6,0	59,3	283,32 282,64	20 800 20 200	97 83	90,0
1963-64	40,2	2,2	1,7	0,2	44,3	5,7	50,0	283,24 282,44	20 700 20 000	95 80	87,5
1964-65	41,9	2,5	1,1	0,3	45,8	6,6	52,4	283,24 282,47	20 700 20 000	95 81	88,0
1965-66	27,8	1,1	0,6	0,2	29,7	5,7	35,4	282,80 281,97	20 300 19 400	87 71	79,0
1966-67	32,6	1,4	0,7	0,3	35,0	6,2	41,2	282,37 281,53	19 900 18 800	77 63	70,0
1967-68	36,0	1,7	1,5	0,2	39,4	6,6	46,0	282,20 281,50	19 700 18 800	74 62	68,0
1968-69	31,3	1,3	0,6	0,2	33,4	2,1	35,5	281,80 281,00	19 200 18 100	68 52	60,0
1969-70	32,5	1,3	1,4	0,2	35,4	3,8	39,2	281,50 280,80	18 800 18 000	61 49	55,0
Moyenne	39,5	2,2	1,5	0,2	43,4	6,5	49,9	282,23	19 650	76	76

(1) Chari au Delta = Chari à Fort-Lamy - Serbéouel à Maltam.

Le Chari au Delta se caractérise par un régime tropical naturellement régularisé, avec une crue annuelle qui, précédée généralement de petites crues dès avril, débute en juin ou au plus tard début juillet (voir fig. 25). La pointe de crue se situe presque toujours entre le 15 octobre et le 15 novembre. La décrue puis le tarissement font suite jusqu'en avril, parfois mai. Les apports sont concentrés sur quelques mois : 85 % du volume annuel est déversé au delta du Chari de juillet à décembre, dont 59 % de septembre à novembre (tableau IV).

Depuis 1933, les apports liquides du Chari ont varié entre 29 et 64.10^9 m^3. Le débit maximum mesuré est de 5 160 m^3/s en 1961. Celui de la crue médiane atteint 3 600 m^3/s. Depuis 1965, les apports, et en particulier ceux de 1969 - 1970 (tableau II), sont inférieurs à la moyenne. En 1972-1973, après la fin de cette étude, ils présentent, avec $17,5.10^9$ m^3, une période de retour estimée à un siècle.

Tableau IV

Volumes (10^9 m^3) déversés dans le lac Tchad par le Chari et la Serbéouel, au cours de la période 1954-1955 à 1969-1970 et de l'année 1969-1970

Période	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	An.
Moyenne de 16 ans	0,6	0,8	1,8	3,7	6,5	9,1	8,9	5,4	2,3	1,2	0,8	0,5	41,7
1969 - 1970	0,5	0,8	1,6	3,6	5,9	7,5	6,6	3,8	1,7	0,9	0,6	0,4	33,8

Le régime de *la Serbéouel* dépend directement de celui du Chari.

L'El Beid coule à partir d'octobre, atteint un débit maximum en décembre et janvier puis se tronçonne en mares, en février ou mars. Ses eaux proviennent essentiellement des plaines inondées par les déversements du Logone. Les pluies, saturant les plaines auparavant, occasionnent de petites crues de juin à septembre, sans incidence sur l'alimentation du lac.

La crue de *la Komadougou* débute en juin ou juillet. La pointe de crue a lieu en décembre ou janvier. L'écoulement s'arrête en avril ou mai par la formation de mares.

2.4. Les apports pluviaux au lac Tchad.

Il convient de noter, pour l'établissement du bilan annuel, que les précipitations ont assuré ces seize dernières années un apport variant de 2 à 11.10^9 m^3/an (tableau II) ou de 6 à 18 % des apports totaux en eau. La hauteur moyenne estimée à 207 mm en 1969, qui équivaut à 10 % des apports liquides, est parmi les plus faibles observées mais la proportion,de 10 % des apports liquides,reste proche de la moyenne.

Finalement l'apport total liquide au lac Tchad a varié de 1954-1955 à 1969-1970 entre 35.10^9 et 67.10^9 m^3, la valeur moyenne étant de 50.10^9 m^3.

2.5. Conclusion et choix des stations.

Compte tenu des régimes hydrologiques et des facteurs biophysiques conditionnels de l'écoulement et de l'érosion, les stations de contrôle (fig. 3 et 4) ont été choisies essentiellement dans le but de caractériser le régime des transports de matières en suspension et en solution, *depuis la limite des grandes zones d'exportation jusqu'au lac Tchad, et de définir l'apport fluvial en sels au lac Tchad.* Les observations à Fort-Foureau et à Chagoua permettent d'établir les bilans interannuels séparés du Logone et du Chari à leur confluent, situé à Fort-Lamy. Les pertes sont insignifiantes en aval de Fort-Lamy, si bien que le transit à cette station représente l'apport au lac par le Chari (au Delta) et par la Serbéouel.

3. RÉGIMES DE L'ALTÉRATION MÉCANIQUE, DES TRANSPORTS ET DE LA SÉDIMENTATION DES SUSPENSIONS DANS LE BASSIN VERSANT DU LAC TCHAD.

Après quelques mesures préliminaires de débits solides dans la cuvette tchadienne (ROCHE M.A. - 1968b, DUPONT B. - 1968), l'étude du régime des transports en suspension vers le lac Tchad, commencée de façon systématique par BILLON B. (1968), a été continuée par CARRE P. (1972) et CHOURET A. (1973). Parallèlement à ces travaux, GAC J.Y. et CALLEDE (1970) ont caractérisé les transports en suspension de l'Ouham à Batangafo. Par ailleurs, NOUVELOT J.F. (1972) a mené au Cameroun, également en régime tropical, des recherches analogues dont les conclusions générales sont souvent valables pour les hauts bassins du Chari-Logone.

3.1. L'exportation des suspensions des bassins amont.

Les charges moyennes mensuelles en sédiments sont minimales (15 à 25 mg/l) pendant l'étiage, en fin de saison sèche. Elles croissent brutalement avec les premières crues, par suite du ruissellement sur sol sec et dénudé de végétation, pour atteindre leur maximum au début de la montée des eaux, en juin et juillet dans le Logone à Moundou (250 à 300 mg/l), en juillet dans la Pendé à Doba (250 à 300 mg/l), dans le Bahr Sara à Manda (120 à 150 mg/l) et en juillet-août dans le Chari à Fort-Archambault (80 à 150 mg/l). Elles décroissent ensuite et atteignent en septembre un minimum plus ou moins marqué, souvent assez voisin des valeurs de l'étiage dans la Pendé et le Chari. P. CARRE y voit la conséquence de la vidange des plaines d'inondation, où les eaux sont efficacement filtrées par les hautes herbes. En fait, *la diminution des concentrations au cours de la montée des eaux est également provoquée,* dans des proportions beaucoup plus fortes, *par la croissance de la végétation herbacée,* générale dans tout le bassin, et, *par l'humectation des sols.* Le minimum de septembre est dû ainsi principalement aux effets conjugués de la végétation, et de la dilution maximale.

En liaison directe avec l'évolution est-ouest des facteurs conditionnels, les concentrations moyennes annuelles en sédiments diminuent de 150 mg/l dans le Logone, 75 mg/l dans la Pendé, 50 mg/l dans le Bahr Sara à 53 mg/l dans le Chari.

Les quantités exportées sont évidemment minimales en saison sèche. Par contre le débit solide maximum, plus ou moins étalé, a lieu au cours de la montée des eaux. Les dégradations spécifiques diminuent fortement de l'ouest vers l'est, avec respectivement 60, 25, 10 et 1,2 t/km^2.an à Moundou, Doba, Manda et Fort-Archambault. Ces chiffres ne peuvent guère être utilisés que pour des comparaisons, car pour des bassins versants de 10 000 km^2 et plus, dans ces régions, *la signification physique de la dégradation spécifique n'est plus très évidente* puisqu'il y a déjà eu sédimentation d'une partie des apports et érosion des berges.

3.2. Le transport et la sédimentation des suspensions dans les bassins inférieurs.

A Fort-Foureau et à Chagoua (fig. 6), le minimum de concentration (15 à 30 mg/l) se produit en octobre ou novembre, lors de la vidange des plaines d'inondation. Ces valeurs sont inférieures à celle de l'étiage. Il a été observé près de Logone Birni, dans un drain important de la plaine en rive droite, que la transparence (2 à 4 m) varie comme la hauteur d'eau.

La concentration moyenne mensuelle maximale (440 à 600 mg/l) ainsi que la concentration annuelle (111 à 105 mg/l) à Fort-Foureau individualisent nettement le Logone du Chari où les valeurs correspondantes sont, à Chagoua, nettement plus faibles (150 à 120 mg/l et 49 à 57 mg/l). Dans les deux fleuves, ces valeurs sont en liaison avec celles qui ont été mesurées aux stations amont. On remarque, sur trois années d'observation, *une faible variabilité des charges moyennes annuelles* qui peuvent ainsi être provisoirement définies : 109 ± 4 mg/l à Fort-Foureau, 53 ± 4 mg/l à Chagoua, 71 ± 5 mg/l à Fort-Lamy. L'écart est donc inférieur à ± 10 %.

Les quantités annuelles transportées par le Logone et le Chari (fig. 6), de 1,0 à 1,4 million de tonnes, sont pratiquement les mêmes. *Une partie importante des matériaux décante dans les plaines d'inondation :* le transport annuel à Fort-Foureau équivaut seulement à la moitié ou au tiers des apports réunis du Logone supérieur et de la Pendé. La sédimentation dans les plaines est en réalité encore plus forte que ce déficit qui est en partie compensé en aval par l'érosion des berges. Par contre, la somme des exportations du Bahr Sara et du Chari supérieur est de 20 à 50 % plus faible que le tonnage transité à Chagoua. L'érosion des berges du Chari paraît donc fournir plus de matériaux que les plaines n'en retiennent.

De 1969-1970 à 1971-1972, années pour lesquelles le module est inférieur à la moyenne, l'apport au lac Tchad varie entre 2,0 et 2,6 millions de tonnes, en admettant que les pertes en aval de Fort-Lamy sont négligeables. Si *la concentration interannuelle de 71 mg/l* était confirmée par la continuité des mesures, *l'apport interannuel serait en réalité voisin de 3 millions de tonnes.* Il convient aussi de souligner que près de 60 % de cette quantité est déversée de juillet à septembre, c'est-à-dire au début de la montée des eaux.

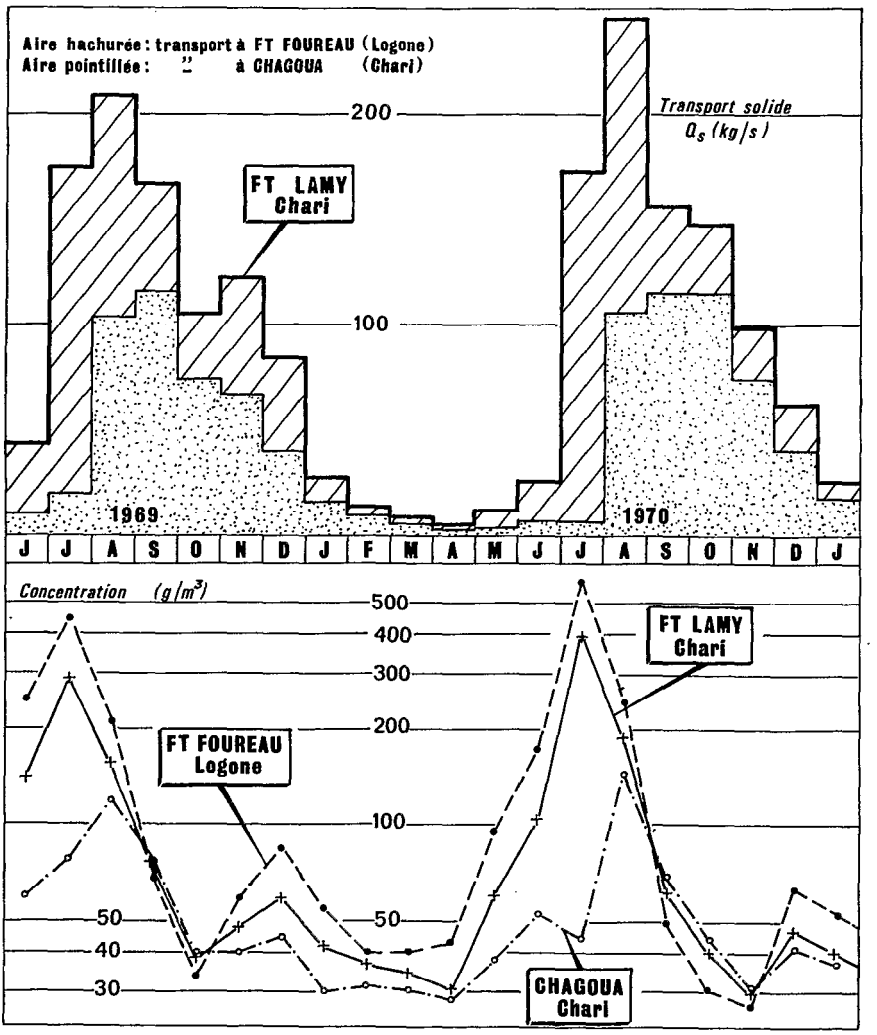


Fig. 6 : Concentrations (mg/l) et transports (kg/s) moyens mensuels de matériaux en suspension par le Logone à Fort-Foureau et le Chari à Chagoua (d'après P. CARRE - 1972).

3.3. Nature minéralogique des matériaux transportés en suspension.

Les analyses granulométriques indiquent qu'en moyenne *55 % de la charge en suspension est constituée d'argiles* et le complément de limons et de sables. Par ailleurs, l'analyse diffractométrique aux rayons X révèle *une très large dominance de la kaolinite* puis du quartz et une faible proportion d'illite. La kaolinite prédomine donc nettement dans les suspensions, comme dans les sols des hauts bassins (CHATELIN, Y. - 1969) d'où elle provient. A l'exception du Bahr Sara à Manda, les feldspaths ne sont qu'en petites quantités ou à l'état de traces. Identifiée dans le Logone, la gibbsite n'apparaît pas aux autres stations. La montmorillonite dont on trouve des traces à Moundou est généralement très peu abondante aux stations aval du Logone et du Chari. On retiendra donc qu'*environ 1,5 million de tonnes de kaolinite est déversé annuellement dans le lac. P. CARRE (1972), en soulignant la nature kaoliniti*que *des apports pose ainsi le problème de la sédimentation dans le lac Tchad où la montmorillonite prédomine (B. DUPONT - 1970). Il faut étendre en fait ce problème aux plaines d'inondation encore plus vastes où la kaolinite est abandonnée alors que la montmorillonite représente l'essentiel des minéraux argileux des sols.*

4. RÉGIMES DE L'ALTÉRATION CHIMIQUE, DU TRANSPORT ET DE LA SÉDIMENTATION DES MATIERES DISSOUTES DANS LE BASSIN VERSANT DU LAC TCHAD.

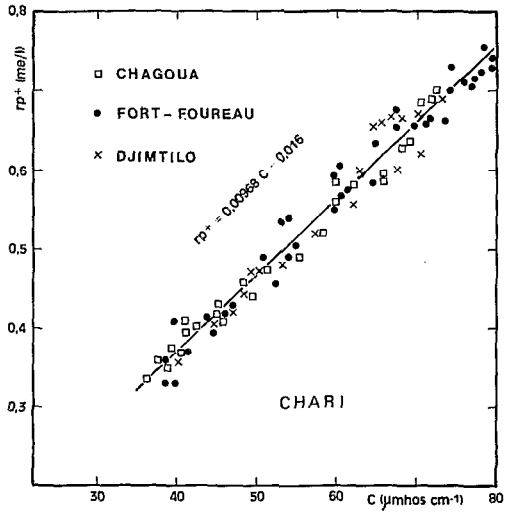
4.1. Expression des salures et corrélation conductivité-salure globale.

La conductivité d'une eau est directement liée à sa salure globale, à laquelle elle peut être ainsi assimilée.

A toutes les stations, une corrélation a été établie entre la teneur globale en cation rp^+ et la conductivité C. Sur la figure 7 sont présentées celles qui se rapportent aux tributaires avant leur débouché dans le lac Tchad. Les équations correspondantes sont indiquées ci-dessous.

Tributaires	rp^+ (me/l), C (μmhos cm^{-1})	p (mg/l), C (μmhos cm^{-1})
Logone à Fort-Foureau Chari à Chagoua et Djimtilo	$rp^+ = 0{,}97.10^{-2}\ C - 0{,}02$	$P \neq 0{,}770\ C$
El Beïd à Meinari	$rp^+ = 1{,}04.10^{-2}\ C - 0{,}03$	$P \neq 0{,}795\ C$
Komadougou à Gueskerou	$rp^+ = 0{,}89.10^{-2}\ C - 0{,}02$	$P \neq 0{,}750\ C$

Les légères différences constatées entre les équations doivent être reliées à celles des compositions cationiques.



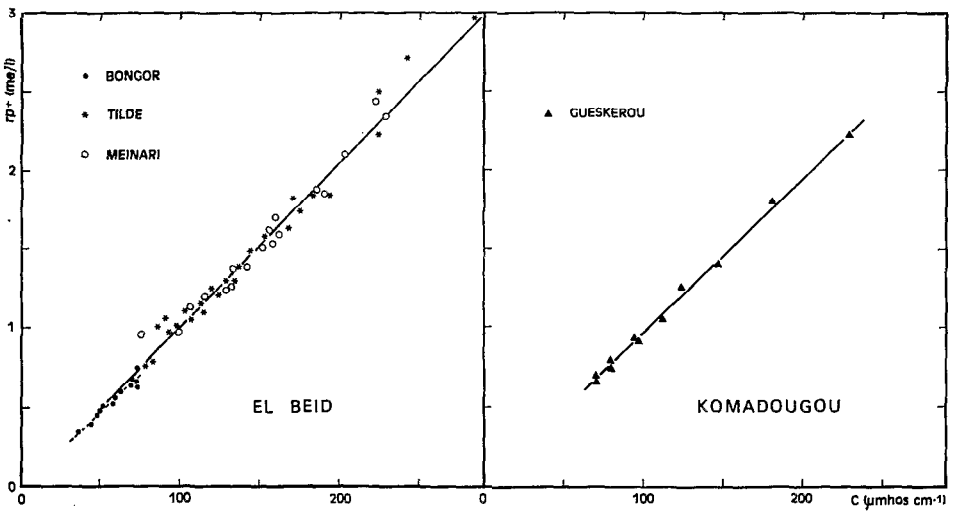


Fig. 7 : Corrélation entre la conductivité électrique C (25° C) et la teneur globale en cations rp^+ des eaux des tributaires du lac Tchad

4.2. Méthode de calcul des concentrations moyennes, des débits et des quantités d'ions transportées.

4.2.1. Salure globale.

Il est rappelé ici le principe des calculs de pondération des salures globales par les débits liquides Q (voir M.A. ROCHE - 1972a). Les moyennes hebdomadaires (indice h), mensuelles et annuelles sont estimées à partir des valeurs journalières (indice j). Lorsqu'on ne dispose que de quelques mesures dans le mois, une valeur hebdomadaire moyenne est évaluée en pondérant les données disponibles en fonction des intervalles de temps qui les séparent du milieu de la semaine.

On calcule successivement :

— le débit cationique journalier $Q^J\ rp^{+J}$ ou $Q\ \overline{rp}^{+h}$ si l'on dispose seulement d'une salure moyenne hebdomadaire,

— le débit cationique moyen par l'expression

$$\overline{Q\ rp}^{+} = \frac{\Sigma\ Q^J\ rp^{+j}}{n}$$

dans laquelle n est le nombre de jour de la période prise en considération (semaine, mois, année),

— la quantité de cations transportée

$$W = \int Q\ rp^{+}\ dt = N\ \Sigma Q^J\ rp^{+j} = V\ \overline{rp}^{+}$$

N étant le nombre de secondes dans un jour. Cette valeur peut être aussi obtenue par planimétrie de l'aire délimitée par la courbe $Q\ rp^{+} = f(t)$ sur la période considérée et les axes de coordonnées (M.A. ROCHE - 1968a),

— la concentration moyenne en cations

$$\overline{rp}^{+} = \frac{\Sigma\ Q^j\ rp^{+j}}{\overline{Q}}$$

4.2.2. Salures spécifiques.

Il convient d'estimer, à partir d'une à cinq analyses par mois, les teneurs spécifiques moyennes mensuelles tout en bénéficiant du gain de précision qu'apporte la connaissance des salures globales moyennes obtenues selon le principe exposé plus haut. Il est par ailleurs souhaitable, pour la cohérence des résultats, que la somme des teneurs spécifiques moyennes soit égale à la salure globale moyenne évaluée à partir des mesures journalières ou hebdomadaires de conductivité.

Ainsi, dans un premier temps, les teneurs moyennes mensuelles des différents cations sont évaluées graphiquement sur les courbes de variation temporelle, tracées à partir des résultats disponibles. Ces valeurs ne sont utilisées que pour définir la composition cationique moyenne mensuelle. En multipliant les teneurs relatives par la salure globale estimée sur la base des mesures journalières ou hebdomadaires,

sont calculées ensuite les différentes teneurs cationiques moyennes mensuelles. Les teneurs moyennes annuelles sont obtenues après pondération de ces concentrations par les débits moyens mensuels.

4.3. Variations spatio-temporelles des salures dans les tributaires.

La distribution des concentrations dans les sections fluviales, a été préalablement étudiée à différentes époques par 3 à 30 mesures de conductivité réparties transversalement en surface ou sur plusieurs verticales à différentes profondeurs. Elle apparaît en général suffisamment homogène pour qu'un seul prélèvement effectué en surface dans le courant, à quelques mètres du bord, soit représentatif de l'ensemble du volume écoulé au même instant à travers toute la section.

Le tableau V indique les teneurs globales en cations moyennes mensuelles maximale, minimale et annuelle en 1969-70. Les figures 8 à 26 illustrent les variations saisonnières des débits liquides, de la conductivité et des salures spécifiques observées de 1968 à 1970 dans les tributaires du lac Tchad.

4.3.1. Variations saisonnières des salures aux stations amont.

A. Variations saisonnières de la salure globale aux stations amont.

a) Les observations.

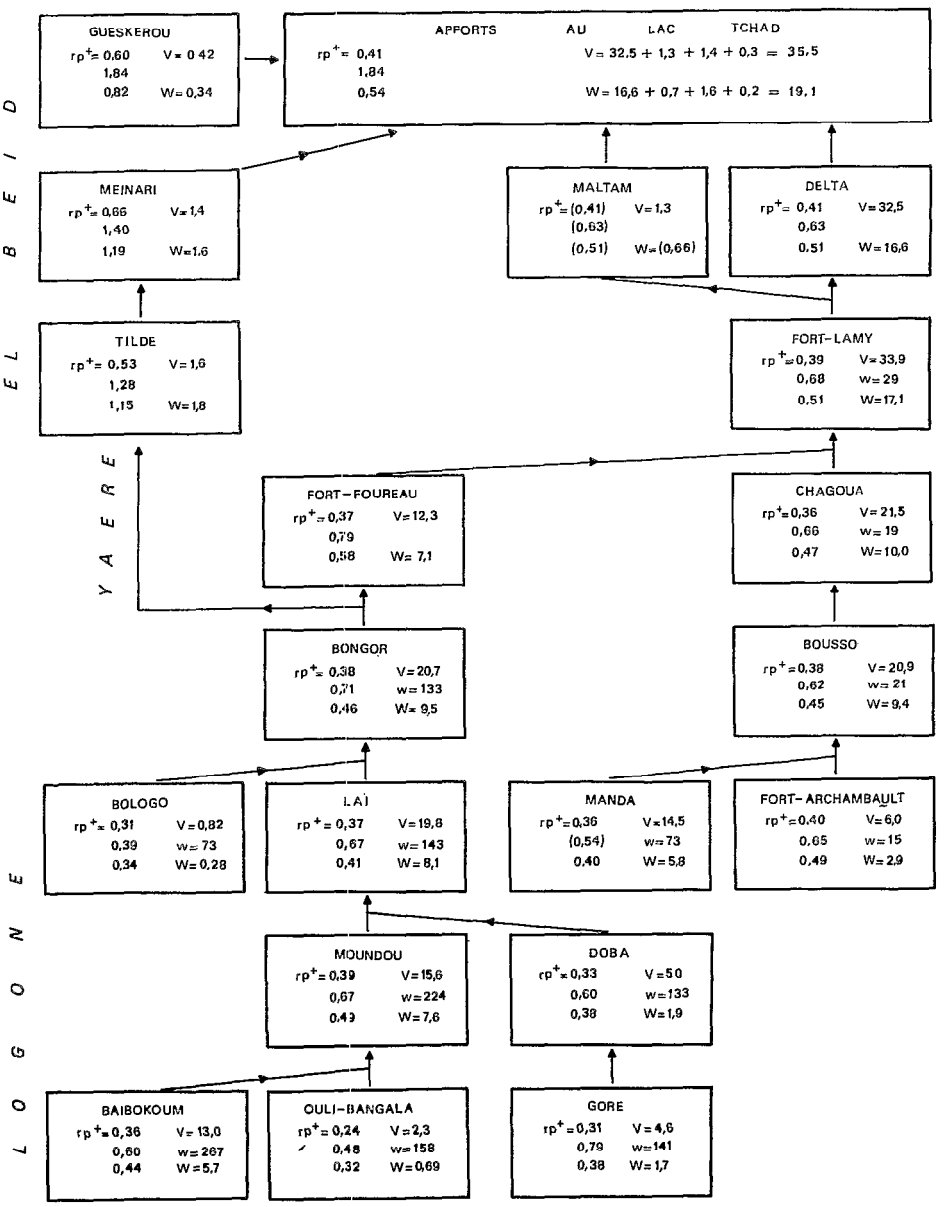
— *Les petites crues,* qui en mars ou avril se superposent au tarissement (maximum annuel de 0,5 à 0,8 me/l de cations), *entraînent une diminution,* surtout très marquée dans les affluents du Logone, de la teneur cationique globale dont le minimum (de 0,3 à 0,5 me/l) est synchrone du débit de pointe (fig. 8 à 14). Toutefois, la diminution de la salure ne débute qu'à partir d'un certain débit. En deça de cette valeur (40 à 50 m^3/s à Moundou), l'écoulement peut, au contraire, s'accompagner d'une augmentation de salure. Après le passage de tels écoulements, la teneur en sels tend à présenter à nouveau ses valeurs initiales.

— Dès la fin d'avril, *ces écoulements se succèdent* fréquemment et la salure, tout en fluctuant, tend à diminuer jusqu'au minimum annuel (de 0,3 à 0,4 me/l). Celui-ci est atteint en juin et juillet sur le Logone et la Lim et en juillet-août sur la Pendé, le Bahr Sara et le Chari. Il est synchrone du maximum de la charge en suspension. Il coïncide avec le début de la grande crue tropicale dont il précède la pointe de deux à trois mois.

— *Pendant la montée des eaux et la décrue,* la salure tend à augmenter plus ou moins rapidement selon les rivières. Le Chari, en raison de son alimentation plus diversifiée et d'un réseau déjà jalonné de plaines d'inondation avant Fort-Archambault, montre une variation différente avec une forte augmentation lors de la pointe de crue très étalée. Par contre, les charges en suspension diminuent.

Tableau V

Teneurs globales en cations moyennes mensuelles rp^+ (me/l) maximale, minimale et annuelle ; volume d'eau annuel exporté V (10^9 m^3), quantité annuelle de cations exportés W (10^{12} me), altération spécifique w (10^6 me/km^2 an) aux différentes stations du bassin versant du lac Tchad en 1969-1970.



— *Au cours du tarissement,* qui débute en novembre, les salures sont d'abord constantes ou légèrement croissantes. A plusieurs stations, elles augmentent ensuite fortement en février, mars ou avril jusqu'à leur maximum annuel. En revanche la turbidité diminue.

b) Les mécanismes de l'altération chimique et mécanique.

Après la saison sèche, les petites crues sont provoquées par les premières précipitations qui tombent sur un sol sec, et dénudé de végétation herbacée à la suite des feux de brousses, des mises en cultures, de l'action des termites... Plusieurs cas peuvent se produire :

— les faibles pluies restent plus longtemps en contact avec les sols, par ailleurs la dilution est moindre. On peut alors observer un accroissement des salures lors des crues de faible importance ;

— tout au début des premiers écoulements, les eaux balayent d'abord les mares et les petites dépressions du réseau hydrographique ou l'hydrolyse a pu continuer et les sels se concentrer pendant l'étiage : la charge en solution s'accroît ;

— les plus fortes averses gagnent rapidement le réseau hydrographique, restant d'autant moins longtemps en contact avec le sol que le débit est élevé. Si la turbidité augmente alors rapidement en fonction du débit (P. CARRE - 1972, J.-F. NOUVELOT - 1972), la salure globale diminue conformément à une dilution croissante.

Les charges en solution et en suspension au cours de la crue annuelle suivent ainsi une variation inverse, car l'érosion mécanique et chimique dépendent de facteurs bio-physiques communs aux effets contraires (ROCHE M.A. - 1973b) :

— *La densité du tapis herbeux* qui :

. amortit l'impact des gouttes de pluies sur le sol et diminue la mise en suspension de celui-ci,

. freine le ruissellement et par là-même l'érosion mécanique mais, en augmentant la capacité de rétention du bassin, favorise par contre le contact entre les terrains et les eaux assurant alors une minéralisation de ces dernières,

. filtre les eaux turbides.

— *L'humectation des sols* qui limite l'érosion mécanique, mais favorise l'altération chimique et permet un écoulement hypodermique ; la dessication produit un effet opposé.

Dès juin ou juillet, au premier tiers de la saison des pluies, l'effet de la végétation devient prépondérant sur les autres facteurs et la turbidité décroît (J.F. NOUVELOT - 1972). L'augmentation des salures à cette époque est consécutive à l'accroissement de la capacité de rétention des herbes mais aussi au degré de saturation des sols et, à l'intensification de l'écoulement hypodermique qui draine les produits de l'hydrolyse.

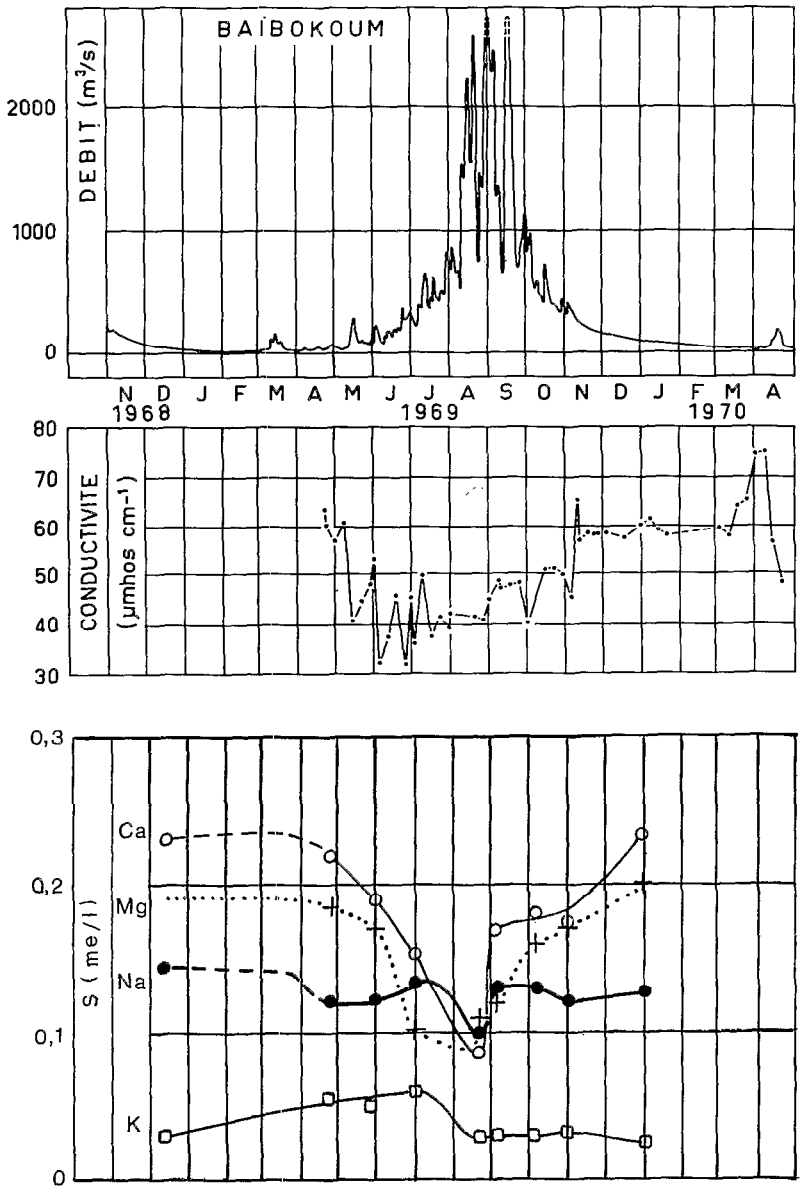


Fig. 8 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Baïbokoum.

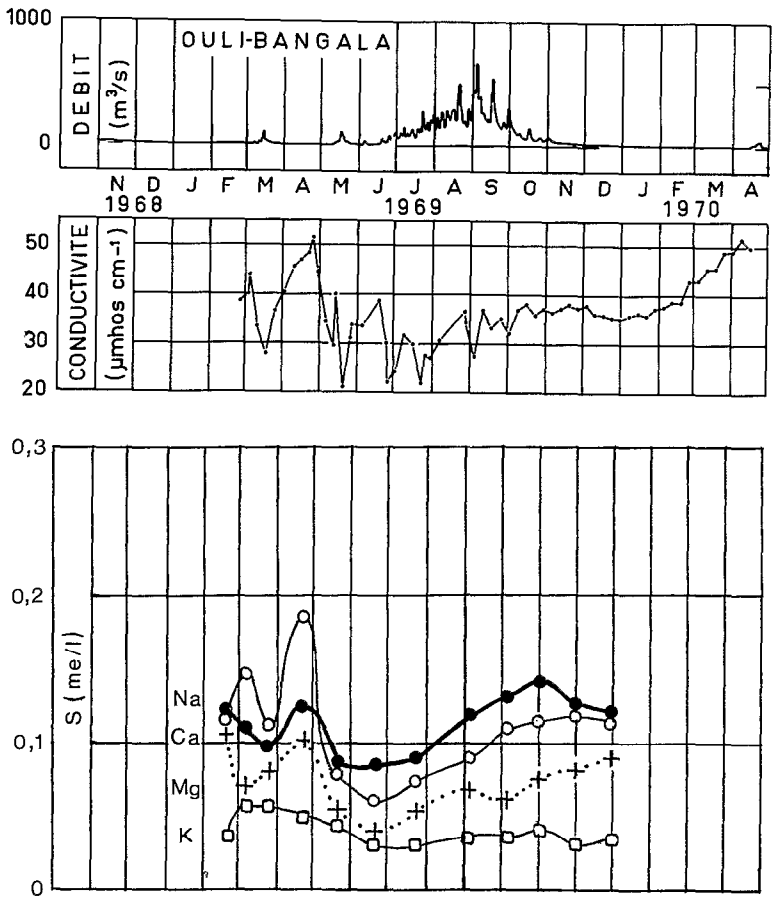


Fig. 9 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Lim à Ouli-Bangala.

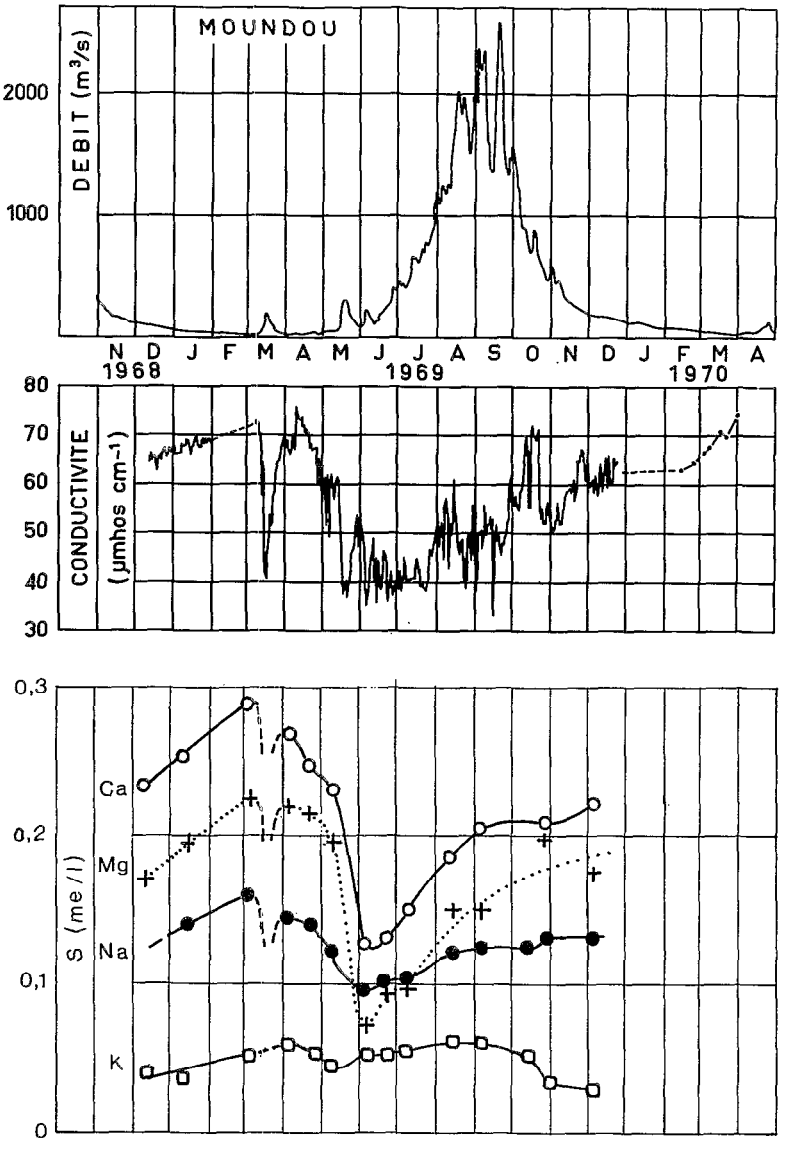


Fig. 10 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Moundou.

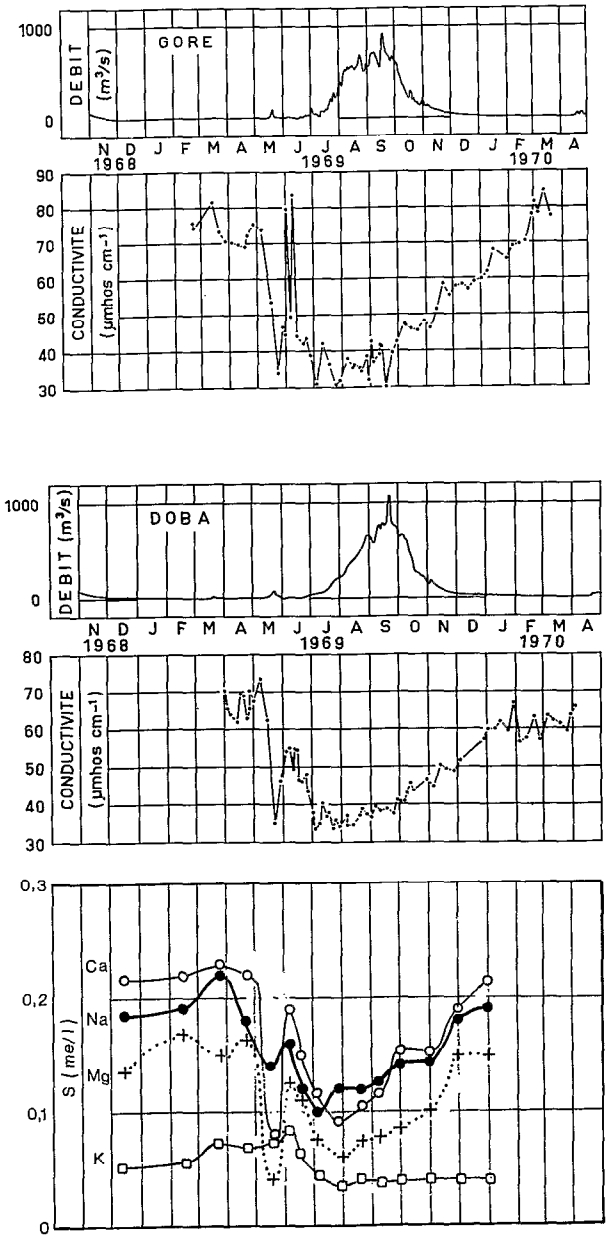


Fig. 11 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Pende à Goré et Doba.

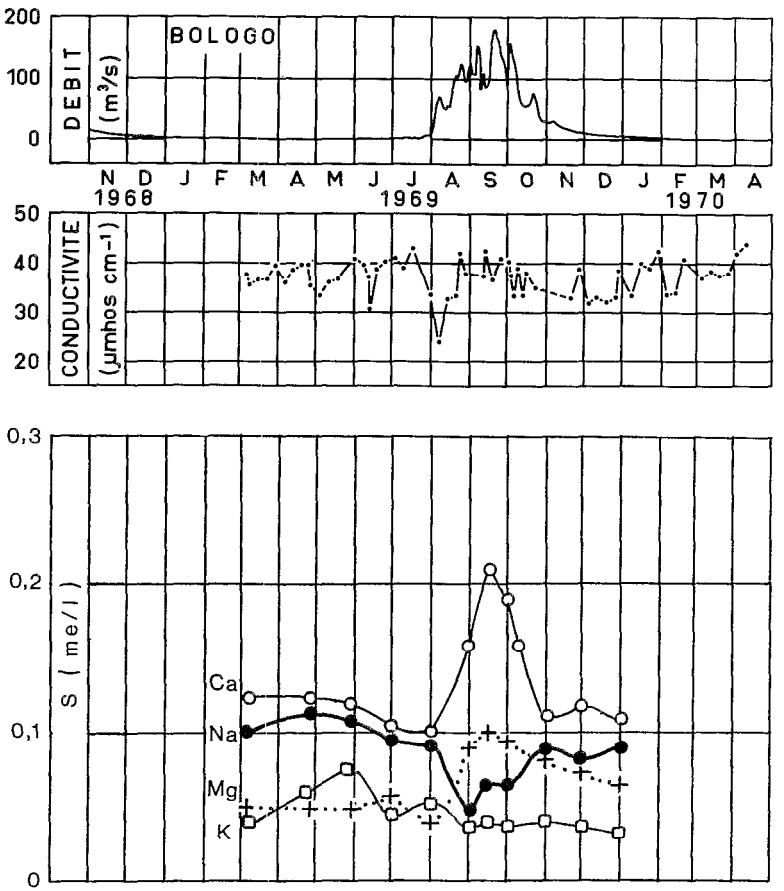


Fig. 12 : Variations des débits, de la conductivité (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Tandjilé à Bologo.

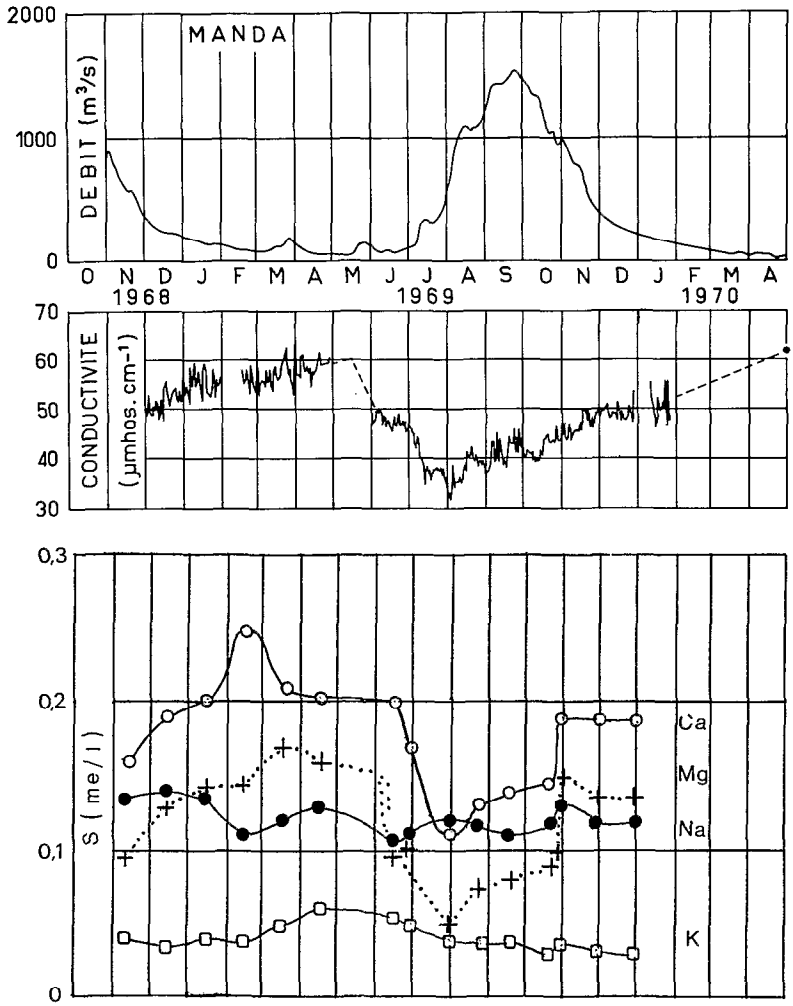


Fig. 13 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Bahr Sara à Manda.

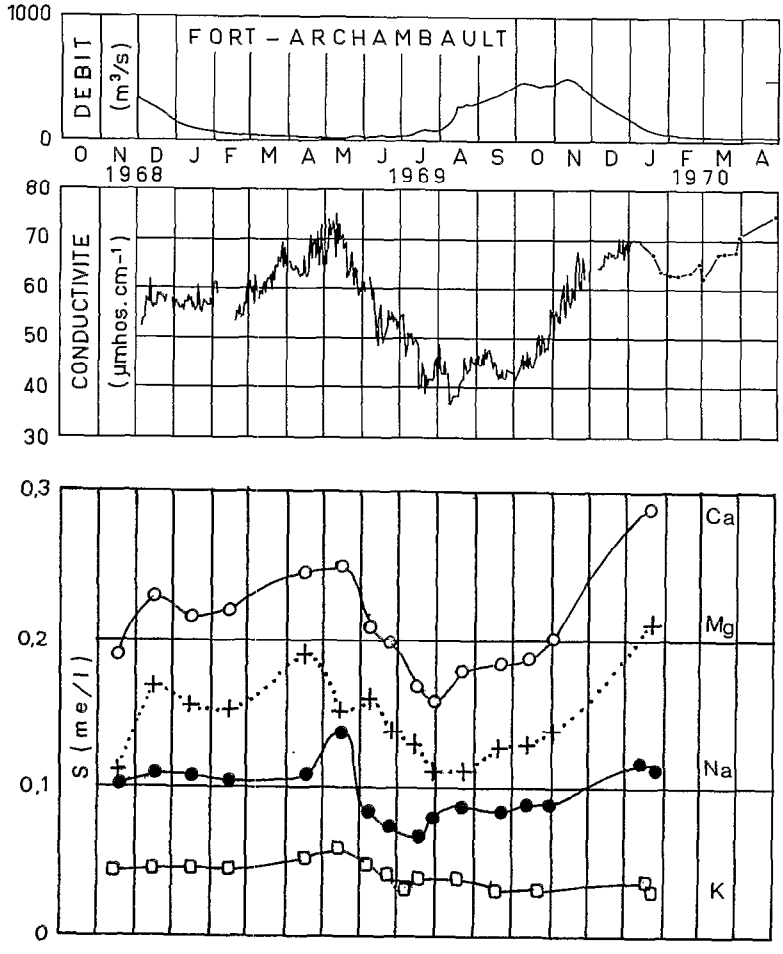


Fig. 14 : Débits, conductivités (à 25° C)
et salures spécifiques S des eaux du Chari à Fort-Archambault.

Au cours du tarissement, les nappes fournissent d'abord des eaux de salures constantes ou légèrement croissantes. L'accroissement est ensuite dû à l'évaporation dont l'effet s'accentue avec l'arrivée de la saison chaude et surtout la baisse importante des débits.

La turbidité diminue avec le débit et la turbulence.

Il faut remarquer que par une démarche fort différente, l'examen de la compacité des profils pédologiques du Nord-Cameroun, HUMBEL F.X. (1974) souligne également le rôle des facteurs de dessication des sols et végétation dans l'érosion mécanique.

B. Variations saisonnières des salures spécifiques aux stations amont.

Le tableau VI indique les salures spécifiques et les compositions cationiques moyennes annuelles estimées aux diverses stations du haut bassin. Les eaux présentent selon les cours (fig. 8 à 14) trois spectres cationiques annuels :

— calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, dans le Logone et le Chari,

— calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, dans le Bahr Sara (Ouham),

— sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, dans la Lim et la Pendé. Dans cette dernière toutefois, les teneurs en Ca et Na sont peu différentes l'une de l'autre.

L'altération de l'ensemble des hauts-bassins cristallins du Chari-Logone, en milieu lessivant, conduit donc à l'entrée dans la plaine tchadienne à une exportation préférentielle de cations dans l'ordre Ca. Na # Mg. K. Fait à souligner, bien qu'assez fréquent pour les eaux faiblement minéralisées, l'ion le plus abondant CO_3H^- provient du CO_2 de l'atmosphère. Parmi les éléments dissous, c'est cependant la silice qui arrive en première position avec une vingtaine de mg/l.

Les variations saisonnières des teneurs spécifiques peuvent être assez différentes d'une station à l'autre bien qu'elles tendent à suivre plus ou moins fidèlement celles de la salure globale.

Au cours du tarissement, les nappes souterraines fournissent des eaux riches en calcium :

— calci-magnésiennes, de faciès Ca. Mg. Na. K, dans le Logone, depuis Baïbokoum jusqu'à Fort-Foureau, le Chari et le Bahr Sara,

— calci-sodiques, de faciès Ca. Na. Mg. K, dans la Lim, la Pendé (avec Ca # Na) et la Tandjilé (avec Mg # K).

Les premiers écoulements, qui précèdent la grande crue annuelle, sont nettement plus pauvres en calcium et en magnésium que les eaux d'étiage. Il en est de même, mais à un degré moindre, des teneurs en sodium et en potassium. Dans le Bahr Sara en particulier, la variation saisonnière des concentrations en sodium est très peu marquée. On observe ainsi, en juin et juillet, parfois en août, des proportions élevées en alcalins et les faciès :

Tableau VI

Teneurs et proportions cationiques moyennes annuelles des eaux du Logone, du Chari, de l'El Beid et de la Komadougou en 1969.

Nbre d'analyses	Stations	Teneurs (en me/l)					Teneurs relatives en %			
		Ca	Mg	Na	K	rp^+	Ca	Mg	Na	K
12	Baïbokoum	0,151	0,132	0,124	0,032	0,438	34,4	30,1	28,3	7,2
15	Ouli Bangala	0,089	0,060	0,107	0,035	0,291	30,5	20,6	36,8	12,0
21	Moundou	0,184	0,141	0,112	0,049	0,486	37,9	28,9	23,1	10,1
22	Doba	0,127	0,081	0,129	0,041	0,378	33,6	21,4	34,2	10,7
13	Laï	0,150	0,101	0,122	0,036	0,409	36,7	24,7	29,8	8,7
14	Bologo	0,150	0,081	0,071	0,039	0,341	44,1	23,6	20,9	11,4
19	Bongor	0,174	0,116	0,123	0,041	0,454	38,4	25,5	27,1	9,0
43	Fort-Foureau	0,229	0,154	0,148	0,045	0,576	38,8	27,6	25,7	8,0
20	Fort-Archambault	0,203	0,144	0,099	0,037	0,483	42,1	29,8	20,4	7,6
16	Manda	0,158	0,098	0,118	0,039	0,413	38,3	23,6	28,6	9,4
11	Bousso	0,182	0,116	0,114	0,039	0,451	40,4	25,7	25,3	8,6
40	Chagoua	0,185	0,125	0,115	0,041	0,466	39,6	26,9	24,7	8,8
83*	Fort-Lamy*	0,200	0,135	0,127	0,043	0,504	39,7	26,7	25,2	8,4
22	Delta	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0
10	Meinari (1969-1970)	0,429	0,297	0,363	0,104	1,19	36,0	24,9	30,4	8,7
11	Gueskerou (1970)	0,341	0,216	0,191	0,066	0,814	41,9	26,5	23,5	8,1

* Fort-Lamy = Fort-Foureau + Chagoua.

— sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, dans le Logone à Baïbokoum, la Lim et la Pendé,

— calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, dans le Logone à Moundou et le Bahr Sara,

— calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, dans le Chari où ce faciès se maintient toute l'année.

Il est à souligner toutefois que les teneurs en calcium, magnésium et sodium sont peu différentes les unes des autres lors de leur minimum annuel.

Les eaux de la Tandjilé, à Bologo (fig. 12), représentent l'exception à la règle car, si elles s'appauvrissent en sodium et en potassium, elles s'enrichissent par contre en magnésium et surtout en calcium. Cette variation particulière est probablement en liaison avec la nature pétrographique et la perméabilité relative du Continental terminal sur lequel est établi le bassin versant.

Pendant la montée des eaux, les faciès redeviennent, plus ou moins tôt, analogues à ceux de la phase de tarissement.

4.3.2. Évolution des salures dans le cours inférieur des tributaires. L'hydrochimie des plaines d'inondation.

4.3.2.1. Évolution des salures dans le Logone inférieur, de Laï à Bongor.

La salure des eaux du Logone à Laï (fig. 15) et à Bongor (fig. 16) montre une variation annuelle sensiblement analogue, qui résulte de celles qui ont été observées aux stations amont. La teneur cationique globale s'accroît légèrement entre les deux stations, les moyennes annuelles évoluant de 0,41 à 0,46 me/l, soit de 12 %, bien que les apports du principal affluent, la Tandjilé (fig. 12), soient moins minéralisés (moyenne annuelle : 0,34 me/l) que ceux du réseau amont. Cet accroissement est provoqué par le passage d'une partie des eaux dans les plaines d'inondation.

L'évolution longitudinale des salures lors du transit des eaux à travers de telles plaines appelées « yaérés » (fig. 3) est encore plus marquée vers l'aval sur les deux axes :

— Logone - Grand Yaéré - El Beïd,

— Logone de Bongor à Fort-Foureau.

Elle est particulièrement accentuée sur le premier parce que toutes les eaux qui l'empruntent balayent les plaines du Grand Yaéré tandis que le Logone représente sur le second une voie directe qui assure malgré tout une part importante du débit. C'est pourquoi, pour une meilleure compréhension du phénomène, nous « déborderons » momentanément en aval de Bongor dans le Grand Yaéré et l'El Beïd (§ 4.3.2.2.) avant de continuer la descente du Logone (§ 4.3.2.3.).

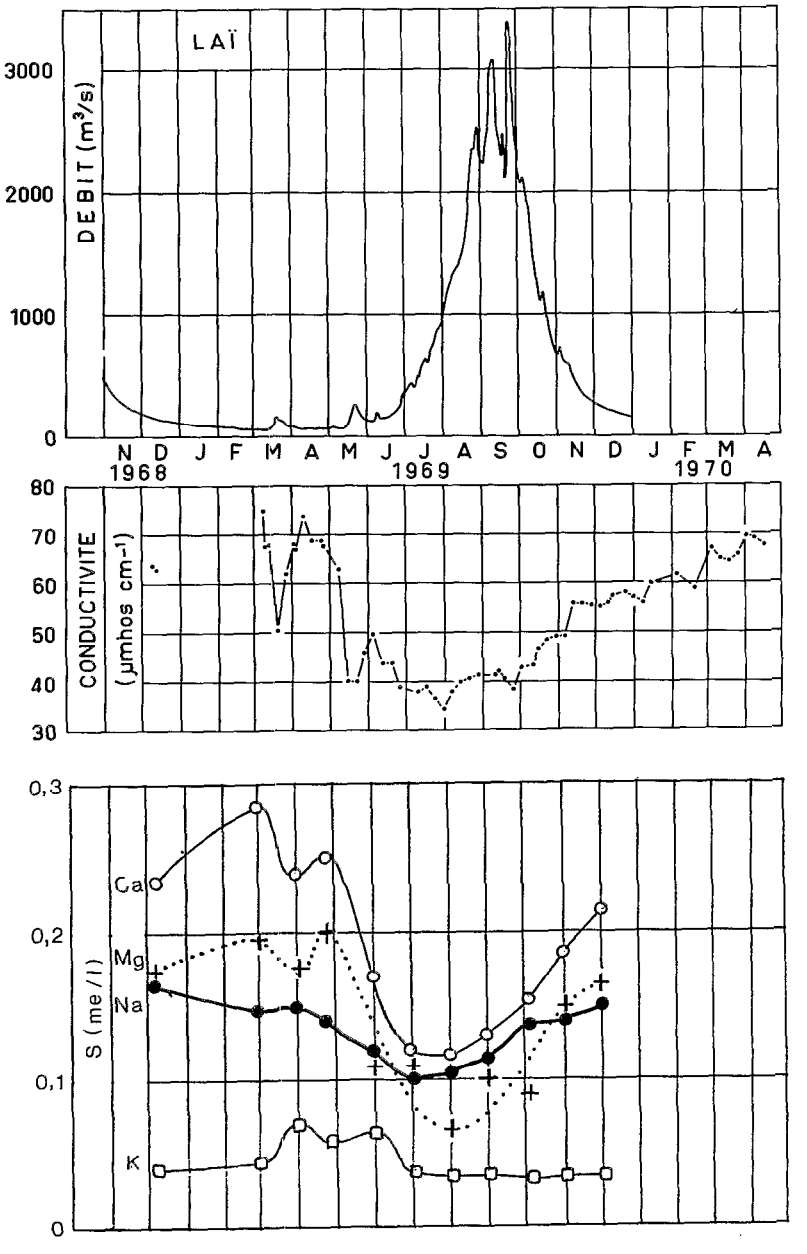


Fig. 15 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Laï.

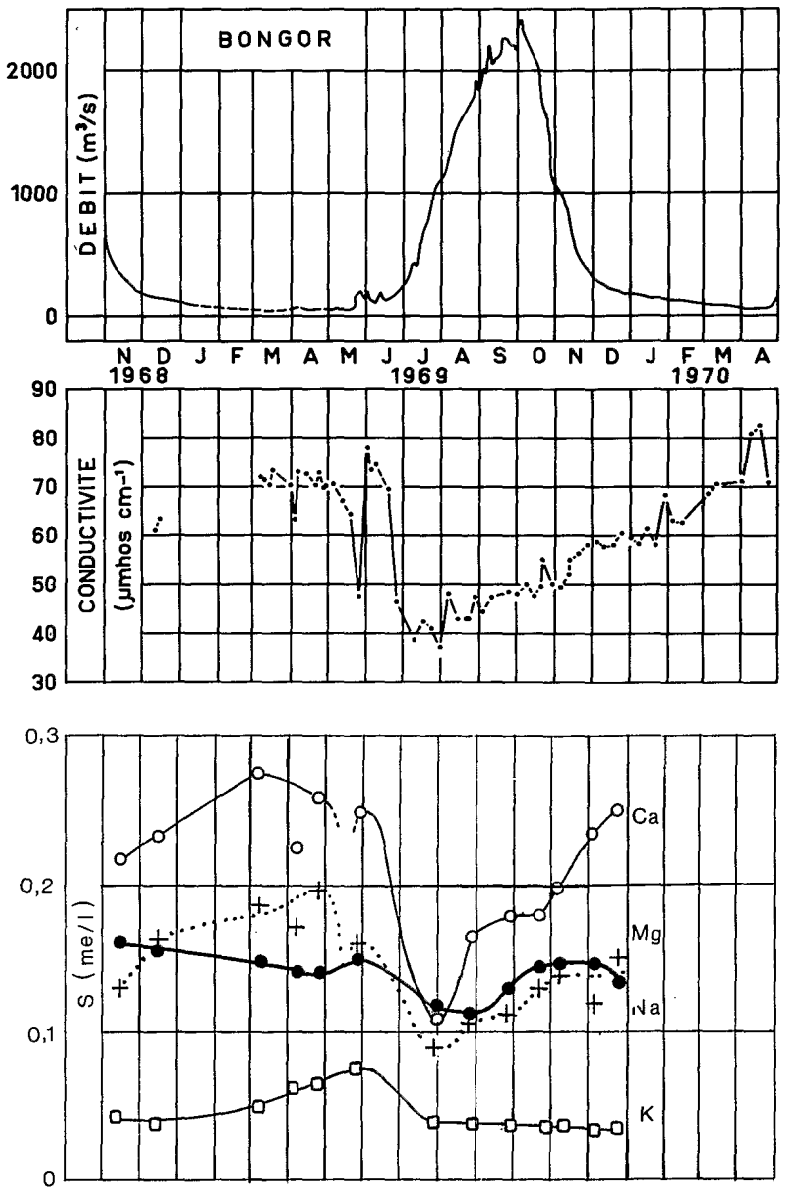


Fig. 16 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Bongor.

4.3.2.2. Évolution des salures dans le Grand Yaéré et l'El Beïd.

A. Évolution moyenne annuelle des salures au cours de la traversée du Grand Yaéré.

Les eaux du Logone débordent en rive gauche à partir d'août et septembre, de Bongor à Logone Birni et en particulier le long de la Logomatia (fig. 3). A Bongor (fig. 16), la teneur des eaux en cations, pendant la période des déversements, augmente de 0,41 à 0,50 me/l, avec des proportions moyennes respectives de 38,5 %, 24,5 %, 27,5 %, 8,5 % en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}. Cinq salures, mesurées en septembre et novembre 1968 dans la Logomatia et dans la plaine, non loin du Logone, près de Ngodéni et de Ngourkoula, respectivement de 0,53 - 0,59 me/l et 0,53 - 0,62 me/l, sont légèrement plus élevées (20 %) mais demeurent cependant du même ordre de grandeur que celles du Logone.

Dans l'El Beïd à Meinari, où l'exportation annuelle a été mesurée, le faciès chimique moyen annuel est calci-sodique, Ca. Na. Mg. K., comme à Bongor, mais les proportions cationiques sont nettement différentes. Les rapports entre les teneurs moyennes à Bongor pendant la période des déversements et les teneurs moyennes annuelles à Meinari sont les suivantes :

Année	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	rp^{+}	CO_3H^{-}	SiO_2
1968 - 1969	2,93	3,14	3,75	5,13	3,39	3,4	—
1969 - 1970	2,38	2,48	2,79	2,60	2,54	2,5	2,0

L'accroissement de toutes les salures est plus important en année de faible hydraulicité (1968-1969). Les enrichissements en silice, en calcium puis en magnésium sont toujours les plus faibles. Par contre, l'enrichissement maximum est observé pour le potassium en année de faible hydraulicité et, pour le sodium, en année d'hydraulicité moyenne (1969-1970).

Les eaux du Logone se minéralisent lors de leur transit dans la plaine (1) en s'évaporant (2), en se mélangeant aux eaux résiduelles (3) en remettant sélectivement en solution certains ions retenus dans les sols ou déposés en surface depuis l'inondation précédente. Outre une augmentation générale des salures (2 à 5 fois), les différences entre les rapports de concentration traduisent des pertes ou des gains absolus spécifiques de chaque cation, qu'un examen des variations en relation avec les différents épisodes de la crue (§ B) tentera de discerner puis de quantifier par un bilan salin (§ 4.5.1.).

B. Évolution saisonnière des salures dans le Grand Yaéré et l'El Beïd.

Trois grandes phases de l'évolution des salures peuvent être distinguées chronologiquement dans le Grand Yaéré et l'El Beïd (fig. 17 et 18) : le stockage des sels en saison sèche, leur mobilisation par les précipitations puis leur balayage par les eaux de débordement du Logone.

a. Stockage des sels en saison sèche :

De février-mars à juin-juillet, la salure globale des mares du lit mineur de l'El Beïd s'accroît fortement jusqu'à quintupler, pour atteindre des valeurs de 2,5 à 3,0 me/l à Tildé, 7 me/l à Daga. Dans six dépressions (bouta) du Yaéré, en avril 1969, elle est comprise entre 1,5 et 2,3 me/l, soit 3 à 5 fois plus élevée que la salure des eaux originelles.

Le spectre cationique demeure sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, avec, selon les mares, des proportions comprises entre les valeurs suivantes :

$Na^+ = 38 - 49$ %, $Ca^{2+} = 20 - 32$ %, $Mg^{2+} = 16 - 24$ %, $K^+ = 8 - 15$ %.

Les eaux s'enrichissent le plus rapidement en sodium et en potassium. Ainsi à Tildé, en mai 1969, pour une salure globale de 2,7 me/l, les proportions cationiques,

$Na^+ = 47$ %, $Ca^{2+} = 24$ %, $Mg^{2+} = 15$ %, $K^+ = 14$ %,

montrent des valeurs particulièrement élevées en sodium et en potassium. Ces caractéristiques sont voisines de celles que l'on peut observer dans le lac Tchad en bordure des rives du Golfe de Meïnari où l'évolution des salures des eaux sud-occidentales est maximale (partie II, Ch. 2, § 5).

Les eaux résiduelles de la crue annuelle, piégées dans les dépressions après le drainage de la plaine, se minéralisent donc progressivement au cours de la saison sèche, sous l'effet de l'évaporation. Toutefois cet enrichissement décroît dans l'ordre Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}.

b. Mobilisation des sels par les pluies.

En juillet et août, les pluies diluent l'eau des mares dont la salure globale diminue alors de 3 à 2,3 me/l, à Tildé, de 7 à 1,7 me/l, à Daga. En août et septembre, elles provoquent un faible écoulement de l'El Beïd (inférieur à 1 m^3/s), qui évacue rapidement les eaux résiduelles du lit majeur, entraînant une chute de la salure jusqu'à 0,5 me/l à Tildé. Les valeurs des débits et des concentrations indiquent que ces eaux proviennent de quelques drains voisins de la station sans que les dépressions de la plaine débordent et participent à l'alimentation. Le faciès chimique devient Ca. Na. Mg. K. Cet enrichissement relatif des eaux en calcium et en magnésium semble dû à une dissolution de carbonates précipités à la surface des sols au cours de la saison sèche.

Après l'arrêt de l'écoulement, la salure des mares augmente à nouveau mais n'atteint que 1,0 me/l en octobre, avant que n'arrivent les eaux en provenance du Logone.

c. Balayage des sels par les débordements du Logone :

En schématisant, on peut concevoir qu'une partie des eaux du Logone gagne l'El Beïd par des parcours plus ou moins directs, en diluant les sels préexistants, tandis que l'autre contribue à inonder les régions marginales, souvent en cul de sac, et ne sera restituée, avec des eaux résiduelles, qu'à la décrue. A Tildé, la variation saison-

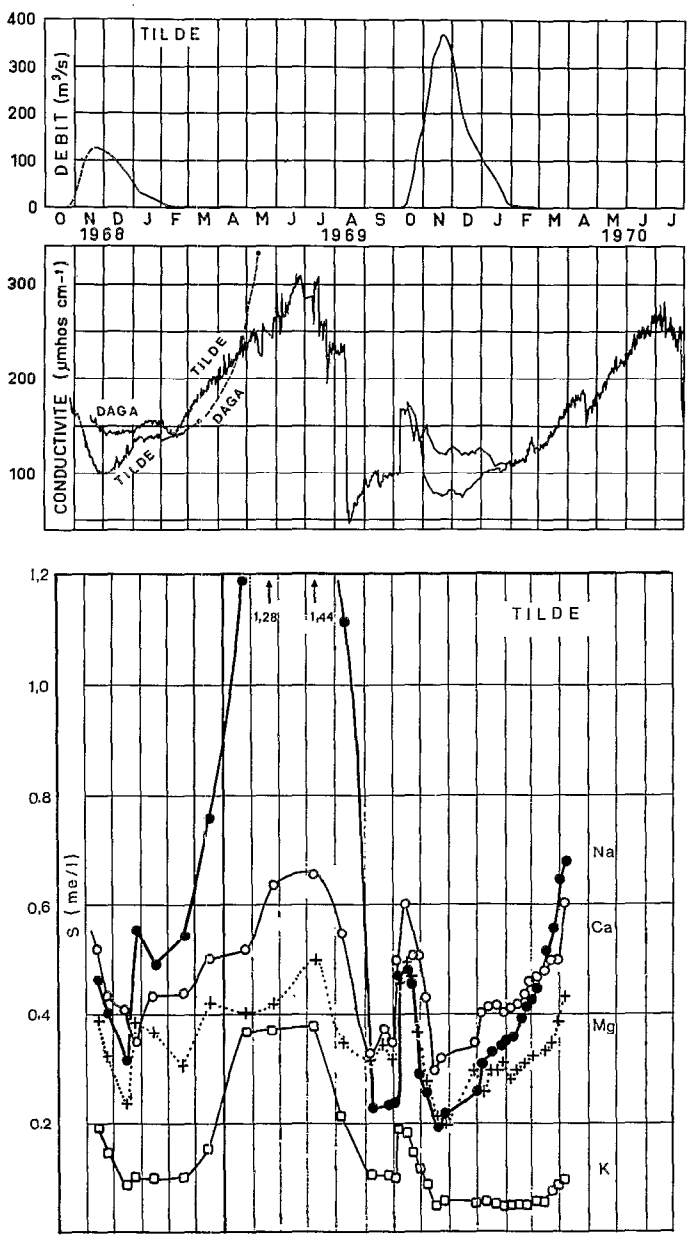


Figure 17 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de l'El Beïd à Tildé et Daga.

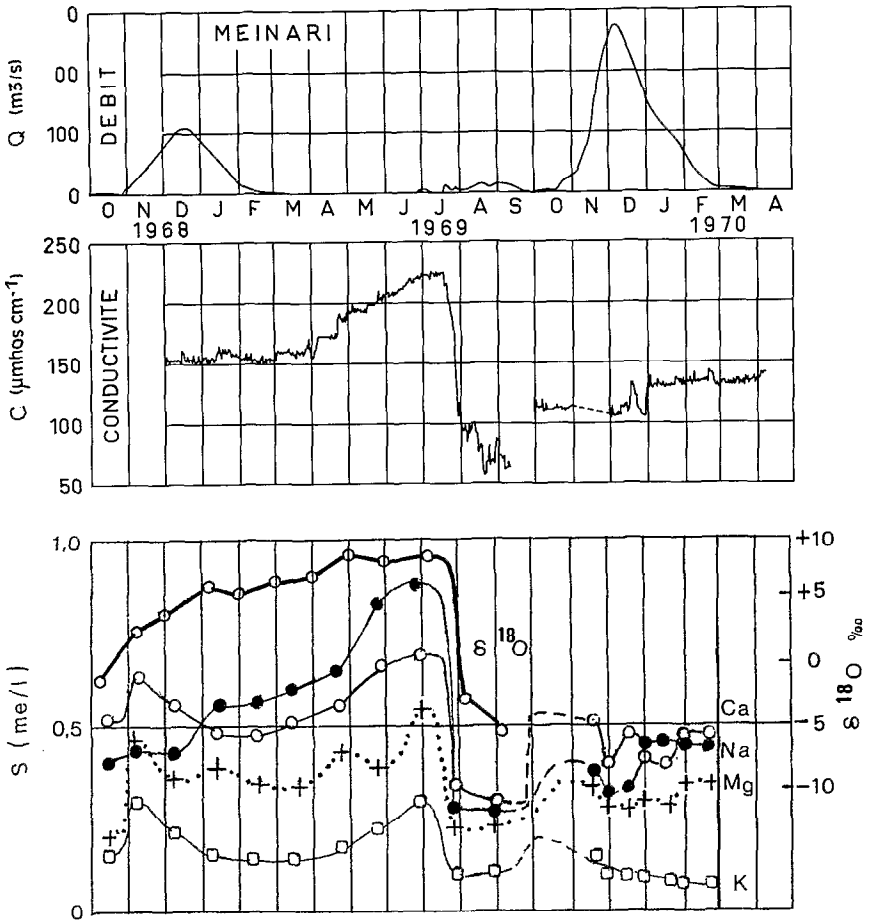


Fig. 18 : Variations des débits Q, de la conductivité C (à 25° C), des salures spécifiques en cations S et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta\,^{18}O$ ‰ vs SMOW des eaux de l'El Beïd à Meinari.

nière et la distribution transversale de la concentration (fig. 19) résultent ainsi essentiellement du mélange de ces différentes masses d'eau et permettent de déterminer sommairement les proportions de celles-ci ainsi que leur trajet dans la plaine (M.A. ROCHE - 1973 b).

— *Les eaux arrivent à Tildé* à la mi-octobre, deux mois environ après les premiers débordements du Logone, avec une concentration élevée de 2,0 me/l.

Le faciès chimique Ca. Mg # Na. K rappelle celui des eaux de Bongor et la composition diffère surtout par de fortes teneurs en potassium ; 17 % en 1968, 12 % en 1969 à Tildé, au lieu de 8,5 % en 1968-1969 à Bongor. Cet enrichissement relatif en potassium est probablement dû au balayage des cendres des feux de brousse et des excréments d'animaux ainsi qu'à la dilution d'acides humiques ou humolimniques. La transparence relativement élevée, de l'ordre de 1 mètre, et surtout la coloration brune caractéristique, que les eaux conservent jusqu'à la pointe de crue, étayent ces hypothèses. Les premières eaux qui déferlent à Tildé en octobre 1969 ont une teneur en silice dissoute de 76 mg/l. Le rapport SiO_2/rp^+ est de l'ordre de 35 au lieu de 50 dans le Logone.

Pendant toute la montée des eaux, jusqu'à la fin de novembre, la salure globale diminue rapidement jusqu'à 1,3 me/l sur les bords et 0,8 me/l au milieu. On assiste principalement à une dilution croissante des solutions, car les débits fluviaux déversés augmentent tandis que diminue le stock résiduel de sels et d'eaux.

— Le minimum de salure, atteint *dès la pointe de crue,* se prolonge pour les écoulements de bordure, par un palier, *jusque vers la fin de la décrue.* Le drainage des régions marginales du Yaéré fournit donc des eaux de salure globale relativement constante ou légèrement croissante. Pour l'écoulement principal du milieu de la section, *au début de la décrue,* les apports fluviaux sont équilibrés par le drainage latéral de la plaine et le minimum s'étale jusqu'à la mi-décembre. Puis, les déversements du Logone, totalement arrêtés depuis novembre, fournissent à l'El Beïd, en cours de décrue, des apports de moins en moins importants. Les proportions d'eau drainée dans l'ensemble du Yaéré et par suite la concentration s'accroissent fortement. Au début de janvier, *en fin de décrue,* le drainage de la plaine n'assure plus qu'à lui seul l'alimentation de l'El Beïd en eaux dont la salure augmente lentement ou, comme en 1968-1969, demeure stable.

Pendant la montée des eaux, les teneurs spécifiques décroissent également et les proportions en potassium redeviennent du même ordre de grandeur puis plus faibles que celles du Logone. *Au cours de la crue,* un enrichissement relatif en sodium se réalise, d'autant plus tôt et plus nettement que l'hydraulicité est faible. Le faciès devient calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, comme dans les mares résiduelles. *Au maximum de l'inondation,* des eaux prélevées début décembre au milieu de la plaine, entre Tildé et la réserve de Waza, ont une salure de 1,7 à 2,2 me/l. Leur faciès est sodi-calcique, et les proportions cationiques, comprises entre les valeurs,

$$Na^+ = 32\text{-}48\,\%,\ Ca^{2+} = 26\text{-}34\,\%,\ Mg^{2+} = 20\text{-}25\,\%,\ K^+ = 6\text{-}9\,\%,$$

montrent un enrichissement relatif en sodium, conforme à celui des mares.

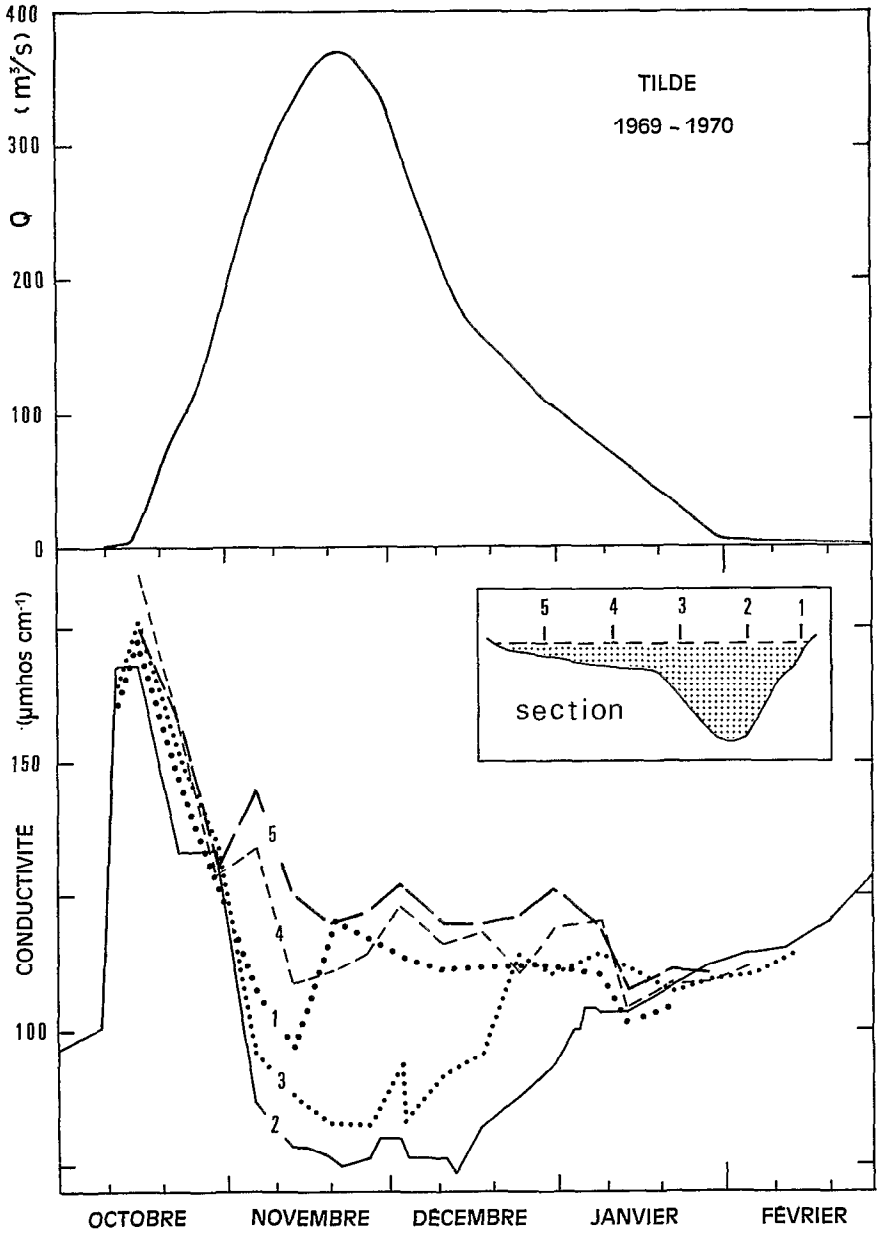


Fig. 19 : Variations du débit Q et de la conductivité électrique (à 25° C) des eaux de l'El Beïd à Tildé. Les conductivités mesurées en différents points de la section, montrent des variations distinctes, en relation avec les trajets empruntés par les eaux dans le Grand Yaéré, entre le Logone et la station.

A partir de la valeur initiale de 76 mg/l, les concentrations en silice dissoute décroissent pendant la montée des eaux pour atteindre 32 mg/l lors de la pointe de crue. Elles suivent sensiblement la même variation que la salure globale, le rapport SiO_2/rp^+ variant entre 46 et 39. Ce rapport est inférieur à celui des eaux du Logone (50). Pendant la décrue de 1968, les teneurs en silice augmentent de 40 à 45 mg/l mais le rapport SiO_2/rp^+ passe de 38 à 32.

— au début mars, *l'isolement des mares* provoque, comme il a été vu plus haut, un accroissement élevé de la teneur ionique des eaux, et du sodium en particulier.

C. Évolution longitudinale des salures dans l'El Beïd.

La salure globale mesurée en aval à Daga (fig. 17) montre en 1968-1969 une variation du même type qu'à Tildé, mais plus amortie. La baisse temporaire de début février coïncide avec l'exondation du lit majeur qui souvent se prolonge latéralement par de petites plaines d'inondation ; les eaux ne s'écoulent plus que dans un lit mineur bien lessivé.

Enfin, au débouché de l'El Beïd à Meinari, 140 km après la naissance du cours d'eau, la variation temporelle de la salure globale est devenue à peine perceptible (fig. 18), probablement en raison de l'épandage des eaux dans le lit majeur et les plaines latérales. L'aboutissement à un faciès sodi-calcique est plus précoce qu'à Tildé. En 1969-1970, l'accroissement moyen annuel de salure globale de Tildé à Meinari, avec 4 %, apparaît faible.

4.3.2.3. Évolution des salures dans le Logone inférieur de Bongor à Fort-Fourreau.

Après avoir suivi les débordements de la crue annuelle depuis Bongor, dans le Grand Yaéré et l'El Beïd, prenons maintenant la deuxième voie d'écoulement des eaux du Logone depuis Bongor (fig. 16) jusqu'à Fort-Foureau (fig. 20). Sur ce cours inférieur du Logone l'évolution longitudinale, consécutive à l'inondation des plaines, s'avère également marquée (fig. 21). En 1969-1970, les débordements en rives droite et gauche (dont une partie vers l'El Beïd) entraînent entre les deux stations une réduction du module dans un rapport 1/1,71 et une augmentation annuelle de la salure globale de 0,46 à 0,58 me/l (soit 26 %), avec les rapports suivants entre les salures spécifiques moyennes annuelles à Fort-Foureau et à Bongor :

Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	CO_3H^-
1,32	1,33	1,20	1,10	1,27	1,3

Contrairement au cas de l'El Beïd, on observe donc un enrichissement annuel plus intense pour le magnésium et le calcium que pour le sodium et le potassium.

En fait, l'accroissement des concentrations se réalise principalement de

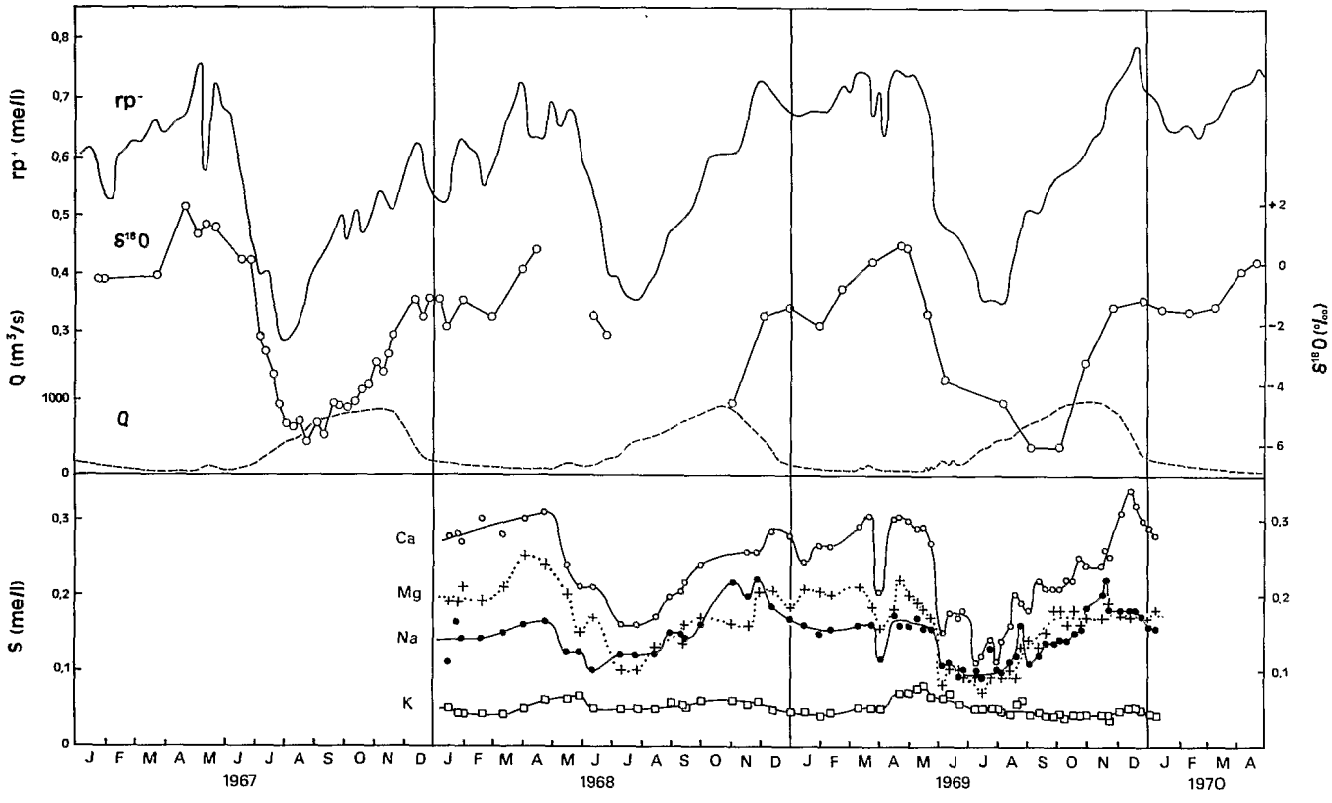


Fig. 20 : Variations des débits Q, des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations, de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ ‰ vs SMOW des eaux du Logone à Fort-Foureau, de 1967 à 1970.

début août à février, pendant les hautes eaux et au début du tarissement (fig. 21). *Différentes phases d'évolution des salures peuvent être distinguées à cette époque :*

— *Les premières inondations* balayent les drains les mieux tracés. Elles déterminent en août, à Fort-Foureau, un brusque accroissement des concentrations, essentiellement en calcium puis en magnésium. Cet enrichissement en calcium rappelle celui qui est observé dans l'El Beïd lors des premières crues provoquées par les précipitations, et peut avoir la même origine, c'est-à-dire une dissolution de carbonates déposés à la surface des sols. En août et septembre, l'évaporation des eaux d'inondation ne peut expliquer l'accroissement des salures puisque sa hauteur est inférieure ou sensiblement identique à celle des pluies. Ceci paraît démontrer que seuls les sels accumulés depuis la crue précédente peuvent minéraliser fortement les eaux avant leur retour au fleuve.

— *Jusqu'à la fin de la décrue,* l'augmentation de la salure globale s'accentue légèrement car les eaux qui empruntent les plaines représentent une part de plus en plus importante.

— *Pendant la décrue,* l'accroissement est particulièrement élevé pour tous les cations et notamment le sodium car le drainage des plaines atteint alors son intensité maximale. Ainsi, comme à Tildé, se révèle la richesse en sodium des eaux ayant séjourné dans les plaines.

— *En fin de décrue,* de la mi-décembre à la mi-janvier, l'augmentation des teneurs en aval de Bongor devient de moins en moins importante pour ne plus se réaliser en février, car la contribution des plaines à l'alimentation du Logone tend à devenir nulle. Ainsi, à Fort-Foureau, la salure globale diminue au cours de cette période pour devenir analogue à celle qui est observée à Bongor lorsque l'écoulement a lieu uniquement dans le lit mineur du fleuve. Cette salure étant croissante, on comprend ainsi la signification du minimum secondaire observé en janvier et février : il est caractéristique de la fin du drainage des plaines d'inondation. Il peut être également observé vers la même époque dans le Chari depuis Fort-Archambault.

4.3.2.4. Évolution des salures dans le Chari moyen et inférieur jusqu'à Fort-Lamy et au Delta.

Les teneurs en solution et leurs variations à Bousso (fig. 22) puis à Chagoua (fig. 23) apparaissent directement héritées de celles qui sont observées à Manda et Fort-Archambault. On calcule que la salure globale moyenne annuelle du Chari, après sa confluence avec le Bahr Sara, est de 0,43 me/l. Elle atteint 0,45 me/l à Bousso et 0,47 me/l à Chagoua. L'accroissement global de la minéralisation depuis la confluence jusqu'à Chagoua, de 10 % seulement, est dû là encore à l'épandage des eaux dans les plaines d'inondation. L'ordre croissant d'enrichissement des cations Mg, Ca # K, Na dénote une évolution des salures dans le Chari inférieur ressemblant davantage à celle qui se réalise sur l'axe du Logone inférieur qu'à celle qui a lieu dans le Grand Yaéré et l'El Beïd.

Les variations saisonnières des salures du Chari à Fort-Lamy et au Delta

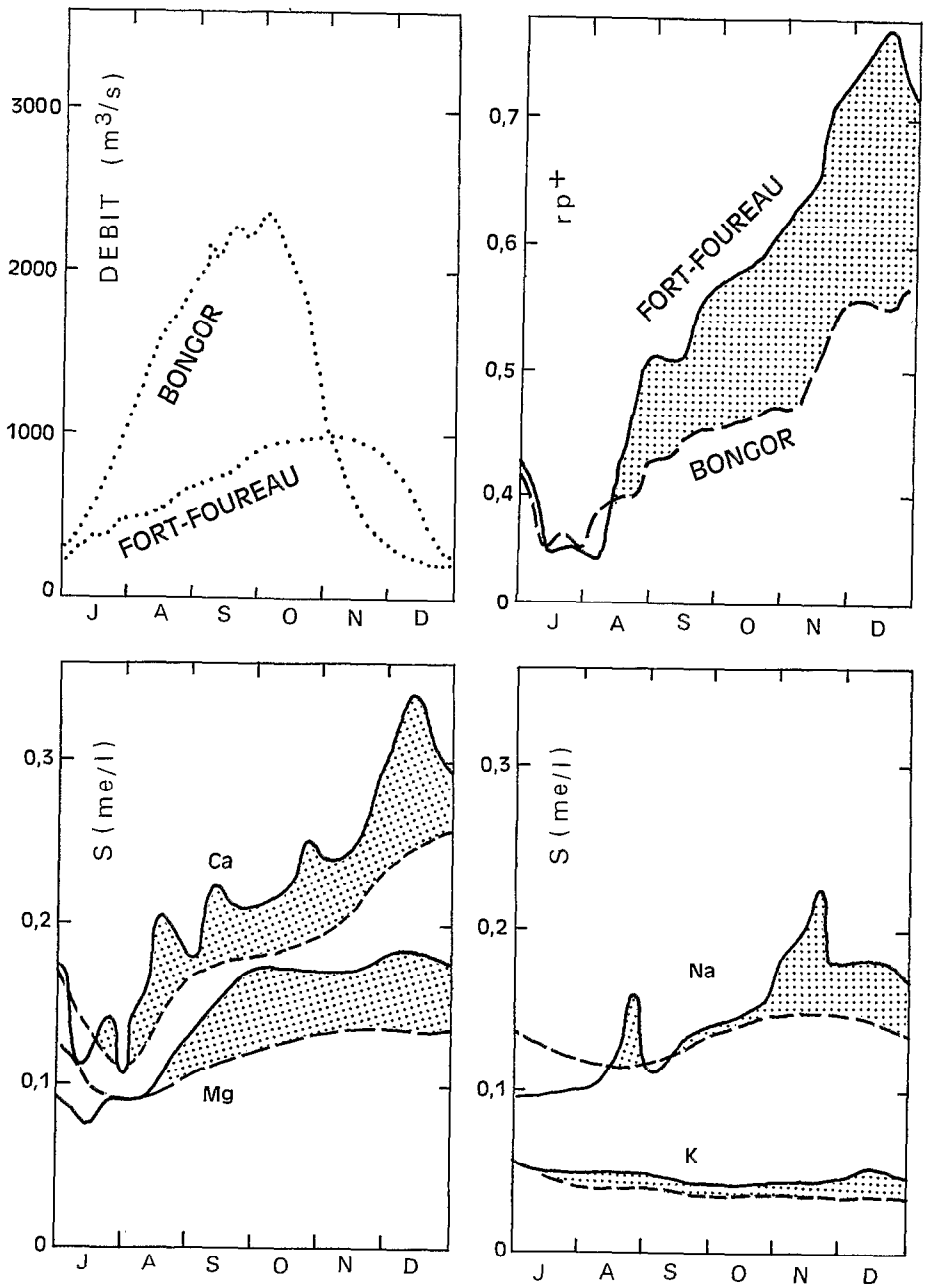


Fig. 21 : Évolution longitudinale des débits, de la salure globale rp^+ et des teneurs spécifiques en cations S dans le Logone inférieur, de Bongor à Fort-Foureau, au cours des hautes eaux en 1969.

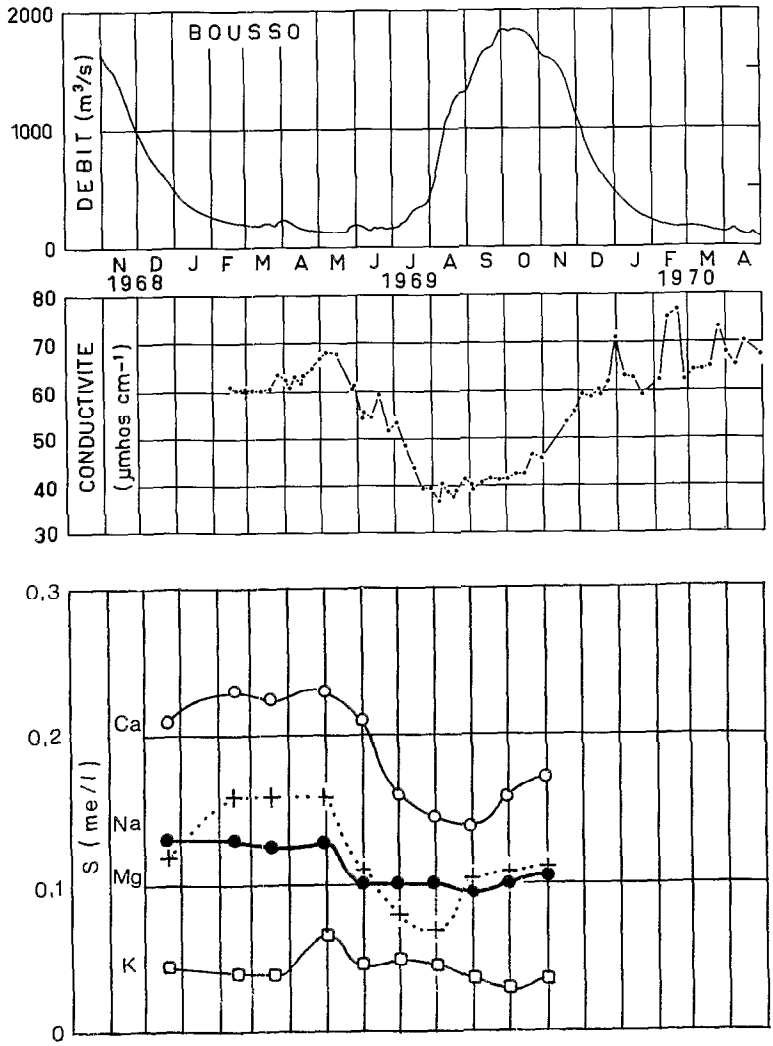


Fig. 22 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C), et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Chari à Bousso.

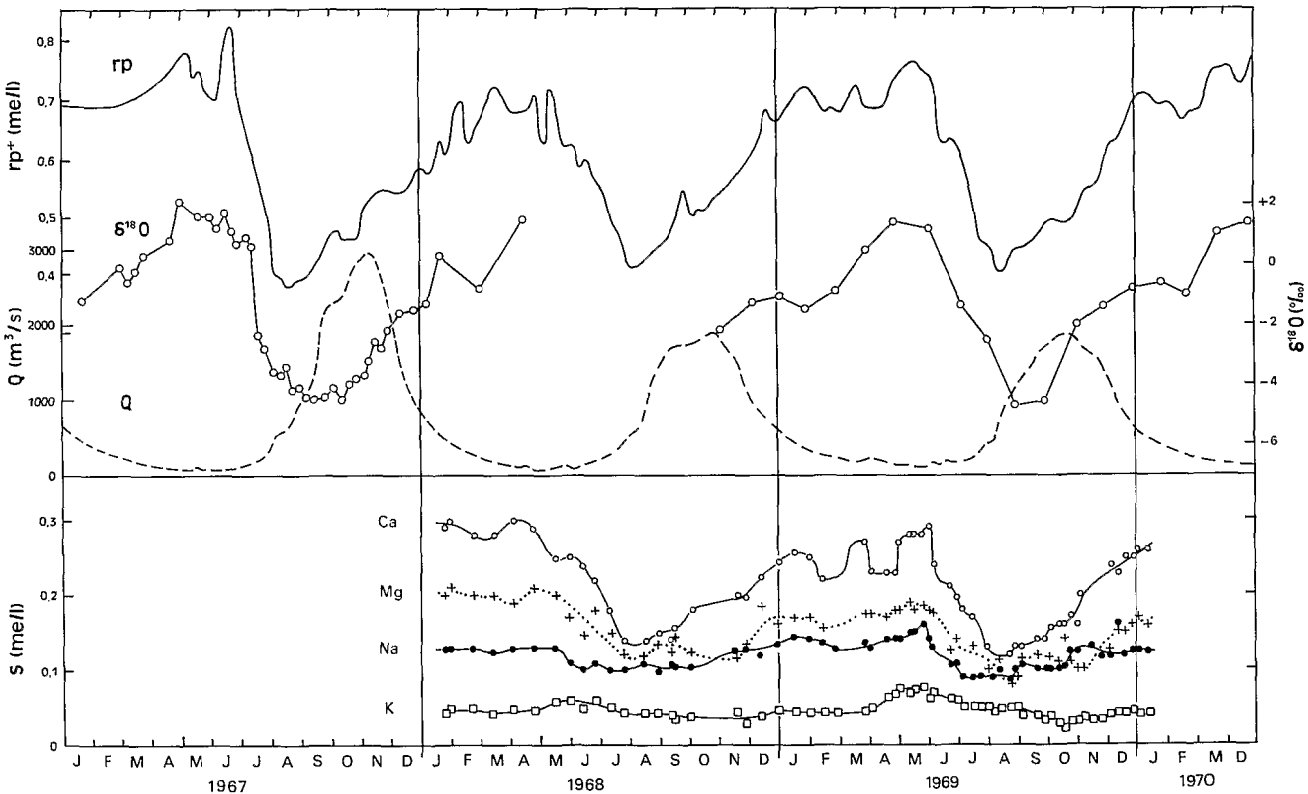


Fig. 23 : Variations des débits Q, des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ ‰ vs SMOW des eaux du Chari à Chagoua, de 1967 à 1970.

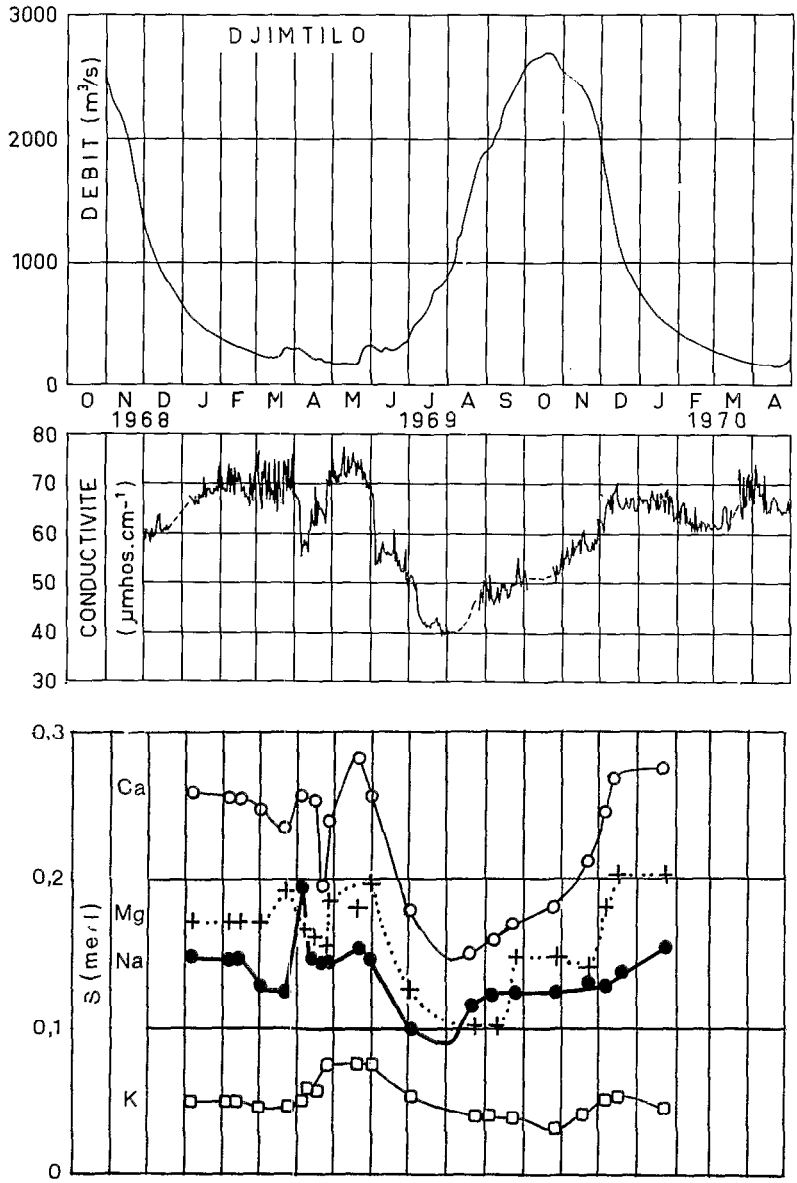


Fig. 24 : Variations des débits, de la conductivité (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Chari au Delta (Djimtilo).

(fig. 24 et 26) représentent la résultante de celles qui sont observées à Fort-Foureau et à Chagoua. Elles sont donc finalement déterminées à la fois :

. par les conditions d'altération sur les bassins amont, à régime tropical pur ou de transition,

. par l'évaporation et par les phénomènes géochimiques et bio-chimiques complexes, lors de l'écoulement des eaux dans les cours inférieurs très dégradés de la zone sahélienne.

Aucune modification significative des salures n'a pu être notée entre Fort-Lamy et le Delta, les plaines d'inondation étant peu développées.

Finalement, ce sont des eaux de faciès calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, qui arrivent au lac. Toutefois, on peut observer en septembre un faciès Ca. Na # Mg. K.

4.3.2.5. *Variations des salures de la Komadougou à Gueskérou.*

Les salures globales marquent une baisse après la montée brutale des eaux mais augmentent ensuite progressivement bien avant que le débit maximum soit atteint (fig. 25). Balayage des sels et évaporation des eaux sont encore là les deux principaux facteurs de cette variation. Si l'on compare les compositions ioniques des eaux de crue (octobre 1969) avec celles de la fin de l'écoulement (mai 1970), *on note un enrichissement, par ordre décroissant en Mg, Ca, Na # K.* Cette évolution est semblable à celle qui a été mise en évidence sur l'axe du Logone inférieur de Bongor à Fort-Foureau et peu différente de celle qui se réalise dans le Chari inférieur.

4.3.2.6. Conclusion sur l'évolution hydrochimique et la sédimentation dans les bassins inférieurs.

Les eaux de débordement s'écoulent pendant cinq mois sur plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés de vertisols, de sols hydromorphes parfois halomorphes. La végétation herbacée est très dense, les profondeurs dépassent rarement 1,5 m, l'évaporation atteint environ 1,0 m au cours de cette période.

Un accroissement des salures sous l'effet de l'évaporation est accompagné de modifications des compositions en éléments dissous, avec une augmentation préférentielle :

— en Ca^{2+} et Mg^{2+} lors du ruissellement des eaux sur les sols,

— en K^{+} lors du balayage du Grand Yaéré par les débordements du Logone,

— en Na^{+}, K^{+} puis Ca^{2+} au cours du séjour prolongé des eaux dans la plaine puis du piégeage dans les mares résiduelles.

La silice est toujours l'objet du plus faible enrichissement.

Plusieurs types de stockages sélectifs, d'autant plus intenses pour un élément donné que son enrichissement dans les eaux sous l'effet de l'évaporation est faible, doivent intervenir dans ce milieu : adsorption-exorption par les argiles et la matière

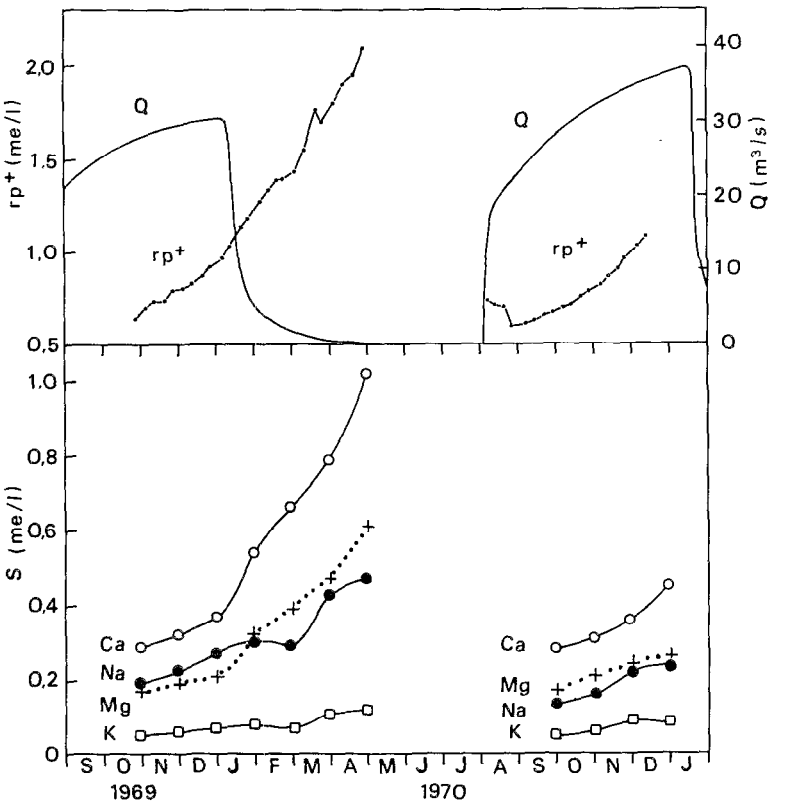


Fig. 25 : Variations des débits Q, des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations des eaux de la Komadougou à Gueskérou.

organique en fonction des concentrations, absorption-exorption par la végétation et ses cendres, précipitation-dissolution de carbonates de calcium et de magnésium, pollution par les animaux.. Ce sont le plus souvent des reports qui s'effectuent entre les différentes phases de la crue, ou encore d'une année sur une ou plusieurs autres, selon l'hydraulicité. En outre, une sédimentation plus définitive concerne la silice et les cations lors des néoformations argileuses que semble impliquer la différence minéralogique entre les argiles abandonnées par les eaux (kaolinite) et sédimentées (montmorillonites). D'autre part, des précipitations de carbonates de calcium expliqueraient en particulier l'origine des nodules calcaires contenus dans les sols hydromorphes et les vertisols.

Ces différents phénomènes de sédimentation, de stockage et de restitution semblent jouer plus ou moins intensément selon les plaines, les temps de transit, l'hydraulicité, si bien que la résultante annuelle se révèle très variable. Ainsi, l'enrichissement relatif dans le Grand Yaéré s'écrit par ordre décroissant Na, K, Mg, Ca pour une hydraulicité moyenne et K, Na, Mg, Ca pour une faible hydraulicité. Par contre on constate un ordre inverse, Ca, Mg, Na, K sur l'axe du Logone pour une hydraulicité moyenne, Mg, Ca # K, Na sur l'axe du Chari inférieur et Mg, Ca, Na # K dans la Komadougou.

4.4. Salures moyennes des apports fluviaux au lac Tchad.

Après l'étude du régime des altération-transport-sédimentation d'amont en aval du bassin, sont estimées maintenant les salures moyennes pluriannuelles des apports fluviaux au lac, en utilisant toutes les données recueillies.

4.4.1. Salures moyennes du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua, à Fort-Lamy et au Delta.

Salure globale.

A. Moyennes interannuelles. La figure 26 illustre la variation des débits et des conductivités du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua et à Fort-Lamy, de 1958 à 1972.

Les teneurs à Fort-Lamy sont calculées par pondération des résultats acquis à Chagoua et à Fort-Lamy. En 12 années, les concentrations en cations (me/l) minimales, maximales et moyennes annuelles (voir M.A. ROCHE - 1973 b) à la confluence du Logone et du Chari sont ainsi :

Fleuve	rp^+ min.	rp^+ max.	rp^+ moyen	écart pluriannuel maximum
Logone à Fort-Foureau	0,47	0,58	0,53	± 0,05 soit ± 10 %
Chari à Chagoua	0,43	0,52	0,47	± 0,05 soit ± 10 %
Chari à Fort-Lamy	0,44	0,54	0,49	± 0,05 soit ± 10 %

En réalité, *tant dans le Logone que dans le Chari, l'écart interannuel par rapport à la moyenne est, à ces stations, inférieur à ± 10 % relatif,* car la valeur obtenue est due pour une part probablement importante à l'erreur de mesure. Les conductivités ont été, en effet, mesurées chaque semaine ou chaque jour dans différentes conditions, en particulier au cours des huit premières années. On peut cependant conclure que *la variabilité interannuelle de la concentration en sels apparaît remarquablement faible en regard de celle du module.* Celui-ci, pendant cette même période d'hydraulicité très variée, a oscillé à Fort-Lamy de — 25 à + 40 % par rapport à la moyenne pluriannuelle. Aucune corrélation entre le module et la concentration moyenne annuelle n'a pu être mise en évidence.

Pour discerner les causes de cette faible variabilité pluriannuelle des salures, il faudrait disposer, dans l'ensemble du bassin, de résultats sur plusieurs années d'hydraulicité variée. Le rôle des inondations dans les cours inférieurs doit être déterminant. On pourrait penser que *l'altération spécifique dans les hauts bassins et l'accroissement des salures dans les plaines sont fonction de l'hydraulicité, mais de façon inverse :* un module élevé irait de pair avec une érosion intense en amont mais un faible accroissement de la salure dans les plaines (cf. El Beïd, § 4.3.2.3.A.).

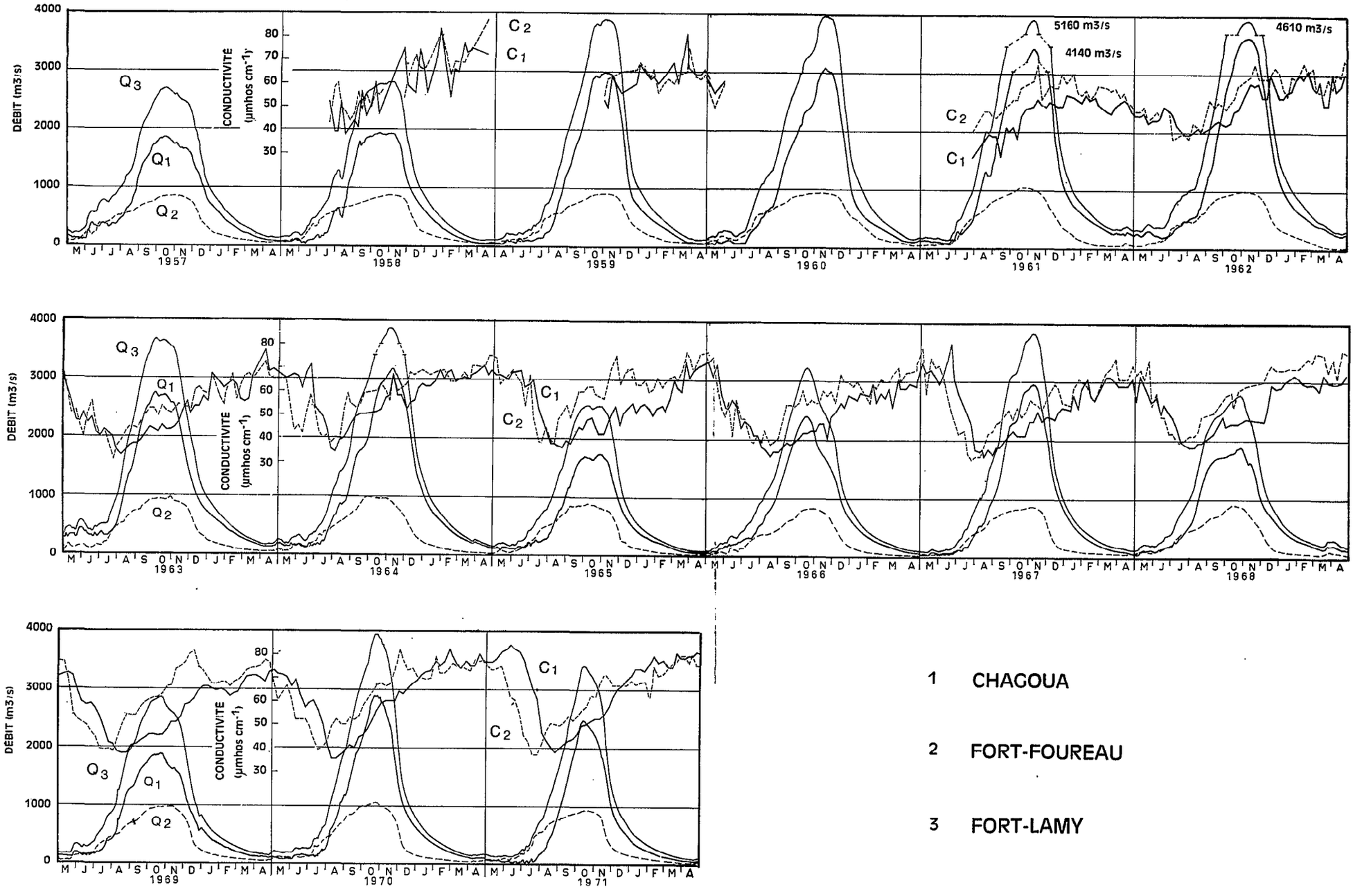
Rappelons que cette faible variabilité pluriannuelle semble également être la règle pour les charges en suspension. D'après les résultats de 1969-1970 à 1971-1972 (P. CARRE - 1972, A. CHOURET - 1973), les moyennes et les écarts interannuels sont de 109 (+ 2, — 4) mg/l à Fort-Foureau, 53 (± 4) mg/l à Chagoua, 71 (+ 5, — 2) à Fort-Lamy. Signalons également les résultats obtenus par J.F. NOUVELOT au Cameroun : 158 mg/l en 1970-1971 et en 1971-1972 dans le Bam à Goura (régime tropical de transition) et 1270 et 1170 mg/l en 1968 et 1969 dans la Tsanaga à Bogo (régime tropical).

B. Moyennes mensuelles pluriannuelle : A Fort-Foureau, Chagoua et Fort-Lamy, l'écart des conductivités moyennes mensuelles par rapport aux moyennes mensuelles pluriannuelles est généralement inférieur à ± 20 %. Les corrélations entre conductivités et débits moyens mensuels sont peu satisfaisantes. Les plus étroites sont observées au mois de mai et juin, et même juillet à Chagoua (voir M.A. ROCHE - 1973), car les petites crues qui se produisent alors entraînent une baisse des salures d'autant plus marquée que les débits sont élevés (cf. § 4.3.1.).

Salures spécifiques.

Les valeurs moyennes annuelles observées en 1968 et 1969 à Fort-Foureau et Chagoua et en 1969 au Delta du Chari (Djimtilo) sont regroupées dans le tableau VII. Le tableau VIII mentionne les teneurs (me/l) et les proportions (%) moyennes mensuelles, et annuelles, en cations des eaux du Chari au Delta en 1969.

Les teneurs en silice dissoute des eaux du Chari au Delta varient entre 18 et 27 mg/l (voir M.A. ROCHE - 1973). La petite crue d'avril 1969 fait baisser les teneurs à 18 mg/l. La moyenne arithmétique, de 24 mg/l, est adoptée comme concentration moyenne annuelle. Le rapport moyen SiO_2/rp^+ est ainsi de 48.



1 CHAGOUA

2 FORT-FOUREAU

3 FORT-LAMY

Fig. 26 : Variations des débits Q et des conductivités C du Chari à Chagoua et à Fort-Lamy et du Logone à Fort-Foureau de 1957-1958 à 1971-1972.

Tableau VII

Teneurs et proportions moyennes annuelles en cations des eaux du cours inférieur des tributaires du lac Tchad en 1968, 1969 ou 1970.

Stations	Années	V (10^9 m^3)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
FORT-FOUREAU (Logone)	1968	10,6	0,208	0,146	0,147	0,049	0,550	37,9	26,5	26,7	8,9
	1969	12,1	0,229	0,154	0,148	0,045	0,576	39,7	26,7	25,7	7,8
	Moyenne	11,4	0,219	0,150	0,148	0,047	0,564	38,8	26,6	26,2	8,3
CHAGOUA (Chari)	1968	22,5	0,184	0,132	0,109	0,039	0,464	39,6	28,4	23,5	8,4
	1969	21,6	0,185	0,125	0,115	0,041	0,466	39,6	29,6	24,7	8,8
	Moyenne	22,1	0,185	0,128	0,112	0,040	0,465	39,6	27,7	24,1	8,6
FORT-LAMY (Chari)	1968	33,1	0,192	0,136	0,122	0,043	0,493	38,9	27,6	24,7	8,7
	1969	33,8	0,200	0,135	0,127	0,043	0,505	39,7	26,7	25,2	8,4
	Moyenne	33,5	0,196	0,136	0,125	0,043	0,500	39,3	27,2	25,0	8,5
DELTA (Chari)	1969	33,8	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0
Moyenne FORT-LAMY et DELTA (Chari)	1968-69	33,5	0,197	0,139	0,125	0,042	0,503	39,2	27,6	24,9	8,3
MEINARI (El Beïd)	1968-69	0,57	0,528	0,377	0,488	0,201	1,594	33,1	23,7	30,6	12,6
	1969-70	1,4	0,429	0,297	0,363	0,104	1,193	36,0	24,9	30,4	8,7
GUESKEROU (Komadougou)	1970	0,4	0,341	0,216	0,191	0,066	0,814	41,9	26,5	23,5	8,1

Tableau VIII

Teneurs et proportions cationiques moyennes mensuelles et annuelles des eaux du Chari au Delta en 1969.

	V (10^6 m^3/s)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
J	1 436	0,261	0,174	0,147	0,050	0,631	41,3	27,5	23,3	7,9
F	810	0,270	0,180	0,154	0,053	0,657	41,1	27,4	23,4	8,1
M	681	0,269	0,202	0,142	0,051	0,665	40,5	30,4	21,3	7,7
A	653	0,220	0,158	0,153	0,067	0,598	36,8	26,4	25,6	11,2
M	524	0,265	0,186	0,157	0,074	0,683	38,8	27,3	23,0	10,8
J	791	0,206	0,151	0,119	0,057	0,532	38,7	28,4	22,3	10,7
J	1 617	0,162	0,100	0,095	0,047	0,405	40,1	24,8	23,5	11,6
A	3 634	0,156	0,102	0,107	0,043	0,408	38,2	25,0	26,3	10,5
S	5 846	0,174	0,121	0,127	0,039	0,460	37,8	26,3	27,5	8,5
O	7 464	0,177	0,147	0,127	0,030	0,482	36,8	30,5	26,3	6,3
N	6 598	0,212	0,154	0,134	0,037	0,537	39,4	28,6	25,0	6,9
D	3 720	0,254	0,189	0,124	0,048	0,615	41,3	30,7	20,2	7,8
Ann	33 774	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0

La faible variabilité pluriannuelle des salures globales moyennes annuelles du Logone et du Chari semble aller de pair avec celle des salures spécifiques : l'écart des deux valeurs annuelles disponibles par rapport à leur moyenne varie entre 0 et ± 5 % selon les cations. A Fort-Foureau, cet écart est pour Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} respectivement de ± 5, 3, 0, 3 % et à Chagoua de ± 0, 3, 3, 2 % (tableau VII). Soulignons par ailleurs la bonne concordance entre les résultats de 1969 obtenus à Fort-Lamy et au Delta.

Deux remarques doivent être faites :

— l'hydraulicité du Logone, d'après les débits à Laï, est nettement plus forte en 1968 qu'en 1969. Elle est la même à Chagoua au cours de ces deux années.

— Les écarts observés sont probablement aussi dus en grande partie aux erreurs de dosage et ne peuvent guère être interprétés a priori comme des variations naturelles.

En vertu de cette dernière remarque, les teneurs relatives interannuelles du Chari au Delta sont évaluées en effectuant la moyenne des résultats obtenus à Fort-Lamy en 1968 et 1969 et à Djimtilo en 1969 (tableau VII). Les salures globales pluriannuelles de douze années et les compositions cationiques moyennes de 1968 et 1969 (tableau VII) permettent finalement d'évaluer les teneurs spécifiques pluriannuelles (me/l) suivantes :

Tributaires	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	rp^{+}	CO_3H^{-}	SiO_2
LOGONE à Fort-Foureau	0,205	0,140	0,138	0,044	0,528	0,52	—
CHARI à Chagoua	0,187	0,130	0,144	0,041	0,471	0,47	—
CHARI au Delta (et SERBEOUEL)	0,191	0,135	0,122	0,041	0,488	0,48	24 mg/l

4.4.2. Salures moyennes de l'El Beïd à Meinari.

La crue de l'El Beïd en 1968-1969 est parmi les plus faibles qui aient été observées tandis que celle de 1969-1970 est conforme à la moyenne. Précisons ici que la salure des écoulements provoqués par les pluies n'a pas été étudiée la première année. En raison des faibles volumes qu'ils représentent (7 % du total annuel), l'erreur qui s'en suit ne peut être que négligeable.

La salure globale moyenne en 1968-1969 (1,59 me/l) est supérieure de 35 % à celle de 1969-1970 (1,19 me/l) tandis que les écarts en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} sont respectivement de + 23, + 27, + 34, + 93 %. La dilution des eaux et des sels résiduels de la plaine croît avec le volume écoulé. Les proportions moyennes annuelles en sodium et en magnésium varient très peu d'une année sur l'autre. En revanche, les eaux sont d'autant plus riches en calcium et pauvres en potassium que la crue est importante.

En définitive, il est apparu préférable d'adopter, dans un bilan interannuel, les teneurs de la crue moyenne de 1969-1970 (tableaux VII et IX). On se basera sur un rapport moyen SiO_2/rp^+ de 42 pour évaluer la teneur moyenne annuelle en silice des eaux de l'El Beïd, qui doit ainsi être voisine de 50 mg/l en 1969-1970.

4.4.3. Salures moyennes de la Komadougou à Gueskérou.

Le tableau X indique les concentrations et les proportions moyennes mensuelles et annuelles en cations.

Les pertes en eau, estimées à environ 50 %, qui continuent à se réaliser par débordement entre Gueskérou et le lac (65 km), laissent supposer sur ce parcours un accroissement de la salure. Faute de mesures supplémentaires, on utilisera ces données disponibles (fig. 25) dans le bilan pluriannuel du bassin. L'erreur entraînée dans l'estimation des apports totaux en sels reste de toute façon limitée puisque ce cours d'eau ne contribue qu'à environ 0,5 % à l'alimentation liquide du lac.

4.4.4. Salures pluriannuelles de l'apport fluvial au lac Tchad.

Aux trois paragraphes précédents, ont été estimées les valeurs les plus approchées des salures moyennes pluriannuelles des différentes eaux fluviales qui alimentent le lac Tchad. En pondérant ces diverses teneurs par les volumes moyens déversés dans le lac, ces seize dernières années, on aboutit finalement aux teneurs et proportions cationiques moyennes suivantes :

SALURE DES APPORTS FLUVIAUX TOTAUX	Unité	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	CO_3H^-	SiO_2
	me/l	0,200	0,141	0,131	0,043	0,515	0,515	25 mg/l
	%	38,3	27,4	25,4	8,4	100	#100	–

On note $SiO_2/rp^+ = 48,5$. La salure globale, exprimée en poids, est de 41,8 mg/l d'ions, auxquels s'ajoutent 25 mg/l de silice dissoute représentant plus du tiers de l'apport en solution.

Il ne fait pas de doute que ces résultats pourraient être améliorés, en particulier par des mesures complémentaires effectuées dans l'El Beïd. Le gain de précision serait probablement modeste pour le Chari et donc finalement pour l'apport total par les fleuves. Il apparaît plutôt préférable que les études ultérieures sur les bilans s'orientent vers la caractérisation des apports en sels et en poussières insolubles par les vents et les pluies (cf. § 5).

Tableau IX

Teneurs et proportions cationiques moyennes mensuelles et annuelles des eaux de l'El Beïd à Meinari en 1969-1970.

	V (10^6 m^3/s)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
M	0									
J	0,304	0,644	0,511	0,832	0,273	2,26	28,5	22,6	36,8	12,1
J	10,3	0,613	0,460	0,764	0,234	2,07	29,6	22,2	36,9	11,3
A	18,5	0,249	0,195	0,218	0,078	0,74	33,7	26,3	29,5	10,5
S	14,8	0,209	0,181	0,195	0,077	0,66	31,6	27,4	29,5	11,6
O	20,6	0,412	0,280	0,288	0,148	1,13	36,5	24,8	25,5	13,1
N	303	0,410	0,292	0,319	0,119	1,14	36,0	25,6	28,0	10,4
D	632	0,434	0,280	0,328	0,097	1,14	38,1	24,6	28,8	8,5
J	289	0,440	0,325	0,471	0,094	1,33	33,1	24,4	35,4	7,1
F	66,9	0,483	0,345	0,453	0,079	1,36	35,5	25,4	33,3	5,8
M	4,69	0,479	0,343	0,450	0,078	1,35	35,5	25,4	33,3	5,8
A	0,076	0,497	0,356	0,466	0,081	1,40	35,5	25,4	33,3	5,8
Ann	1 360	0,429	0,297	0,363	0,104	1,19	36,0	24,9	30,4	8,7

Tableau X

Teneurs et proportions cationiques moyennes mensuelles et annuelles des eaux de la Komadougou à Gueskerou en 1970.

	V (10^6 m^3/s)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
J	49,9	0,422	0,237	0,299	0,072	1,03	41,0	23,0	29,0	7,0
F	7,63	0,587	0,342	0,303	0,079	1,31	44,8	26,1	23,1	6,0
M	2,73	0,733	0,433	0,330	0,082	1,58	46,4	27,4	20,9	5,2
A	0,33	0,815	0,493	0,427	0,105	1,84	44,3	26,8	23,2	5,7
M	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
J	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
J	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A	29,8	0,284	0,173	0,132	0,051	0,64	44,4	27,0	20,6	7,9
S	66,6	0,266	0,162	0,124	0,047	0,60	44,4	27,0	20,6	7,9
O	81,5	0,292	0,194	0,146	0,048	0,68	42,9	28,6	21,4	7,1
N	87,3	0,324	0,222	0,182	0,071	0,80	40,5	27,8	22,8	8,9
D	95,4	0,394	0,252	0,233	0,091	0,97	40,6	26,0	24,0	9,4
Ann	42,1	0,341	0,216	0,191	0,066	0,81	41,9	26,5	23,5	8,1

4.5. Quantités de matières dissoutes transportées par les tributaires. Apports au lac Tchad.

4.5.1. Évolution longitudinale des transports ioniques annuels.

L'évolution longitudinale des quantités de cations W exportées en 1969-1970 aux différentes stations des bassins apparaît à l'examen du tableau V. Ces exportations varient entre $0{,}28.10^9$ me/an (à Bologo) et 17.10^9 me/an (à Fort-Lamy).

Dans le Chari, le module et la concentration ionique moyenne annuelle augmentent légèrement vers l'aval, accroissant par conséquent la quantité d'ions transportée. Il en est de même dans le Logone jusqu'à Bongor. La concentration continue ensuite à augmenter vers l'aval, mais *le module diminue*, notamment par suite des débordements vers l'El Beïd, de telle sorte que *la quantité d'ions transportée décroît entre Bongor et Fort-Foureau*. En fait, il convient, pour dresser un bilan comparatif avec Bongor, de prendre en considération les exportations réunies du Logone à Fort-Foureau et de l'El Beïd à Meinari. *On estime ainsi les pertes d'ions dans les plaines d'inondation à 8 % en 1969-1970 et, avec une moindre précision, à 11 % en 1968-1969*. Les pertes en Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ étant respectivement de 9, 2, 10, 17 % au cours de la première année et, de 6, 5, 10, 19 % au cours de la seconde. Dans le bilan, ne sont pas pris en compte des termes secondaires tels :

— les pertes vers le bassin du Niger par le seuil de Dana qui sont pratiquement nulles en année d'hydraulicité moyenne,

— les apports au Grand Yaéré par les rivières du Nord-Cameroun qui doivent être négligeables pour une pluviosité annuelle moyenne, comme c'est le cas en 1968 et 1969 ; et les apports éoliens, en Ca^{2+} et Mg^{2+} essentiellement.

Le lessivage des régions basses, et en particulier des plaines d'inondation, augmente la concentration globale mais non la quantité pluriannuelle moyenne de sels transportée puisque nous avons vu, au paragraphie 4.3.2., qu'il s'agissait d'un simple report d'une année sur l'autre, consécutif à l'évaporation des eaux entre deux périodes de hautes eaux.

4.5.2. Altération ionique spécifique.

L'altération spécifique est définie par $w = \frac{W}{A}$, W étant la quantité annuelle transportée et A la superficie du bassin. Elle décroît de l'ouest vers l'est, de 267.10^6 me/km² an, dans le bassin du Logone à Baïbokoum, à 141.10^6 me/km² an, dans celui de la Pendé à Goré, puis de 73.10^6 me/km² an dans le bassin du Bahr Sara à Manda, à 15.10^6 me/km² an dans celui du Chari à Fort-Archambault (tableau V). On remarquera la faible altération du bassin de la Lim, sans pouvoir néanmoins apporter une explication convaincante.

Cette évolution se réalise dans le même sens que celle de la dégradation mécanique car, nous l'avons vu au paragraphe 1., les facteurs conditionnels des deux

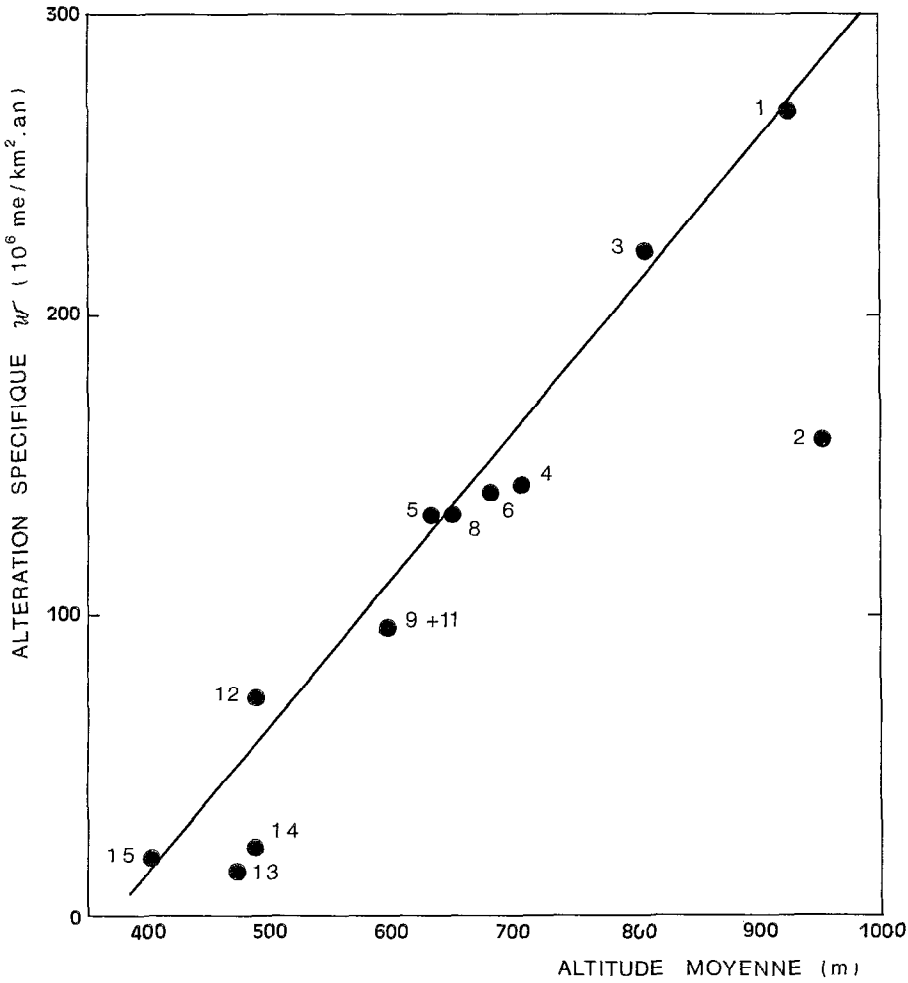


Fig. 27 : Altération spécifique w, en me/l de cations par km^2. an, en fonction de l'altitude moyenne dans le bassin du Chari-Logone.
1 : Baibokoum, 2 : Ouli-Bangala, 3 : Moundou, 4 : Goré, 5 : Doba, 6 : Laï, 7 : Bologo, 8 : Bongor, 9 : Fort-Foureau, 10 : Meinari, 11 : Manda, 12 : Fort-Archambault, 13 : Bousso, 14 : Chagoua.

phénomènes, à l'échelle des hauts bassins, sont communs et de moins en moins favorables vers l'est. La relation entre l'altération spécifique et l'altitude moyenne du bassin (fig. 27) est assez étroite, car cette dernière caractéristique conditionne elle-même les pentes topographiques, les conditions de drainage, et la pluviosité.

L'altération spécifique pluriannuelle dans l'ensemble du bassin du Chari-Logone-El Beïd peut être évaluée à 35.10^6 me/km^2 an. Cependant, il faut souligner que la signification de ce résultat est amoindrie par un piégeage partiel des éléments dans les plaines d'inondation.

4.5.3. Variations saisonnières des transports ioniques dans l'ensemble du bassin.

Les salures globales ou spécifiques varient généralement du simple au double ou au triple au cours de l'année tandis que les débits liquides croissent dans un rapport de 1 à 10, voire à plus de 100. *Les débits d'éléments dépendent ainsi essentiellement de ce second facteur qui détermine pour leur courbe de variation une allure et une chronologie très semblables à celles de l'hydrogramme* (M.A. ROCHE - 1967).

Dans l'ensemble du bassin, les débits cationiques minimums ont lieu ainsi à l'étiage. Les moyennes mensuelles minimales aux stations en 1969-1970 varient entre $0{,}08.10^3$ me/s (à Bologo en mai) et 115.10^3 me/s (en avril à Fort-Lamy). Les valeurs maximales, qui coïncident avec la pointe de crue, sont comprises entre 48.10^3 me/s (à Bologo en septembre) et $1\,380.10^3$ me/s (à Fort-Lamy en novembre).

Il arrive cependant que les débits ioniques varient très peu lors des premières petites crues de mars à juin, si les débits liquides n'augmentent que faiblement tandis que les teneurs diminuent fortement. A Fort-Lamy et au Delta, en raison du chevauchement de la pointe de crue sur deux mois et de l'augmentation des salures, le débit moyen mensuel maximum de certains cations peut avoir lieu en novembre lorsque celui des débits liquides est en octobre. En 1969, l'apport fluvial en sels au lac est minimum en mai. Le débit maximum a lieu en novembre mais il est très proche de celui d'octobre et peut, certaines années, être observé ce mois-là (voir M.A. ROCHE - 1973 b -).

L'importance déterminante du facteur débit liquide sur les quantités transportées se traduit également dans la distribution saisonnière de celles-ci. *Environ 85 % de l'alimentation du lac en sels sont assurés chaque année de juillet à décembre.* En 1969-1970, les apports en eaux et en sels par le Chari, sont respectivement de 85 à 82 % au cours de ces six mois et de 59 à 57 % de septembre à novembre.

4.5.4. Apports de matières dissoutes au lac Tchad par les tributaires en 1969-1970.

La quantité globale de cations déversée dans le lac Tchad en 1969-1970, de $19{,}1.10^{12}$ me, est de 12 % inférieure à la moyenne pluriannuelle établie sur la période de 16 ans. Les apports respectifs des tributaires en cations (W) et en eau (V) sont mentionnés ci-après.

Tributaires	Année 1969-1970			
	V %	W cations 10^{12} me	W cations %	W SiO_2 10^3 t
Chari	91	16,6	87	770
Serbéouel	4	0,7	3	50
El Beïd	4	1,6	9	68
Komadougou (1970)	1	0,2	1	2
Total	100	19,1	100	890

Le Chari à Chagoua exporte $10,0.10^{12}$ me et le Logone à Fort-Foureau $7,1.10^{12}$ me. Cette dernière valeur représente une contribution de 42 % à l'alimentation du Chari inférieur et de 37 % à celle du lac.

En 1969, les quantités annuelles d'éléments, en 10^{12} me/an (en t/an pour la silice), s'élèvent à :

Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	rp^{+}	CO_3H^{-}	SiO_2
6,73	4,91	4,29	1,38	17,3	17,3	0,81

Ces valeurs sont inférieures à la moyenne pluriannuelle, de 22 % pour les ions et de 26 % pour la silice.

4.5.5. Apports pluriannuels de matières dissoutes au lac Tchad par les tributaires.

Les quantités d'ions et de silice pluriannuelles, déversées dans le lac par les tributaires (tableau XI), sont évaluées en effectuant le produit de la concentration pluriannuelle, définie au paragraphe 4.4.4., par le volume pluriannuel. Celui-ci est calculé pour les seize années qui ont précédé l'établissement du bilan salin du lac, c'est-à-dire de 1954-1955 à 1969-1970.

L'apport pluriannuel du lac est ainsi de $22,3.10^{12}$ me/an de cations ou $1,81.10^{6}$ tonnes/an d'ions auxquelles viennent s'ajouter $1,09.10^{6}$ tonnes de silice dissoute.

Si l'on prend en considération la période 1870-1971, pour laquelle les modules ont été en partie reconstitués, on estime un apport pluriannuel de l'ordre de 24.10^{12} me/an de cations, ou $1,92.10^{6}$ t/an d'ions, et de $1,15.10^{6}$ t/an de silice dissoute.

Il est évalué que les apports d'ions ont varié depuis 1954, et même 1933, entre 1,1 et 2,7 millions de tonnes par an.

Tableau XI

Volume d'eau (V) et quantités d'ions et de silice (W) interannuels déversés par les fleuves dans le lac Tchad (période 1954-1955 à 1969-1970).

Tributaires	V 10^9 m^3 /an	Unité W	W							W (%) rp^+	W SiO_2
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	$CO_3\,H^-$	rp^+	rp		
Logone à Fort-Foureau	12,5	10^{12} me/an	2,563	1,750	1,725	0,550	(6,600)	6,600	13,200	29,6	
		10^4 t/an	5,126	2,100	3,968	2,145	(40,260)	13,339	53,599		—
Chari à Chagoua	29,2	10^{12} me/an	5,460	3,796	3,329	1,197	(13,753)	13,753	27,506	61,7	
		10^4 t/an	10,920	4,555	7,657	4,668	(83,893)	27,800	111,693		—
Chari à Fort-Lamy	41,7	10^{12} me/an	7,965	5,630	5,087	1,710	(20,350)	20,350	40,700	91,3	—
		10^4 t/an	15,930	6,756	11,700	6,669	(124,135)	41,055	165,190		100
El Beïd à Meinari	1,5	10^{12} me/an	0,644	0,446	0,545	0,156	(1,785)	1,785	3,570	8,0	—
		10^4 t/an	1,288	0,535	1,254	0,608	(10,889)	3,685	14,574		8
Komadougou	0,2	10^{12} me/an	0,068	0,043	0,038	0,013	(0,163)	0,163	0,326	0,7	—
		10^4 t/an	0,136	0,052	0,087	0,051	(0,994)	0,326	1,320		(1)
Apport fluvial total	43,4	10^{12} me/an	8,677	6,119	5,670	1,879	(22,298)	22,298	44,596	100	—
		10^4 t/an	17,354	7,343	13,041	7,328	(136,018)	45,066	181,084		109

Pour conclure, il faut souligner l'analogie des tonnages pluriannuels en solution et en suspension (3 millions de tonnes par an) déversés dans le lac par les tributaires. Finalement, le lac reçoit ainsi un apport moyen de 6 millions de tonnes de matières par an.

5. APPORTS MÉTÉORIQUES DE POUSSIERES AU LAC TCHAD.

5.1. Apports de poussières insolubles et solubles par les vents au lac Tchad.

Les apports éoliens de poussières, solubles et insolubles, sont délicats à évaluer sans l'emploi de méthodes très élaborées. Une étude exhaustive des transports éoliens depuis la zone désertique jusqu'aux zones sahélienne et tropicale semble s'imposer car ce phénomène représente un élément essentiel de la géodynamique quaternaire et actuelle du bassin.

Disons brièvement que l'Harmattan, venu du Sahara tout proche, joue probablement le rôle le plus important (brume sèche), ainsi que les vents de poussières très violents, qui précèdent souvent les tornades. Il faut toutefois remarquer qu'en saison des pluies, ces sédiments proviennent des régions voisines et ne représentent pas un gain réel pour le bassin.

L'analyse des poussières (me/100 g) recueillies par G. BOCQUIER et M. GAVAUD (1964) au nord-ouest du lac, après un vent de poussières, avec :

Ca	Mg	Na + K	Cl	SO_4	CO_4	Impuretés
188	120	54	12	84	266	81 %

permet d'établir le rôle minime du balayage des sels sodiques des salines voisines par les vents. Des mesures sommaires effectuées à Fort-Lamy (B. DUPONT - 1967 -), conduisent à une valeur de 110 t/km^2 an, dont 99 % de grains de quartz, soit un apport au lac inférieur à 2.10^4 t/an de sels solubles.

La meilleure façon de se faire une idée de l'apport éolien au lac est encore d'évaluer arbitrairement le dépôt spécifique annuel de poussières entre des valeurs plausibles de 1 et 50 g/m^2. Ainsi, 2.10^4 à 1.10^6 t/an de matériaux solubles et insolubles sédimenteraient-ils, soit *l'équivalent de 0,3 à 15 % de l'apport fluvial en suspension et en solution.*

5.2. Apports de matières par les pluies au lac Tchad.

A Fort-Lamy, en 1969, les pluies échantillonnées dans un pluviomètre Association ont été cumulées dans un réservoir en plastique. Ainsi, ont pu être analysées les salures moyennes mensuelles (tableau XII).

Tableau XII

Teneurs ioniques moyennes mensuelles et annuelles des eaux de pluies à Fort-Lamy en 1969.
(Une partie de ces sels s'est déposée dans le pluviomètre entre deux averses.
La pluviosité des mois non indiqués est nulle).

Mois	P(mm)	Teneurs ioniques (me/l)							C (25°) μmhos cm^{-1}
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	CO_3H^{-}	Cl^{-}	$SO_4{}^{2-}$	
Avril	46	(0,12)	(,006)	0,02	0,02	0,20	0,02	0,02	21
Mai	39	0,48	0,16	0,08	0,05	0,40	0,09	0,24	91
Juin	49	0,22	0,16	0,02	0,03	0,34	0,05	0,1	56
Juillet	92	0,05	0,18	0,005	0,005	0,14	0,03	0,1	29
Août	109	0,06	0,08	0,03	0,005	0,15	0,03	0,1	21
Septembre	90	0,09	0,12	0,03	0,01	0,15	0,07	0,1	28
Octobre	51	0,35	0,32	0,24	0,11	0,92	0,03	0,1	42
Année*	476	0,15	0,14	0,05	0,03	0,28	0,04	0,1	35

* 1,2 mm tombé le 2 novembre n'a pas été analysé. Aucune pluie n'est tombée les autres mois.

Les salures apparaissent très élevées. En fait, les concentrations sont augmentées par le dépôt de sels accumulé dans le pluviomètre entre deux averses, notamment par les vents de poussières qui précèdent fréquemment les tornades, au début et en fin de saison des pluies. En outre, la pluie ramène au sol les sels mis en suspension par les vents ; elle « lessive » l'atmosphère. La salure tend, par suite, à diminuer par simple effet de dilution. On se montrera donc prudent sur l'interprétation et l'utilisation de tels résultats. Ils sont probablement autant représentatifs de l'apport éolien que de l'apport pluvial. Quoi qu'il en soit, ils fournissent des valeurs par excès de la salure des précipitations.

Pour un volume annuel de pluie de $6{,}5.10^9$ m^3, l'apport au lac serait ainsi (en milliers de tonnes) :

Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+	CO_3H^-	Cl^-
20	11	7	8	46	111	92

Soit un apport total de 25.10^4 tonnes/an.

On constate que l'apport en calcium est le plus élevé. L'apport en sodium, le plus faible, représente seulement 5 % de l'apport fluvial et l'apport total en ions 14 %.

Mentionnons que pour une pluviométrie comprise entre 250 et 300 mm, E. ERIKSSON évalue à 300 kg/km^2 an les précipitations salines (chlorures et sulfates d'origine essentiellement marine) sur les régions au sud du Sahara. Ceci réprésenterait sur l'ensemble du lac un apport de 6.10^3 t beaucoup plus faible que celui qui vient d'être estimé.

6. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DE L'HYDROGENE DES EAUX D'ALIMENTATION DU LAC TCHAD.

Après le bref rappel théorique, placé au début du mémoire, sont discutés ici les variations des teneurs isotopiques en oxygène (^{18}O) et en hydrogène (D et T) des eaux pluviales et fluviales, les phénomènes conditionnels, les déductions hydrologiques permises et l'apport isotopique au lac Tchad.

6.1. Compositions isotopiques des pluies.

6.1.1. Compositions isotopiques de l'oxygène des pluies.

Cinq stations collectrices des précipitations ont été choisies, depuis le haut bassin jusqu'au nord du lac, entre 6,6° et 16,0° de latitude nord (tableau XIII et XIV).

Tableau XIII

Hauteurs annuelles P, compositions isotopiques de l'oxygène extrêmes et moyennes annuelles $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des pluies à cinq stations du bassin tchadien (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

Stations	Situation	Altitude (m)	Année				Année 1969	
			P (mm)	$\delta^{18}O$ max (‰)	$\delta^{18}O$ min (‰)	$\delta^{18}O$ moy (‰)	P (mm)	$\delta^{18}O$ moy
Sarki	6°57' N, 15°21' E	1200	–	–	–	–	1649	– 6,6*
Déli	8°43' N, 15°02' E	428	1116	–	– 11,1	– 5,8	1416	– 4,8
Fort-Lamy	12°08' N, 15°02' E	292	656	+ 3,2	– 11,8	– 5,3	477	– 2,6
Bol	13°28' N, 14°43' E	291	347	+ 4,1	– 9,9	– 5,3	265	– 3,0
Sofoya	16°04' N, 20°56' E	450	112	– 2,1	– 9,9	– 7,8	–	–

* La valeur de $\delta^{18}O$ établie pour Sarki en 1969 correspond aux pluies de la période de juillet à novembre, soit 1066 mm.

Tableau XIV

Compositions isotopiques de l'oxygène moyennes mensuelles $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des précipitations en 1969, à quatre stations du bassin Tchadien.

Station	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octobre	Novem.	An
Sarki	–	–	–	– 5,8	– 8,1	– 7,0	– 2,1	–	– 6,6
Déli	+ 4,6	– 6,9	– 4,5	– 6,3	– 8,1	– 4,3	+ 0,4	–	– 4,8
Fort-Lamy	+ 2,0	– 3,4	+ 0,6	– 2,3	– 7,2	– 2,4	– 0,2	+ 5,3	– 2,6
Bol	–	+ 1,9	– 3,7	– 2,3	– 3,8	– 2,2	+ 1,5	–	– 3,0

* La valeur de $\delta^{18}O$ établie pour Sarki en 1969 correspond à une hauteur de pluie de 1066 mm.

Les compositions isotopiques ont été mesurées pour chaque averse en 1967 et la moyenne annuelle calculée en pondérant par les hauteurs de pluie journalières. En 1969, la pondération a été faite au niveau des échantillons mensuels : chaque averse a été cumulée dans un récipient hermétiquement fermé. Les résultats moyens mensuels et annuels sont résumés dans les tableaux XIII et XVI

En 1967, les teneurs en ^{18}O des averses s'inscrivent généralement dans la gamme de + 4 % vs SMOW. A Déli, cette année-là, seules les pluies supérieures à 10 mm ont été prélevées, soit 809 mm, représentant 72 % des précipitations totales. Cette sélection ne change probablement pas la composition isotopique minimale ($\delta^{18}O$ min) qui est liée aux fortes pluies (DANSGAARD W. - 1964 -), mais cela ne permet pas de proposer une valeur maximale. Par ailleurs, la moyenne isotopique pondérée à cette station se trouve probablement entachée d'erreur par défaut. *La composition moyenne mensuelle varie en sens inverse de la hauteur de précipitation.* Le minimum est ainsi observé en août.

En ce qui concerne l'apport au lac par les pluies, on peut fixer autout de — 5 °/oo la composition isotopique des 340 mm de pluie tombée sur le lac en 1967. Cette valeur serait plutôt voisine de — 3 °/oo en 1969. Les différences constatées d'une année sur l'autre rendent difficile l'évaluation d'une composition pluriannuelle des pluies sur la base des données dont on dispose. On peut penser que la hauteur moyenne interannuelle des précipitations sur le lac, qui est de 320 mm, peut être affectée d'une valeur proche de celle qui a été évaluée en 1967, soit — 5 °/oo. Il est à noter par ailleurs que *les précipitations susceptibles d'alimenter substantiellement les nappes souterraines présentent des compositions isotopiques inférieures à — 5 °/oo.*

6.1.2. Teneurs des pluies en tritium.

Les données établies révèlent que le maximum des teneurs en tritium dans les précipitations correspond au cœur de la saison des pluies (juillet et août).

La diminution générale des teneurs en tritium dans les pluies, générale dans l'ensemble du monde depuis l'arrêt des grands essais thermo-nucléaires en 1963, est également observée à Fort-Lamy :

— en septembre et octobre 1963, les teneurs en tritium sont respectivement de 1371 ± 61 U.T. et 1055 ± 33 U.T. (A.I.E.A.). On peut ainsi penser que la moyenne pondérée est, pour cette année là, supérieure à 1000 U.T.,

— en 1964, la moyenne est encore supérieure à 1000 U.T. (A.I.E.A.),

— en 1965, les teneurs varient de 261 ± 11 U.T., en novembre, à 487 ± 6 U.T., en juillet (A.I.E.A.). La moyenne pondérée est estimée voisine de 400 U.T.,

— au cours de la saison des pluies 1969, ont été recueillis à Fort-Lamy et à Bol, des échantillons mensuels des précipitations, pondérés en fonction des hauteurs, faisant apparaître les teneurs en tritium suivantes :

Fort-Lamy	juin 1969	126 ± 9 U.T.
	juillet 1969	145 ± 10 U.T.
	septembre 1969	125 ± 9 U.T.
	octobre 1969	94 ± 7 U.T.
Bol	juin 1969	123 ± 9 U.T.
	août 1969	156 ± 10 U.T.

Ces résultats permettent ainsi d'estimer autour de 140 U.T. la teneur moyenne pondérée des précipitations tombées sur le lac en 1969.

6.2. Composition isotopique des eaux fluviales.

6.2.1. Variations de la composition isotopique de l'oxygène des eaux du Chari et du Logone.

De 1967 à 1969, les variations saisonnières des compositions isotopiques de l'oxygène des eaux du Chari à Chagoua et du Logone à Fort-Foureau (fig. 20 et 23), comparées aux hydrogrammes, montrent une étroite analogie. L'écart maximum de $\delta^{18}O$ est sensiblement le même en 1967 et en 1969, tant pour le Chari (6,5 °/₀₀) que pour le Logone (7,5 °/₀₀).

Les premières crues, de mars à mai, n'entraînent pas une diminution nette des compositions car les pluies qui leur donnent naissance ont des teneurs en ^{18}O relativement élevées.

Ce n'est qu'à partir de mai, juin ou juillet, selon les fleuves et l'année, que l'on assiste à une baisse brutale des concentrations en isotopes lourds en relation avec celle des précipitations. Elle intervient plus tôt dans le Logone, où la montée des eaux est plus précoce. Dans ce fleuve, les inondations, qui commencent au début d'août, entraînent une augmentation immédiate des salures car les ions abandonnés par la crue précédente sont remis en solution (cf. § 4.3.2.2.). Par contre, les teneurs en oxygène 18 continuent à décroître. L'effet de l'évaporation, alors minimum, est compensé par celui des pluies qui arrosent les plaines avec des compositions de l'ordre de − 7 à − 8 °/₀₀.

Le minimum des compositions isotopiques, de − 6,0 °/₀₀ dans le Logone et − 4,5 °/₀₀ dans le Chari, est atteint entre la fin d'août et septembre. Compte tenu du temps de propagation de la crue depuis les hauts bassins, il est déterminé par les teneurs en oxygène 18 des précipitations de juillet et d'août, alors les plus faibles, et, par l'évaporation minimale au cœur de la saison des pluies. Le minimum est plus bas pour le Logone (− 6,0 °/₀₀) que pour le Chari (− 4,5 °/₀₀). L'écart est probablement dû à une différence de température de l'air en liaison avec la diminution de l'altitude de l'ouest vers l'est. D'après W. DANSGAARD (1964) la relation entre la température au sol (T en °C) et la composition isotopique ($\delta^{18}O$) des pluies est $\delta^{18}O = 0{,}7\ T - 13{,}6$. On estime ainsi, pour les mois de juillet et août, que la température moyenne de l'air dans le bassin de Logone serait de 2°C inférieure à celle de l'air dans le bassin du

Chari. Ce résultat n'est donné qu'à titre indicatif, car il néglige l'effet de l'évaporation qui n'est certainement pas le même lors de l'écoulement dans les deux fleuves.

Le minimum de la composition isotopique précède la pointe de crue, de deux mois dans le Logone et d'un mois environ dans le Chari. Deux phénomènes sont à l'origine de l'enrichissement en ^{18}O à partir de septembre, au cours de la montée des eaux :

— la crue comporte, à son maximum, une proportion d'eau de pluie de septembre et octobre, dont les teneurs en oxygène 18 sont plus fortes que celles relevées au cœur de la saison des pluies,

— les plaines fournissent des quantités d'eau croissantes, enrichies en isotopes lourds, sous l'effet de l'évaporation, laquelle devient de plus en plus importante après la saison des pluies.

En fin de décrue et au début de la phase de tarissement, le palier étalé de décembre à février, avec parfois une légère diminution des valeurs en février, représente une variation semblable à celle, encore plus accentuée, qui se réalise pour les salures à la même époque (§ 4.3.2.4.). Toutes les deux marquent en effet la fin du drainage des plaines. Les proportions d'eaux d'inondation, très enrichies en isotopes lourds et en sels, tendent à devenir nulles. Fin février, les eaux qui arrivent à Chagoua et à Fort-Foureau n'ont transité que dans le lit des fleuves où, par suite d'une évaporation plus faible, leur composition isotopique peut être légèrement inférieure à celle des eaux qui les ont précédées.

De mars à avril-mai, jusqu'aux premières pluies, la fraction évaporée croît en fonction inverse du débit de tarissement et la concentration en ^{18}O augmente à nouveau pour atteindre *des valeurs maximales de + 1,5 à + 2,0 °/₀₀ dans le Chari et + 0,5 à + 2 °/₀₀ dans le Logone.*

Il faut souligner que les nappes souterraines amont, rechargées pendant la saison des pluies, assurent à elles seules les débits à la fin de la phase de tarissement. En aval, ce sont en effet les fleuves qui alimentent les nappes. Les compositions isotopiques des eaux souterraines sont largement modifiées sous l'effet de l'évaporation lors de l'écoulement de surface vers l'aval. Il semble ainsi difficile de connaître leur variation originelle sur la base des résultats obtenus à Chagoua et à Fort-Foureau.

En conclusion, on retiendra que les variations des compositions isotopiques des eaux fluviales qui alimentent le lac dépendent essentiellement :

— de la variation des teneurs en isotopes lourds des précipitations,

— du fractionnement isotopique provoqué par l'évaporation qui est lui-même fonction des conditions d'écoulement jusqu'aux stations de contrôle.

6.2.2. Variations de la composition isotopique des eaux de l'El Beïd.

Début octobre, le faible écoulement qui, après la saison des pluies, persiste dans l'El Beïd à Meinari, présente une composition isotopique relativement basse,

de – 1,5 °/oo (fig. 18), qui rappelle celle des précipitations, avec cependant un enrichissement probable en ^{18}O, plus ou moins intense, consécutif au fractionnement isotopique par évaporation au sol.

Les eaux du Logone débordent dans le Grand Yaéré avec des compositions comprises entre – 6 et – 3 °/oo. Elles arrivent à Meinari mélangées avec les eaux résiduelles dont les teneurs en isotopes lourds sont plus élevées. La composition globale est alors de + 2 °/oo et s'accroît au cours de la crue sous l'effet de l'évaporation, pour atteindre + 7 °/oo en fin d'écoulement. Ce maximum, nettement plus élevé que celui du Chari et du Logone, est proche des valeurs obtenues dans le lac lui-même, en bordure de la rive nigérianne.

Après l'arrêt de l'écoulement à Meinari, les eaux qui stagnent dans le lit de l'El Beïd s'étendent jusqu'au lac, situé plusieurs kilomètres en aval. L'évolution comparée des teneurs en oxygène 18 et en deutérium (fig. 2) montre que les eaux lacustres peuvent atteindre la station car les points représentatifs des eaux de Meinari se situent alors sur la droite de corrélation spécifique du lac. Cependant, il est aussi possible que l'enrichissement se réalise pour les eaux fluviales dans des conditions d'évaporation analogues à celles des eaux du lac Tchad.

6.2.3. Compositions isotopiques moyennes des apports fluviaux au lac Tchad.

Les compositions isotopiques moyennes annuelles du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua et à Fort-Lamy en 1967 et 1969, obtenues par planimétrie de la courbe $Q.\delta^{18}O$ en fonction du temps (Q étant le débit), sont reportées dans le tableau ci-dessous (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -). Il est à remarquer qu'elles semblent varier en sens inverse du module.

Fleuves	1967		1969	
	Volume (10^9 m^3)	$\delta^{18}O$ (°/oo)	Volume (10^9 m^3)	$\delta^{18}O$ (°/oo)
Logone à Fort-Foureau	11	– 3,5	12	– 3,8
Chari à Chagoua	27	– 3,1	22	– 2,2
Chari à Fort-Lamy	38	– 3,3	34	– 2,8

On évalue à 0 °/oo la composition moyenne des eaux de l'El Beïd, en 1968-1969. Des résultats acquis, il est possible de situer la moyenne annuelle autour de cette valeur pour la Komadougou.

6.2.4. Teneurs en tritium des eaux du Chari et du Logone.

En 1969, les teneurs moyennes annuelles des eaux du Logone à Fort-Foureau, de 94 ± 7 U.T. et du Chari à Chagoua, de 79 ± 6 U.T., ont été mesurées sur deux échantillons pondérés par mélange de prélèvements mensuels en fonction du débit.

On estime ainsi à 83 ± 13 U.T. la teneur moyenne des eaux du Chari qui alimentent le lac en 1969.

6.3. Compositions isotopiques moyennes des apports au lac Tchad.

En définitive, l'évaluation des moyennes isotopiques de l'ensemble des eaux fluviales et pluviales qui ont alimenté le lac en 1967 et 1969 s'établit respectivement à $-3{,}4\ ‰$ et $-2{,}7\ ‰$.

La teneur moyenne en tritium de l'ensemble des eaux peut être fixée en 1969 autour de 90 U.T.

7. CONCLUSION.

Actuellement, les migrations de matière dans le système endoréïque du lac Tchad se font uniquement de la zone tropicale humide vers la zone semi-aride, à travers les quelques 700 000 km^2 que couvre le bassin actif. Au gradient topographique, qui s'atténue fortement vers l'aval, se superpose donc un gradient climatique extrêmement marqué. L'évolution longitudinale de l'érosion des transports et de la sédimentation est ainsi déterminée par :

— une alimentation essentiellement assurée par les pluies et l'*altération dans les hauts-bassins* cristallins du Cameroun et de la République Centrafricaine, sous un régime tropical pur ou tropical de transition, en milieu lessivant,

— *l'évaporation et l'intervention de phénomènes physico-chimiques et biochimiques* qui entraînent une concentration et un piégeage des éléments transportés, lors de l'écoulement dans les plaines de la zone sahélienne, en milieu épisodiquement confiné.

Le régime de l'érosion et des transports vers le lac, qualifié de *tropical-sahélien dégradé*, est caractérisé par des variations saisonnières très marquées, inverses pour les phases en solution et en suspension car fonctions de facteurs biophysiques communs (*cycle d'humectation-dessication des sols, cycle de la végétation herbacée*) mais aux effets contraires vis-à-vis de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique. Sous ces climats, caractérisés par l'alternance d'une saison pluvieuse et d'une saison sèche prononcée, la croissance des herbes à partir d'un sol dénudé puis leur disparition quasi totale jouent un rôle de premier ordre depuis l'érosion jusqu'à la sédimentation des substances. A l'échelle annuelle, ce rôle n'est pas sans présenter quelques similitudes avec celui que ERHART H. (1956) confie à la forêt à l'échelle de l'ère géologique. *Une « bio-rhexistasie annuelle »* apparaît ainsi comme un facteur essentiel du régime.

L'ordre moyen d'exportation des éléments dissous à l'exutoire des zones amont s'écrit (en équivalent pour les cations) :

$$SiO_2 \; . \; Ca \; . \; Na \neq Mg \; . \; K.$$

Entre les zones d'exportation amont et le lac Tchad, les particules doivent franchir un *premier piège* au cours de leur migration vers l'aval : *les plaines d'inondation* qui constituent des zones de « pré-sédimentation », d'une superficie totale supérieure à celle du lac. Après le milieu lessivant d'où elle est issue, la matière doit donc traverser un milieu épisodiquement confiné.

Dans les plaines du Logone inférieur, ce sont 50 % des matières en suspension qui sédimentent soit $1{,}5.10^6$ t/an dont environ $0{,}8.10^6$ t/an de kaolinite. Ces valeurs représentent environ la moitié des suspensions qui se déposent dans le lac Tchad.

Les enrichissements en éléments dissous (1,1 à 5 fois) se réalisent sous l'effet de l'évaporation mais les taux d'accroissement, spécifiques de chaque élément, sont l'indice de piégeages sélectifs. Dans le Grand Yaéré Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ ou K^+ sédimentent préférentiellement. En revanche, ce seront d'abord K^+, Na^+ puis Ca^{2+}, Mg^{2+} sur l'axe du Logone inférieur où transitent les débits les plus importants. Ce dernier ordre demeure peu différent dans le Chari inférieur, Na^+, $K^+ \neq Ca^{2+}$, Mg^{2+}, et dans la Komadougou, $K^+ \neq Na^+$, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Malgré les pertes d'ions et de silice, évaluées à environ 10 % dans le Yaéré et le Logone inférieure, les eaux conservent à leur arrivée au lac un spectre d'éléments dissous assez semblable au spectre moyen amont : $Ca \; . \; Mg \neq Na \; . \; K$.

Différents *phénomènes de sédimentation physico-chimique et biochimique*, mais aussi de *stockage-restitution*, jouent plus ou moins intensément selon les plaines, les temps de transit et l'hydraulicité. C'est pourquoi les résultantes saisonnières et annuelles apparaissent variables aux principaux exutoires et parfois même d'une année sur l'autre. L'évolution hydrochimique annuelle dans le Grand Yaéré se rapproche du terme extrême de celle qui a été observée dans le lac Tchad et notamment dans sa zone sud-ouest (Partie II, ch. 2, § 5.2.3.). C'est donc dans ces deux paysages que la sédimentation doit présenter le plus de similitude. Parmi les phénomènes susceptibles d'engendrer la sédimentation constatée, outre ceux qui n'assurent qu'un stockage provisoire, il convient de noter les *néoformations de montmorillonites, accompagnées d'adsorptions*, que paraissent impliquer la différence minéralogique entre les argiles sédimentées (Montmorillonites) et celles qui sont abandonnées dans la plaine (kaolinite) ainsi que des *précipitations de carbonates de calcium* (nodules calcaires) et de magnésium. Ces phénomènes et leurs conséquences seraient en fait très semblables à ceux qui contribuent pour une part importante à la régulation permettant au lac Tchad de conserver des eaux relativement douces. Force est donc de constater que *cette régulation saline commence dans le système hydrologique avant même que les eaux aient atteint le lac.*

Outre cette *régulation spatiale*, existe dans le bassin *une régulation temporelle* de la teneur des apports au lac. L'écart annuelle par rapport à la moyenne pluriannuelle demeure inférieur à ± 10 % pour les salures globales (12 ans) alors que les modules varient de + 40 % à − 25 % par rapport à la valeur pluriannuelle calculée sur la même période. On mesure également des écarts inférieurs à ± 5 % pour les

salures spécifiques (2 ans) et pour les turbidités (3 ans). Altération spécifique dans les hauts bassins et accroissement des salures dans les plaines semblent devoir se compenser, l'une et l'autre étant fonctions de l'hydraulicité mais de façon inverse.

Les teneurs interannuelles des apports au lac Tchad par les tributaires, résumées dans le tableau ci-après, apparaissent finalement peu élevées en regard de celles que l'on rencontre à de telles latitudes (LIVINGSTON D.A. - 1963 -). Les teneurs moyennes interannuelles sont de *41,8 mg/l d'ions, 25 mg/l de silice, 71 mg/l de matières en suspension.*

Tributaires	Ca^{2+} me/l	Mg^{2+} me/l	Na^{+} me/l	K^{+} me/l	rp^{+} me/l	CO_3H^{-} me/l	SiO_2 me/l
Chari	0,191	0,135	0,122	0,041	0,488	0,48	24
El Beïd	0,429	0,297	0,363	0,104	1,193	1,19	50
Komadougou	0,341	0,216	0,191	0,066	0,814	0,81	(50)
Apports fluviaux totaux	0,200	0,141	0,131	0,043	0,515	0,51	25

De 1954 à 1969, ces apports fluviaux s'élèvent en moyenne à *1,81.10^6 t/an d'ions et à 1,09.10^6 t/an de silice dissoute.* Ils sont supérieurs de + 6 % au cours de la période 1870-1970. A ces apports, s'ajoute une quantité égale de *matières en suspension, soit 3,0.10^6 t/an, dont environ 1,5.10^6 t/an de kaolinite.* Finalement *l'alimentation du lac peut se résumer à 43,5.10^9 m^3/an d'eau et 6,0.10^6 t/an de matières.* Le Chari assure à lui seul respectivement 96 %, 91 %, environ 98 %,de cette alimentation en eaux, en sels et en suspension, dont 85 % de juillet à décembre. On retiendra que l'apport éolien et pluvial en éléments solubles ne doit pas représenter plus de 15 % de l'apport fluvial.

Les variations des compositions isotopiques des eaux qui alimentent le lac dépendent essentiellement de la variation saisonnière des teneurs en isotopes lourds des précipitations et du fractionnement isotopique provoqué par l'évaporation dans les plaines des bassins inférieurs. En 1967 et 1969 les compositions moyennes de l'apport hydrique sont respectivement — 3,4 °/oo et — 2,7 °/oo vs SMOW. Cette dernière année, la teneur en tritium de l'apport total est d'environ 90 U.T.

DEUXIEME PARTIE

TRAÇAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE LAC TCHAD

Cette deuxième partie comprend quatre chapitres qui traitent uniquement du lac Tchad. Dans le premier, le cadre physique sera décrit et quantifié. Ensuite, seront présentés les caractéristiques physico-chimiques des eaux, les grands traits de leur évolution dans l'espace et le temps, et les phénomènes qui les déterminent. Puis, les teneurs ioniques seront utilisées à des fins hydrologiques. Ainsi, au troisième chapitre, le bilan salin contribuera à expliquer le grand problème de la régulation saline en définissant la part de la sédimentation chimique, et, à chiffrer les pertes du lac par infiltration ou évaporation. Les salures seront alors utilisées comme traceurs quantitatifs. Au quatrième chapitre, les salures globales seront employées comme traceurs qualitatifs pour la détermination des mouvements des eaux.

Premier Chapitre

LE CADRE PHYSIQUE DU LAC TCHAD.

La morphologie, la nature des fonds, le climat et l'hydrologie du lac Tchad sont brièvement décrits. Les données nouvelles présentées sur les grandes régions, la superficie, la bathymétrie, les niveaux du lac, ainsi que les discussions sur l'évaporation, se sont avérées nécessaires dès le début de l'étude pour assurer la compréhension et permettre l'utilisation des résultats hydrochimiques et isotopiques à des fins hydrologiques.

1. LA MORPHOLOGIE DU LAC TCHAD.

1.1. Description générale du lac Tchad.

Au cœur du continent africain, entre 12°30 et 14°20 de latitude nord et 13°00 et 15°20 de longitude est, le lac Tchad peut occuper à l'époque actuelle, lors des périodes humides jusqu'à 23 000 km^2, sur *une longueur et une largeur maximales de 200 km* (fig. 28). Il se partage entre quatre États : le Tchad, le Cameroun, la Nigéria et le Niger. Cette cuvette, *sans émissaire actuellement actif*, est caractérisée par ses *faibles profondeurs* qui ne dépassent pas 5 à 8 m, avec, en 1969, une moyenne de *3,4 m pour une superficie des eaux de 19 100 km^2*. Ces faibles profondeurs et les oscillations pluriannuelles du niveau engendrent de *grandes variations de superficie.*

Trois grands types de paysages se différencient (fig. 28) :

— *des eaux-libres*, au milieu desquelles on navigue comme en pleine mer sans apercevoir la moindre terre ou végétation à l'horizon et où les tempêtes peuvent être redoutables, en raison surtout des faibles profondeurs. Elles couvrent 36 % de la superficie totale en période normale ;

— *des archipels d'îlots-bancs*, qui correspondent à des hauts-fonds envahis par des roseaux et des papyrus. En fait, vus de bateau ou même d'avion, il est difficile de savoir si leur sol est ou non réellement sous l'eau. Dans ces régions, qui représentent 38 % de la superficie totale, les eaux peuvent être envahies par une végétation immergée, principalement à Potamogeton ;

— *des archipels d'îles sableuses*, constituées par les sommets aplanis des dunes de l'erg du Kanem qui émergent du lac. Ils occupent 26 % de la superficie totale.

Quelques deux mille îles et îlots-bancs ont été recensés. Orientés nord-ouest - sud-est et séparés par d'étroites passes, ils s'allongent généralement sur plusieurs kilomètres. Les îles sont le plus souvent bordées d'une frange de Phanérogames qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres de largeur. Dans ces régions, la navigation s'effectue dans un véritable labyrinthe de chenaux parfois obstrués par des îles flottantes de papyrus qui dérivent sous la poussée des vents et des courants.

Le lac est divisé en deux parties, sud et nord, d'importance équivalente, au niveau des îles et îlots-bancs de la *Grande Barrière*. Si les eaux baissent suffisamment, les hauts-fonds et la végétation se développent dans cette région de profondeur relativement faible, finissant alors par gêner considérablement l'alimentation de la moitié septentrionale qui ne communique pratiquement plus que par la région de Baga Kawa avec la moitié méridionale. En période très sèche, les deux cuvettes sont même totalement séparées et la cuvette nord tend à s'assécher.

Une reconnaissance des paysages, a conduit à définir *treize grandes régions naturelles* (fig. 29 et 30), en distinguant d'une part les *parties méridionale et septentrionale*, et d'autre part, pour la présentation de l'étude, les *zones nord, sud-est et sud-ouest* (M.A. ROCHE - 1971 a -). La zone nord comprend toute la moitié septen-

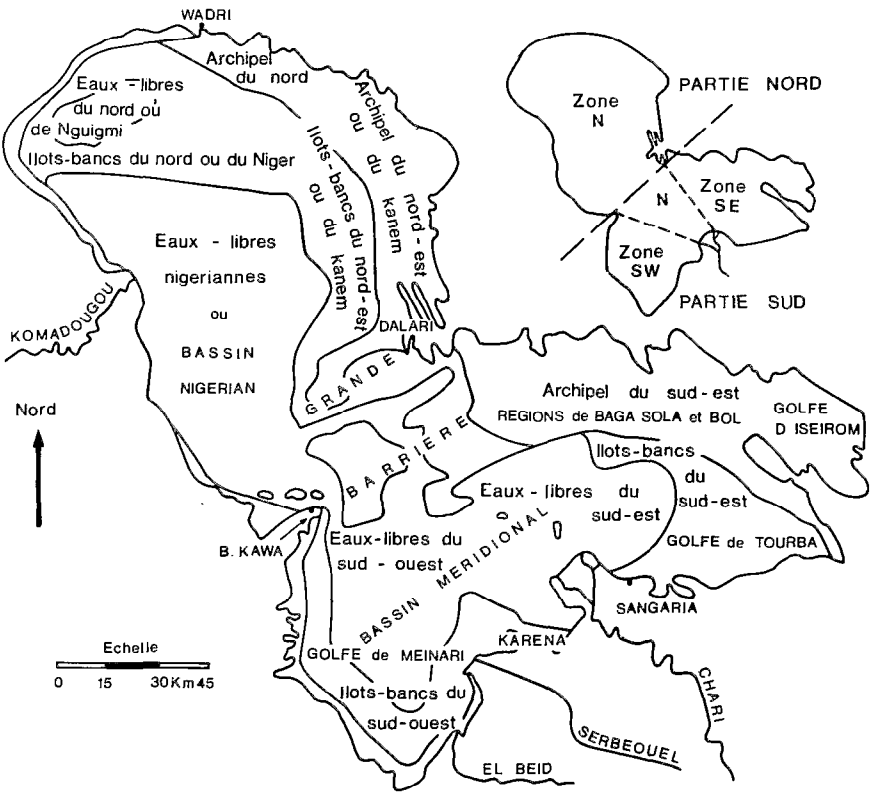


Fig. 28 : Les grandes régions naturelles du lac Tchad de 1966 à 1970, pour un niveau supérieur à 281 m.

trionale du lac et le triangle délimité par le delta du Chari, Baga Kawa et Dalari. La zone sud-ouest correspond au Golfe de Meïnari.

La configuration des rives joue un rôle important à la fois dans le déplacement et le mélange des eaux mais aussi dans l'évacuation superficielle des sels. De l'extrême nord à la pointe est, les côtes orientales sont particulièrement *circonvolutionnées* car les eaux envahissent les dépressions interdunaires de l'erg du Kanem, sur plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres. De Tourba au delta du Chari, les dépressions inondées sont moins étroites et moins profondes. Au Cameroun et en Nigéria, les rives, assez régulières, prennent l'*aspect de plages* souvent encombrées de roseaux et de papyrus. Cependant, immédiatement au sud de Baga Kawa, il existe de nombreux bras, séparés par cette même végétation qui a envahi les hauts-fonds.

Enfin, il faut signaler une autre particularité du lac Tchad, l'existence d'un *déversoir potentiel : Le Bahr el Ghazal*. Il s'agit d'une gouttière, plus ou moins marquée, et actuellement asséchée. Elle prend naissance à la pointe orientale du lac et

se dirige en pente douce jusqu'à Koro Toro, reliant ainsi le lac aux Bas-Pays du Tchad situés à 500 km au nord-est. *Le lac n'est pas, en effet, le point le plus bas de la cuvette tchadienne, les Bas-Pays s'étendent à une altitude inférieure de 100 m.* Cependant, les eaux du lac doivent atteindre un certain niveau, encore rehaussé par la construction de barrages de sables, pour se déverser dans le Bahr el Ghazal sur une distance pouvant alors atteindre plusieurs dizaines de kilomètres (avancée maximale en 1957 : 60 km).

1.2. Superficie du lac Tchad.

Les variations de la ligne de rivage engendrées par les oscillations du niveau, les circonvolutions compliquées des rives, le nombre élevé d'îles et d'îlots-bancs rendent délicate et difficile la mesure des superficies. Ainsi pour la monographie du lac Tchad, P. TOUCHEBEUF (1969) s'était limité à des estimations sommaires. J.P. CARMOUZE et B. DUPONT (1970) ont présenté les résultats qu'ils avaient obtenus pour un niveau à 282 m. Les cartes topographiques au 1/200 000 de l'IGN et au 1/50 000 du Federal Survey Department ont été corrigées, pour la période 1967-1969, par les observations effectuées lors de nos campagnes en bateau ou avion. Ces documents permettent, pour la période définie, correspondant à un niveau moyen à Bol de 281,8 ± 0,5 m c'est-à-dire à un niveau normal, d'estimer les superficies moyennes, desquelles il est possible d'évaluer les marges d'erreur (M.A. ROCHE - 1971 a -).

La superficie totale (fig. 29) et la superficie de toutes les îles et îlots-bancs ont été mesurées par planimétrie des cartes au 1/200 000, découpées pour les nécessités graphiques en 53 régions (M.A. ROCHE - 1971 a -) se regroupant dans les 13 grandes régions naturelles qui sont délimitées sur la figure 28 et 29. Par différence, a été calculée la superficie des eaux, puis la proportion, ou coefficient m, que représentent les eaux par rapport à la superficie totale (fig. 29).

La superficie totale du lac est évaluée à 22 700 km^2 (tableau XV). Les îles occupent 2 600 km^2 ; *les îlots-bancs constitués de Phanérogames aquatiques, couvrent 2 000 km^2*, dont la moitié environ correspond à des îlots-bancs réels, c'est-à-dire immergés. Les eaux dégagées de végétation s'étendent sur 18 120 km^2, auxquels il convient d'ajouter environ 1 000 km^2 d'îlots-bancs, si l'on considère l'*ensemble de la superficie des eaux*. Celle-ci, avec *19 100 km^2*, représente ainsi 84 % de la superficie totale.

Les erreurs sur l'estimation des superficies (tableau XV) sont dues à l'imprécision des mesures et du dessin topographique, ainsi qu'aux variations de superficie entraînées par l'oscillation du niveau du lac (± 0,5 m) au cours de la période considérée. La détermination des erreurs partielles permet d'évaluer les valeurs minimales et maximales des différents types de superficie ainsi que les erreurs relatives correspondantes (M.A. ROCHE - 1971 a -). La dissymétrie des marges d'erreur est due au fait que l'incertitude sur les superficies inondées de certaines régions n'a pas la même valeur de part et d'autre de la ligne de rivage adoptée comme limite moyenne.

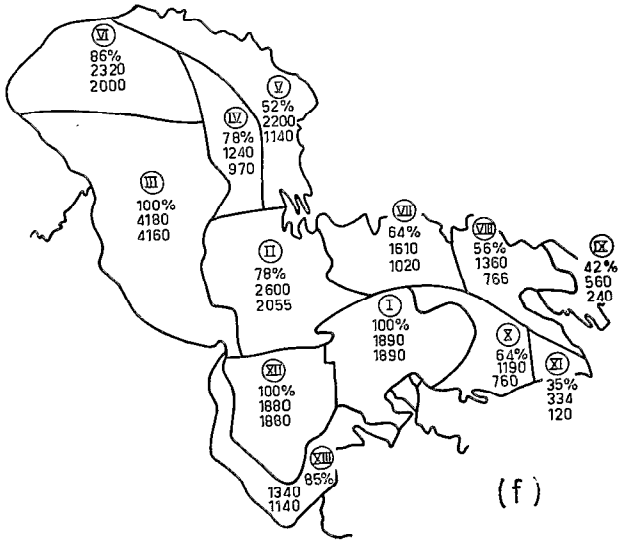


Fig. 29 : Pourcentage de la superficie occupée par les eaux (coefficient m), superficie totale (km^2) et superficie occupée par les eaux (km^2) du lac Tchad dans les grandes régions naturelles.

1.3. Altitude des fonds et profondeur des eaux du lac Tchad.

Les résultats disponibles sur la bathymétrie du lac ont été obtenus par A. BOUCHARDEAU et R. LEFEVRE (1957) qui réalisèrent les premiers enregistrements à l'échon-sondeur, suivis par B. BILLON (1963), J.P. CARMOUZE et B. DUPONT (1970) et M.A. ROCHE (1971). Une carte regroupant les principales valeurs est présentée (fig. 30 a), ainsi que des profils bathymétriques tracés d'après les mesures effectuées à l'écho-sondeur par B. BILLON - 1963 - (fig. 30 b). Ces résultats permettent d'esquisser les courbes de niveau du fond (fig. 30 c).

Les altitudes moyennes des 53 régions primaires, correspondant au découpage planimétrique, ont été évaluées en effectuant la moyenne arithmétique de toutes les mesures ponctuelles disponibles. L'altitude moyenne des 13 grandes régions naturelles (fig. 30 d), mentionnée dans le tableau XVI, a été obtenue en pondérant celle des 53 régions par leur superficie. Ce tableau indique également les profondeurs moyennes en 1969 pour un niveau à 281,3 m et les écarts maximums de l'altitude des 53 régions par rapport à l'altitude moyenne des 13 grandes régions naturelles.

L'altitude des différentes régions s'échelonne entre 275,8 m et 280,1 m. L'altitude moyenne des fonds du lac est de 278,2 m pour les 18 120 km^2 couverts par les eaux dégagées de végétation. Ces valeurs représentent une profondeur moyenne de 3,6 m lorsque le niveau du lac est à 281,8 m. L'erreur éventuelle ne doit pas dépasser

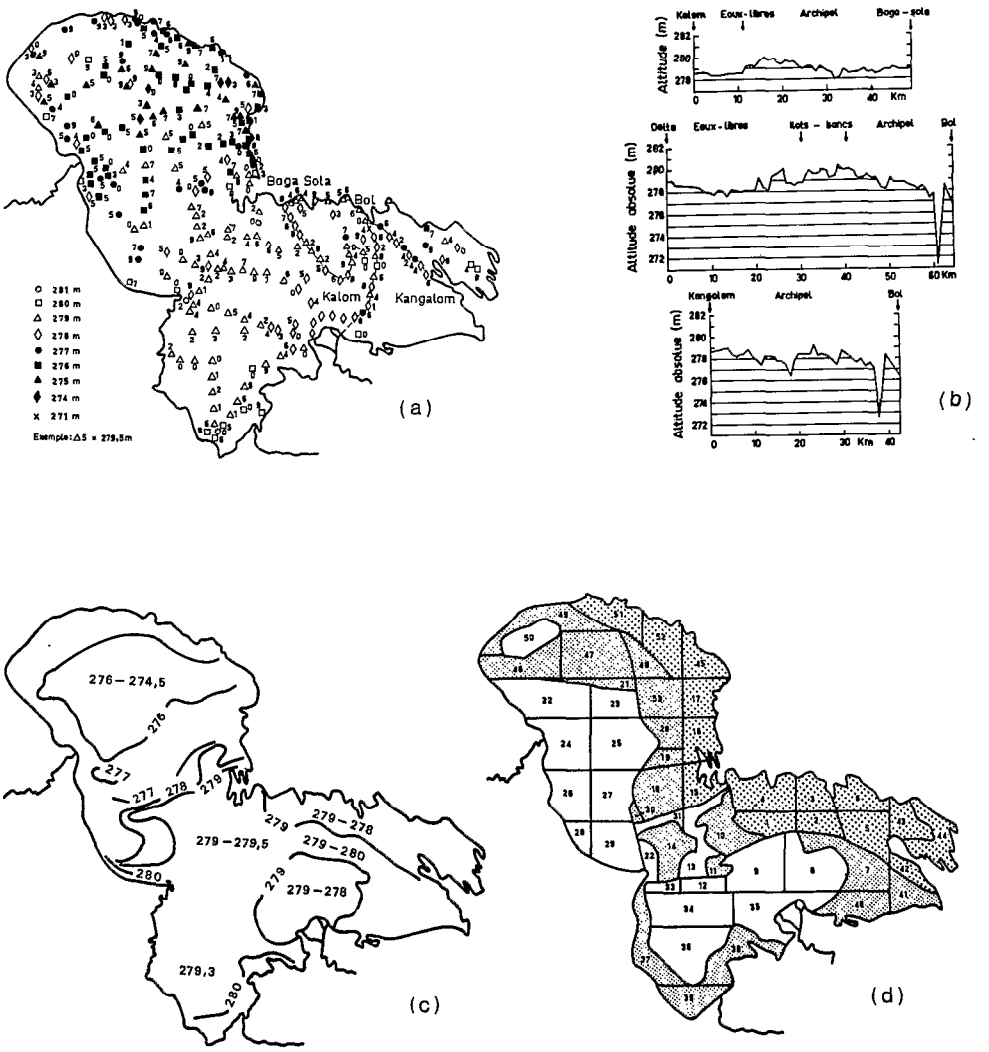


Fig. 30 : - a - Points de mesure de l'altitude absolue des fonds du lac Tchad. - b - Profils bathymétriques dans la zone sud-est du lac Tchad. - c - Courbes d'égale altitude (m) des fonds du lac Tchad. - d - Altitude moyenne (m) des fonds du lac Tchad dans les grandes régions naturelles. Les valeurs ont été estimées pour la période 1967 à 1969 et un niveau moyen à 281,8 m.

Tableau XV

Superficie des différents ensembles géographiques du lac Tchad, de 1967 à 1969, pour un niveau moyen à 281,8 m. Les valeurs extrêmes tiennent compte des différentes erreurs et incertitudes de l'évaluation. La dissymétrie dans l'erreur est due au fait que l'incertitude sur les superficies inondées n'a pas la même valeur de part et d'autre de la ligne de rivage adoptée comme limite moyenne (M.A. ROCHE - 1971 a -).

Régions	Superficie			Erreur relative à la moyenne (%)	
	Moyenne (km^2)	Minimale (km^2)	Maximale (km^2)	+	–
Ensemble du lac	22 695	22 685	23 245	0,04	2,4
Iles + Ilots-bancs	4 575	4 130	5 070	9,8	11
Iles	2 570	2 560	2 580	0,5	0,5
Ilots-bancs couverts de végétation	2 005	1 565	2 495	21	24
Ilots-bancs réellement immergés	1 000	530	1 500	47	50
Eaux	18 120	17 615	19 115	2,8	5,5
Eaux + Ilots-bancs immergés	19 120	18 605	20 150	2,7	5,4
Eaux + Ilots-bancs + plaines côtières	–	–	21 575	–	–

Tableau XVI

Altitude moyenne absolue et profondeur moyenne en 1969 des grandes régions naturelles du lac Tchad (fig. 30 d). Écarts maximums relevés par rapport à ces moyennes dans les 53 régions élémentaires définies pour la planimétrie (M.A. ROCHE - 1971 a -).

N°	Nom des Régions	Altitude moyenne (m)	Variations maximales (m)		Profondeur moyenne en 1969 (m)
I	Eaux-libres du sud-est	278,5	− 0,2	+0,2	2,8
II	Grande Barrière	279,1	− 0,7	+0,2	2,2
III	*Eaux-libres nigériannes*	277,6	− 1,8	+1,8	3,7
IV	Ilots-bancs du nord-est	276,6	− 0,5	+1,0	4,7
V	Archipel du nord et du nord-est	276,8	− 0,5	+0,6	4,5
VI	Ilots-bancs et Eaux-libres du nord	276,8	− 0,9	+0,5	4,5
VII	Archipel du sud-est, régions de Baga Sola et de Bol	279,0	− 0,7	+0,4	2,3
VIII	Golfe d'Iseirom	278,5	− 1,3	+0,3	2,8
IX	Extrêmité du Golfe d'Iseirom	279,3	—	—	2,0
X	Ilots-bancs du sud-est	279,4	− 0,1	+0,2	1,9
XI	*Ilots-bancs du sud-est, Golfe de Tourba*	279,6	—	—	1,7
XII	Eaux-libres du sud-ouest	279,3	− 0,1	+0,2	2,0
XIII	Ilots-bancs du sud-ouest	279,8	− 0,5	+0,3	1,5

± 0,3 m. Si l'on admet arbitrairement que l'altitude des îlots-bancs immergés est de 281,0 m, ce qui représente une hauteur d'eau de 0,80 m pour le niveau moyen considéré, *l'altitude moyenne des fonds du lac est alors de 278,35 m pour une surface d'eau de 19 120 km²*.

La partie septentrionale du lac est plus profonde que la partie méridionale. Dans cette dernière, les fonds sont rarement à une altitude inférieure à 278 m. Les Eaux-libres du sud-est apparaissent comme *une région prideltaïque déprimée* par rapport à celles qui l'entourent. Les fonds s'y établissent entre 278,3 m et 278,7 m, tandis qu'ils varient dans le Golfe de Meinari entre 279,0 m et 279,5 m, pour se relever progressivement en direction des rives. Les îlots-bancs et le sud de l'archipel de la zone sud-est correspondent à une surélévation des fonds qui remontent entre 279 m et 280 m pour s'abaisser ensuite entre 279 et 278 m, en direction des côtes du Kanem. *L'altitude des fonds de la Grande Barrière varie entre 279,0 m et 279,5 m.* Dans la partie septentrionale, les fonds s'abaissent progressivement vers le nord de 279 m à 275 m pour remonter légèrement de 276 m à 277 m vers les rives du Kanem et en pente plus douce vers les rives occidentales. Le nord du Bassin nigérian, des Ilots-bancs et de l'Archipel du Kanem, ainsi que le sud des Ilots-bancs du Niger, sont les régions les plus basses du lac. *Les altitudes les plus faibles*, très localisées, atteignent 271,4 m au sud de Bol et plus *couramment 275,5 m dans la région des Ilots-bancs du Niger.*

On doit remarquer que le fond est très régulier dans certaines régions, tel que le Golfe de Meinari ; par contre il peut être irrégulier dans d'autres régions, tel dans la Grande Barrière et les archipels, où le lac recouvre des dunes mortes.

En 1969, avec des valeurs maximales de l'ordre de 6 m (10 m au sud de Bol), les profondeurs moyennes des grandes régions naturelles s'échelonnent entre 1,5 m et 4,7 m.

1.4. Relation entre la superficie et le niveau des eaux du lac Tchad.

La courbe des superficies cumulées en fonction de l'altitude des fonds peut être tracée avec les données dont l'essentiel est résumé aux deux paragraphes précédents. Les moyennes régionales prises en considération déterminent un tracé des extrémités de la courbe qui ne définit pas réellement la superficie des eaux. Des points de référence (M.A. ROCHE - 1971 a -) permettent de corriger cet effet et d'aboutir à une approche optimale de la relation entre l'altitude du niveau et la superficie des eaux (fig. 31).

Le développement considérable de la végétation et l'émersion de longues bandes de terre, qui accompagnent les fortes baisses de niveau des eaux, conduisent à l'isolement plus ou moins total de vastes régions, indépendamment de l'altitude des fonds. La courbe tend alors à indiquer des valeurs de la superficie réelle des eaux par excès si les régions confinées s'assèchent. Son utilisation devient probablement délicate lorsque le niveau des eaux descend en dessous de 278 m.

Au cours de l'étude du cycle annuel de 1969, les superficies ont ainsi oscillé entre 18 000 km² et 18 400 km², avec une moyenne de 18 600 km², pour un niveau compris entre 281,5 m et 281,0 m.

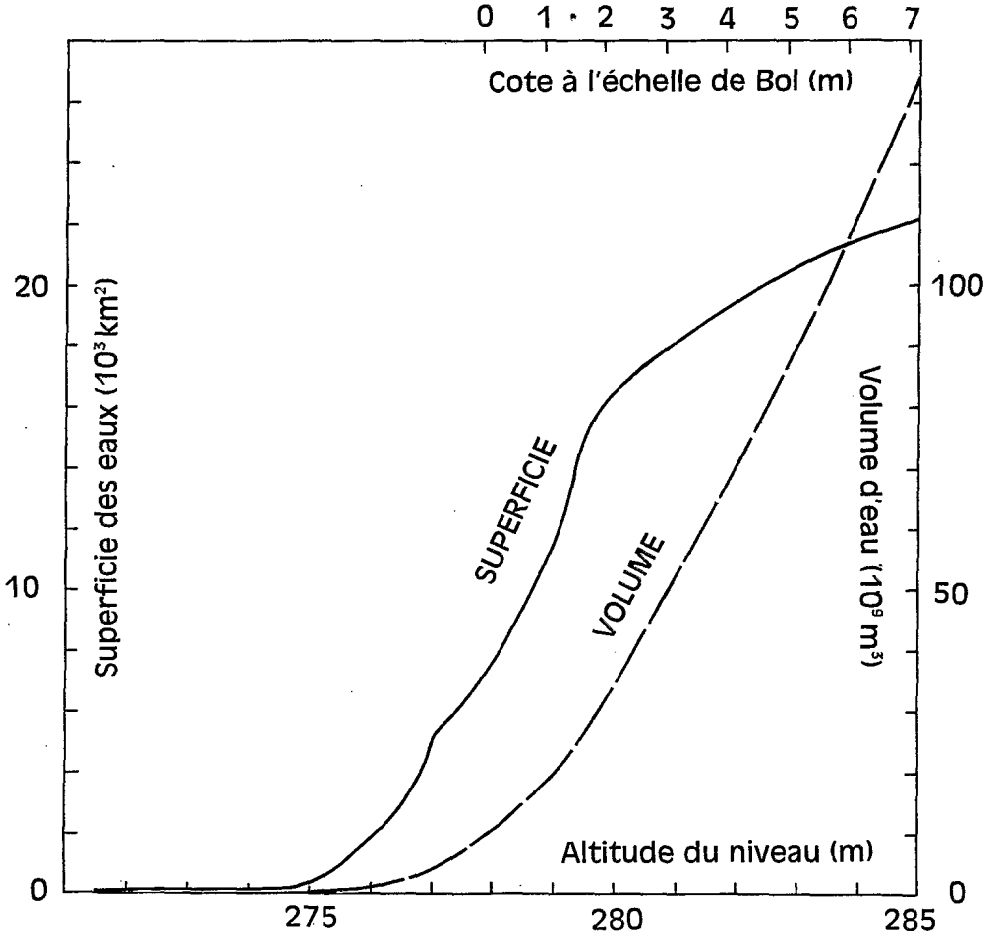


Fig. 31 : Superficie et volume des eaux du lac Tchad en fonction de l'altitude du niveau des eaux.

Nous verrons ultérieurement l'importance de ces oscillations dans les processus de régulation saline du lac et d'alimentation en sels de la nappe phréatique côtière.

La superficie des eaux et des îlots-bancs immergés représente la superficie évaporante minimale à prendre en considération pour le bilan hydrologique. La superficie maximale peut être définie comme celle de tous les îlots-bancs et des plaines côtières. Ces dernières et les îlots-bancs émergés évaporent à un taux plus faible mais le résultat doit être cependant compensé en partie par l'évaporation sur la bordure des îles également imbibée d'eau. Les pertes globales, d'après la superficie des eaux et des îlots-bancs immergés, sont ainsi estimées, par excès, à 233 cm en 1969.

1.5. Volume du lac Tchad.

Le volume d'eau contenu dans le lac en fonction de l'altitude du niveau (fig. 31) est déterminé par intégration de la relation entre la superficie et l'altitude du niveau (fig. 31).

Au cours de l'étude de 1969, les volumes ont varié de 61.10^9 à 55.10^9 m^3. *L'erreur* possible, d'après celles qui ont été évaluées pour les superficies et les profondeurs, est de l'ordre de $-1,5$ et $+3.10^9$ m^3, donc *inférieure à 5 %.* Pour un niveau à 285 m, le volume maximum serait de l'ordre de 135.10^9 m^3.

En conclusion, on retiendra que le lac Tchad est un plan d'eau pelliculaire dont les profondeurs les plus fréquentes sont comprises entre 1,5 et 4,5 mètres, en période normale. Une réduction à l'échelle des cartes au 1/200 000 donnerait une tranche d'eau qui n'excèderait pas une cinquantaine de microns !

2. NATURE ET DISTRIBUTION DES FONDS DU LAC TCHAD.

Le soubassement géologique et hydrogéologique du lac Tchad sera étudié en détail dans la troisième partie. Il faut indiquer cependant que *les eaux superficielles reposent directement sur une nappe souterraine d'une soixantaine de mètres d'épaisseur,* contenue dans des sables fins, à travers lesquels se réalisent des pertes du lac par infiltration.

Ce paragraphe présentera un résumé des résultats obtenus par B. DUPONT (1970) sur la nature et la distribution des fonds du lac. Leur étude contribuera à expliquer, outre les rapports entre le lac et la nappe, les modifications de salures des eaux.

2.1. Nature des fonds du lac Tchad.

Quatre principaux types de sédiments constituent les fonds du lac Tchad (fig. 32) :

. *Les vases.* Matériau sans aucune structure, de couleur brune, grise ou noire, elles se présentent sous forme de suspension homogène, ou parfois de gros flocons, dans les régions de fortes salures. *Leur phase acqueuse est toujours importante (de 230 à 500 % du poids sec)*, leur fraction minérale, environ 80 % du poids sec total, se répartit en trois lots granulométriques d'importance sensiblement égale : argile, limon et sable. *La fraction organique (13 % du poids sec)* apparaît sous forme de débris végétaux de 0,5 à 2 ou 3 mm, encore peu décomposés. Ces derniers sont parfois très abondants, présentant alors l'aspect d'une véritable tourbe (30 % de matières organiques). Les teneurs moyennes en carbone et en azote sont de 70 à 6 %. Le rapport C/N, égal à 11, souligne la part prépondérante des végétaux supérieurs dans l'accumulation de la matière organique, le rôle du phyto et zoo-plancton n'étant, comparativement, que secondaire.

. *Les argiles.* Ce matériau gris-bleu prend divers aspects : argile molle, homogène, sans structure ; argile structurée, se débitant en polyèdres anguleux de quelques centimètres et en agrégats de plus petite taille ; argile granulaire constituée de petits éléments de quelques millimètres à 2 ou 3 cm. *La phase acqueuse* représente entre *120 et 320 % du poids sec* de l'argile molle, entre *40 et 130 %* de celui de l'argile structurée. La fraction argileuse constitue 55 à 85 % de la phase minérale. La matière organique (3 à 4 % du poids sec) a un rapport C/N moyen de 10, conduisant à la même remarque que celle qui a été faite pour les vases. Les argiles sont généralement très riches en tests de diatomées qui peuvent former un assemblage continu très net au microscope.

. *Les pseudo-sables.* Formés de petits grains arrondis de 0,2 mm, sans aucun ciment entre eux, ils ressemblent à du marc de café. Deux types de grains peuvent être distingués. Les uns sont formés d'*un noyau d'argile, brun-jaune clair, entouré d'un cortex sombre*, d'épaisseur irrégulière, généralement mince mais parfois épais et à structure pelliculaire nette. Ce cortex présente fréquemment des marques d'érosion. Les autres ont une *structure oolithique*, avec un noyau, rouge très sombre à noir, arrondi ou ovoïde, entouré d'un cortex brun-rouge, épais, à structure pelliculaire. Les grains de ce type sont généralement plus gros que les premiers ; leur diamètre est presque toujours supérieur à 0,4 mm. Ils ne représentent qu'environ 5 % de la fraction totale.

. *Les sables.* Ils sont *fins* et bien triés. Leurs médianes sont comprises entre 0,28 et 0,11 mm. Le pourcentage d'éléments inférieurs à 0,05 mm atteint exceptionnellement 10 %. L'étude granulométrique met en évidence trois stocks différents. Les deux premiers, généralement mélés, correspondent aux sables de l'erg du Kanem (moyenne = 0,25 mm) et aux apports des tributaires (moyenne = 0,16 mm). Le troisième stock apparaît, toujours en mélange (14 %) ; il correspond à des sables dont la moyenne est voisine de 0,40 mm. Leur teneur en matière organique, toujours faible, est voisine de 1 %. Les grosseurs médianes sont comprises entre 0,20 et 0,28 mm.

L'analyse aux rayons X révèle que *la nature des minéraux argileux* est la même dans les vases et les argiles. *La montmorillonite*, généralement bien cristallisée, domine largement, tandis que *la kaolinite et l'illite* sont en faible quantité ou à l'état de traces. Aucune différence de composition n'est apparue entre les sédiments des différentes zones mais les échantillons recueillis à l'extrémité nord du lac présentent en plus les raies de *la calcite.*

La capacité d'échange, calculée sur des échantillons totaux de vase, et non sur la seule fraction argileuse, est voisine de 45 me/100 g. Pour les argiles, elle est voisine de 30 me/100 g.

Le fer total contenu dans les vases et les argiles représente 7,5 % du poids sec.

Le noyau argileux des pseudo-sables est formé de *montmorillonite* très bien cristallisée avec des traces de kaolinite. L'illite n'apparaît pas. Par contre, *la goethite* ($Fe_2 O_3, H_2O$) est en quantité importante. Les raies de *la calcite* et du *quartz* sont présentes. Le cortex apparaît sous forme d'une *trame siliceuse poreuse*, une fois le fer libéré par attaque à l'acide chlorydrique.

Les vases et les argiles, prélevées en surface ou en profondeur, ont généralement des teneurs nulles en *carbonates*. Cependant, au nord de la latitude de la Komadougou, les teneurs peuvent atteindre 5 %. Dans cette région, la surface de nombreux blocs et granules d'argile présente un *encroûtement carbonaté* blanchâtre de très faible épaisseur : l'analyse aux rayons X révèle la présence de *calcite*. Dans les cuvettes interdunaires situées derrière les rives (« ouadis ») et les anciens bras du lac, parfois asséchés, ces encroûtements sont beaucoup plus largement développés, certains prennent même l'aspect de véritables *tufs calcaires* (M.A. ROCHE - 1967 -, B. DUPONT - 1970 -).

2.2. Distribution des fonds du lac Tchad.

La carte de distribution des fonds (fig. 32) montre que *les vases* sont surtout abondantes dans la partie nord du lac, la Grande Barrière, les Archipels et Ilots-bancs du sud-ouest. Leur épaisseur, n'est habituellement que de quelques dizaines de centimètres, mais elle peut localement atteindre et dépasser 1 m, notamment dans la Grande Barrière et dans les anses de l'archipel.

Les argiles, qui se rencontrent partout dans le lac, sont parfois recouvertes par les autres types de sédiments. Elles se présentent habituellement sous forme d'argile structurée dans la partie sud en bordure des archipels, sous forme d'argile molle dans la partie nord, sous forme d'argile granulaire dans les zones sud-est et sud-ouest, là où la hauteur d'eau est la plus faible.

Les fonds sableux sont peu importants et localisés le long de la rive nigérianne, de Baga Kawa à la Komadougou, au débouché du Chari, de la Serbéouel et de la Komadougou. Dans le lac lui-même, les sables n'apparaissent que localement sur de petites superficies correspondant à des hauts-fonds, à une frange très étroite en bordure des îles et à certaines passes entre les îles.

Les pseudo-sables se rencontrent à l'ouest du delta du Chari, dans les Eaux-libres méridionales. Leur épaisseur est habituellement de 5 à 10 cm et peut atteindre 45 cm.

En définitive, les sédiments du lac, mises à part peut-être les argiles molles, paraissent donc plutôt favorables à l'infiltration des eaux, et en particulier les sables,

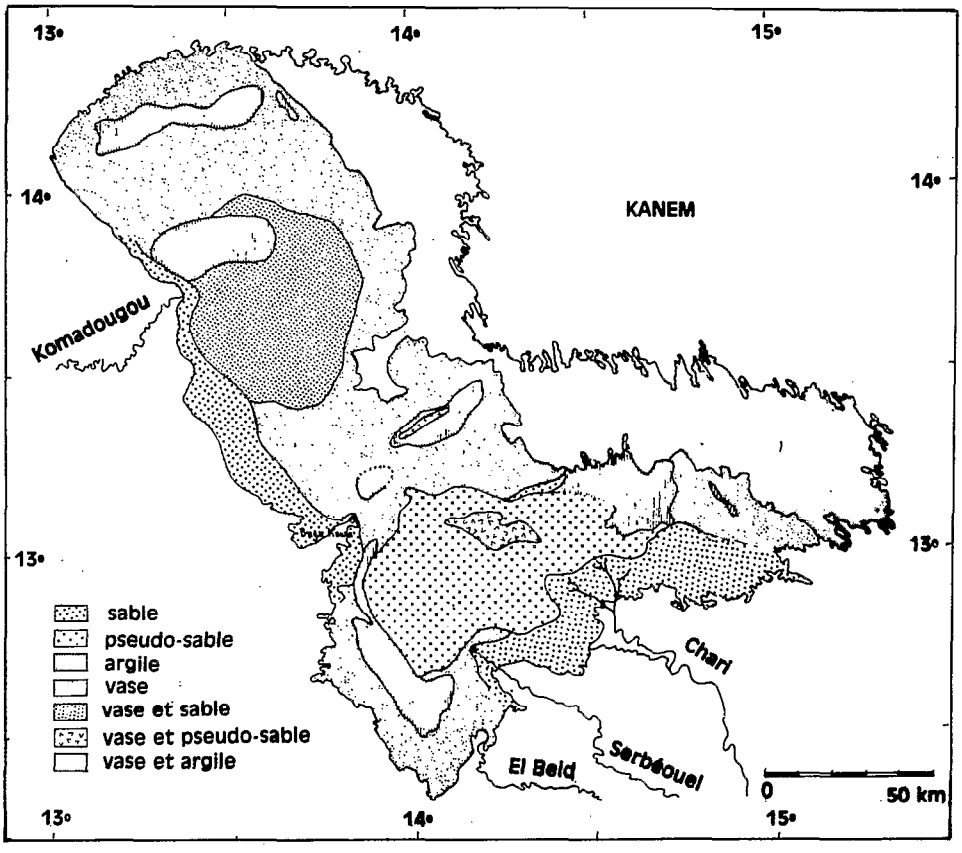


Fig. 32 : Nature et distribution des fonds du lac Tchad
(D'après B. DUPONT - 1970 -).

relativement dispersés dans le lac. Il faut aussi remarquer que les contacts entre l'ensemble de la masse d'eau superficielle et les sédiments sont particulièrement développés dans le lac Tchad, en raison des très faibles profondeurs.

3. LE CLIMAT SAHÉLIEN DU LAC TCHAD.

L'alternance de 8 à 9 mois de saison sèche et de 3 à 4 mois de saison pluvieuse, un degré hygrométrique faible et des températures élevées caractérisent le climat sahélien qui règne sur le lac. Ce type de climat est engendré par les déplacements du front intertropical (FIT) qui sépare les masses d'air tropical continental sec et équatorial maritime humide.

Le vent nous intéresse ici essentiellement en tant que facteur de l'évaporation, des variations spatiales du niveau et du déplacement des masses d'eau dans le lac. Pour ce dernier point, la figure 33 indique les directions et les vitesses moyennes des vents sur les rives nord-est du lac. Les températures de l'air influent, comme les vents, l'insolation et l'humidité, sur l'évaporation et la température des eaux. L'évaporation, un des principaux moteurs de la dynamique des eaux, représente aussi un des termes du bilan hydrologique dont, avec les infiltrations, elle constitue en fait l'inconnue qui sera précisée par des méthodes de traçage. Sur le plan fondamental, l'évaporation est aussi l'un des facteurs, de loin le plus important, du traçage naturel hydrochimique et isotopique. Les précipitations représentent un terme non négligeable du bilan hydrologique. En tant que diluant, elles sont à prendre en compte dans l'étude du traçage. On verra également qu'elles sont, par leur répartition spatiale, en partie responsables du mouvement des eaux.

Les données climatologiques sont extraites de la Monographie du lac Tchad (TOUCHEBEUF P. et *al.* - 1969 -), d'une synthèse sur l'évaporation (RIOU C. - 1972 -), ou encore proviennent, pour les années 1969 et 1970, des résultats bruts obtenus aux stations périphériques. Ces stations sont situées à Fort-Lamy, Bol, Matafo (dans le polder de Bol) et Nguigmi. Pour la pluviométrie, de nombreux totalisateurs complètent les informations. Il faut souligner la médiocre représentativité de ces stations périphériques, en raison du climat plus chaud et sec à ces stations que sur le lac même, où joue l'effet de l'importante masse d'eau. Ces données sont donc peu applicables au lac. Toutefois la situation particulière de Matafo, dans un polder cultivé et irrigué, et la présence d'une nappe phréatique proche du sol, confèrent à cette station un climat probablement assez voisin de celui qui règne sur les eaux du lac.

3.1. Vents.

D'octobre à avril-mai, pendant toute la saison sèche, l'Harmattan souffle du secteur nord-est, généralement entre 1 h et 11 h. Le reste de l'année, et en particulier en saison des pluies, la Mousson de secteur sud-ouest prend le relai (fig. 33). A ces deux vents principaux se conjuguent des vents locaux aux effets secondaires. Provoqués par des ascendances thermiques, ils sont dirigés la nuit vers le lac et le jour vers les rives.

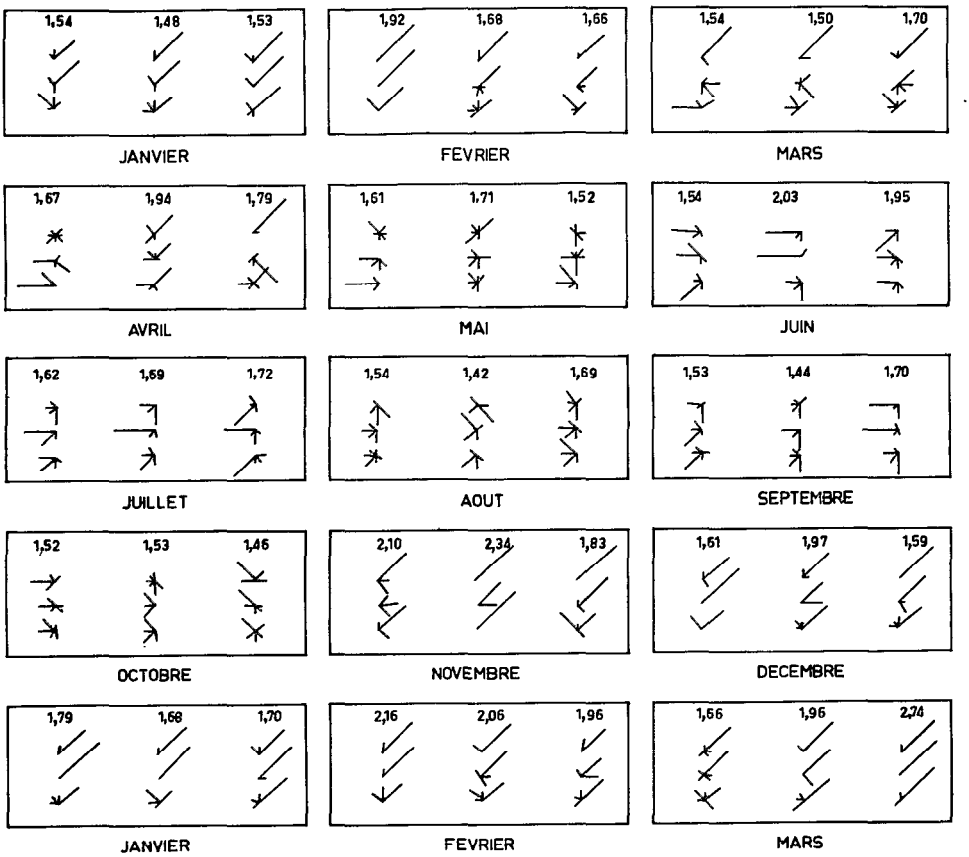


Fig. 33 : Directions et vitesses moyennes décadaires (m/s) des vents à deux mètres du sol à Bol en 1969 et 1970. La longueur des segments est proportionnelle aux fréquences de direction. Chaque colonne regroupe les observations d'une décade à 6 h (haut), 12 h et 18 h (bas) T.U.

3.2. Températures de l'air.

Les températures moyennes annuelles de l'air aux stations périphériques sont comprises entre 27° et 28°. Pendant la saison chaude, les températures moyennes mensuelles varient de 28° à 32°, et subissent une légère diminution au cours de la saison des pluies, avec 26° à 28° en août (fig. 5). La saison froide, de novembre à février, présente un minimum annuel en janvier, avec 21° à 23°. Contrairement au minimum de janvier, le minimum d'août est moins marqué en direction du nord. L'écart diurne est minimum au cœur de la saison des pluies (7° à 10°) et maximum de décembre à février (16° à 20°).

3.3. Humidités.

L'humidité relative de l'air est maximale en août (72 à 81 %) et minimale en février-mars (23 à 31 %). La moyenne annuelle ne dépasse guère 36 %. L'humidité est maximale pendant la nuit et minimale vers midi.

La comparaison des humidités enregistrées à l'hygromètre à cheveux à la station de Bol-Dune avec celles qui ont été mesurées en mars-avril 1967 par psychométrie en différents points du lac met en évidence l'effet de la masse d'eau sur ce paramètre. Les masses d'air, qui arrivent à cette époque du secteur nord-est, se chargent d'humidité en passant sur le lac. *Un gradient s'établit sensiblement en fonction de l'importance des surfaces d'eaux précédemment balayées.* Entre les régions méridionales et septentrionales, l'écart absolu est ainsi de 50 % en moyenne.

3.4. Insolation.

Mesurée à l'héliographe Campbell, l'insolation présente un maximum en mai (278 à 339 h) et d'octobre à décembre (310 à 315 h), et un minimum en saison des pluies, avec 183 à 226 h en août.

3.5. Évaporation.

L'évaporation moyenne annuelle du lac Tchad, estimée par le bilan hydrologique à 215 cm (TOUCHEBEUF P. - 1969 -), est très proche de l'évapotranspiration potentielle (ETP) mesurée sur lysimètre à Matafo où une hauteur moyenne annuelle de 216 cm a été mesurée de 1964 à 1970 avec un écart interannuel de ± 7 %. Ces mesures semblent confirmer la théorie généralement admise selon laquelle l'évapotranspiration potentielle est la mesure directe facilement obtenue qui se rapproche le plus de l'évaporation réelle d'une grande surface d'eau (RIOU Ch. - 1970 -). Pour les calculs du taux de concentration, *l'ETP à Matafo sera ainsi adoptée comme hauteur d'évaporation du lac* dans la région et aussi, compte tenu de la latitude de cette station, comme hauteur moyenne d'évaporation de l'ensemble du lac (voir ch. IV, § 1.2.).

Pour les hauteurs mensuelles d'évaporation, celles de l'ETP seront également adoptées car le bilan hydrologique fournit des résultats qui peuvent être entachés

jusqu'à 30 % d'erreur pour certains mois, par suite des variations locales de niveau dues aux changements de direction du vent (§ 4.2.4.). La corrélation satisfaisante qui existe entre les hauteurs mensuelles d'évaporation sur bac Colorado enterré et celles de l'ETP (écart inférieur à 10 %) dénote l'incidence minime du facteur biologique qui contribue à cette dernière.

A Matafo, comme d'ailleurs dans toute la région, il y a deux minimums et deux maximums annuels de l'ETP (fig. 34). En 1969, les valeurs sont relativement basses de juillet à septembre (16 à 19 cm), au cours de la saison des pluies, et de décembre à février (16 à 17 cm), en hiver. Les valeurs sont les plus élevées de mars à juin (20 à 25 cm), pendant la saison chaude et sèche, avec un maximum en avril, et d'octobre à novembre (19 cm).

Un gradient croissant de l'évaporation, orienté du sud vers le nord, semble probable bien qu'il apparaît difficile d'en préciser la valeur réelle. Pendant la saison humide, le fort gradient de pluviosité décroissant du sud vers le nord ne peut être sans conséquence sur celui de l'évaporation. L'ETP mensuelle est systématiquement plus élevée à Matafo qu'à Fort-Lamy. En 1969 et au début de 1970, la différence varie de 1 à 6 cm suivant les mois. La différence interannuelle est de 40 cm, soit 18 %. On peut penser que la différence entre le sud du lac et Bol est inférieure à cette valeur puisque Fort-Lamy ne subit pas l'influence humide du lac et se situe à une latitude plus basse que la pointe méridionale du lac.

3.6. Précipitations sur le lac Tchad.

La saison des pluies débute en mai ou juin pour se terminer en octobre avec un maximum en août qui représente 40 à 60 % du total annuel. Sa durée et sa précocité augmente en sens inverse de la latitude. La pluviosité décroît du sud vers le nord, de 550 à 240 mm (fig. 3). La hauteur moyenne a oscillé au cours des 38 dernières années de 123 à 565 mm, avec une moyenne interannuelle de 325 mm. En 1969, la hauteur moyenne, estimée à 207 mm, se place parmi les plus faibles observées.

L'irrégularité interannuelle est donc frappante. En année normale, seules les pluies du mois d'août ne sont pas déficitaires par rapport à l'évaporation.

4. LE RÉGIME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD.

Les données hydrologiques antérieures à 1967-1968 ont été extraites des *monographies du Chari* (BILLON B. - 1968 -) et du lac Tchad (TOUCHEBEUF P. - 1969 -).

4.1. Bilan hydrologique du lac Tchad.

Le volume d'eau contenu dans le lac résulte à tout moment d'un équilibre entre les apports des tributaires (87 %) et des pluies (13 %) et les pertes par évaporation

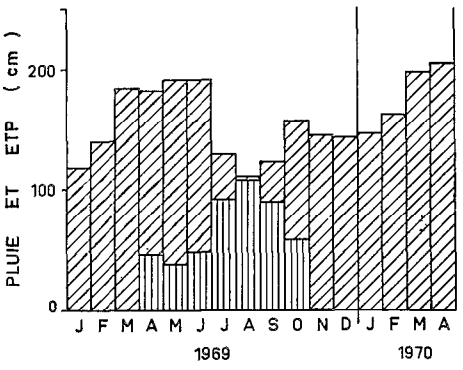


Fig. 34 a : hauteurs mensuelles d'ETP (hachures obliques) et de pluie à Fort-Lamy (hachures verticales) en 1969-1970.

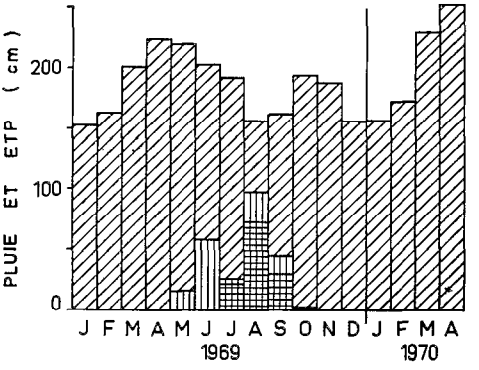


Fig. 34 b : hauteurs mensuelles d'ETP à Matafo (hachures obliques) et de pluies à Bol-Matafo (moyenne des deux stations - hachures verticales) et Nguigmi (quadrillés) en 1969-1970.

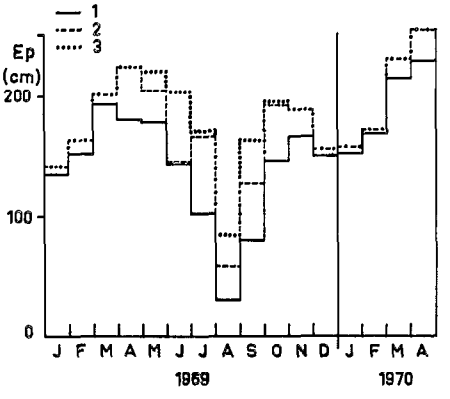


Fig. 34 c : hauteurs estimées de l'évaporation diminuées de celles des pluies dans les régions méridionales (1), médianes (2) et septentrionales (3) du lac Tchad.

(plus de 93 - 96 %) et infiltration (moins de 4 - 7 %). Il n'existe aucun émissaire de surface réellement fonctionnel. Le bilan peut ainsi être formulé :

$$V \text{ fluvial} + V \text{ pluie} = V \text{ évaporé} + V \text{ infiltré} \pm \Delta V$$

Le volume du lac a varié de 49 à $97.10^9 m^3$ au cours de la période de 1954-1955 à 1969-1970 (tableau III et § 1.5.).

4.1.1. Alimentation fluviale et pluviale.

Les apports d'eaux ont été présentés dans le cadre des apports de matières au lac (première partie, § 2.3.). Rappelons seulement que celui-ci reçoit en moyenne $50.10^9 m^3$/an dont 83 % proviennent du Chari (et de la Serbéouel), 4 % de l'El Beïd, moins de 1 % de la Komadougou. La partie sud reçoit 95 % des apports hydriques tandis que 85 % des eaux fluviales sont déversés au delta du Chari en six mois, de juillet à décembre. Le tableau III présente les valeurs des différents apports et les principales caractéristiques hydrologiques du lac de 1954-1955 à 1969-1970.

4.1.2. Pertes par évaporation et infiltration.

Les pertes globales par évaporation et infiltration représentent l'inconnue du bilan hydrologique. L'évaluation des pertes mensuelles est généralement entachée de 20 à 30 % d'erreur. Avec une précision de 10 %, on évalue les pertes interannuelles à 235 cm/an. Le bilan hydrologique, par contre, ne permet pas de séparer les pertes par évaporation et infiltration. Mais nous verrons au troisième chapitre (§ 5.) que le bilan salin conduit à estimer, par excès, les pertes par infiltration et abandons superficiels entre 4,2 et 7,2 %. Les pertes par abandon superficiel ne peuvent, en général, dépasser elles-mêmes 0,5 %. L'évaporation représente ainsi une perte annuelle minimale de 225 à 205 cm, valeur à comparer aux estimations faites au paragraphe 3.5. sur la base de l'ETP.

4.2. Variations du niveau du lac Tchad.

4.2.1. Variations journalières.

Des fluctuations pseudo-périodiques et rapides du niveau des eaux ont lieu en permanence (fig. 88). Dans une même journée, des variations de niveau de 5 à 8 cm ne sont pas rares. Les écarts à la courbe moyenne peuvent être alternativement positifs puis négatifs pendant plusieurs jours consécutifs. En décembre et janvier, les amplitudes maximales de fréquences annuelle et décennale de ces fluctuations sont respectivement de 11 et 18 cm (BILLON B. - 1965 -). Ces fluctuations sont attribuées essentiellement à l'influence des vents qui par frottement engendrent des mouvements oscillatoires complexes. Les différences de pression atmosphérique et des averses localisées paraissent également susceptibles d'entraîner parfois de telles variations.

4.2.2. Variations annuelles.

De juillet à décembre-janvier, les apports sont supérieurs aux pertes, le niveau monte ; de décembre-janvier à juillet les apports sont inférieurs aux pertes, il descend (fig. 35). Sur 26 années, la différence de hauteur entre le minimum et le maximum annuel est caractérisée par une moyenne de 0,93 m et un écart-type de 0,40 m. La baisse est moins irrégulière d'une année sur l'autre, car elle dépend essentiellement de l'évaporation qui est relativement constante en climat sahélien (§ 3.5.).

4.2.3. Variations pluriannuelles.

Le niveau subit des variations pluriannuelles importantes, sans cycles périodiques apparents (fig. 35). D'après les observations ou les reconstitutions effectuées sur les cent dernières années (TOUCHEBEUF P. *et al.* - 1969 -), on sait que les altitudes maximales et minimales atteintes à Bol ont été respectivement de 284,5 et 280,0 m. Ces valeurs correspondent à des surfaces de 22 000 et moins de 16 000 km^2 et à des volumes de 125.10^9 et moins de $35.10^9 m^3$. Cette évolution traduit un équilibre précaire entre des apports qui peuvent varier du simple au triple (20.10^9 à $65.10^9 m^3$/an) et des pertes relativement constantes (50.10^9 à $35.10^9 m^3$/an) et dont les valeurs sont du même ordre de grandeur que le volume d'eau stocké dans le lac. L'étude a été effectuée pour un niveau compris entre 282,3 et 281,0 m, lors d'une baisse pluriannuelle faisant suite au maximum de 283,2 m en 1962-1964*.

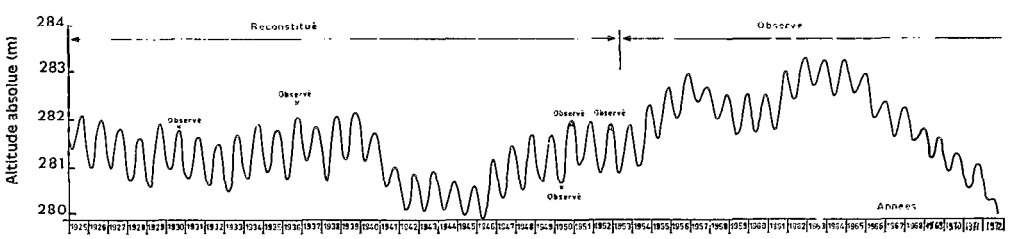


Fig. 35 : Niveaux du lac Tchad (d'après P. TOUCHEBEUF *et coll.* - 1969 - et données ultérieures).

4.2.4. Variations spatiales.

Les mesures limnimétriques effectuées en diverses stations du lac mettent en évidence *une différence d'amplitude annuelle et une inclinaison saisonnière du*

---

* A la suite de la grande sécheresse, dont les effets catastrophiques ont commencé à se faire sentir en 1972, le niveau du lac a dépassé les plus bas niveaux atteints en 1908. (A. CHOURET - 1974 -).

niveau entre les rives est et ouest (fig. 36), que laissaient présumer les anomalies du bilan hydrologique mensuel et le régime saisonnier des vents dominants.

L'écart entre le maximum et le minimum annuels est plus élevé sur les rives occidentales aux stations de Malamfatori et Kérénowa que sur les rives orientales aux stations de Bol, Baga Kiskra et Karé Katia. La différence d'amplitude est de 0,2 à 0,5 m.

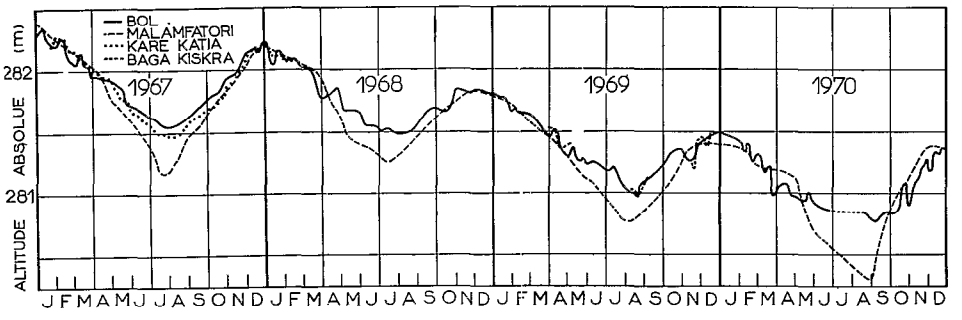


Fig. 36 a : Variations du niveau du lac Tchad aux stations de Bol, Malamfatori, Karé-Katia et Baga Kiskra de 1967 à 1970. Les altitudes absolues sont repérées par rapport au nivellement IGN 1956 à Bol et IGN 1954 à Malamfatori après rattachement à la borne de Boso. Les niveaux à Karé-Katia et Baga Kiskra sont calés arbitrairement.

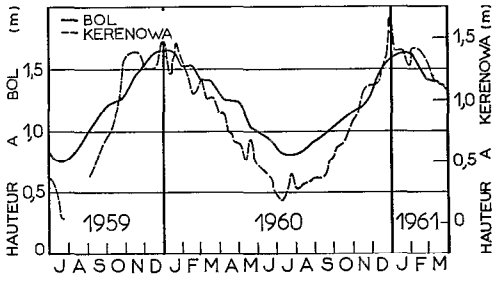


Fig. 36 b : Variations du niveau du lac Tchad à Bol et Kérénowa de 1959 à 1961. Les deux courbes sont calées arbitrairement l'une par rapport à l'autre.

L'inclinaison saisonnière du plan d'eau ainsi impliquée est plus difficile à caractériser car seules les échelles de Bol et de Malamfatori ont été rattachées au nivellement général. Encore faut-il souligner qu'une incertitude de 0,25 m subsiste entre les cotes du zéro des deux échelles. Un calage arbitraire des courbes les unes par rapport aux autres, en fonction des dates de changement des vents dominants, permet de confirmer que *la pente du plan d'eau s'inverse bien avec ces vents* (M.A. ROCHE - 1973 b -). Ceux-ci tendent à refouler alternativement les eaux vers les rives opposées. Le niveau est plus élevé sur les rives orientales que sur les rives occidentales quand ils soufflent de secteur nord-est (Harmattan). Le contraire se produit quand ils viennent de secteur sud-ouest (Mousson). L'écart de niveau entre les rives peut alors atteindre de 5 à 25 cm.

Ces propos expliquent que de tels mouvements de bascule puissent perturber le calcul du bilan hydrologique à l'échelle mensuelle à partir des lectures de l'échelle de Bol. Ils soulignent en outre *l'intérêt, pour l'étude de la dynamique des eaux et du bilan hydrologique*, d'effectuer des observations plus approfondies des variations spatiotemporelles des niveaux du lac, par l'implantation de plusieurs stations limnigraphiques sur les rives et les îles.

5. CONCLUSION SUR LE CADRE PHYSIQUE DU LAC TCHAD.

Les caractères physiques du lac Tchad apparaissent particulièrement favorables à l'existence d'intenses phénomènes d'hydrologie superficielle et souterraine, de sédimentation chimique et détritique et de marquage naturel salin et isotopique des eaux. Nous retiendrons ainsi :

— un endoréïsme superficiel, mais de faibles pertes souterraines vers la nappe phréatique,

— la division du lac en deux cuvettes par la Grande Barrière, région d'îles et de hauts-fonds,

— une superficie variable mais importante (19 000 km^2) pour une profondeur moyenne de 3 à 5 m,

— une variation moyenne annuelle du niveau de 0,9 m qui entraîne des variations de 5 à 10 % de la superficie inondée, et de grandes variations pluriannuelles (+ 2,5 m), sans cycles périodiques, pouvant aller jusqu'à l'assèchement de vastes régions,

— une évaporation d'environ 2,2 m, donc forte en regard de la profondeur moyenne et de l'ordre de grandeur de l'apport hydrique,

— une alimentation de $50.10^9 m^3$/an, arrivant à 95 % dans la moitié sud, qui provient pour 83 % du Chari et pour 13 % des pluies, et, est assurée à 84 % sur une période de six mois,

— des sédiments argileux, vaseux, sableux et ferrifères dont les interactions avec l'eau devraient avoir des conséquences très marquées en raison de la faible épaisseur de la lame d'eau.

Deuxième Chapitre

VARIATIONS DES CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD

Les variations dans l'espace et le temps des températures, transparences, pH, salures globales, salures spécifiques, teneurs en silice et teneurs en isotopes des eaux du lac Tchad seront étudiées tour à tour dans sept paragraphes successifs.

1. TEMPÉRATURES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les températures des eaux du lac Tchad ont été mesurées en 1964-1965, en diverses stations de la zone sud-est par R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT (1967) et à la station C1,12 km à l'est de Malamfatori, en 1967-1968 par A. ROBINSON (1968). D'autre part J. LEMOALLE (1969) a étudié les variations du gradient vertical de température à Bol, au cours de trois journées en 1969. En fait, en regard des vastes dimensions du lac, peu de données étaient disponibles sur les températures des eaux. Il s'agissait uniquement d'observations ponctuelles qui ne définissaient pas les limites de variation pour l'ensemble du lac. Des mesures, effectuées au cours des campagnes, ont permis une telle étude (M.A. ROCHE - 1971, 1973 b -), dont les principaux résultats sont rappelés ici.

La température moyenne annuelle de l'ensemble de la masse d'eau lacustre, estimée à 27° avec une marge d'erreur de 1°, est analogue aux 26,5° évalués pour le Chari (partie I, p. 22).

Les températures moyennes annuelles des eaux, observées en surface à *Bol* (11 ans) et *à la station C1* (1 an), sont de 26,5°. Cette valeur est obtenue légèrement par défaut à la première station et légèrement par excès à la deuxième. La comparaison des températures de surface, mesurées sur l'ensemble du lac et à Bol, montre que les eaux de cette station ont tendance à être un peu plus fraîches : l'écart moyen entre les minimums ou les maximums, suivant les périodes au cours desquelles ont été faites les observations, varie entre zéro et 2,7°. *Les températures moyennes mensuelles* (fig. 38) les plus faibles, aux deux stations, sont respectivement de 20° et 19,5° en janvier, au cœur de l'hiver, et les plus élevées sont comprises entre 29° et 30°5 de mai à octobre, pendant toute la saison humide. Bien que les périodes d'observation soient différentes, on peut constater la similitude des résultats obtenus aux deux stations. *Les écarts diurnes moyens* mesurés sur l'ensemble du lac sont compris entre 2,7° et 3,5°, et entre 1,6° et 3,1° à Bol.

A Bol, la température moyenne annuelle des eaux est de 1,5° inférieure à celle de l'air, *mesurée sous abri à Bol-dune de 1957 à 1966.* Les températures moyennes mensuelles des eaux ne sont que très légèrement supérieures à celles de l'air uniquement en saison des pluies. Le cas contraire est observé pendant le reste de l'année. Les écarts sont maximums en saison sèche et chaude. Ils peuvent alors s'expliquer par l'importance de la masse d'eau à réchauffer après la saison froide et par le refroidissement des eaux consécutif à la forte évaporation qui règne alors.

La figure 39 permet de situer la variation annuelle de la température des eaux de surface du lac Tchad par rapport à celle de *différents lacs africains* répartis entre 26° de latitude sud et 33° de latitude nord.

La stratification thermique des eaux du lac Tchad (fig. 40) est conforme au schéma attendu pour une masse d'eau de très faible profondeur sous climat chaud. La température des eaux décroît en profondeur mais cette stratification est seulement de période journalière et, en général, vers l'heure du minimum la température redevient homogène sur toute l'épaisseur. L'écart maximum le plus fréquemment compris entre 0,5 et 2°, est atteint dans l'après-midi. On observe ainsi, au cours de la journée,

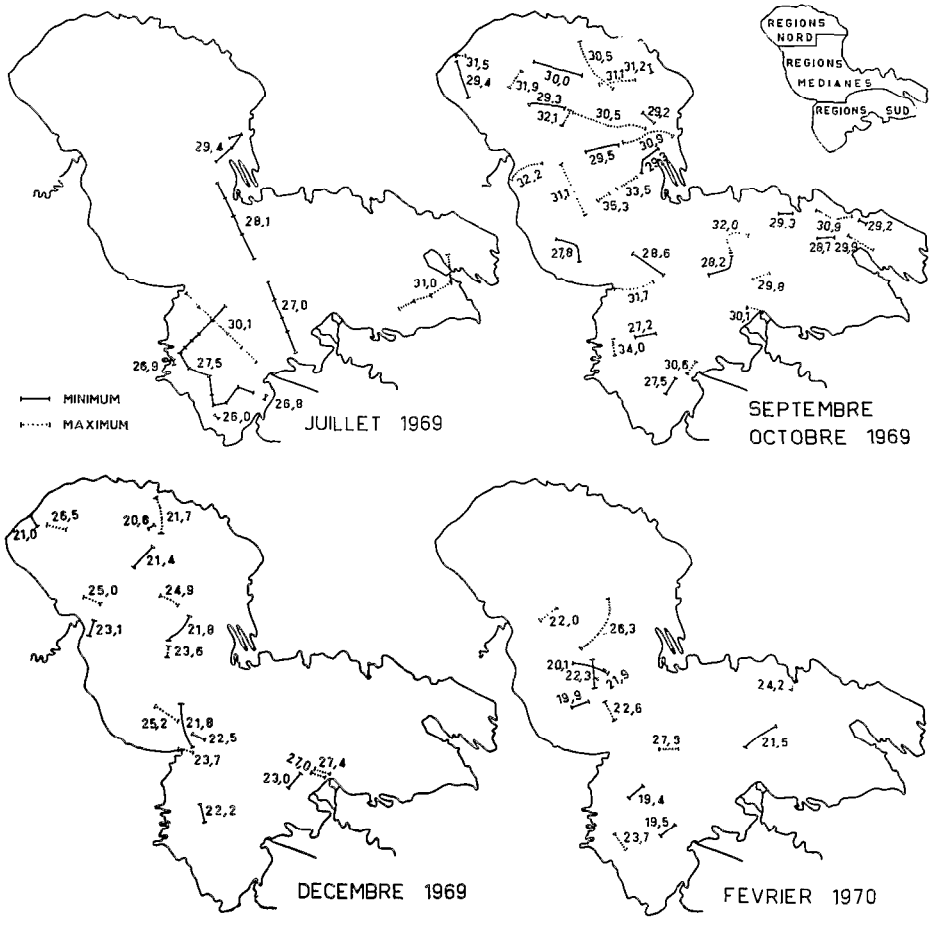


Fig. 37 : Températures minimales et maximales des eaux de surface du lac Tchad, de juillet 1969 à février 1970. La carte de mars-avril 1969 est présentée dans M.A. ROCHE (1973 b).

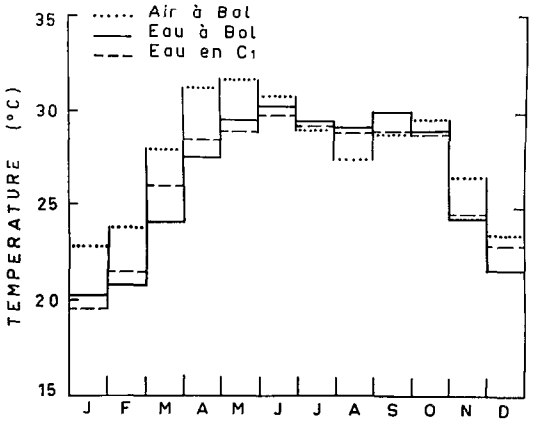


Fig. 38 : Températures moyennes mensuelles de l'air sous abri à Bol-Dune (1957-1966) et de l'eau à Bol (1956-1970) et à la station C1 (1967-1968).

une accumulation de chaleur à partir de la surface, et, la nuit, une perte accompagnée d'une homogénéisation pratiquement complète, en particulier à la suite de circulations verticales et très souvent par le brassage dû aux vagues. Le lac Tchad est ainsi de *type polymictique*, d'après la classification de HUTCHINSON et LÖFFLER (1956). On pourrait dire aussi qu'il est, dans un laps de temps de 24 heures, monomictique chaud.

Il apparaît fort complexe de quantifier des *écarts régionaux* à partir des données climatiques qui ne sont d'ailleurs elles-mêmes pas toujours très représentatives du climat du lac. Les moyennes des minimums et des maximums mesurés au cours des campagnes ont été calculées par grandes régions, méridionale, médiane et septentrionale. Malgré les critiques que l'on doit formuler sur la méthode (M.A. ROCHE - 1973 b -), il est cependant possible de constater que les écarts régionaux entre le sud et le nord sont compris entre 0,7° et 2,0° pour les minimums et entre 0,7° et 3,1° pour les maximums. Sauf pour les minimums en mars-avril (écart maximum de 0,7°), une évolution régionale continue est observée. On note un accroissement du sud au nord pour les maximums en mars-avril (0,7°) et pour les minimums en juillet ($> 1,9°$), et une décroissance du sud au nord pour les minimums en septembre-octobre (2,0°) et pour les minimums (1,5°) et les maximums (3,1°) en décembre.

Les 16 et 17 juillet 1969, les mesures effectuées en hydravion (fig. 37), pendant des intervalles de temps suffisamment courts, permettent :

— *la mise en évidence d'un gradient spatial de température*. Entre les Eaux-libres à l'ouest du Delta et l'Archipel du nord-est (région de Baga Kiskra), l'accroissement sud-nord des températures minimales est de 2,5° sur une centaine de kilomètres ;

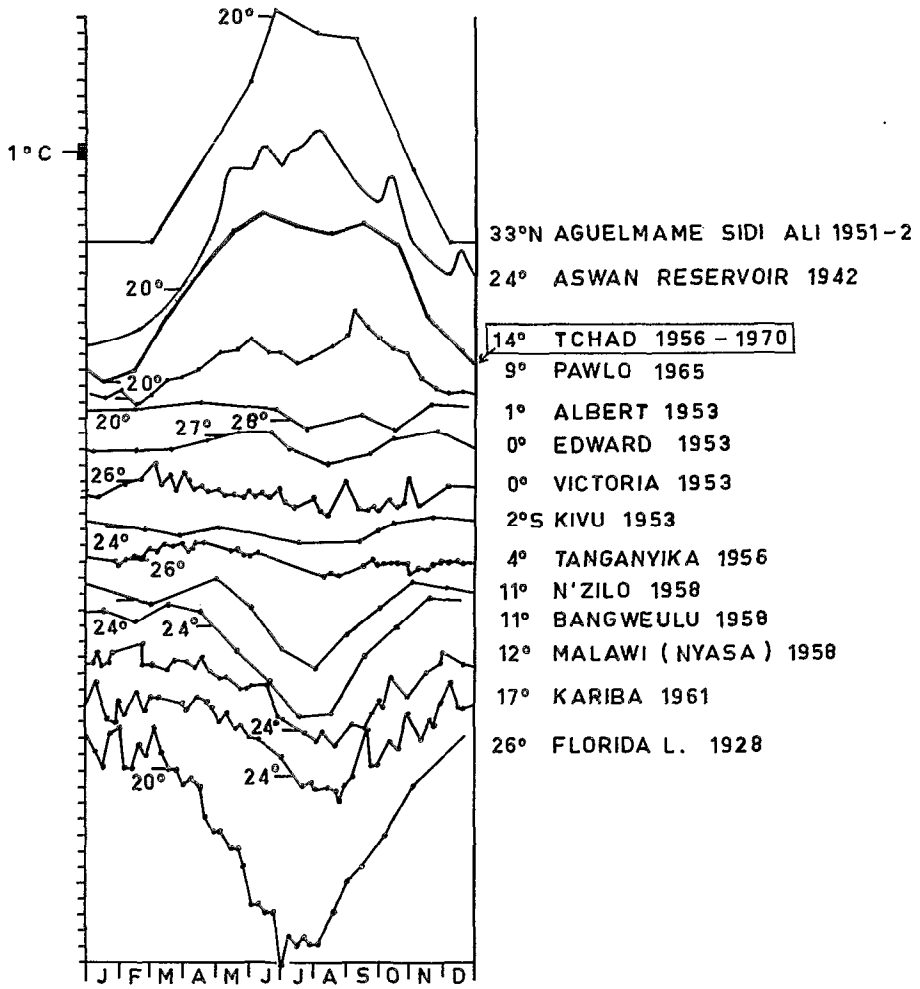


Fig. 39 : Variations annuelles de la température des eaux de surface dans différents lacs africains, en fonction de la latitude.
Les dates correspondent à la période d'observation. Les courbes successives sont décalées les unes par rapport aux autres et l'échelle commune de température (à gauche) indique seulement des différences.
***Les valeurs absolues peuvent être déduites des valeurs reportées* sur chaque courbe (d'après J.F. TALLING - 1969 - et M.A. ROCHE - 1971 -).**

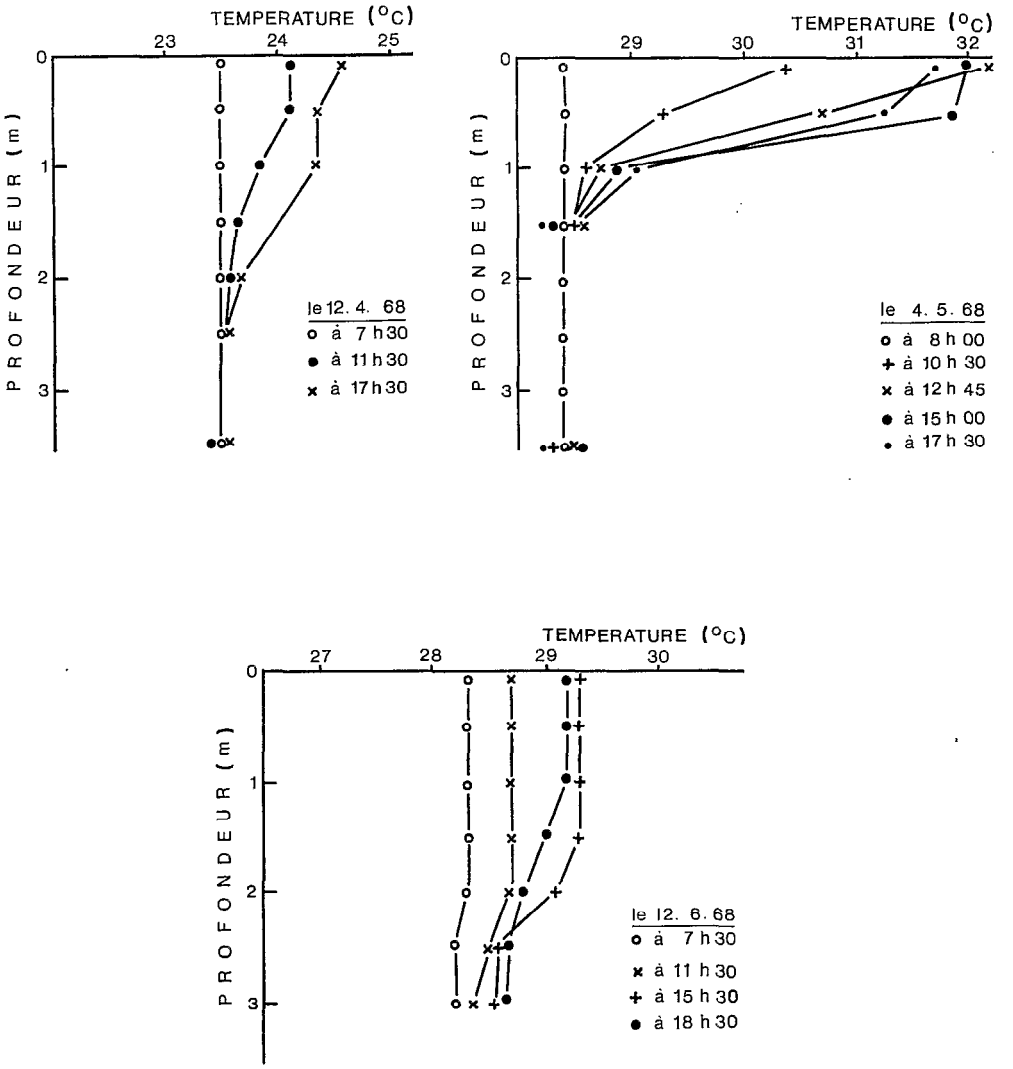


Fig. 40 : Profils de température des eaux du lac Tchad à Bol (d'après J. LEMOALLE - 1969).

— *la comparaison de la variation spatiale des températures dans une grande région*. Dans la zone sud-ouest, la température moyenne minimale du lac, est de 27,5° tandis qu'elle est de 26,6° à quelques centaines de mètres des côtes, où la profondeur est inférieure à 0,5 mètres. Les eaux littorales se sont plus refroidies pendant la nuit que les eaux plus profondes du large.

Ces résultats démontrent les possibilités offertes par la comparaison des mesures réalisées au cours de campagnes itinérantes avec celles qui sont effectuées à des stations fixes, pour une connaissance des températures à l'échelle du lac. La méthode qui a été utilisée ne représente qu'une ébauche qui pourrait être développée, en particulier sur le plan statistique, si les résultats étaient plus complets dans l'espace et le temps pour le justifier.

On remarquera enfin que la relative homogénéité spatiale des valeurs et la faible inertie thermique de la lame d'eau ne favorisent guère l'emploi des températures pour le traçage des eaux.

2. TRANSPARENCES DES EAUX DU LAC TCHAD.

La transparence est fonction de la quantité de matière solide en suspension et secondairement de la quantité de plancton. Elle dépend aussi de la charge en matière en suspension des eaux d'alimentation et de leur répartition dans le lac. Cependant, les vagues ont une action déterminante en remettant les sédiments en suspension. La turbidité des eaux est ainsi fonction également de la nature des fonds, de la profondeur, du développement de la végétation immergée qui assure un rôle efficace d'abris et de filtre, de la force et de la direction des vents, de l'exposition des eaux aux vents, c'est-à-dire essentiellement du type de paysage. On comprend que *la transparence n'est pas un marqueur précis*. Par contre il nous semble que, dans certaines régions et à certaines époques, la couleur des eaux pourrait apporter une contribution à la distinction de masses d'eau.

La transparence a été mesurée au disque de Secchi de 30 cm de diamètre.

Les eaux du Chari présentent un minimum (10 cm) lors de la pointe de crue en octobre et un maximum (100 cm) au début de la crue de juin à août (CARRE P. - 1971 -).

Dans le lac, la transparence est généralement inférieure à 100 cm sur environ 90 % de la superficie (fig. 41). Elle tend à augmenter en toute saison des Eaux-libres méridionales (20 cm à 70 cm) vers le nord où elle atteint un maximum (100 à 300 cm) à l'extrémité des bras côtiers les plus profonds, envahis par les potamos.

En 1969, dans la moitié sud, aux fonds vaseux et peu profonds, les valeurs peuvent être inférieures à 20 cm puis les eaux deviennent plus claires dans la partie nord alors que l'augmentation des profondeurs permet aux matières en suspension de décanter.

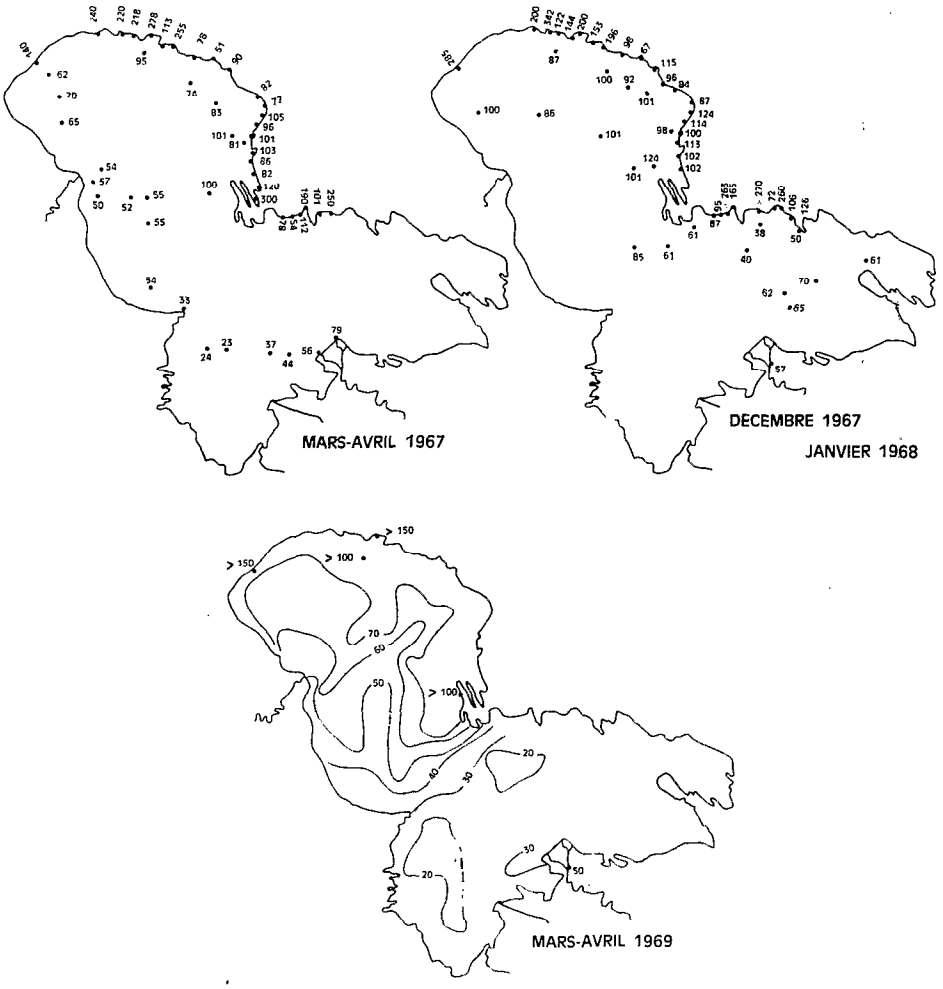


Fig. 41 : Transparence (cm) des eaux du lac Tchad, mesurée au disque de Secchi de 30 cm de diamètre.

D'après R. GRAS *et al.* (1967), dans les Eaux-libres et les Ilots-bancs du sud-est, les valeurs minimales en 1964-1965 sont observées en août. Elles correspondent à l'arrivée des eaux turbides du Chari et à une remise en suspension des sédiments par les vagues que provoque plus particulièrement la Mousson. Il est à remarquer aussi que les profondeurs atteignent à cette époque leur minimum annuel. Les valeurs maximales sont en décembre, alors que la profondeur est elle-même maximale et que les eaux claires de la crue du Chari se sont répandues dans ces régions. Dans l'Archipel du nord-est, le maximum est en février-mars et même en avril dans le Golfe d'Iseirom.

3. pH DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les pH des eaux n'ont pas été mesurés sur place, mais en laboratoire plusieurs jours après les prélèvements. C'est pourquoi sont seulement présentés les résultats obtenus en juillet 1969, car les mesures ont été faites alors dans les deux jours suivants l'échantillonnage effectué en hydravion (fig. 42).

Les pH des eaux du Chari sont de 7,0 à 7,2, ceux des eaux de la partie méridionale, généralement inférieurs à 7,5, ne dépassent 8,0 que dans le Golfe d'Iseirom. Dans la partie septentrionale, les pH sont supérieurs à 8,3 dans les Ilots-bancs du Niger et l'Archipel du Kanem ; ils atteignent 9,0 à 9,2 à l'extrémité des bras les plus confinés et minéralisés.

Le caractère basique des eaux s'accentue donc rapidement dans le lac de pH 7 à 9.

4. SALURES IONIQUES GLOBALES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Des travaux partiels avaient permis de dégager les grands traits de l'évolution des salures globales dans le lac (GUICHARD E. - 1957 -, BOUCHARDEAU A. - 1958 -, GRAS R., ILTIS A., LEVEQUE-DUWAT S. - 1957 -, DUPONT B. - 1967 -, HOPSON A.J. - 1968 -, CARMOUZE J.P. - 1968 -, ROCHE M.A. - 1969, 1970 b -). Aussi, ces travaux sont-ils particulièrement attachés à l'étude détaillée d'un cycle annuel des salures dans l'ensemble du lac.

4.1. Représentativité de l'échantillonnage dans le lac Tchad.

A. Variations verticales de salure.

Le protocole des prélèvements d'eau demandait une caractérisation précise des variations verticales de salure. Après quelques mesures préliminaires, des mesures ont été effectuées systématiquement en mars-avril 1969, à 0,30 m du fond et en surface ou à 0,60 m en dessous de la surface. Les écarts relatifs sont mentionnés sur

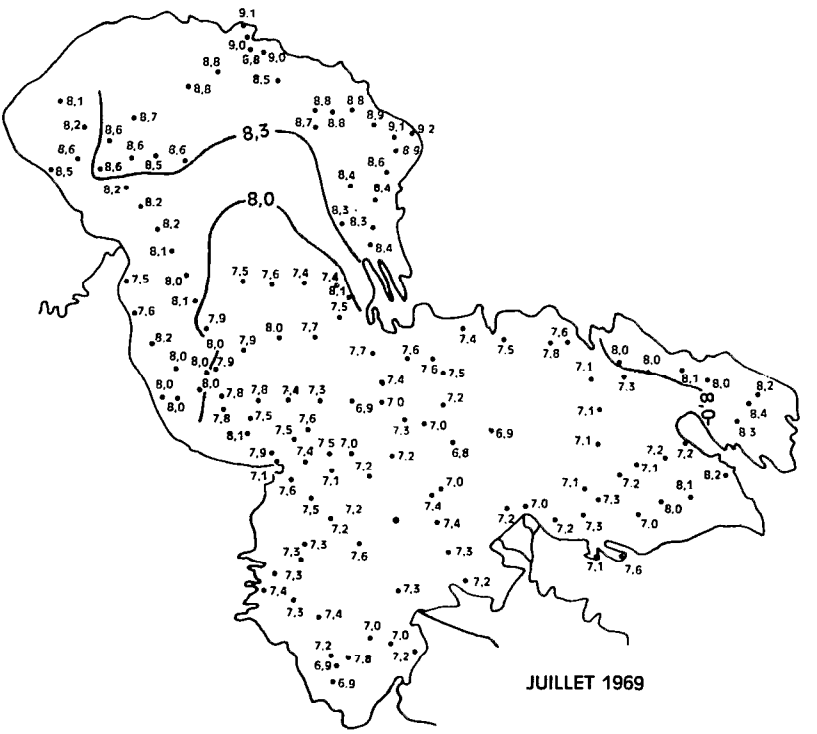


Fig. 42 a : pH des eaux du lac Tchad en juillet 1969.

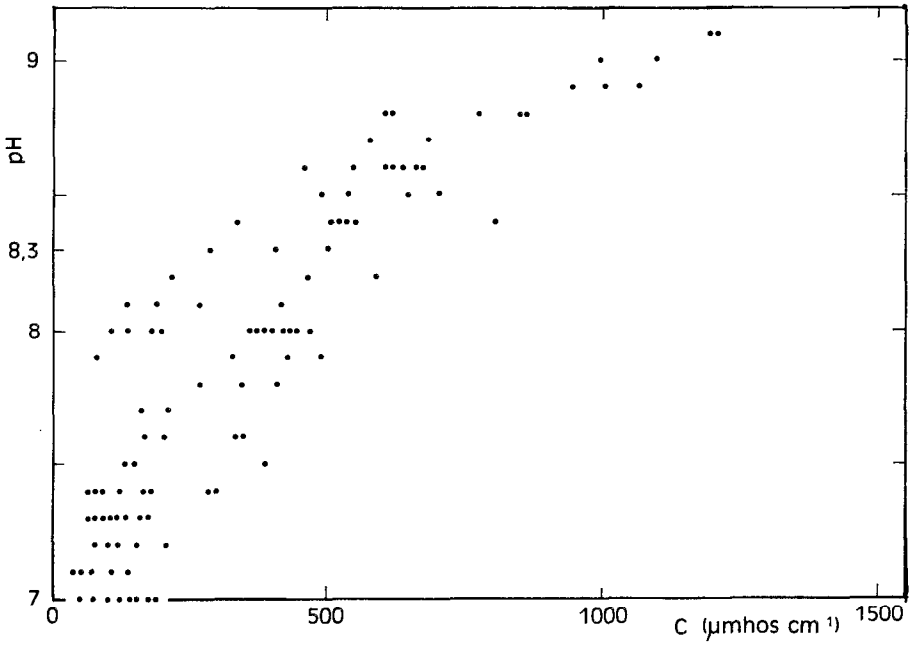


Fig. 42 b : Variation du pH des eaux du lac Tchad en fonction de la conductivité C (à 25°C), en juillet 1969.

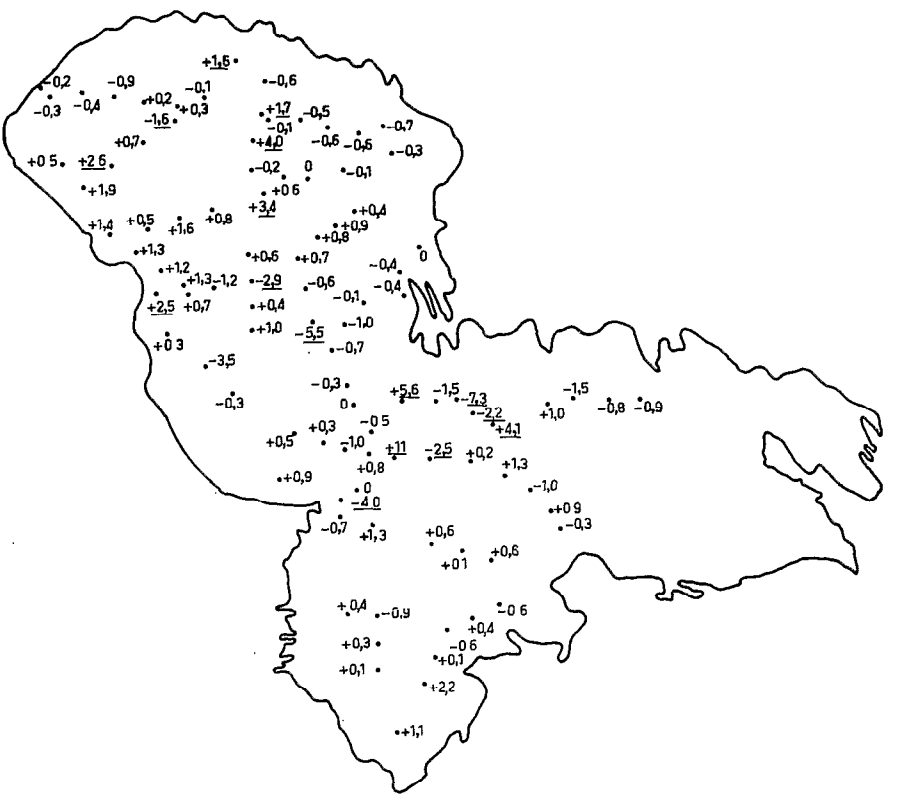


Fig. 43 : Différence de conductivité (en %) des eaux entre le fond et la surface du lac Tchad, en mars-avril 1969. Les valeurs négatives signifient que les conductivités sont moins élevées au fond. Les variations supérieures à 1 % sont soulignées.

la figure 43. Les écarts sont le plus généralement compatibles avec les erreurs de mesure. Les quelques valeurs supérieures à 1 % ont été soulignées. Elles semblent être consécutives à des phénomènes très locaux puisqu'elles voisinent avec des valeurs souvent très différentes.

Cette homogénéité verticale a permis d'effectuer les prélèvements en surface ou à 0,6 m en dessous de la surface.

B. Variations locales de salure dans le lac Tchad.

Dans les Archipels, les mesures ont été généralement réalisées au milieu des interdunes innondés (bras ou *bahr*) pendant la marche longitudinale du bateau. Les prélèvements périodiques aux stations étaient faits à quelques mètres du rivage, entre 6 et 7 h. La représentativité spatiale et temporelle d'un tel échantillonnage a été étudiée à Bol.

En octobre 1966, les conductivités ont été mesurées sur quatre transversales dans le bras de Bol. L'intervalle de variation relatif à la moyenne des valeurs variait de 2,5 à 8,3 % suivant les sections. Toutefois par rapport à la valeur au milieu du bras, les écarts extrêmes étaient compris entre – 3 et + 8 %.

Une transversale, orientée vers le sud-ouest à partir de l'embarcadaire O.R.S.T.O.M. de Bol, a été étudiée à différentes dates et heures en 1968 et 1969. Les écarts relatifs de la valeur à la station de prélèvement (10 m de la rive) par rapport à la moyenne de deux mesures au milieu du bras (300 et 500 m de la rive) étaient compris entre + 12 et – 2 % pour des conductivités variant de 144 à 120 μmhos cm^{-1}. Il est à remarquer que les écarts minimums (+ 2,9 à 2,1 %) ont été observés à 6 h, heure à laquelle étaient effectués les prélèvements journaliers. On retiendra ainsi qu'il y a dans le bras une légère augmentation de la salure vers les rives.

A l'échelle du lac, sur un axe géographique déterminé, la conductivité varie suivant les points. Elle présente cependant une évolution continue, sans oscillations anarchiques, que des mesures espacées tous les deux kilomètres suffisent généralement à bien caractériser. Cet intervalle de distance, généralement adopté, a été diminué dans les régions de très fort gradient ou de variations brusques de salure.

4.2. Relations entre la conductivité et la teneur ionique des eaux du lac Tchad.

Les corrélations conductivité-salure globale des eaux du lac ont été tracées graphiquement comme nous l'avons fait pour les eaux des tributaires (partie I, p. 30). Pour chaque campagne de 1969, les valeurs régionales, caractérisées par un figuré spécifique, ont été regroupées en différentes classes de conductivité et leurs moyennes ont été prises en considération (cf. § 5.2.1.). Les moyennes des valeurs obtenues aux stations fixes ont également permis de définir une corrélation. La teneur en cations rp^+ est exprimée en me/l, la teneur en ions p en mg/l et la conductivité C en μmhos cm^{-1}.

Environ 1000 résultats ont été utilisés. Les points représentatifs définissent une courbe unique jusqu'à des conductivités de 300 μmhos cm^{-1}, au-delà desquelles la courbe s'individualise ensuite pour chaque campagne et pour l'ensemble des stations. Cela doit tenir essentiellement aux erreurs de mesures de conductivité et d'analyses en relation avec les conditions différentes d'exécution. Quoi qu'il en soit, l'écart des courbes enveloppes à la courbe moyenne reste dans les limites d'erreurs d'analyses et de mesures. Par exemple, il est de ± 3 % pour $rp^+ = 7{,}5$ me/l et C = 750 μmhos cm^{-1}, ± 3,5 % pour $rp^+ = 10$ me/l et C = 1000 μmhos cm^{-1}.

La courbe moyenne correspond à celle qui a été obtenue avec les résultats des stations (fig. 44) ou ceux de la mission de septembre-octobre. Elle peut être définie par les équations linéaires suivantes :

Pour	$C < 500$	$rp^+ = 1{,}10.10^{-2}\ C - 0{,}10$
	$500 > C > 1000$	$rp^+ = 1{,}16.10^{-2}\ C - 0{,}60$
	$1000 > C > 1500$	$rp^+ = 1{,}28.10^{-2}\ C - 1{,}80$
et pour	$C < 1000$	$p \neq 0{,}86\ C$
	$C > 1000$	$p \neq C - 120$

Il est constaté que la relation entre la conductivité et la salure globale est sensiblement la même pour des eaux de régions différentes. Pour le lac, on est ainsi amené à deux conclusions importantes : (1) *une valeur de conductivité correspond à une seule salure globale, quelle que soit la région considérée,* (2) les teneurs relatives en cations, qui peuvent être différentes suivant les zones (§ 5.2.), n'ont pas d'influence très marquée sur les conductivités.

4.3. Présentation des résultats de base sur les salures globales.

4.3.1. Cartes de conductivité des eaux du lac Tchad.

De 1966 à 1970, les campagnes effectuées ont permis de tracer huit cartes de conductivité de l'ensemble du lac (fig. 45, 46 et 48) et huit cartes partielles de la partie méridionale (fig. 52 et 53). Parmi ces documents, six cartes établies de mars-avril 1969 à février 1970 (fig. 48) permettent en particulier l'étude des variations au cours d'un cycle annuel dans les principales grandes régions du lac. Les cartes ont généralement été dressées d'après plusieurs centaines de mesures ; les plus complètes en comprennent environ un millier. Les cartes de teneurs globales en cations (fig. 50 a), exprimées en me/l, ont été tracées grâce aux corrélations établies entre ces valeurs et les conductivités.

4.3.2. Courbes de variations temporelles de la conductivité à des stations fixes.

— En 1964-1965, R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT (1967) ont mesuré chaque mois les conductivités en douze stations réparties entre le delta

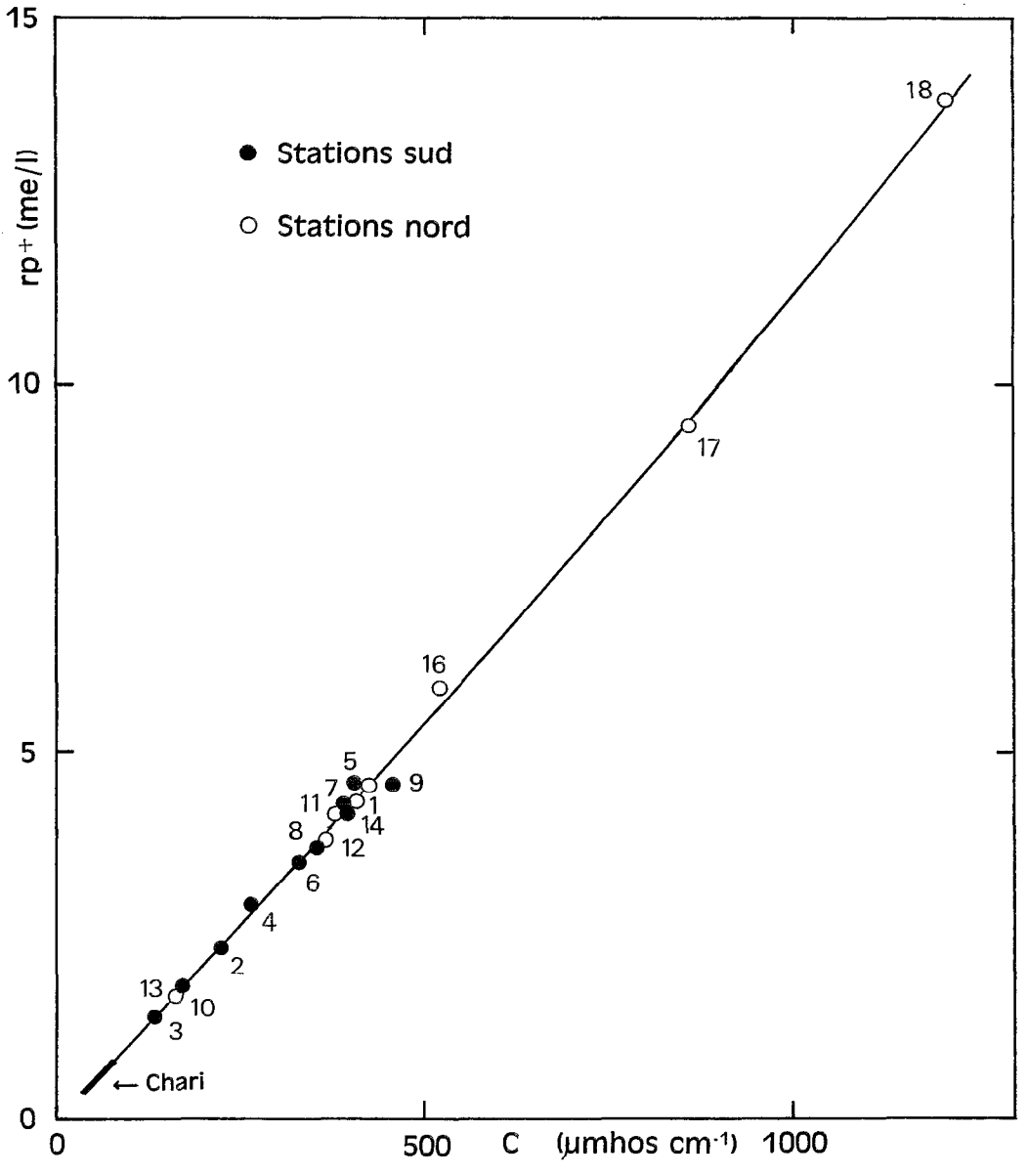


Fig. 44 a : Relation entre la conductivité C (à 25°C) et la teneur globale en cation rp^+ (en me/l) moyennes annuelles des eaux du lac Tchad. aux stations d'observation (fig. 55).
1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

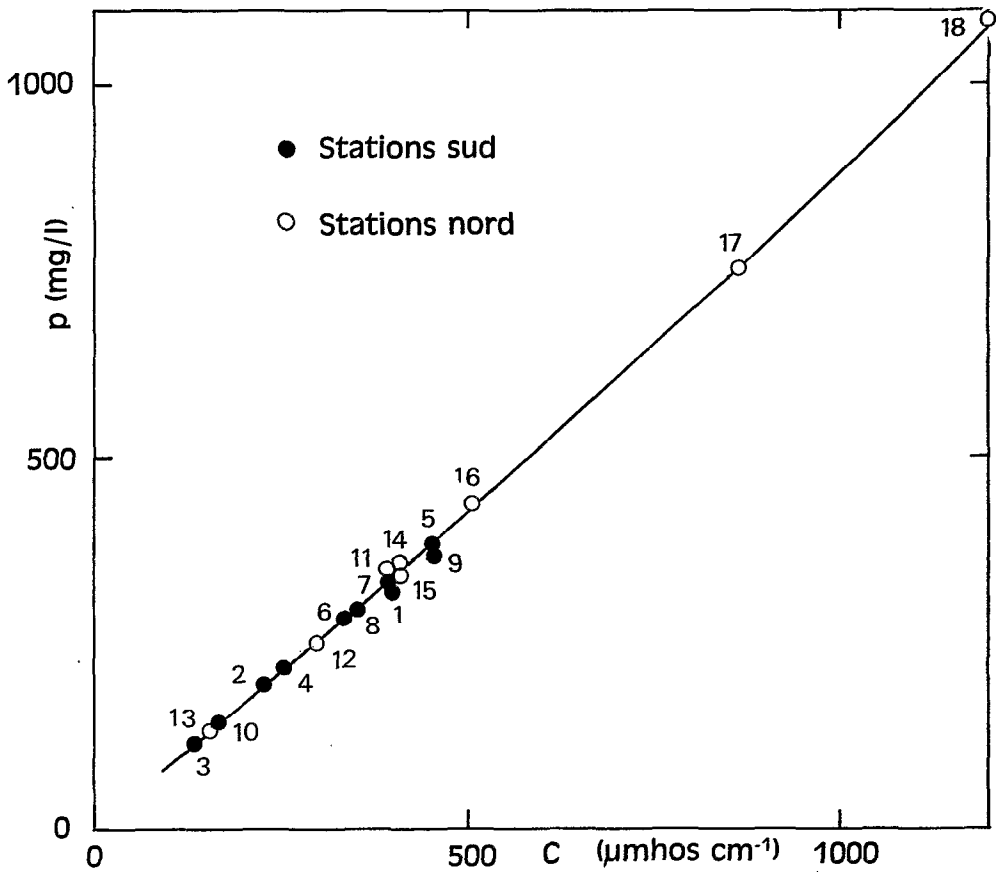


Fig. 44 b : Relation entre la conductivité C (à 25°C) et la teneur ionique globale p (Ca, Mg, Na, K, CO_3, et CO_3H en mg/l) moyennes annuelles des eaux du lac Tchad aux stations d'observation (fig. 55)
1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

du Chari et Bol-île ainsi que dans l'Archipel d'Iseirom (fig. 55). Ces résultats sont présentés dans cet ouvrage, en raison de leur intérêt particulier (fig. 56).

— D'octobre 1966 à mai 1968, les conductivités ont été mesurées environ une fois par mois à Bol, à l'embarcadaire O.R.S.T.O.M. (fig. 59). D'avril à décembre 1967, ont ét effectuées également des mesures aux stations de Choua (n° 4), Ndjowa (n° 6) et Daguil (n° 8) (fig. 58).

— Un programme d'échantillonnage à dix-huit stations a débuté entre octobre 1968 et mars 1969. Il a été arrêté entre janvier et octobre 1970, suivant les stations, après que les résultats aient été obtenus au moins pendant une année. La période pendant laquelle ces observations ont été effectuées recouvre ainsi généralement celle au cours de laquelle ont été dressées les six dernières cartes :

. Dans la zone nord, les conductivités ont ainsi été mesurées chaque jour à Haykoulou (n° 11), à Borgomerom (n° 12), à Baga Kiskra (n° 16), Magi (n° 17), Tataverom (n° 18) et chaque semaine à Malamfatori (n° 14) et en C1 (n° 15). A Baga-Kawa (n° 13), la fréquence des mesures disponibles est très variable (fig. 57 a,b).

. Dans la zone sud-est, les mesures ont été journalières sur les rives à Hadjer el Hamis (n° 1), Soula (n° 2), Bol (n° 3) et Baga Sola (n° 10) (fig. 57 c) et mensuelles à Choua (n° 4), Kouta (n° 5), Ndjowa (n° 6), Ndjowa extrem (n° 7), Daguil (n° 8) et Daguil extrem (n° 9) (fig. 58).

A Bol, on peut disposer en outre, pour compléter les observations, d'une mesure effectuée par B. DUPONT (1965) en septembre 1965 et d'une série de résultats mensuels obtenus par J. LEMOALLE de janvier 1968 à mars 1970, 300 m au large de l'embarcadaire O.R.S.T.O.M. Les résultats originaux exprimés en me/l ont été traduits en μmhos cm^{-1} (fig. 59).

. Dans la zone sud-ouest, il n'a pas été possible d'installer des stations car il n'existe pas d'îles habitées en permanence et la rive nigériane y est difficilement accessible.

4.4. Répartition spatiale des salures globales dans le lac Tchad.

4.4.1. Principales caractéristiques des salures globales.

En regard de l'endoréisme de la cuvette et des conditions climatiques qui y règnent, la faible salure des eaux est une caractéristique étonnante du lac Tchad. Les salures globales varient entre 40 et 1500 μmhos cm^{-1}, soit 0,8 et 40 me/l ou 35 et 1400 mg/l d'*ions dissous**. La valeur moyenne pour l'ensemble du volume d'eau est en 1969 de 370 μmhos cm^{-1}, soit 3,95 me/l de cations ou *320 mg/l d'ions.*

---

* Des valeurs de 2200 et 3300 μmhos cm^{-1} ont été mesurées derrière d'épais barrages de phragmites à Soro et Iseirom, mais dans ces cas, il n'est pas certain que des seuils sableux n'aient pas été émergés.

Cette caractéristique du lac, certainement la plus originale parmi de nombreuses particularités, *a posé d'emblée le problème de la régulation saline des eaux.*

Il faut rappeler que les différences de salure entre le fond et la surface du lac (fig. 43), positives ou négatives mais toujours faibles, sont le plus souvent comprises à l'intérieur de l'intervalle d'incertitude sur la mesure, évalué à 1 %. Cette homogénéité verticale s'explique par le brassage dû aux vagues, et secondairement par les convections thermiques, dont les effets sont rapides et efficaces en raison des faibles profondeurs. On peut supposer que le mélange vertical est en fait plus rapide que la stratification saline qui tend probablement à s'établir à la suite de déplacements d'eau de directions et de vitesses différentes sur une même verticale. Il convient de souligner d'autre part que, si l'on considère un laps de temps relativement court, les salures des eaux autochtones et allochtones sont généralement peu différentes.

Il existe un gradient croissant de salure orienté du delta du Chari en direction des rives. Sur les cartes (fig. 45 à 48), les courbes isosalines, de valeur croissante, tendent ainsi à être concentriques au delta du Chari et parallèles aux côtes. Cette augmentation des teneurs en sels est provoquée par *l'évaporation progressive des eaux au fur et à mesure de leur éloignement des embouchures*, de celle du Chari en particulier. On comprend ainsi que les valeurs soient plus élevées dans les régions fermées sans tributaires, c'est-à-dire la partie septentrionale du lac, où le rôle de la Komadougou est négligeable, le golfe d'Iseirom et les bras côtiers. Malgré cet accroissement marqué des salures, les valeurs maximales en bordure des rives, comprises entre 100 et 1500 μmhos cm^{-1}, demeurent faibles (fig. 45). Elles impliquent, de toute évidence, des pertes d'eau marginales sur les rives qui ne sont pas balayées par les courants.

Cette augmentation des salures globales dans le lac peut être exprimée par le rapport entre la salure des eaux lacustres (en me/l) et la salure moyenne des eaux d'alimentation, évaluée à 0,525 me/l de cations. Les courbes d'isorapports ont par conséquent un tracé analogue à celui des courbes d'isoconcentrations (fig. 49). En bordure des rives, les eaux peuvent être 25 à 40 fois plus salées que les eaux d'alimentation. Tel est le cas au bout des bras littoraux de l'Archipel nord et à l'extrémité du Golfe d'Iseirom. Toutefois, les rapports ne dépassent pas trois à quatre sur le littoral de la zone sud-ouest et deux à douze entre Baga Kiskra et Iseirom. *Dans la partie septentrionale du lac, les eaux sont, en moyenne, environ 10 fois plus salées que les eaux originelles, tandis qu'elles ne le sont qu'environ deux fois dans la partie méridionale.*

Des variations saisonnières modifient le schéma de répartition concentrique des salures dans de grandes régions. La modification la plus marquée est l'apparition de deux langues de plus faibles salures qui s'allongent de la partie sud du lac vers la partie nord. L'une est située le long de la rive nigériane et s'élargit au large de la Komadougou, l'autre s'étend dans la moitié orientale de la Grande Barrière et les îlots-bancs du Kanem. Cependant, elles apparaissent plus ou moins marquées et disparaissent même totalement au cours des saisons. Elles peuvent être à l'origine d'une inversion du gradient de salure pendant plusieurs mois de l'année entre la Grande Barrière et les régions plus septentrionales. Comme nous le verrons ultérieurement dans le quatrième chapitre, ces langues de plus faibles salures sont déterminées par le déversement des eaux de la partie sud dans la partie nord.

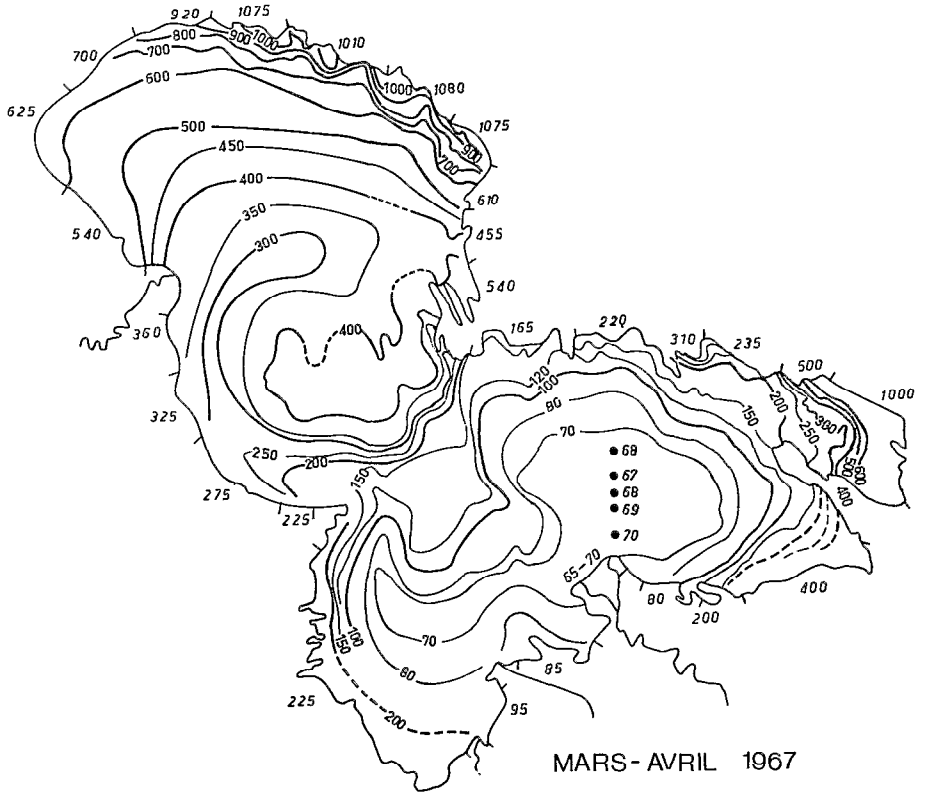


Fig. 45 : Conductivité électrique (en μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux du lac Tchad, en mars-avril 1967. Valeurs moyennes sur le front côtier.

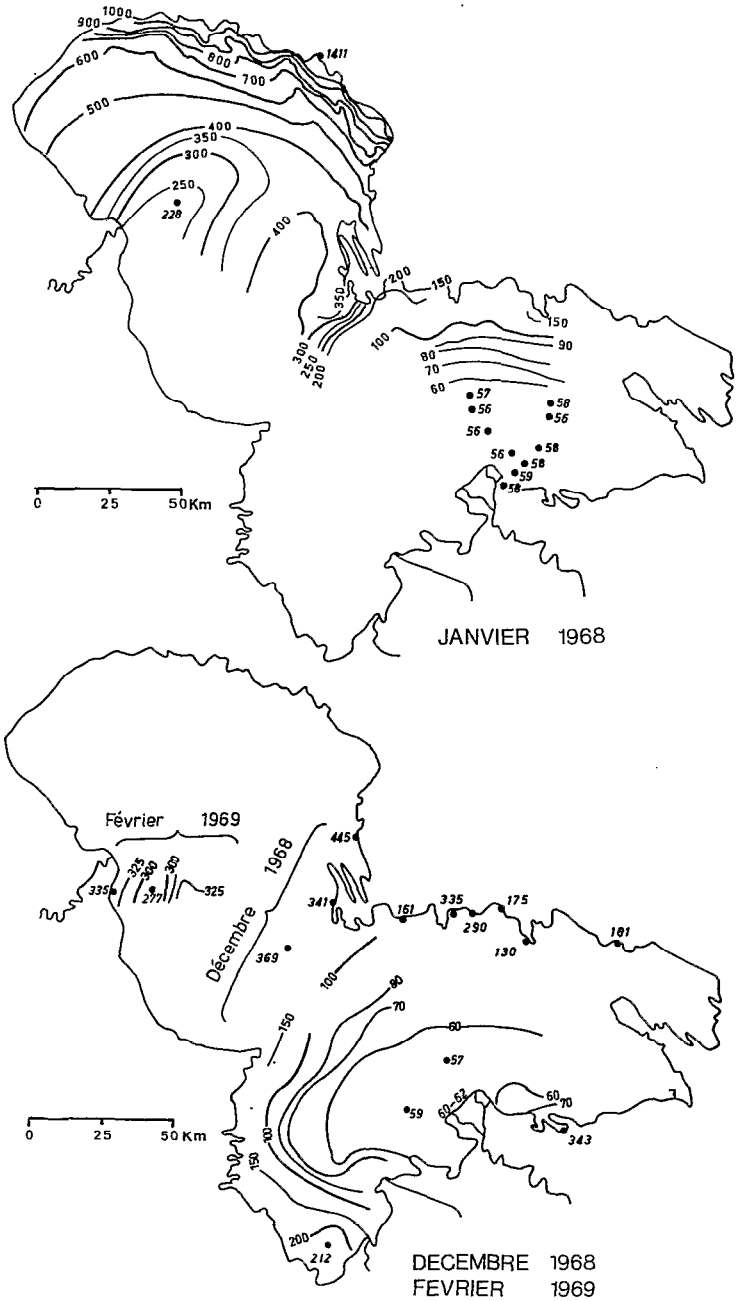


Fig. 46 : Conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux du lac Tchad en janvier 1968, décembre 1968 et février 1969.

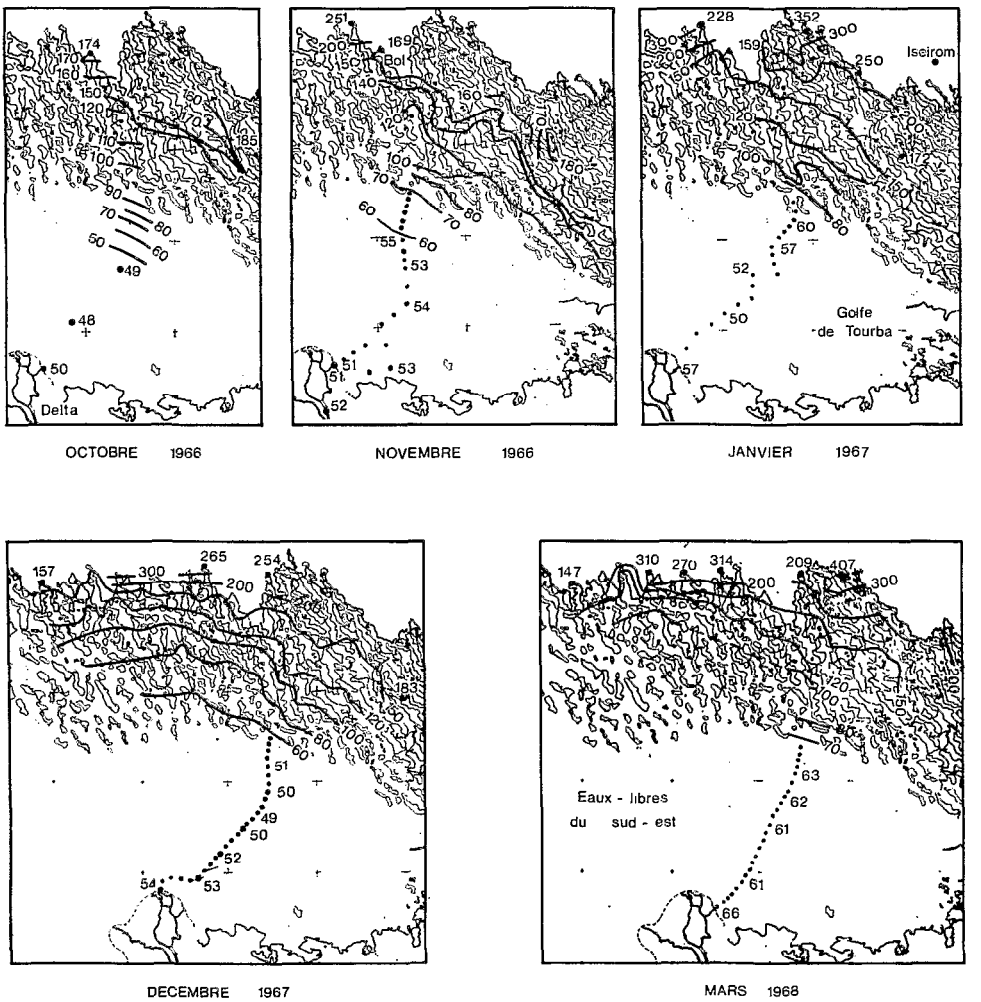


Fig. 47 : Conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux de la zone sud-est du lac Tchad en 1966, 1967 et 1968.

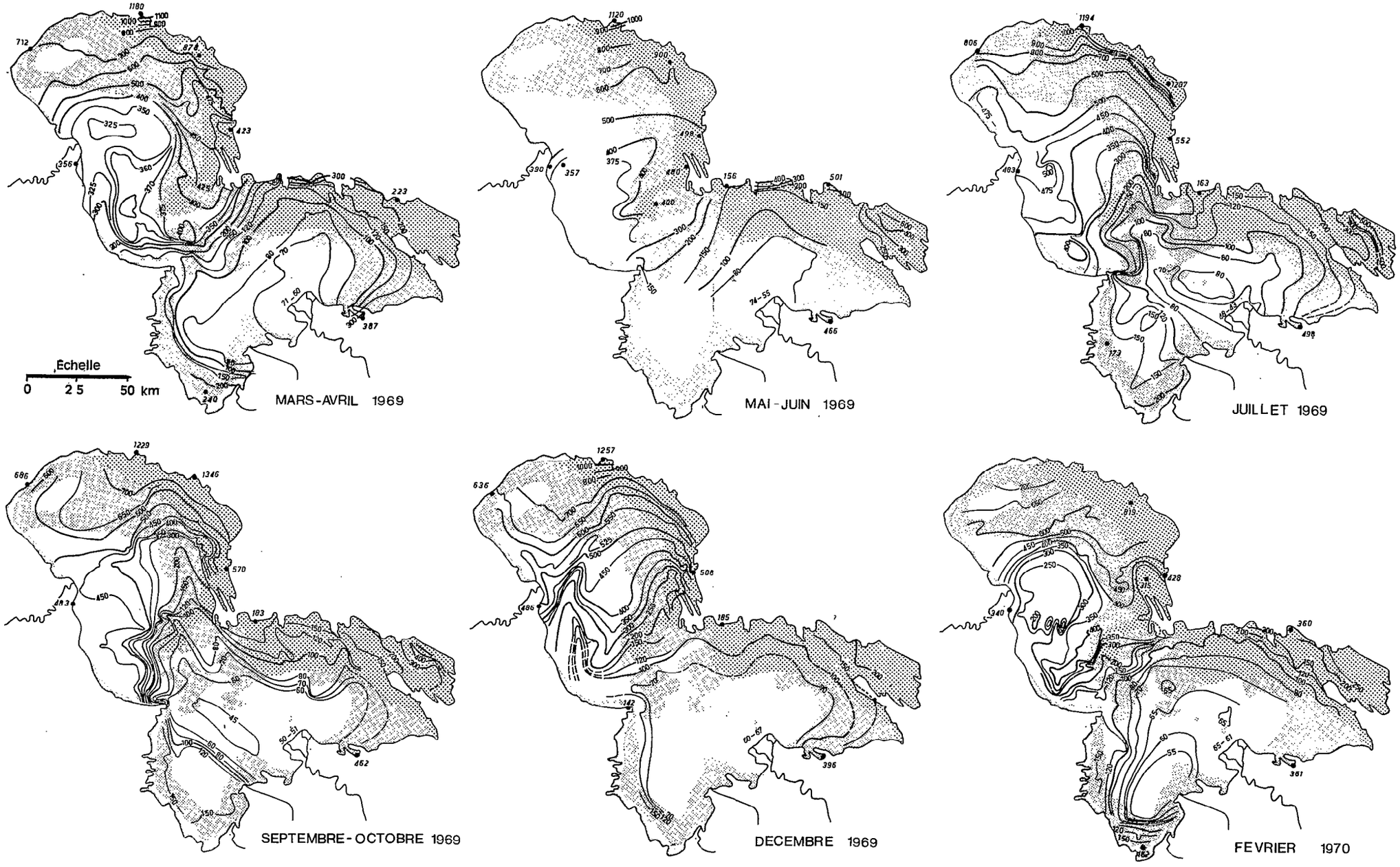


Fig. 48 : Conductivité électrique (en μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux du lac Tchad en 1969 et 1970.

Fig. 49 : Rapport des teneurs ionique globales (exprimées en me/l) des eaux du lac Tchad en 1969 et 1970, à la teneur ionique globale moyenne des apports liquides.

Dans la Grande Barrière ou sur ses bordures immédiates, la circulation saisonnière des eaux détermine également de brusques variations spatiales du gradient de salure. Cette démarcation entre les parties nord et sud du lac, qui se déplace au gré des saisons, représente un des caractères les plus frappants de la répartition des salures.

Une inversion saisonnière du gradient est observée aussi dans les Eaux-libres du sud-est. Elle est essentiellement provoquée par la variation temporelle de la salure des eaux du Chari. Celui-ci déverse, à partir d'août, des eaux de plus en plus minéralisées qui se répartissent en auréoles concentriques au Delta.

4.4.2. Gradients de salures globales et principales masses d'eau.

Les variations du gradient de salure globale permettent, dans une certaine mesure, une caractérisation et une délimitation des principales masses d'eau (fig. 50 a). Les courbes de salure, exprimée en me/l de cations, en fonction de la distance ont été tracées sur différents axes, choisis de façon à souligner au mieux pour chaque période d'observation les variations de gradient de salure (fig. 50 b). L'étude de l'ensemble du lac (§ A.) précèdera celle des bras littoraux (§ B.).

A. Gradients et principales masses d'eau dans l'ensemble du lac.

Certains faits sont à souligner quant à la caractérisation des masses d'eau :

— Une masse d'eau de gradient constant, qui viendrait occuper des régions de profondeurs H ou de coefficients m (superficie des eaux par rapport à la superficie totale) différents, aurait alors des gradients de salure différents. Les variations de ces paramètres morphologiques entraînent une variation relative du gradient de salure égale à $\frac{H_1}{H_2} - 1$ et $\frac{m_1}{m_2} - 1$. Dans un bras de profondeur uniforme, la variation de largeur l entraîne également une variation relative du gradient de salure égale à $\frac{l_1}{l_2} - 1$. Il convient donc d'être attentif au lieu où se réalisent les variations de gradient pour voir si elles ne correspondent pas à de telles variations morphologiques. L'ajustement des gradients à une loi mathématique sera tenté dans les bras littoraux (cf. B).

— Les mélanges conduisent à une homogénéisation des eaux dont les gradients de salure tendent vers une valeur unique, interdisant à la limite toute séparation des masses d'eau.

— L'évolution saline du lac suit un cycle annuel et les salures présentent ainsi chaque année, à une date donnée, sensiblement les mêmes caractéristiques dans les mêmes régions. Or il est évident qu'il ne s'agit pas des mêmes eaux d'une année à l'autre. En fait, *les masses d'eaux qui ont été caractérisées au cours des saisons voient leur salure évoluer, elles se déplacent et se mélangent de telle façon qu'elles deviennent ou contribuent à former, pour une part plus ou moins importante, d'autres masses d'eau de salure de plus en plus élevée.*

Il s'agit dans ce paragraphe, d'une description essentiellement statique. L'aspect dynamique des phénomènes, qui transparaît toutefois à la comparaison des cartes de la figure 50 a, sera décrit dans le cadre de l'étude des mouvements des eaux (ch. IV). Ces masses d'eaux seront définies succintement, l'étude analytique détaillée ayant déjà été présentée par ailleurs, sur la base de données graphiques supplémentaires dans la zone sud-ouest (M.A. ROCHE - 1973 b -).

a) *Dans la zone nord*, quatre grandes masses d'eau peuvent être distinguées toute l'année : les eaux méridionales, intermédiaires, médianes et septentrionales. Un cinquième type d'eau, identifiable dans les bras littoraux, sera étudié ultérieurement (§ B.).

Les deux premières masses sont limitées par des salures qui au cours d'une année, varient entre 0,7 et 1,0 me/l. Toutefois, dans certaines régions, leur mélange entraîne une caractérisation nette des eaux intermédiaires seulement à partir de 1,5 me/l (juillet) et 1,8 me/l (décembre). Selon les époques et les régions, la limite entre masses intermédiaire et médiane est définie par les salures de 3 à 4 me/l tandis que le passage aux eaux septentrionales peut se réaliser dès 4 ou 5 me/l et même 6,5 me/l (septembre-octobre). La transition entre cette dernière masse et les bras côtiers s'avère souvent difficile à préciser.

b) *Dans la zone sud-est* on distingue quatre grandes masses d'eau : les eaux méridionales, qui sont le prolongement vers l'est de celles qui ont été précédemment définies dans la zone nord, les eaux sud-orientales et les eaux orientales du Golfe d'Iseirom. Les eaux littorales, qui constituent une quatrième masse, feront l'objet d'une étude particulière en même temps que celle des bras côtiers de la partie nord.

La limite entre les masses méridionale et sud-orientale correspond à la première variation de gradient que l'on observe en s'éloignant du delta, tandis que la deuxième variation marque la limite entre les masses sud-orientale et littorale. Cette dernière variation n'existe pas partout, car les eaux sud-orientales peuvent occuper certains bras côtiers jusqu'à leur extrémité (Baga Sola, Kafia). La masse d'eau orientale est individualisée par une augmentation brusque du gradient de salure à l'entrée du Golfe d'Iseirom.

Les teneurs globales en cations de la première masse varient de 0,5 à 0,8 me/l suivant l'époque de l'année et la distance du Delta. Le gradient est très faible, nul, ou peut même être inversé ; la différence maximale entre le Delta et le nord du Bassin méridional étant de 7 μmhos cm^{-1}, soit 0,07 me/l. L'inversion de gradient est provoquée par l'augmentation de la salure des apports à partir du mois d'août (cf. ch. IV). Les valeurs de la seconde masse ne dépassent pas 1,4 me/l, tandis qu'elles peuvent atteindre 5 me/l dans les bras littoraux et plus de 7 me/l dans le Golfe d'Iseirom.

c) *Dans la zone sud-ouest*, les variations de salure différencient deux masses principales : les eaux méridionales, qui sont le prolongement vers le sud de celles qui ont été précédemment identifiées dans les zones nord et sud-est, et les eaux sud-occidentales cantonnées dans le sud et l'ouest du Golfe de Meinari. Elles présentent au cours de l'année deux grands modes de répartition dont le changement se produit

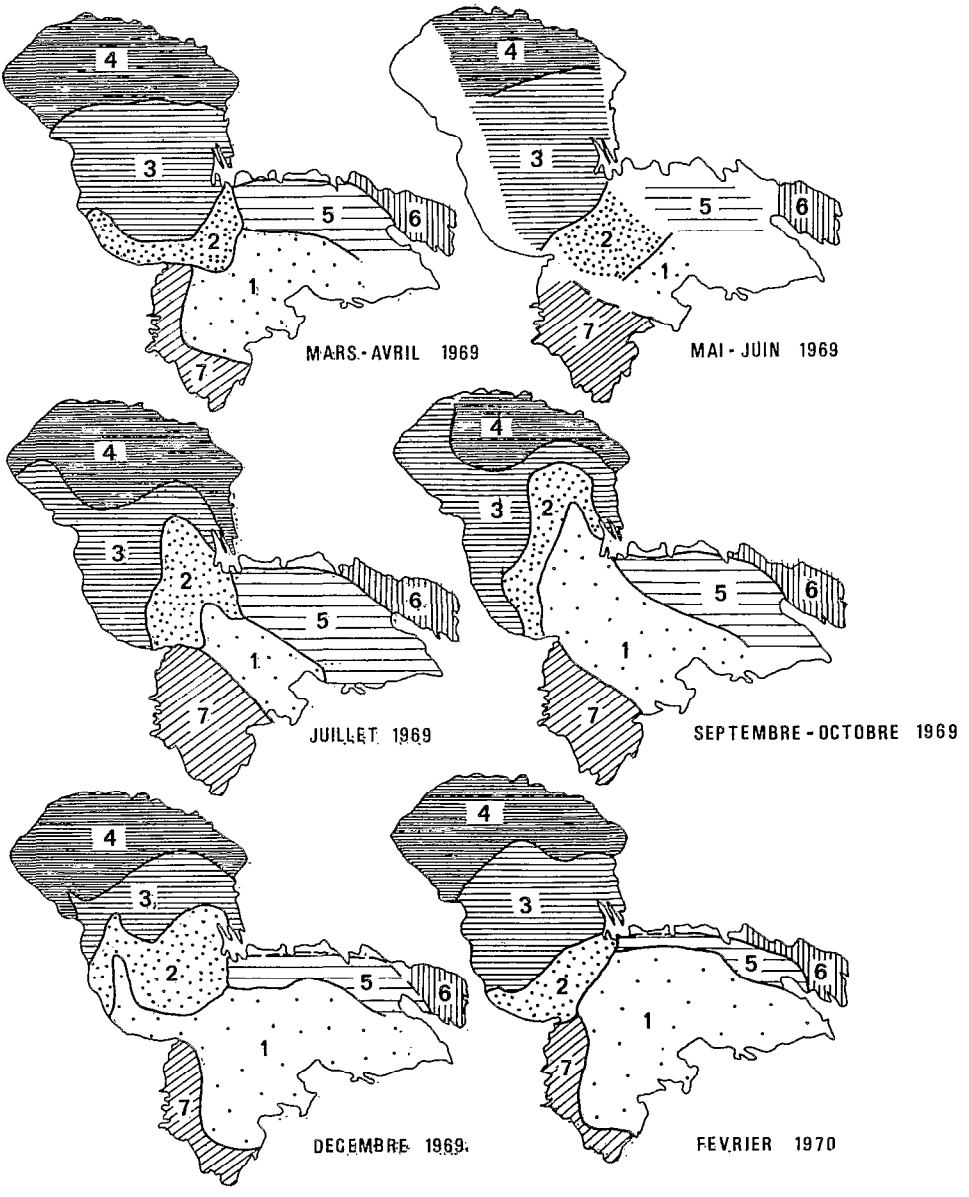
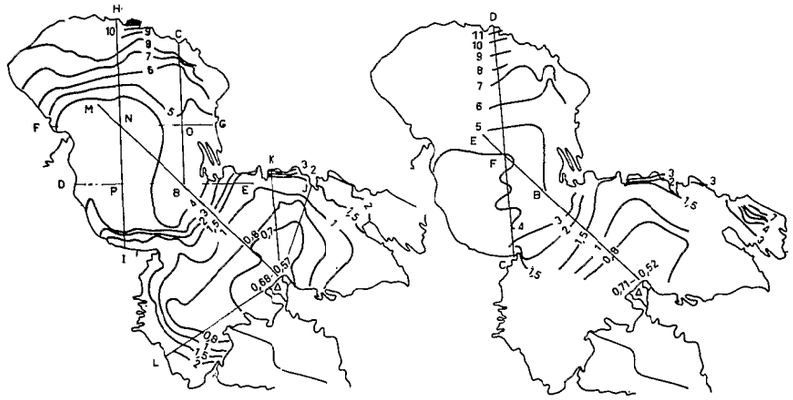
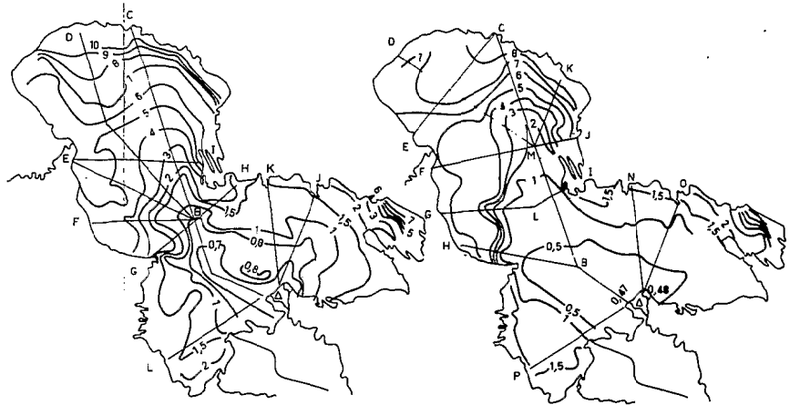


Fig. 50 a : Les grandes masses d'eau du lac Tchad en 1969-1970, d'après les valeurs et les variations spatiales des salures (cf. 50 b). 1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires, 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales, 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales, 7 : eaux sud-occidentales.



MARS - AVRIL 1969

MAI - JUIN 1969



JUILLET 1969

SEPTEMBRE - OCTOBRE 1969

DECEMBRE 1969

FEVRIER 1970

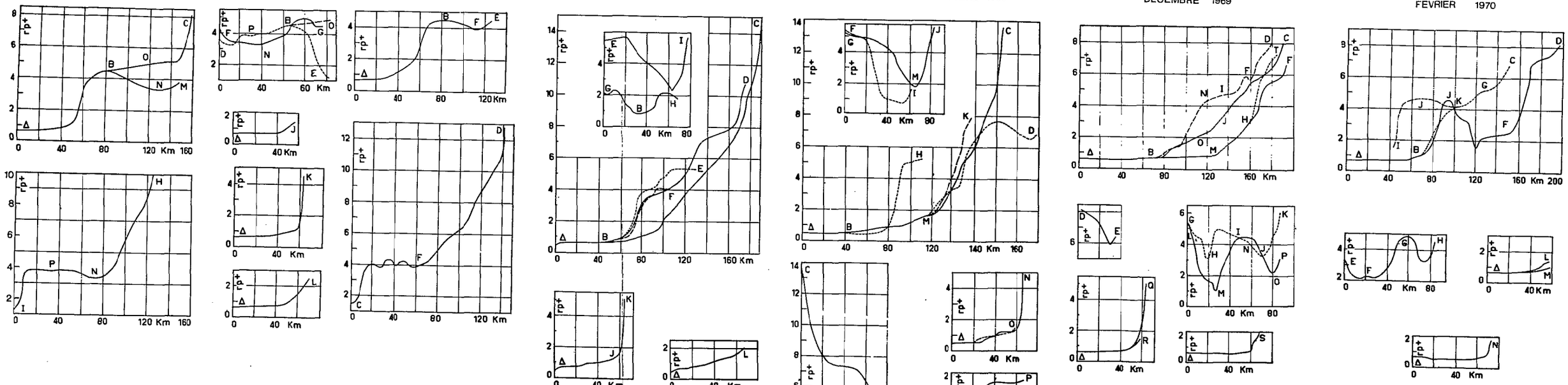


Fig. 50 b : Cartes des teneurs totales en cations (rp^+, en me/l) des eaux du lac Tchad en 1969-1970. Évolution de ces teneurs en fonction de la distance sur des axes déterminés.

en octobre ou novembre puis en avril, mai ou juin. La salure qui marque leur séparation est de 0,8 à 0,9 me/l. La seconde masse peut atteindre 1,8 à 2,3 me/l en bordure des rives.

B. Gradients dans les bras côtiers.

Les bras côtiers du front occidental correspondent aux interdunes de l'Erg du Kanem envahis par les eaux. Ce sont de véritables chenaux, généralement de quelques centaines de mètres de largeur et plusieurs kilomètres de longueur. Les plus longs atteignent une vingtaine de kilomètres. Ils ne présentent que très peu ou pas de communications avec les bras adjacents ou le reste du lac, hormis évidemment à leur entrée.

Les eaux du lac pénètrent ainsi à une extrémité de ces chenaux puis sont évacuées par évaporation sur toute leur surface et par infiltration ou abandon marginal sur une certaine longueur, particulièrement à l'autre extrémité. Toutefois, en raison des courants provoqués par les oscillations journalières de niveau et les vents, une partie des eaux peut ressortir du bras pour y revenir éventuellement par la suite. A l'intérieur, les mêmes phénomènes, auxquels s'ajoutent d'autres causes de turbulences, créent également un mélange des eaux.

Tous les bras côtiers suffisamment allongés, individualisés et dégagés de végétation, c'est-à-dire aux caractéristiques morphologiques nettes, ont été prospectés (fig. 51). Douze bras l'ont été sur les rives septentrionales, entre Wadri et Yaoudia et autant sur les rives de la zone sud-ouest entre Baga Sola et Ngarangou, alors que sur ces deux côtes une vingtaine et une quinzaine de bras peuvent être respectivement dénombrés. Au sud de Yaoudia, les bras côtiers sont très ouverts sur le lac et de plus courtes longueurs, car leur extrémité est obstruée par des barrages de sables et de végétation. Dans le Golfe d'Iseirom, ils sont rapidement encombrés de végétation sur toute leur surface.

L'évolution spatiale des salures dans ces chenaux est caractérisée par de forts gradients de croissance (fig. 52). *Les points représentatifs des teneurs totales en cations rp^+ (me/l) en fonction de la distance x définissent pour chaque bras une droite d'équation exponentielle* :

$$rp^+ = rp_0^+ \, e^{\alpha x}$$

pour laquelle $\alpha = a/2{,}3$, a étant la pente de la droite définie graphiquement. Dans certains bras, tels ceux de Ligari et Tataverom, le gradient s'accroît à quelques kilomètres de l'extrémité.

Le taux d'accroissement de salure est spécifique de chacun des bras, malgré une variation saisonnière ou pluriannuelle généralement peu marquée. Nous verrons dans le quatrième chapitre (§ 4.1.) qu'il dépend de la hauteur d'eau, de l'intensité de l'évaporation et du temps de séjour des eaux dans le bras. Ce temps de séjour est lui-même fonction de l'importance des échanges avec le reste du lac et du débit des pertes marginales. Dans un même bras les variations spatiales de profondeur et de largeur sont les causes principales de la dispersion des points autour de la droite moyenne.

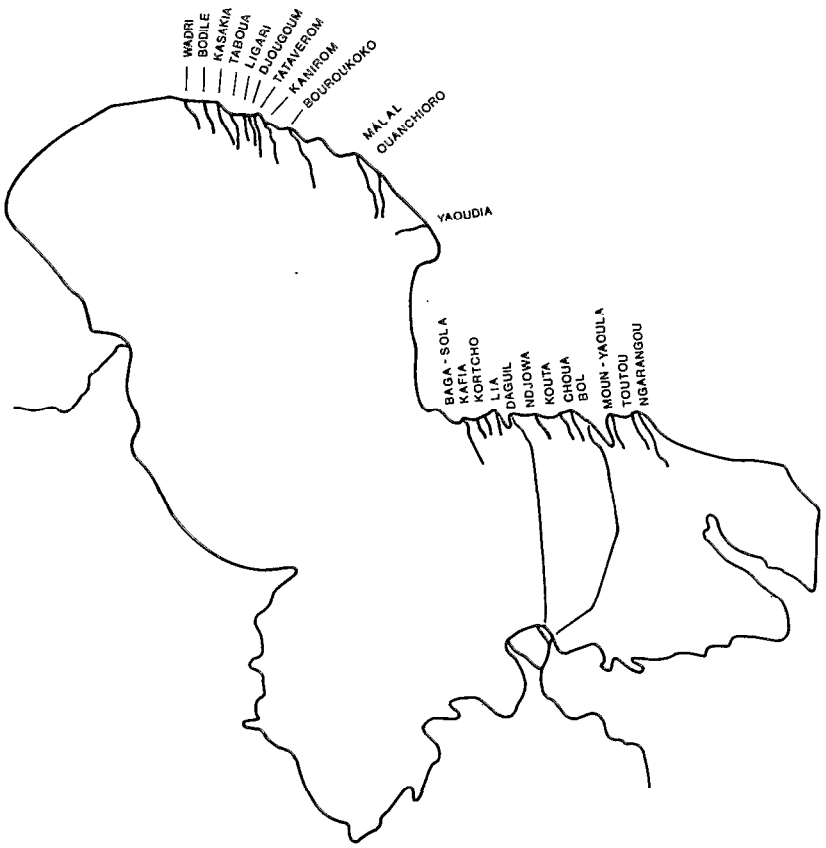


Fig. 51 : Bras côtiers du lac Tchad dans lesquels ont été étudiées les variations de salure des eaux.

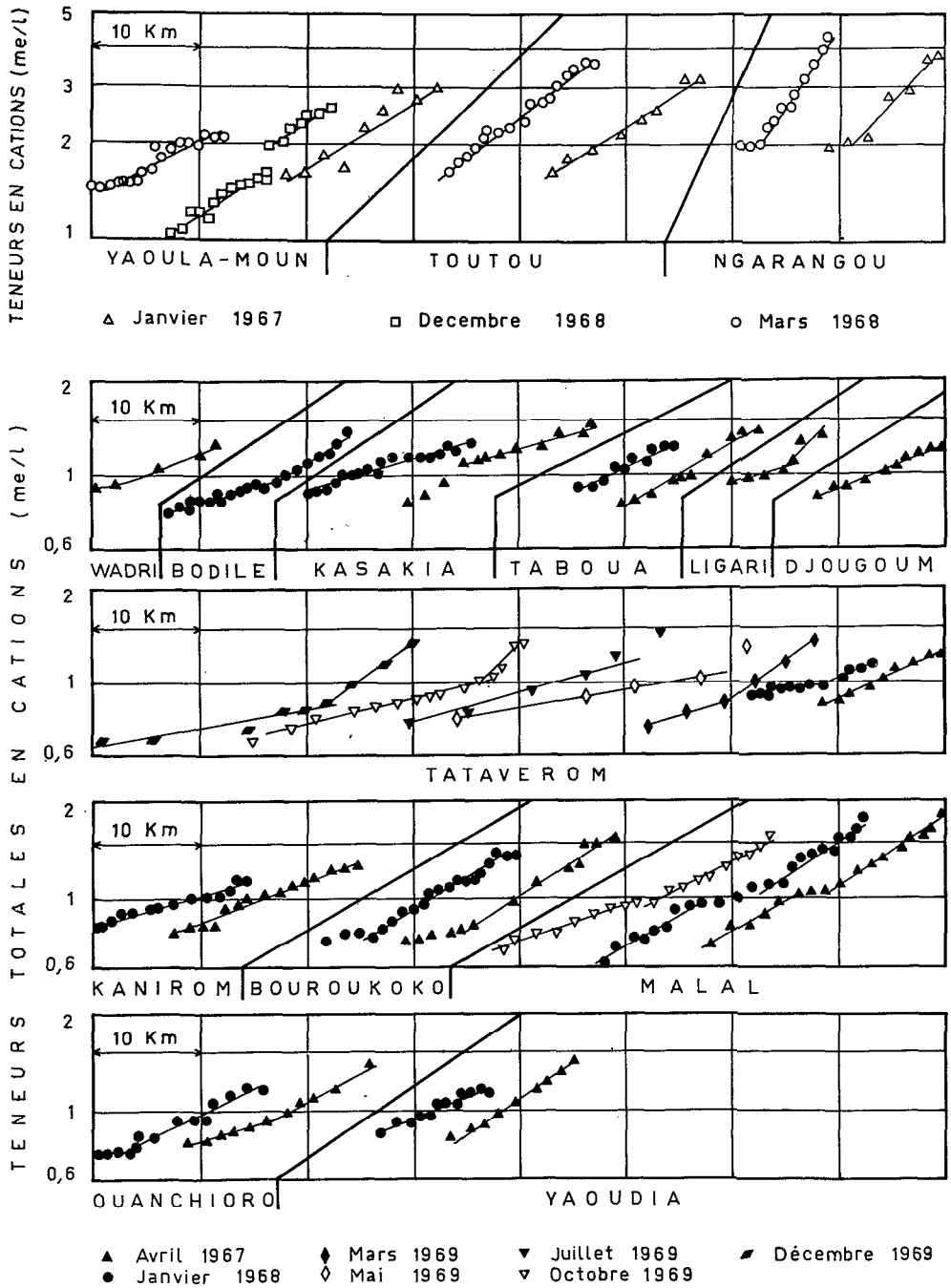


Fig. 52 a : Évolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance dans les bras côtiers situés à l'est de Bol et l'archipel de la partie septentrionale du lac Tchad.

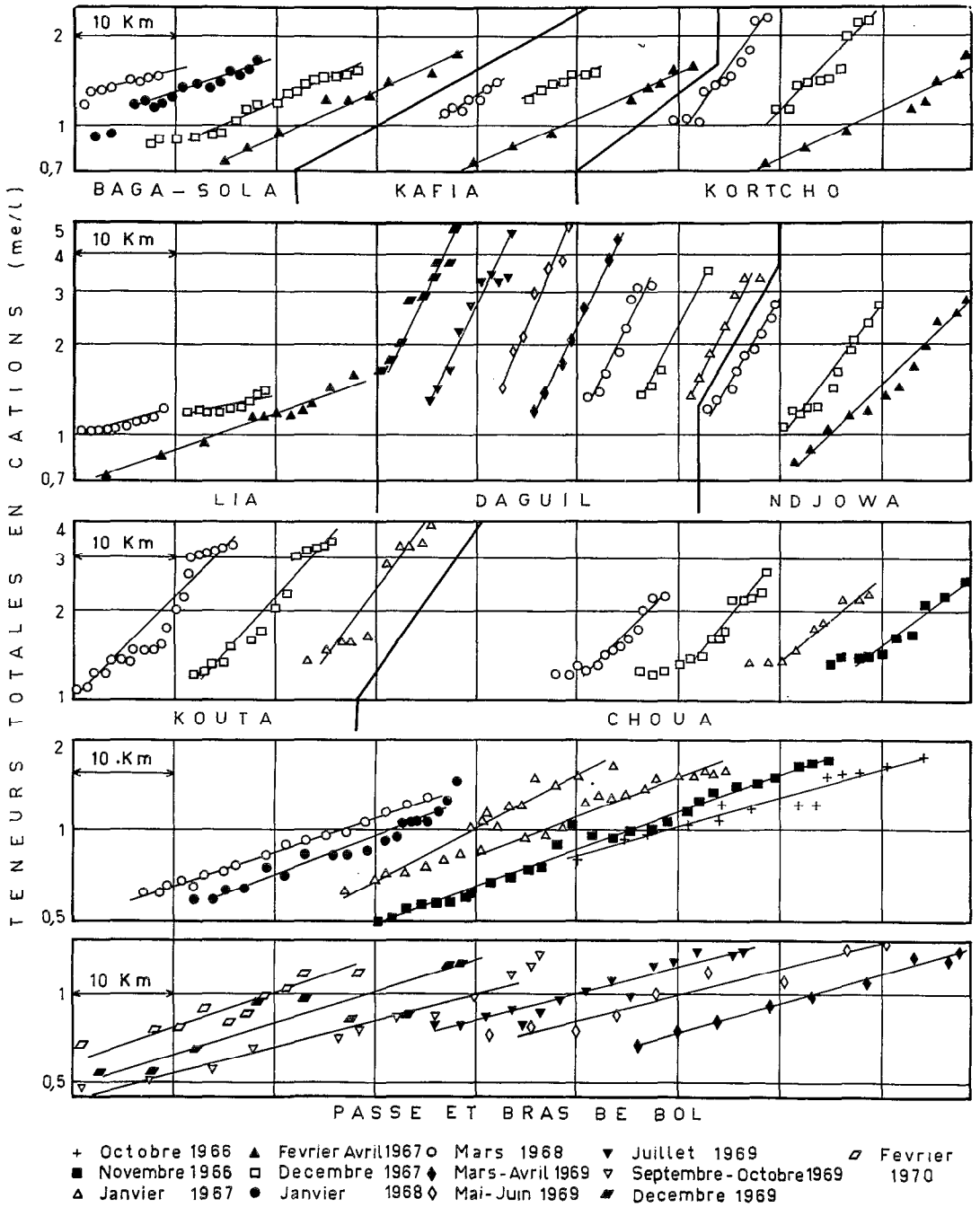


Fig. 52 b : Évolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance dans les bras côtiers situés entre Baga Sola et Bol.

4.4.3. Salures globales moyennes des eaux du lac Tchad.

A. Répartition spatiale des salures globales moyennes annuelles.

La carte en courbe de conductivité moyenne annuelle (fig. 53) a été reconstituée à partir des six cartes dressées en 1969-1970 et des résultats obtenus aux stations au cours de la même période. Les valeurs représentent ici la moyenne arithmétique entre les valeurs minimales et maximales de conductivité observées au cours des campagnes (M.A. ROCHE - 1973 b).

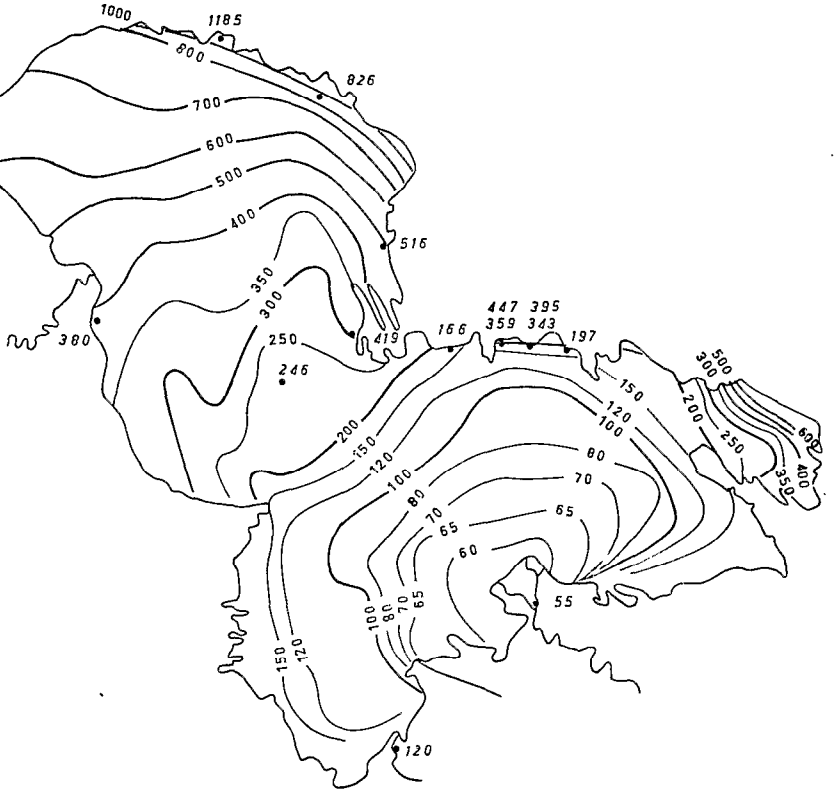


Fig. 53 : Conductivité moyenne annuelle (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux du lac Tchad, de mars-avril 1969 à février 1970.

B. Distribution des salures globales moyennes annuelles en fonction des superficies et des volumes d'eau.

Les superficies occupées par des eaux de salure inférieure à des valeurs données ont été planimétrées sur la carte en courbe de conductivité moyenne annuelle de 1969-1970 (fig. 53). Il a été tenu compte des superficies réelles et des volumes

occupés par les eaux déterminés conformément à la méthode exposée au chapitre III (§ 1.1.) sur le bilan salin du lac. Les conductivités ont été traduites en teneurs globales en cations. Les courbes de distribution des salures globales rp^+ en fonction des superficies A ou des volumes d'eau cumulés V ont ainsi été définies (fig. 54). La salure moyenne ainsi estimée est de 3,95 me/l soit 320 mg/l d'ions.

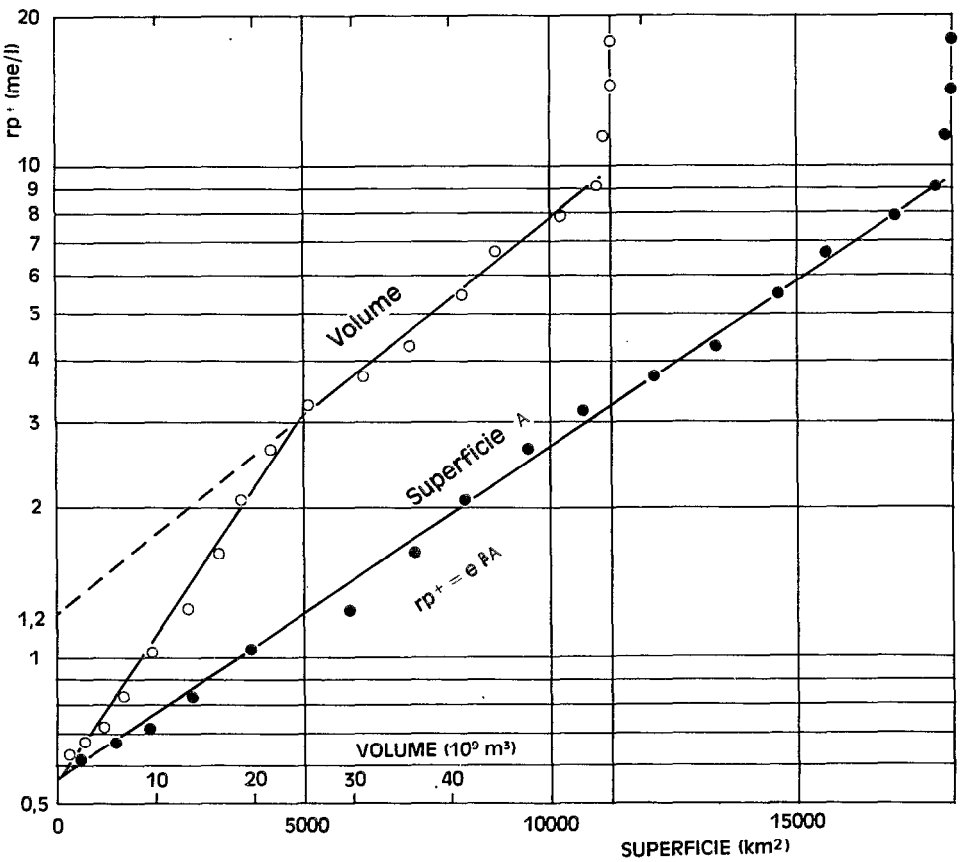


Fig. 54 : Distribution des teneurs globales moyennes annuelles en cations des eaux du lac Tchad en 1969, en fonction des superficies et des volumes des eaux (cf. fig. 53).

La distribution des salures en fonction des superficies est de forme exponentielle :

$$rp^+ = rp_0^+ \, e^{\beta A} \text{ avec } rp_0^+ = 0{,}56 \text{ me/l}$$

Il en est de même de la distribution des salures en fonction des volumes mais elle correspond à deux équations du type :

$rp^+ = rp_0^+ \, e^{\alpha V}$ et $rp^+ = rp_0^{+\prime} \, e^{\alpha' V}$

avec $rp_0^+ = 0{,}55$ me/l et $rp_0^{+\prime} = 1{,}20$ me/l.

La première équation est valable pour les valeurs de rp^+ inférieures à 3,0 me/l et un volume inférieur à $25.10^9 m^3$. L'obtention de deux droites de pente différente est probablement liée à la profondeur moyenne, plus grande dans la partie septentrionale que dans la partie méridionale et la Grande Barrière. On remarque en effet que la courbe 3,0 me/l se situe sensiblement sur la bordure nord de cette dernière région. La seconde équation est limitée à une valeur de 800 μmhos cm^{-1} ou 9 me/l ; l'accroissement des salures est au-delà beaucoup plus fort.

4.5. Variations temporelles des salures globales des eaux du lac Tchad.

4.5.1. Variations diurnes des salures globales.

A Bol, des mesures de conductivité ont été effectuées toutes les trois heures de 6 h à 18 h, à cinq dates réparties de novembre 1968 à mars 1969, en un point situé à 10 m de la rive (cf. § 4.1.B.). Les écarts extrêmes aux moyennes journalières sont de − 5 et + 8 μmhos cm^{-1}, ou − 4 et + 6 % de la moyenne journalière qui est voisine de 135 μmhos cm^{-1}.

Les relations entre les variations de salure et celles du niveau du plan d'eau, mesurées au même endroit, n'apparaissent pas toujours simples. Les salures peuvent diminuer alors que le niveau baisse, probablement en raison de courants latéraux qui, en bordure des rives, peuvent être contraires au courant axial. Toutefois, pour chaque jour d'observation, une forte diminution de conductivité est synchrone d'une augmentation de niveau. Elle est alors provoquée par une arrivée d'eau, plus douce, par l'entrée du bras.

4.5.2. Variations plurijournalières des salures globales.

Les variations plurijournalières de salure ont été caractérisées, par *l'écart journalier à la moyenne hebdomadaire*, à Bol, Baga Kiskra et Magi (fig. 55). En ces stations, sur la période considérée, les conductivités moyennes sont respectivement de 135, 505 et 850 μmhos cm^{-1} et représentent donc une gamme étendue de valeurs comparativement à celle de l'ensemble du lac. Il faut toutefois souligner qu'un caractère commun de ces stations est leur situation dans les archipels.

A ces trois stations, 95 % des écarts journaliers de la conductivité sont respectivement inférieurs à 4,4, 3,4 et 3,2 % de la conductivité moyenne de la période prise en considération. L'écart type aux moyennes hebdomadaires est de 2,4, 8,8 et 14,7 μmhos cm^{-1}. *Le coefficient de variabilité*, défini par le quotient de cet écart type et de la moyenne sur la période considérée, *est compris entre 1,76 et 1,73, c'est-à-dire qu'il est pratiquement le même quel que soit le lieu et la valeur des conductivités.*

4.5.3. Variations saisonnières des salures globales.

L'étude des variations saisonnières des salures est basée sur les cartes en courbes d'isosalures précédemment présentées (fig. 45 à 48) et sur les courbes de variation temporelle des conductivités aux stations (fig. 56 à 58). Ces dernières permettent des interpolations dans le temps et des études ponctuelles plus fines. Le tableau XVII mentionne les conductivités moyennes mensuelles aux stations.

Sur l'ensemble du lac, les salures présentent généralement une variation temporelle simple, avec un seul minimum et un seul maximum annuels, plus ou moins étalés. Cette évolution, qui est très diversifiée suivant les points, peut être bien différente, même en deux régions voisines.

La propagation des minimums et parfois des maximums dans le lac se réalise progressivement sur des bandes géographiques de dimensions variables, marquant un retard croissant en direction du nord et vers les rives. En voici quelques exemples :

— Sur un axe passant dans les Ilots-bancs du Kanem, les salures minimales sont mesurées au début d'octobre. A partir de cette époque, on constate dans l'Archipel du Kanem un retard croissant en direction des rives, le minimum se produisant successivement, selon les points, d'octobre jusqu'au début de mars. Il a lieu ainsi les derniers jours de septembre (1969) à Borgomerom, en novembre (1969) à Haykoulou et s'étale à Baga Kiskra de janvier aux premiers jours de mars (1969) ou de la fin de février au début de mars (1970). A Magi, il se situe en janvier (1970) et à Karé Katia (G. MAGLIONE - 1969 -) de décembre (1967) au début de février (1968). Plus à l'ouest, depuis le sud du bassin nigérian jusqu'aux rives septentrionales, des retards similaires peuvent être observés.

— Dans la zone sud-est, le minimum de salure se produit, selon les points, d'août à octobre entre le Delta et les Ilots-bancs, en novembre dans les Ilots-bancs, et, suivant les années et les régions, de décembre à février dans l'Archipel ou même en mars-avril à Baga Sola (M.A. ROCHE - 1969 a -). A Bol, le minimum plus ou moins étalé, selon les années, a généralement quinze jours à un mois et demi de retard sur la date du niveau maximum des eaux.

Finalement, le minimum et le maximum annuels de salures peuvent être, selon les points, observés à n'importe quelle époque de l'année. Toutefois, si l'on prend en considération la superficie des régions intéressées, les mois les plus fréquents sont de loin compris entre septembre et février pour les minimums, et entre mai et août pour les maximums.

Nous verrons au quatrième chapitre que la chronologie des évolutions temporelles est déterminée essentiellement par la circulation des eaux dans le lac et par le jeu conjugué de la variation des salures sous l'effet de l'évaporation et des pluies. Dans le Bassin méridional et l'ensemble du Golfe de Meinari, la qualité et la quantité des eaux déversées par les tributaires jouent en outre un rôle déterminant.

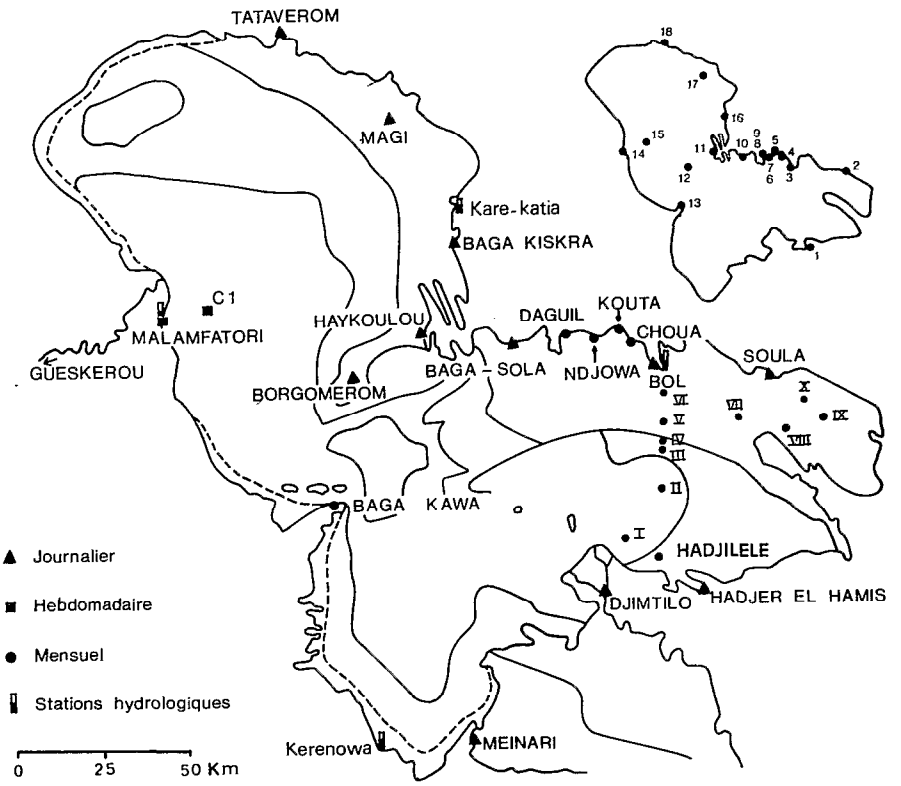


Fig. 55 : Stations d'études hydrologiques et physico-chimiques des eaux du lac Tchad.

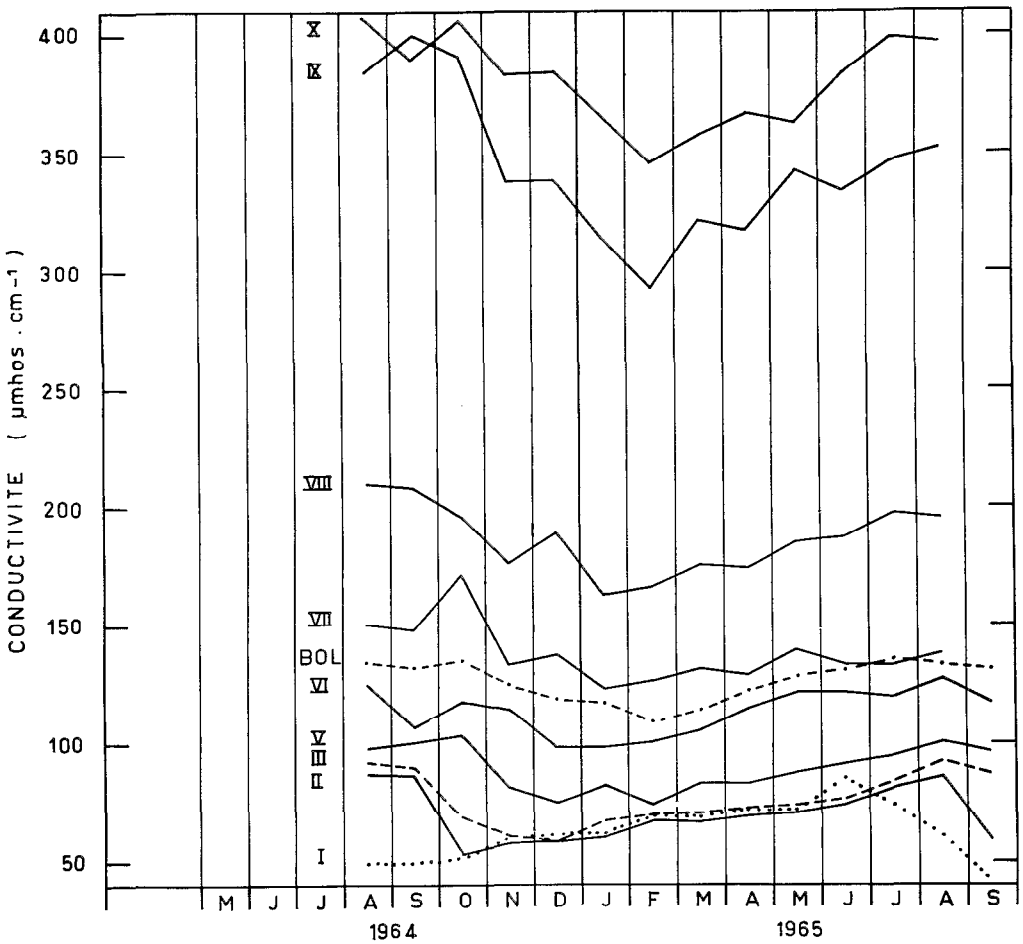


Fig. 56 : Variations de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux à des stations de la zone sud-est du lac Tchad (fig. 55), en 1964 et 1965 (d'après les résultats de R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT - 1967 -).

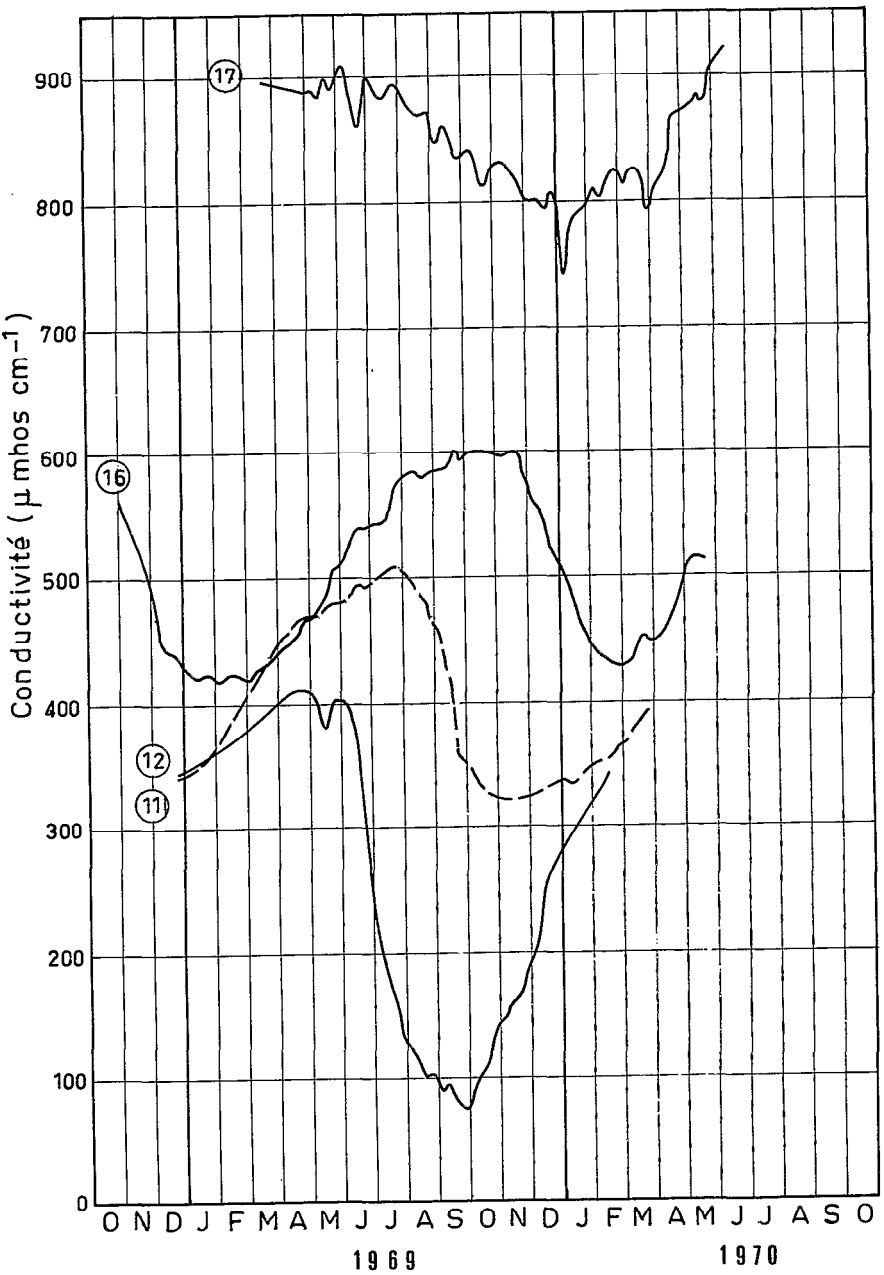


Fig. 57 a : Variation de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux en des stations de la partie septentrionale du lac Tchad, de novembre 1968 à juin 1970.
11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi.

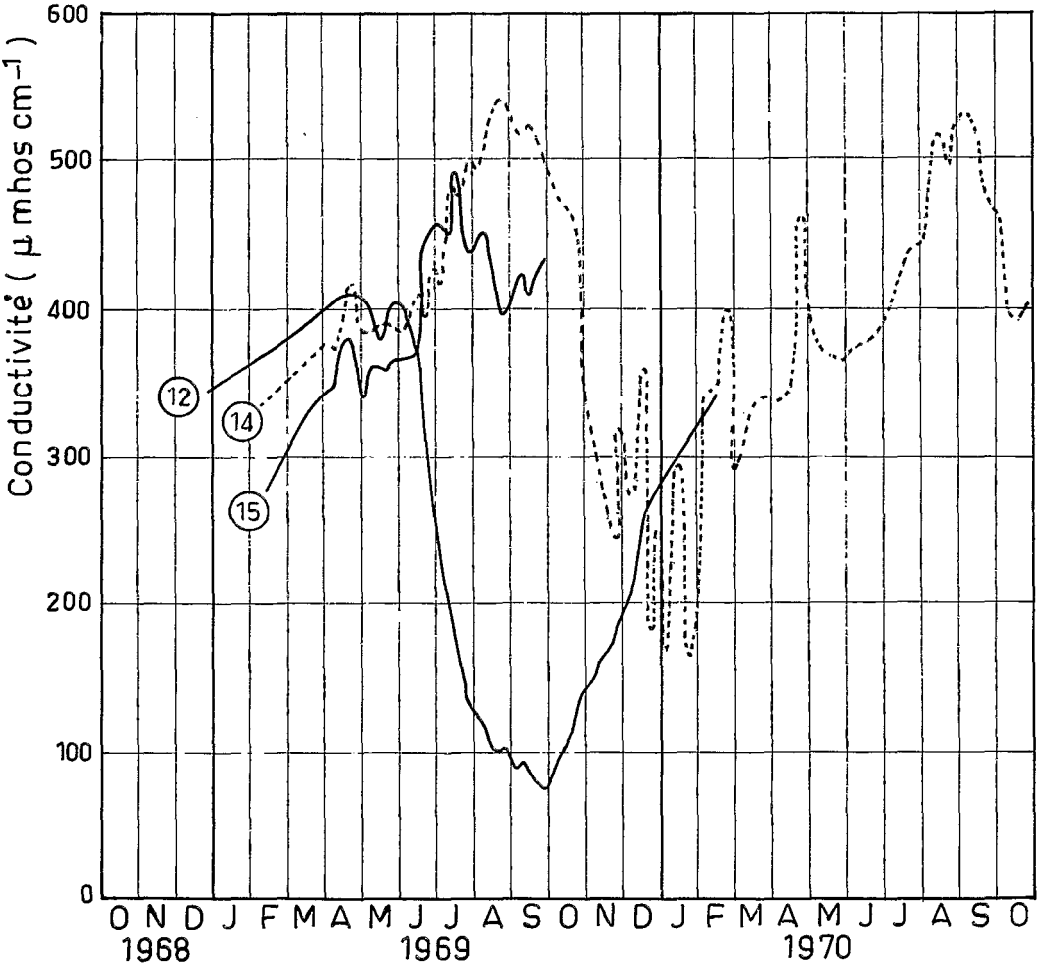


Fig. 57 b : Variation de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux en des stations de la partie septentrionale du lac Tchad, de novembre 1968 à octobre 1970.
12 : Borgomerom, 14 : Malamfatori, 15 : C1.

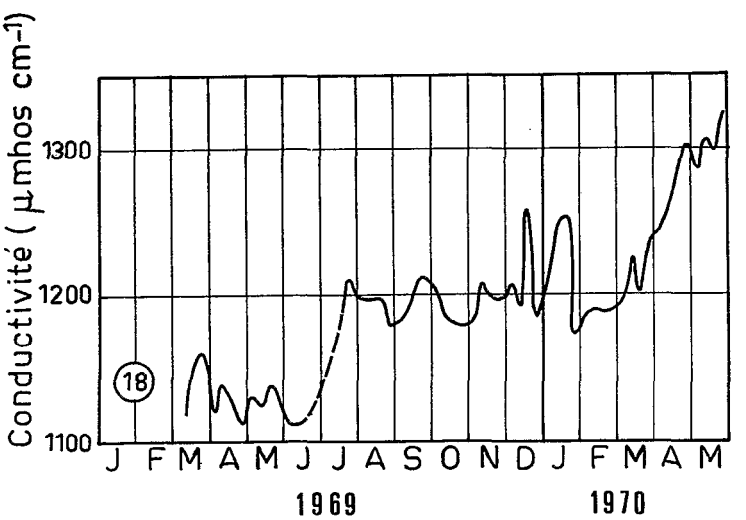


Fig. 57 c : Variation de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux du lac Tchad à Tataverom (cf. fig. 55) — partie septentrionale — de mars 1969 à mai 1970.

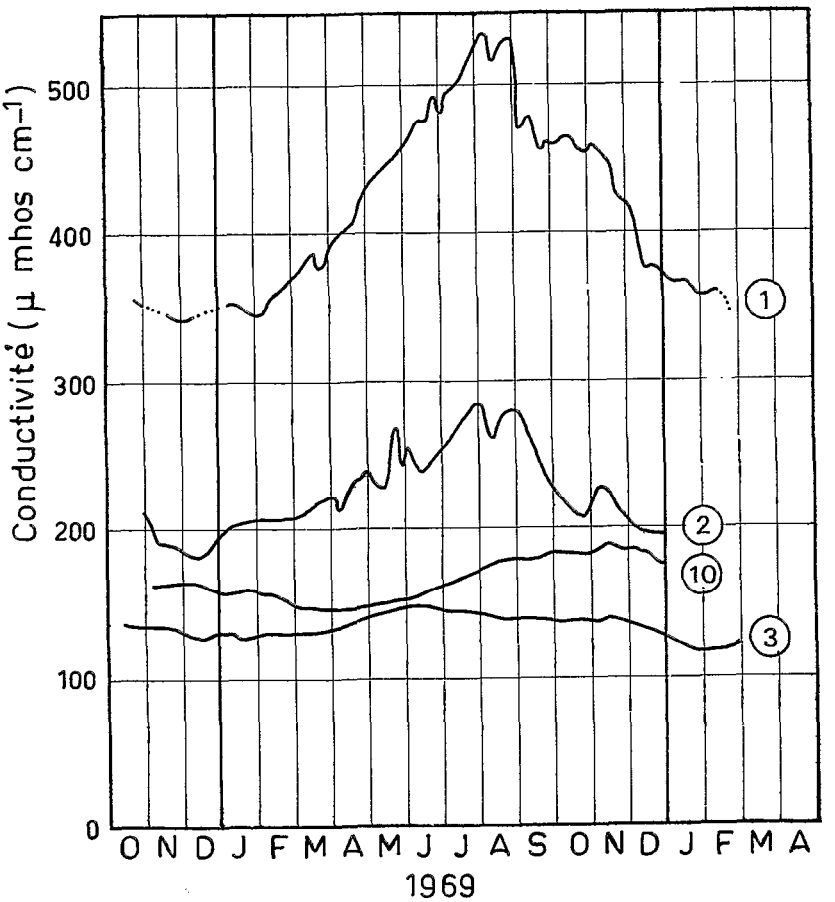


Fig. 57 d : Variation de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux à des stations de la zone sud-ouest du lac Tchad, d'octobre 1968 à février 1970.
1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 10 : Baga Sola.

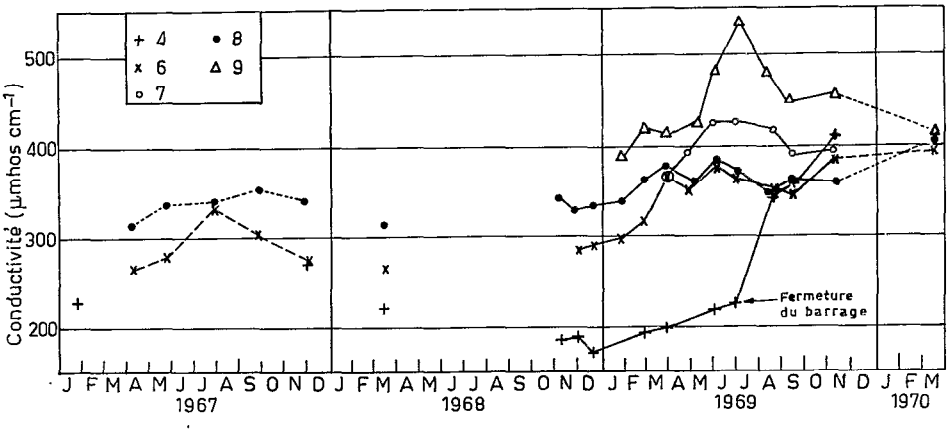


Fig. 58 : Variation de la conductivité électrique (μmhos cm^{-1} à 25°C) des eaux en des stations situées à l'extrémité de bras côtiers de la zone sud-est du lac Tchad. 4 : Choua, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem.

Tableau XVII

Conductivité moyenne mensuelle (μmhos cm^{-1}) aux stations de prélèvements périodiques de la zone nord-sud-est du lac Tchad (fig. 55)

1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrémité, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrémité, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

Année	1968				1969												1970									
Mois / Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O
1	-	-	(348)	(345)	346	355	376	406	446	476	498	526	467	461	446	392	365	(352)	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	190	184	202	203	211	225	240	246	268	275	255	217	220	197	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	138	134	129	127	129	130	137	143	149	145	140	140	138	138	130	122	(120)	-	-	-	-	-	-	-	-
4	-	(180)	(187)	(175)	(175)	(185)	(195)	(205)	(213)	(220)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	-	-	(287)	(290)	(295)	(310)	(345)	(357)	(350)	(355)	(357)	(353)	(350)	(370)	(385)	-	-	-	(392)	-	-	-	-	-	-	-
7	-	-	-	-	-	-	(360)	(385)	(415)	(425)	(418)	(415)	(390)	(390)	(390)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	-	-	(335)	(335)	(337)	(355)	(370)	(370)	(370)	(380)	(360)	(353)	(360)	(360)	(360)	-	-	-	(407)	-	-	-	-	-	-	-
9	-	-	-	-	(380)	(410)	(415)	(418)	(455)	(510)	(515)	(470)	(450)	(450)	(450)	(440)	-	-	(412)	-	-	-	-	-	-	-
10	-	-	164	(161)	157	154	148	147	(150)	(156)	(165)	177	161	184	186	180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	-	-	-	-	(350)	(390)	(420)	459	474	489	(505)	487	410	(336)	(336)	(337)	338	355	(381)	-	-	-	-	-	-	-
12	-	-	-	-	(350)	(380)	(400)	411	397	(330)	(186)	112	87,8	109	163	(285)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	390	388	404	465	525	515	460	300	275	220	350	325	390	370	380	430	500	505	405
15	-	-	-	-	-	-	-	360	360	410	455	423	423	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	535	453	425	423	441	455	487	532	556	583	593	601	598	546	486	437	444	471	(516)	-	-	-	-	-
17	-	-	-	-	-	-	(895)	(890)	890	885	890	875	849	829	824	802	777	815	816	844	882	-	-	-	-	-
18	-	-	-	-	-	-	-	1125	1132	(1122)	(1181)	1193	1200	1189	1197	1210	1222	1188	1215	1272	1305	-	-	-	-	-

A. Amplitudes annuelles des salures globales.

Dans la zone nord, l'amplitude annuelle des salures globales relative à la moyenne (voir fig. 72 *in* ROCHE M.A. - 1973 b -), croît depuis le delta du Chari, avec des valeurs comprises entre 50 et 70 %, jusqu'au centre de la Grande Barrière où elle présente un maximum de 150 %. Deux langues de forte variation se dessinent ensuite, l'une dans les Ilots-bancs du Kanem, l'autre dans le Bassin nigérian. Les valeurs tendent cependant à décroître depuis le centre de la Grande Barrière en direction des rives est et nord, où les valeurs sont inférieures à 20 %, avec un minimum observé de 12 %.

Dans la zone sud-est, l'amplitude décroît aussi depuis le delta jusqu'aux rives où elle varie entre 15 et 30 %.

Dans la zone sud-ouest, la distribution spatiale de l'intervalle de variation apparaît plus complexe. Celui-ci croît avec l'éloignement au Delta et atteint 110 % à l'embouchure de l'El Beïd, exception faite au sud de Baga Kawa où réapparaît le schéma de décroissance en direction de la rive.

La circulation générale des eaux (cf. ch. IV) et les coefficients régionaux de renouvellement des eaux expliquent ce mode de distribution des amplitudes annuelles des salures.

4.5.4. Variations pluriannuelles des salures globales du lac Tchad.

Dans une note préliminaire (M.A. ROCHE - 1969 a -), avaient été rassemblés tous les documents alors disponibles sur les salures des eaux du lac Tchad, avec le souci de les présenter sous une forme homogène et détaillée, se prêtant à une comparaison précise des valeurs. Ainsi, avait-il été possible, *pour un niveau supérieur à 281,5 m,* de mettre en évidence *la stabilité pluriannuelle des salures* qui *représente un des aspects de la régulation saline du lac.* Les étapes essentielles de la connaissance du problème seront rappelées dans ce mémoire.

A. *En 1908*, LAHACHE et MARRE donnent, dans le cadre des travaux de la mission TILHO, les résultats d'analyses obtenus sur des échantillons d'eau du lac prélevés à Bol dans des conditions analogues à celles de nos prélèvements à cette station. Les résultats de teneurs ioniques paraissent discutables, mais *le « résidu minéral anhydre total » de 93 mg/l est du même ordre de grandeur que ceux qui ont été estimés entre 1962 et 1970,* dont les valeurs sont comprises entre 120 et 165 mg/l. Il semble difficile de pousser la comparaison, compte tenu des faibles quantités d'eau dont disposaient les Auteurs, et par conséquent de l'imprécision de leurs résultats.

B. Ce n'est ensuite qu'*entre le 19 mai et le 5 juin 1957* que E. GUICHARD (1957) et A. BOUCHARDEAU (1958) tracent la première carte de salure globale, d'après une soixantaine de mesures de conductivité. Elle montre pour la première fois que la salure s'accroît vers les rives en dessinant des courbes d'égales valeurs concentriques au Delta et que les eaux du lac restent très faiblement minéralisées.

Il ressort des comparaisons avec les cartes établies vers la même époque de l'année, entre 1966 et 1970, que *les salures étaient légèrement plus élevées dans le Golfe de Meinari et à Bol, sensiblement les mêmes dans les Eaux-libres et l'Archipel du sud-est et moins élevées, de 20 à 40 %, dans la moitié nord du lac.* Les différences plus faibles entre le nord et le sud du lac amènent à penser que la Grande Barrière permettait des communications plus faciles entre les deux parties. Cette hypothèse s'accorde avec le niveau des eaux, alors de 1,5 m supérieur à celui des années 1966-1970. D'autre part, des crues du Chari, relativement importantes en 1955 et 1956, ont pu provoquer une dilution des sels dissous, augmentant alors notablement le volume d'eau du lac.

Il convient toutefois de remarquer que les salures mesurées dans les diverses régions du lac, excepté à Bol, ont été atteintes en 1969-1970 dans ces mêmes régions, mais au cours de mois différents.

Le mode de répartition des salures est difficilement rattachable à un de ceux qui ont pu être mis en évidence en 1969-1970. Les faibles gradients de salure dans le Bassin nigérian font cependant penser à ceux de mai-juin 1969 mais, note plus remarquable, le fort gradient observé à cette époque de l'année dans la Grande Barrière, ne paraît pas exister.

C. *En 1962*, R. GRAS mentionne des mesures de conductivité effectuées dans la zone sud-est du lac, les points étant repérés par leurs coordonnées géographiques. Ces valeurs, reportées sur des cartes (M.A. ROCHE - 1969 a -), peuvent être comparées à celles qui ont été obtenues dans cette zone de 1966 à 1970. Le niveau du lac était aussi, en 1962, de 1,5 m plus élevé qu'en 1969.

Les conductivités à l'est de Bol et dans le Golfe d'Iseirom étaient, du 19 au 29 mai 1962, environ *0,7 fois plus faibles* que celles mesurées du 1er au 6 juin 1969. Par contre, à ces deux dates, les valeurs étaient *les mêmes* au sud de Bol. Dans ces régions, les mesures effectuées du 29 juin au 9 juillet 1962 et celles qui ont été faites durant la première quinzaine de juillet 1969 sont *pratiquement identiques.* Enfin, sur le trajet Bol-Baga Sola, les conductivités étaient, du 29 août au 7 septembre 1962, environ *0,8 fois inférieures* à celles mesurées le 29 août 1969.

DUPONT B. (1967) effectue des mesures entre le Delta et Bol, *du 27 septembre au 7 octobre 1965*, puis autour du Delta, du 3 au 5 juin 1966. *Aucune différence* n'apparaît entre les premières données et celles qui sont obtenues en octobre 1966, sauf dans le bras côtier de Bol où les valeurs paraissent *légèrement plus élevées* en 1966. Les valeurs sont *du même ordre de grandeur* à la fin de septembre 1969. Les mesures péridelta'iques sont *tout à fait en accord* avec celles qui sont effectuées au début de juin et au début de juillet 1969 dans la même région. Elles *concordent* également avec les valeurs observées chaque année pour les eaux du Chari.

On constate donc que la salure des eaux n'a pratiquement pas évolué entre 1962 et 1969-1970 ou que les différences éventuellement constatées sont très faibles.

Sur les cartes présentées dans cet ouvrage, *pour la période de 1966 à 1970,* des différences de salures apparaissent d'une année sur l'autre mais celles-ci ne dénotent

pas d'évolution orientée des salures. Outre ces documents, cinq cartes sommaires de la partie nord du lac, dressées par A.J. HOPSON (1968) d'avril-mai 1967 à février-mars 1968 et quatre cartes, dont deux partielles, tracées par J.P. CARMOUZE (1969) de mars à septembre 1968, sont disponibles et confirment la stabilité pluriannuelle des salures.

La figure 59 regroupe toutes les mesures de conductivité effectuées à Bol entre 1962 et 1970 par différents chercheurs. Malgré une baisse de niveau du lac de 2 m qui représente une diminution de la moitié environ de la profondeur, les salures demeurent très voisines d'une année à l'autre, sauf en 1967. Les salures plus élevées, observées cette année là dans tout le bras de Bol, pouvaient être provoquées par un isolement plus marqué. La passe entre les îles d'Iga et Somi, obstruée par d'importantes îles flottantes, s'est en effet ouverte après 1967, amenant alors, avec le renouvellement des eaux, un nouvel équilibre dans la répartition spatiale des salures.

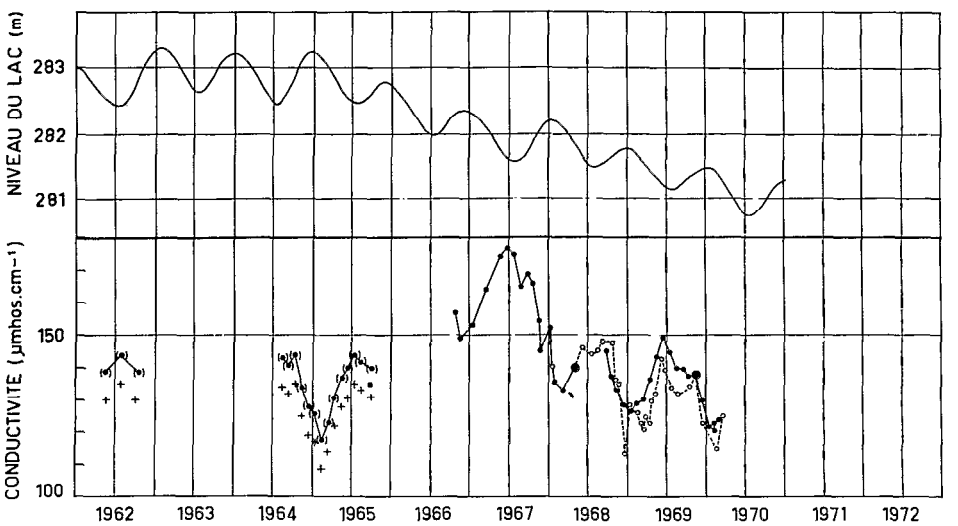


Fig. 59 : Évolution pluriannuelle de la conductivité électrique (à 25°C) des eaux du lac Tchad à Bol-Ile 1962 à 1970. Les croix sont représentatives des eaux prélevées près de Bol-Ils par R. GRAS et al. (1967). Les points noirs entre parenthèses sont déduits des précédents par une translation de + 9 µmhos cm^{-1}, qui représente la moyenne des différences de conductivité entre Bol-Ile et Bol. Les points noirs correspondent aux mesures faites par M.A. ROCHE à l'embarcadère ORSTOM de Bol à raison d'une par mois jusqu'en septembre 1968 puis d'une par jour à partir d'octobre 1968 ; les points représentent alors les moyennes mensuelles. Les points blancs correspondent aux résultats obtenus par J. LEMOALLE, 200 m au large de l'embarcadère ; les résultats exprimés en alcalinité ont été traduits en conductivité.

A l'extrémité des bras de Ndjowa et Daguil, les salures mesurées de 1967 à 1969 ne montrent pas d'évolution pluriannuelle bien que se dessine, à la fin de la dernière année, une tendance à l'augmentation dans le bras de Ndjowa. Ce phénomène est encore lié probablement à la baisse du niveau qui a favorisé l'envahissement progressif du bras par la végétation, entraînant un isolement plus marqué des eaux.

A la station C1, les conductivités mesurées en 1967-1968 (A.J. HOPSON - 1968 -) apparaissent supérieures de 20 % à celles qui l'ont été en 1969, sauf en décembre où les valeurs sont les mêmes.

D. *En conclusion*, d'après les documents de 1908, de 1957, et de 1962 à 1970, aucune évolution orientée de la salure des eaux n'a pu être mise en évidence. Le résidu soluble mesuré à Bol en 1908 était du même ordre de grandeur que ceux qui ont été estimés entre 1962 et 1970. Les salures des eaux de la moitié septentrionale étaient de 20 à 50 % plus faibles en 1957 qu'en 1969, celles du sud légèrement plus élevées ou équivalentes. Les différences de salure observées au cours des années 1962 à 1970 ne dépassent jamais 20 à 30 % et sont le plus souvent très petites.

Des variations pluriannuelles relativement faibles des salures, en particulier en bordure des rives, peuvent être engendrées par des changements morphologiques consécutifs à une variation du niveau des eaux accompagnée d'un développement ou d'une diminution de la végétation aquatique. Ces changements morphologiques déterminent des communications différentes entre les eaux côtières et celles du reste du lac, entraînant des variations locales de salures. De même la variabilité des régimes hydrologiques et climatiques du système peut aussi expliquer en partie les variations éventuellement constatées d'une année sur l'autre dans le lac. Ces différentes variations de salures n'impliquent pas forcément une évolution pluriannuelle orientée dans l'ensemble du lac.

Si la régulation saline du lac est un fait pratiquement évident sur une longue durée, supérieure par exemple à la décennie ou au siècle, on peut s'étonner de constater que la stabilité des valeurs paraissent également être la règle au cours de quelques années alors que se produisent des variations importantes de la profondeur. Des explications seront proposées dans le troisième chapitre sur la régulation saline des eaux du lac Tchad.

5. SALURES IONIQUES SPÉCIFIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.

L'étude des variations spatio-temporelles des salures spécifiques au cours d'un cycle annuel vient compléter les résultats obtenus par J.P. CARMOUZE (1968 à 1972), M.A. ROCHE (1968 à 1973), et, par J. LEMOALLE (1970) qui a particulièrement étudié le comportement du fer soluble.

5.1. Évolution spatio-temporelle des teneurs ioniques.

Les teneurs de chaque ion, ou teneurs spécifiques, croissent généralement avec la salure globale, aussi les courbes d'isoconcentrations présentent-elles un tracé sensiblement analogue à celui des courbes d'égales salures globales.

5.1.1. Les anions.

A. Les sulfates et les chlorures :

Les concentrations en sulfates, très faibles, demeurent inférieures à 0,1 me/l pour les eaux les plus minéralisées.

Les teneurs minimales en chlorures sont inférieures à la limite de sensibilité de la méthode de dosage employée, qui est de 0,02 me/l. Les concentrations dépassent cette valeur pour une teneur globale en cations de 1,5 à 2 me/l. Les teneurs maximales sont de l'ordre de 0,3 me/l pour une salure cationique de 15 me/l.

Le chlore a souvent été considéré comme un traceur de choix en raison des interactions relativement restreintes qu'il aurait avec le milieu minéral et biologique (H. SCHOELLER - 1962 -, M. SCHOELLER - 1963 -). Dans certains cas, ce principe a été soumis à discussion (A. LERMAN - 1971 -). C'est pourquoi l'étude de cet élément, malgré les faibles teneurs, demanderait à être développée dans le lac pour préciser s'il y subit un piégeage et dans quelle mesure on pourrait l'utiliser comme traceur.

B. Les bicarbonates et les carbonates, l'alcalinité :

L'alcalinité, ou somme des bicarbonates et des carbonates, représente pratiquement la concentration totale en anions, puisque chlorures et sulfates n'y participent que pour environ 2 %. *L'alcalinité équivaut donc, avec une bonne approximation, à la teneur cationique* et représente par conséquent elle aussi la moitié environ de la salure ionique globale. Il suffit ainsi de se reporter au paragraphe 4, sur les salures globales pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'alcalinité (fig. 50 b).

Les eaux du lac sont bicarbonatées et des faibles teneurs en carbonates apparaissent à partir d'une alcalinité totale de 3 à 4 me/l.

5.1.2. Les cations.

Les cartes en courbes d'isoteneurs en cations (fig. 60 a - d) ont été tracées à partir des résultats d'analyses obtenus en 1969 au cours de quatre campagnes.

Les teneurs minimales et maximales en cations observées dans le lac sont indiquées en me/l dans le tableau ci-après :

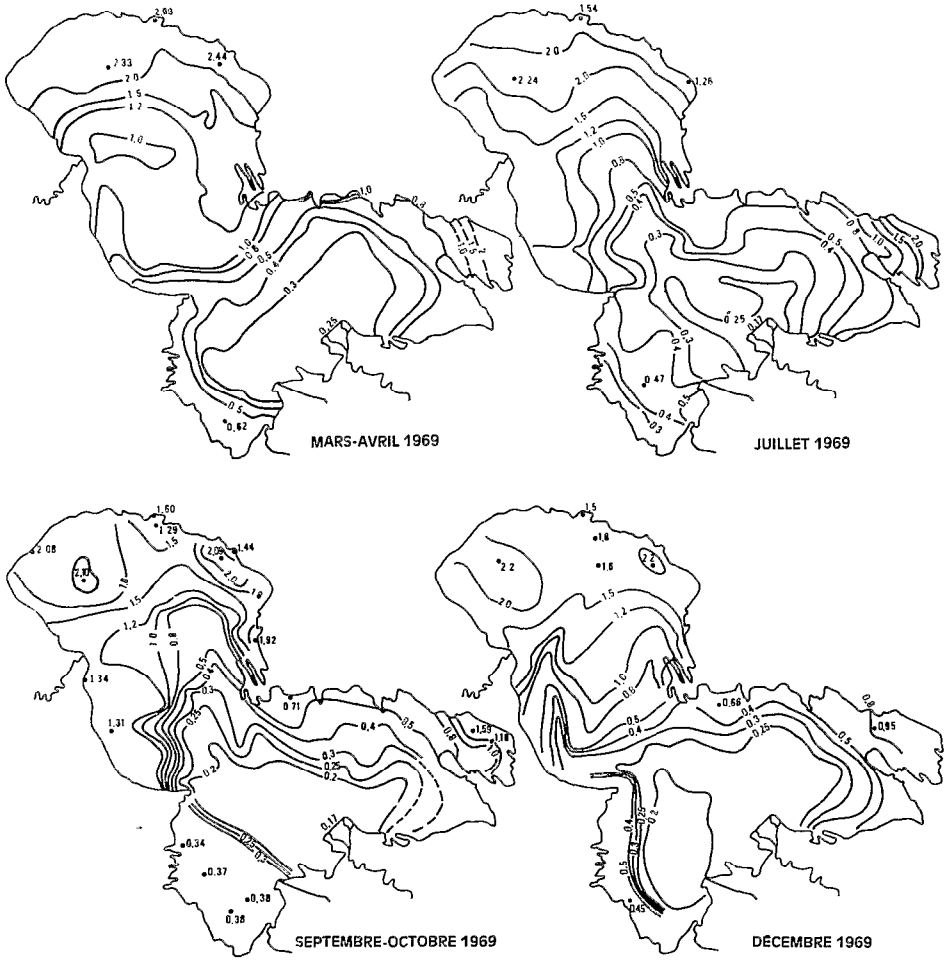


Fig. 60 a : Teneurs en calcium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

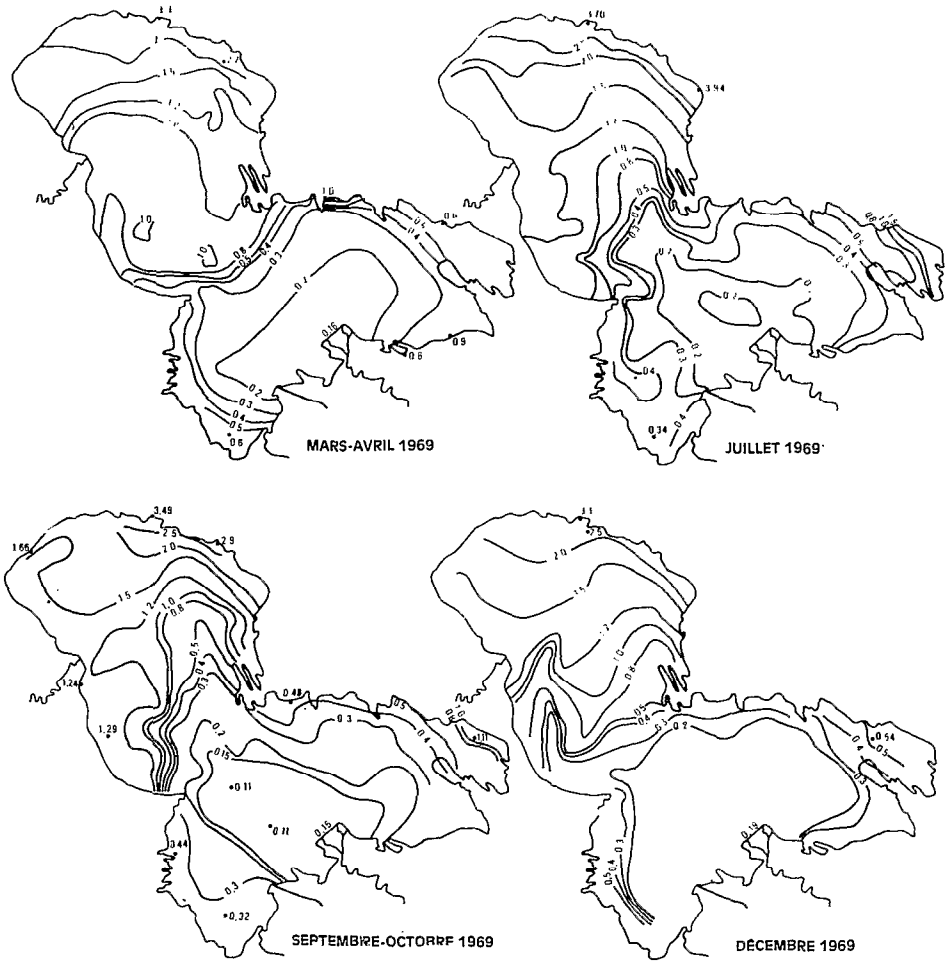


Fig. 60 b : Teneurs en magnésium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

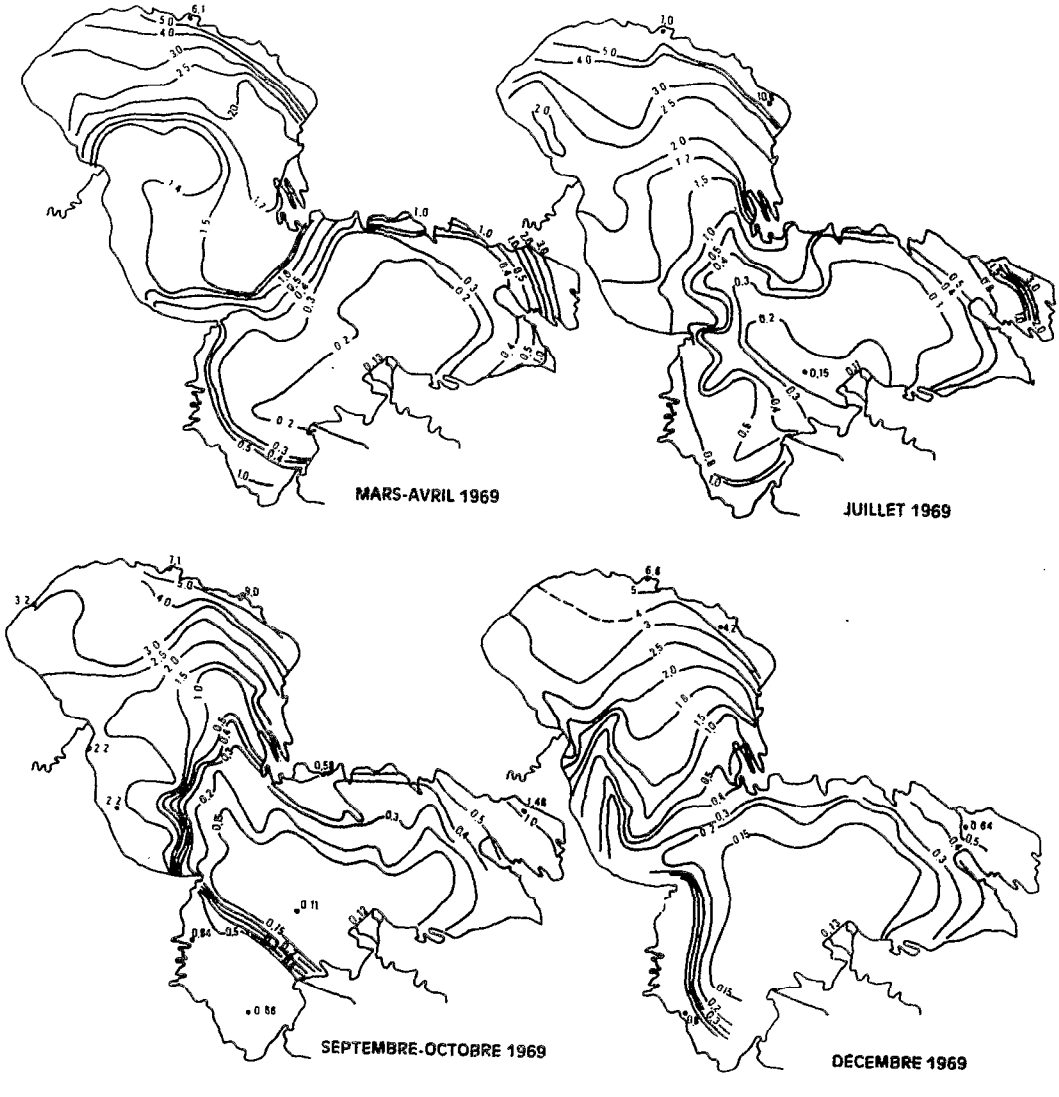


Fig. 60 c : Teneurs en sodium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

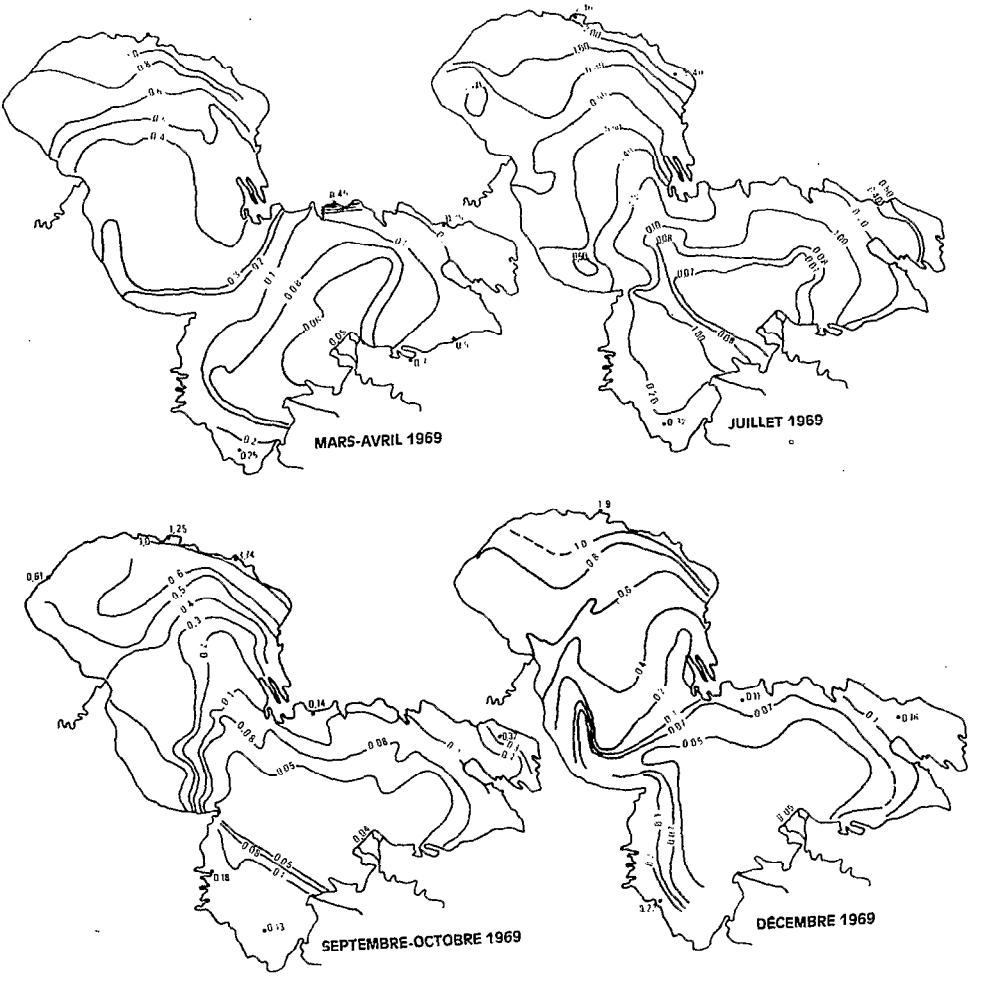


Fig. 60 d : Teneurs en potassium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}
Minimum	0,16	0,10	0,10	0,03
Maximum	2,5	4,0	10,8	3,4

Les teneurs minimales ont été observées au delta du Chari, généralement en août (partie I, § 4.3.3.) et les teneurs maximales, sauf pour le calcium, à l'extrémité d'un bras très isolé de l'Archipel du Kanem.

Alors que la minéralisation globale des eaux croît en direction des rives, les concentrations en calcium peuvent atteindre un maximum puis décroître. On observe ainsi, en juillet 1969, des valeurs maximales de 2,2 me/l dans les îlots-bancs du Niger tandis que les valeurs décroissent ensuite vers le nord jusqu'à 1,3 me/l dans les bras les plus minéralisés (fig. 60 a). Dans le Golfe de Meinari, à la même époque, les teneurs augmentent jusqu'à 0,5 me/l puis, contrairement à la salure globale, décroissent jusqu'à 0,3 me/l.

Dans le Golfe de Meinari, en juillet, les concentrations en magnésium cessent également d'augmenter sans toutefois décroître nettement.

5.2. Évolution spatio-temporelle des teneurs ioniques relatives.

Les teneurs en sulfates sont infimes et les chlorures représentent moins de 2 % de la composition anionique de ces eaux bicarbonatées. L'examen des variations relatives du spectre anionique est donc imprécise. En revanche, *l'évolution des proportions en cations est beaucoup plus marquée* et plus riche d'informations au stade de notre étude.

Le mode de présentation pour caractériser ces variations dans le lac tient compte à la fois de la salure globale et de la position géographique des eaux : les points de prélèvement ont été indiqués sur une carte, pour chaque campagne, par des figurés spécifiques de leur situation régionale (fig. 61), qui dans la zone nord ne coïncident pas obligatoirement avec de grandes régions naturelles. Les limites des aires de répartition correspondent alors le plus souvent à des courbes isosalines. Tous ces points ont ensuite été reportés sur des diagrammes S (%) = f (rp^{+}) différents pour chaque cation et chaque campagne. Cette opération, pratique pour la critique des résultats bruts, permet une meilleure définition de diverses classes de valeurs régionales, suivant des gammes de salures globales réparties de la façon la plus homogène possible. Le calcul des moyennes des teneurs globales en cations et des teneurs ioniques relatives a été ensuite effectué classe par classe. A partir de ces moyennes ont été tracées, sur un même graphique, les courbes d'évolution des teneurs cationiques relatives. Seules sont présentées ici, pour exemple, les cartes (fig. 61) et les courbes (fig. 62) correspondant aux campagnes de mars-avril et de septembre-octobre 1969, qui montrent les types annuels de répartition les plus différents.

En outre, des cartes (fig. 63) illustrent l'évolution spatiale des teneurs relatives dans l'ensemble du lac, à différentes époques de l'année 1969 ; la figure 64 représente les variations dans le temps de ces proportions aux différentes stations.

5.2.1. Proportions cationiques des eaux fluviales.

La composition relative des eaux des tributaires du lac a été présentée dans la première partie au paragraphe 4.4. Le tableau ci-dessous rappelle, pour 1969, les teneurs relatives en cations minimales et maximales moyennes mensuelles et moyenne annuelle du Chari au Delta.

Teneurs relatives	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}
Minimum moyen mensuel	37 %	25 %	20 %	6 %
Moyenne annuelle pondérée	39,0 %	28,5 %	24,5 %	8,0 %
Maximum moyen mensuel	41 %	31 %	28 %	12 %

Ces eaux sont nettement bicarbonatées calciques avec un faciès calci-magnésien Ca. Mg. Na. K. Toutefois un faciès Ca. Mg. ≠ Na. K. a été observé en avril, en liaison avec une petite crue, et en août et septembre, au début de la crue annuelle.

La composition moyenne de la crue de l'El Beïd en 1969-1970 est :
$Ca^{2+} = 36$ %, $Mg^{2+} = 25$ %, $Na^{+} = 30$ %, $K^{+} = 9$ %.

5.2.2. Proportions cationiques des eaux du lac Tchad.

Dans le lac, bien que les concentrations ne cessent généralement d'augmenter sous l'effet de l'évaporation, les proportions cationiques montrent diverses évolutions bien marquées (fig. 63). *Les eaux fluviales, bicarbonatées calciques à leur arrivée dans le lac, tendent à y devenir bicarbonatées sodiques. Les eaux présentent ainsi dans l'espace, et par conséquent dans le temps* (fig. 64), *successivement cinq spectres cationiques,* dont deux calciques :

Ca . Mg . Na . K
Ca . Na . Mg . K
puis trois sodiques Na . Ca . Mg . K
Na . Mg . Ca . K
et enfin Na . Mg . K . Ca

Le faciès Na . K . Mg . Ca n'a été observé que dans des mares littorales, isolées du lac depuis peu de temps. Les eaux peuvent atteindre les rives avec un de ces cinq

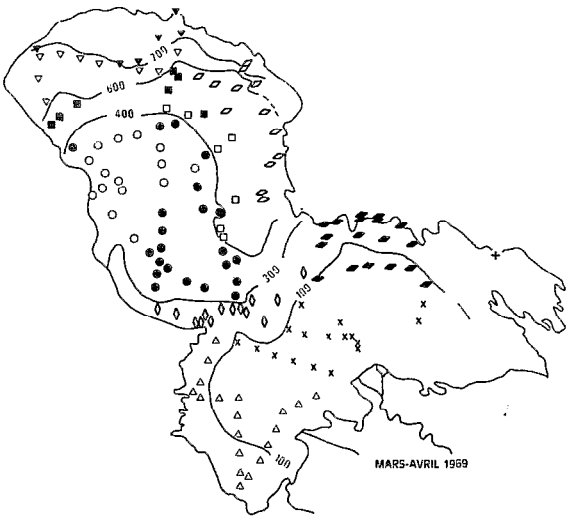


Fig. 61 a : Carte de situation des eaux dont l'évolution des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale est tracée sur la figure 62 a. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale et des salures globales. Ces salures sont délimitées sur la carte par des courbes d'isoconductivités (en μmhos cm^{-1} à 25°C).

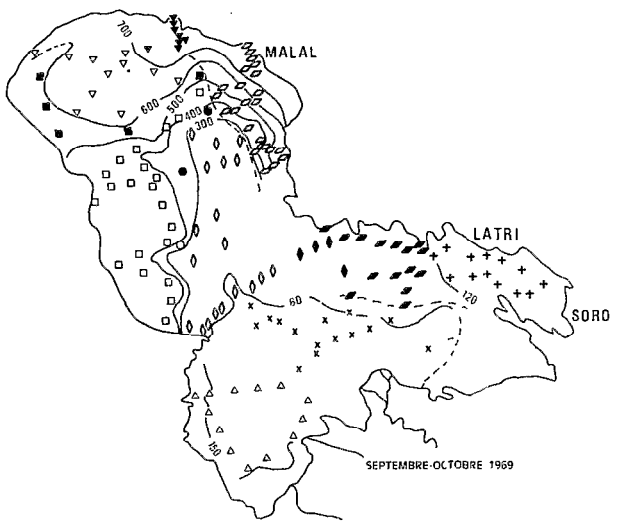


Fig. 61 b : Carte de situation des eaux dont l'évolution des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale est tracée sur la figure 62 b. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale et des salures globales. Ces salures sont délimitées sur la carte par des courbes d'isoconductivités (en μmhos cm^{-1} à 25°C).

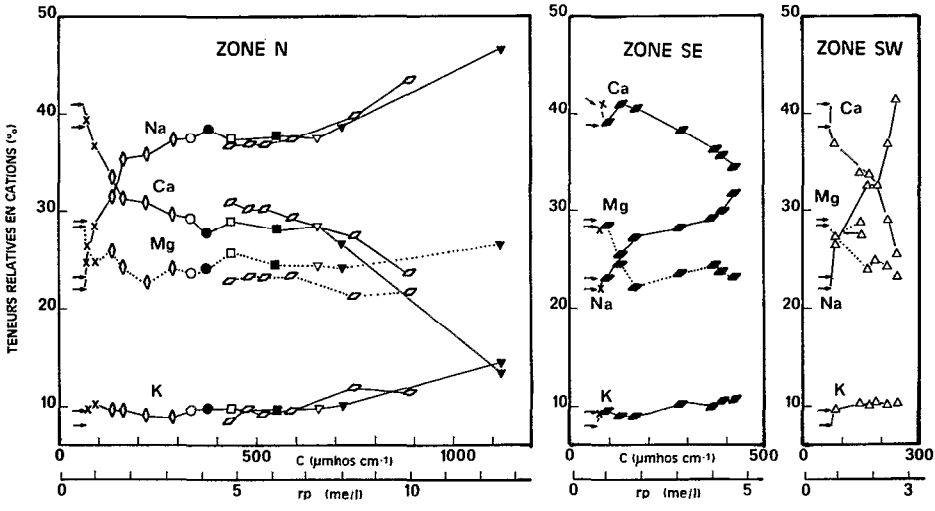


Fig. 62 a : Évolution régionale des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale, en mars-avril 1969. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale des eaux indiquée sur la carte 61 a.

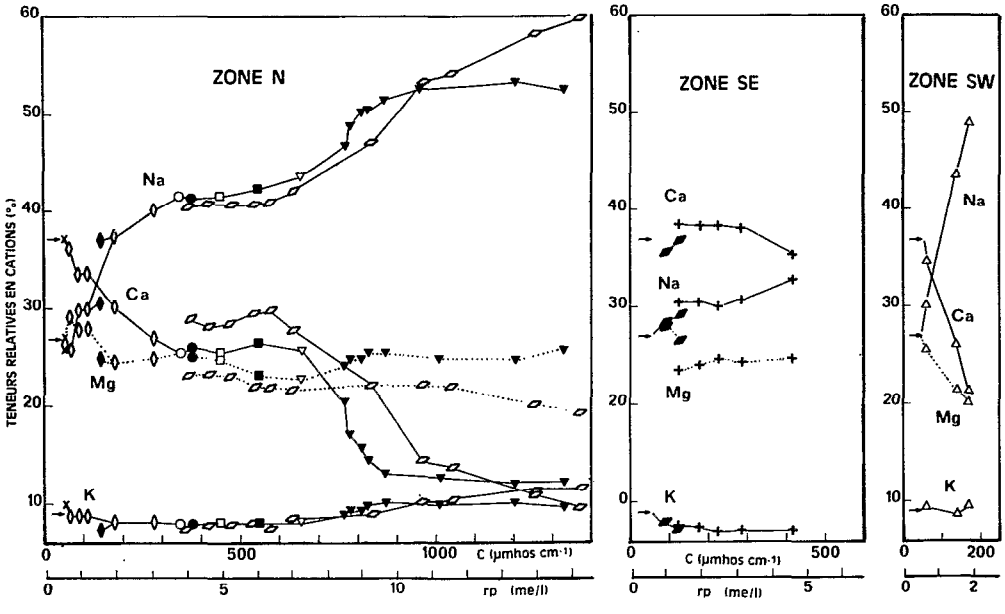


Fig. 62 b : Évolution régionale des teneurs cationiques relative en fonction de la salure globale, en septembre-octobre 1969. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale des eaux indiquée sur la carte 61 b.

faciès et être évacuées avant que l'évolution totale soit terminée. Le tableau XVIII indique les teneurs relatives moyennes annuelles en 1969 aux stations d'observations périodiques.

L'évolution générale se réalise pour des salures globales inégales selon les zones. Ainsi, le sodium devient prédominant pour des salures globales en cations comprises entre 1,0 et 2,2 me/l dans la zone nord, entre 0,7 et 2,0 me/l dans la zone sud-ouest, tandis que, dans la zone sud-est, les valeurs doivent dépasser 5 me/l, et fréquemment plus, pour que cette évolution soit observée à l'extrémité du Golfe d'Iseirom ou de bras côtiers. L'évolution se traduit selon les zones par divers modes de variation des proportions cationiques.

A. Zone nord.

L'évolution des teneurs relatives se manifeste dans la zone nord en deux épisodes et en des régions différentes.

a) Une diminution des proportions en calcium et en magnésium, accompagnée d'une augmentation des proportions, forte en sodium et à peine perceptible en potassium, est observée jusqu'à des teneurs globales comprises entre 1,5 et 3 me/l, suivant l'époque de l'année. Les eaux calci-magnésiennes Ca. Mg . Na . K deviennent ainsi sodi-calciques Na . Ca . Mg . K ou Na . Ca . ≠ Mg . K, après avoir présenté un faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K . Cette évolution a lieu dans la Grande Barrière, les Ilots-bancs du Kanem et le sud du Bassin nigérian. Toutefois, d'avril à juillet, elle se réalise aussi dans le Bassin méridional. Au cours de cette période, les teneurs en calcium y demeurent prédominantes tandis que les teneurs en sodium deviennent supérieures à celles en magnésium. Toutes les eaux finissent alors par y présenter le faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K.

Dans la moitié septentrionale du lac, pour des teneurs globales en cations comprises entre 2,8 et 7,5 me/l, l'évolution des compositions s'atténue. Les proportions y demeurent ainsi relativement stables. Selon l'époque et les régions, les teneurs relatives fluctuent entre les valeurs moyennes suivantes :

$Na^+ = 38$ à 41 %, $Ca^{2+} = 26$ à 29 %, $Mg^{2+} = 23$ à 26 %, $K^+ = 8$ à 11 %.

Les proportions cationiques, bien que relativement stables dans l'Archipel nord-est, ne sont pas identiques à celles des eaux situées plus à l'ouest. Dans la première région, les proportions en calcium sont systématiquement plus élevées que dans la seconde, tandis que les proportions en magnésium et en sodium sont plus faibles. Les écarts entre les deux régions peuvent atteindre 1 à 2 %.

b) Le deuxième type d'évolution se cantonne sur une superficie restreinte, dans le nord des Ilots-bancs du Niger et l'Archipel nord. L'évolution, jusqu'aux salures maximales observables dans le lac, a été ici particulièrement étudiée dans les bras côtiers de Tataverom et Malal (fig. 61 b). Elle se traduit par une diminution accentuée des proportions en calcium et une augmentation relative du sodium et du potassium. La variation débute vers 7,7 me/l au large de Tataverom, et, s'annonce

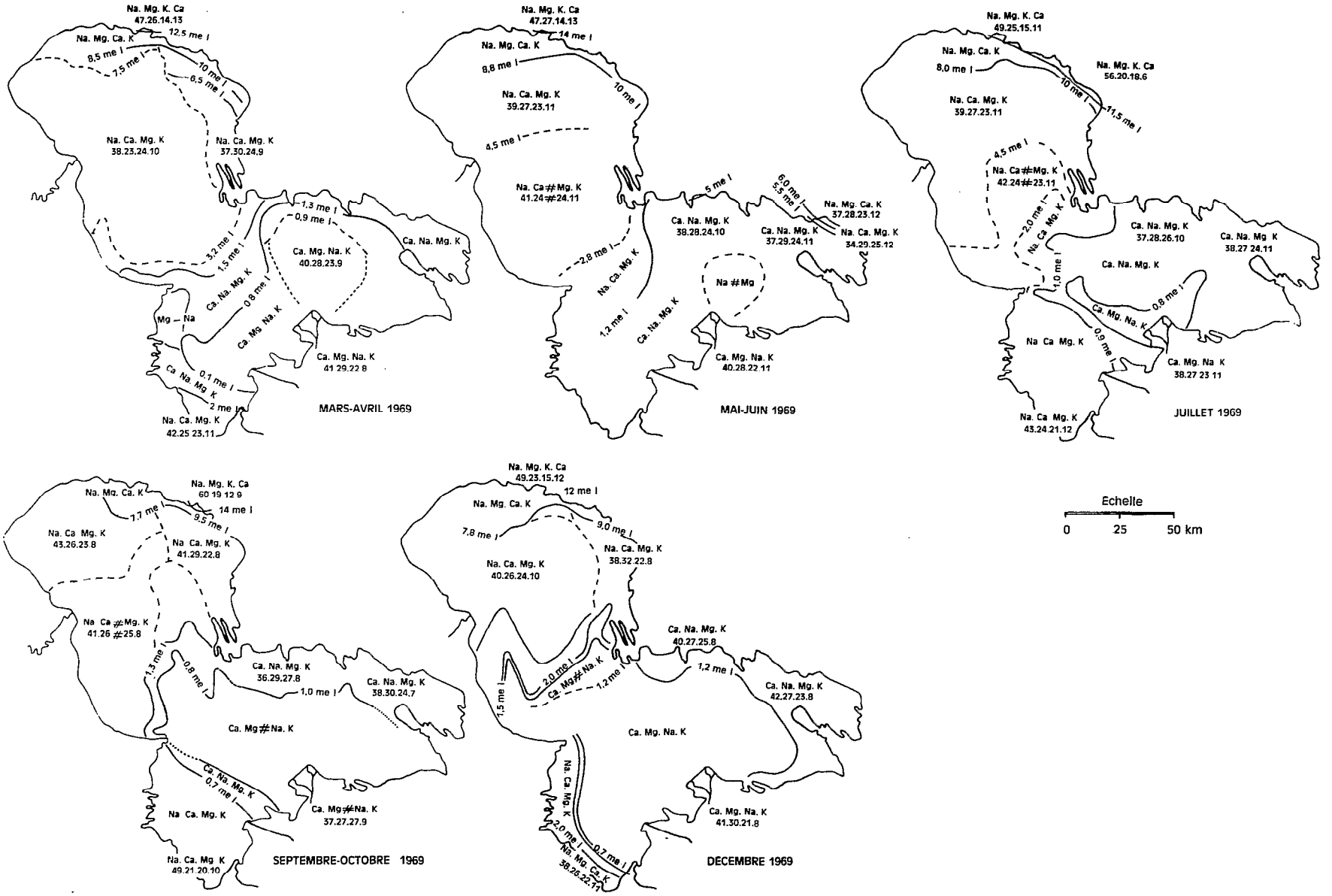


Fig. 63 : Variations spatiales de la composition cationique des eaux du lac Tchad en 1969. Les cations sont classés par ordre de teneurs décroissantes (en me/l) et leurs proportions (% par rapport à la teneur globale en cations) indiquées en dessous. Les courbes pleines délimitent les faciès cationiques et les courbes en tiretés des régions où les proportions cationiques demeurent relativement stables.

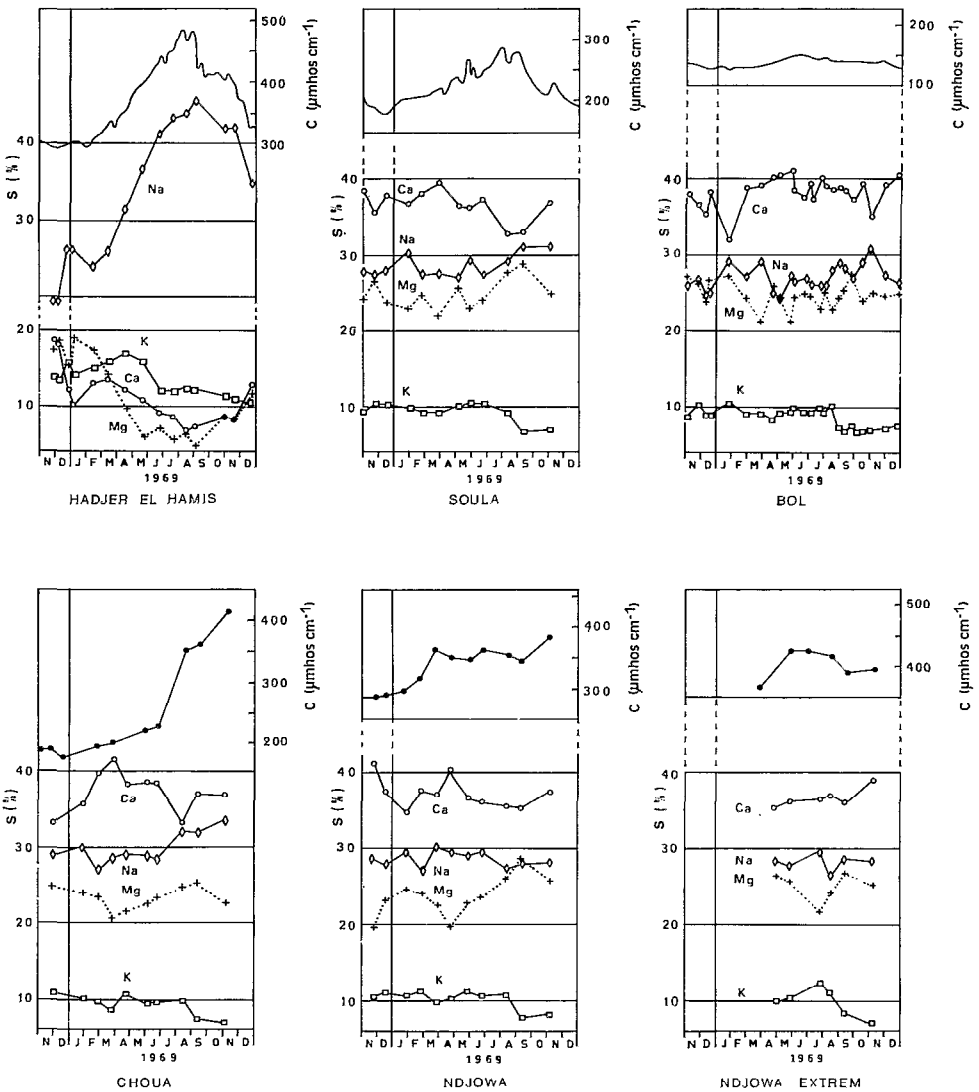


Fig. 64 a : Variations temporelles de la conductivité électrique C (à 25°C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

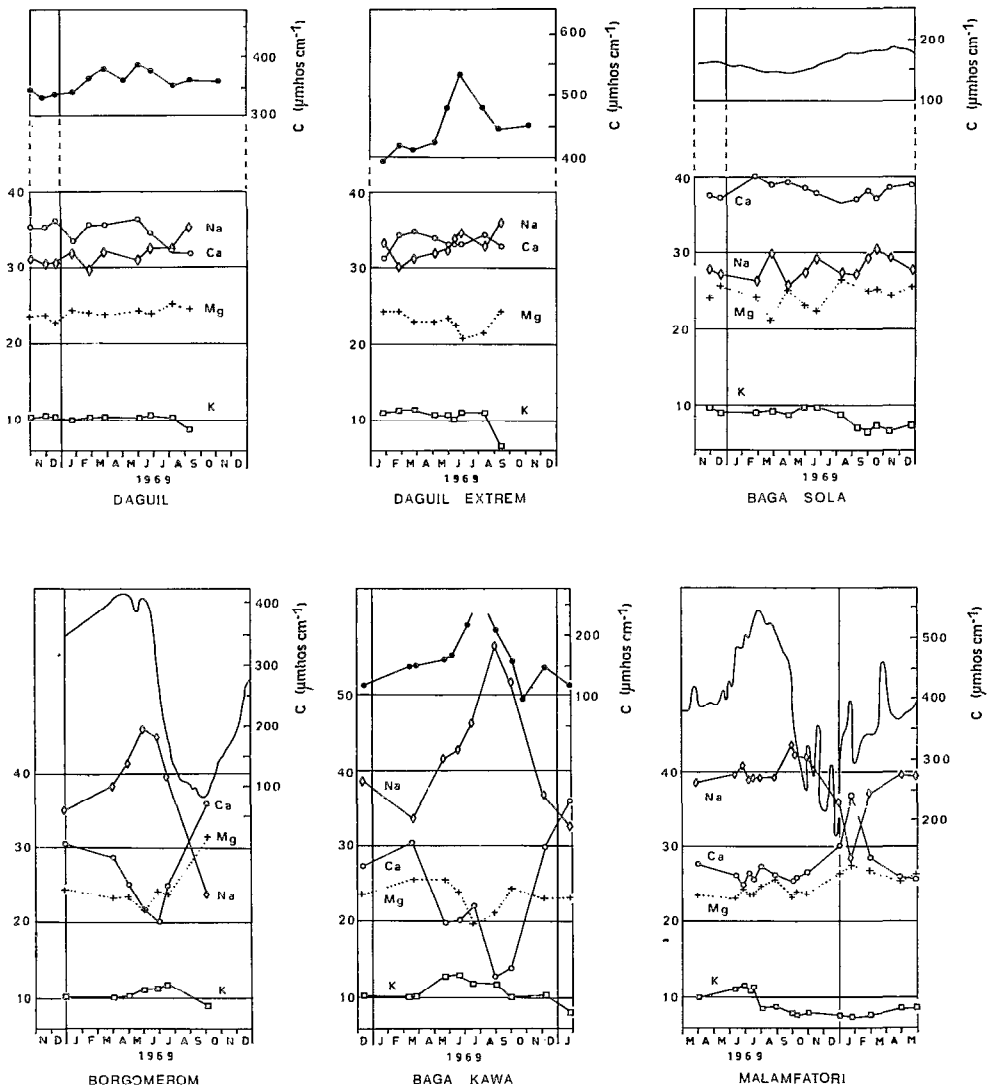


Fig. 64 b : Variations temporelles de la conductivité électrique C (à 25°C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

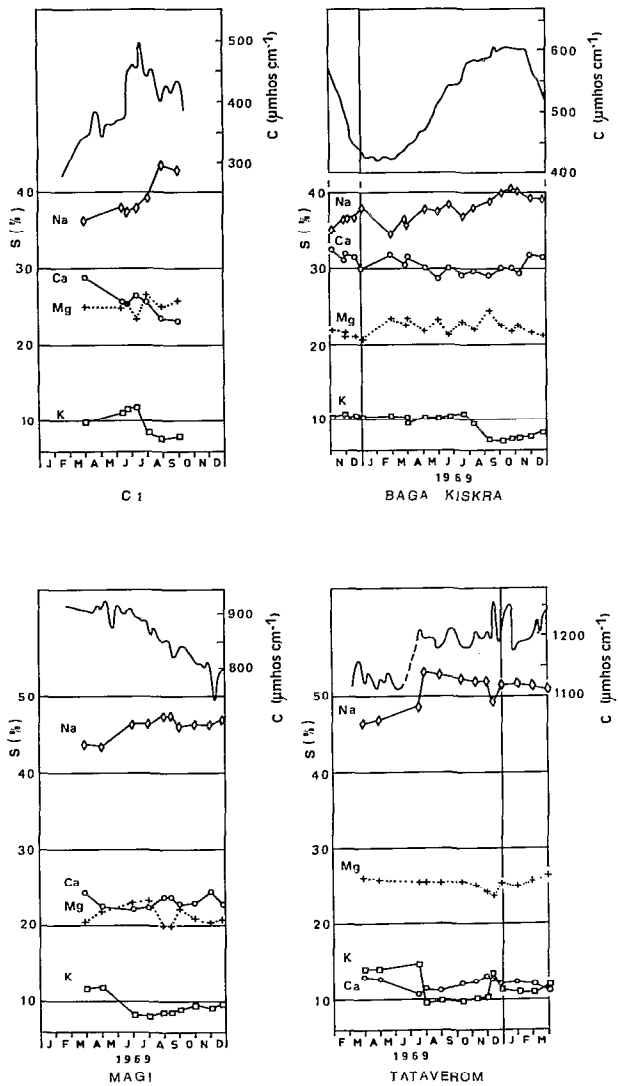


Fig. 64 c : Variations temporelles de la conductivité électrique (à 25°C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

Tableau XVIII

Teneurs relatives moyennes annuelles (%)
aux stations de prélèvements périodiques du lac Tchad en 1969.

N°	Station	$\overline{C}$ µmhos cm^{-1}	Ca %	Mg %	Na %	K %	Faciès
1	Hadjer el Hamis	392	variable avec la saison				
2	Soula	224	37	25	28	10	Ca.Na.Mg.K
3	Bol	138	39	25	27	9	Ca.Na.Mg.K
4	Choua	264	36	24	30	10	Ca.Na.Mg.K
6	Ndjowa	330	37	24	28	11	Ca.Na.Mg.K
7	Ndjowa extrem.	393	36	26	28	10	Ca.Na.Mg.K
8	Daguil	351	35	24	31	10	Ca.Na.Mg.K
9	Daguil extrem.	453	34	23	32	11	Ca.Na.Mg.K
10	Baga Sola	170	39	24	28	9	Ca.Na.Mg.K
11	Haykoulou	385	31	23	36	10	Na.Ca.Mg.K
12	Borgomerom	365	variable avec la saison				
13	Baga Kawa	164	variable avec la saison				
14	Malamfatori	405	variable avec la saison				
15	C 1	426	variable avec la saison				
16	Baga Kiskra	520	30	22	38	10	Na.Ca.Mg.K
17	Magi	857	23	22	46	9	Na.Ca.Mg.K
18	Tataverom	1206	12	25	51	12	Na.Mg.Ca = K

pour des valeurs légèrement plus faibles à l'entrée du bras de Malal où l'amorce du phénomène est plus progressive. La diminution des proportions en calcium est surtout marquée jusqu'à des teneurs globales de 9 à 11 me/l dans le bras de Tataverom et de 10 à 12 me/l dans celui de Malal. L'évolution se poursuit néanmoins, pour des salures supérieures, jusqu'à l'extrémité du bras. Les concentrations en magnésium deviennent supérieures à celles en calcium pour des valeurs comprises entre 7,7 et 8,8 me/l au large de Tataverom et 9,0 et 10 me/l au large de Malal. On observe alors le spectre Na . Mg . Ca . K, puis l'évolution aboutit à Na . Mg . K . Ca, pour des teneurs globales en cations de 11 à 14 me/l.

Les proportions finales observées à l'extrémité des bras sont ainsi à Tataverom :

$Na^+ = 46$ à 53 %, $Mg^{2+} = 23$ à 27 %, $K^+ = 10$ à 15 %, $Ca^{2+} = 10$ à 13 %,

pour une teneur globale de 13 à 16 me/l, et à Malal :

$Na^+ = 60$ %, $Mg^{2+} = 19$ %, $K^+ = 12$ %, $Ca^{2+} = 9$ %,

pour une teneur globale de 16 me/l. Pour 19 me/l, on a observé également :

$Na^+ = 56$ %, $Mg^{2+} = 20$ %, $K^+ = 18$ %, $Ca^{2+} = 6$ %

dans un bras situé immédiatement au sud de Malal.

B. Zone sud-est.

Les eaux restent calciques sur plus de 99,5 % de la superficie de la zone sud-est. Elles ne deviennent sodiques qu'à l'extrémité de certains bras littoraux pour des teneurs globales en cations au moins égales à 5 me/l.

— Le premier mode d'évolution des compositions cationiques, bien marqué jusqu'à 2 me/l, est une diminution relative du magnésium laquelle, de pair avec une augmentation relative du sodium, se réalise dans les Eaux-Libres du sud-est et le sud de l'Archipel. Les concentrations en sodium deviennent supérieures à celles en magnésium pour des salures globales de 0,8 à 1,25 me/l selon la saison. La limite entre les eaux de faciès calci-magnésien Ca . Mg . Na . K et calci-sodique Ca . Na . Mg . K fluctue ainsi, selon l'époque de l'année, entre le delta et l'entrée des bras côtiers situés de Baga Sola à Bol, puis la ligne joignant cette station à l'isthme de Tourba. Dans tout ou partie de l'Archipel sud-est, les compositions moyennes varient entre les valeurs suivantes :

$Ca^{2+} = 36$ à 40 %, $Na^+ = 27$ à 29 %, $Mg^{2+} = 24$ à 27 %, $K^+ = 8$ à 10 %.

— Pour des teneurs globales en cations supérieures à 2 ou 3 me/l, dans les bras côtiers entre Baga-Sola et Bol ou dans les régions reculées du Golfe d'Iseirom, on assiste ensuite à des proportions en diminution pour le calcium et en augmentation pour le sodium. A l'extrémité des bras côtiers situés entre Bol et Baga-Sola, les eaux conservent généralement un faciès calcique, avec cependant, pour les plus minéralisées, des teneurs en sodium et en calcium peu différentes. En juin 1969, à l'extrémité du bras de Daguil, pour une salure globale de 5,0 me/l, les eaux sont devenues légèrement sodiques avec la composition suivante :

$Na^+ = 35$ %, $Ca^{2+} = 33$ %, $Mg^{2+} = 21$ %, $K^+ = 11$ %.

— Dans les bras côtiers du Golfe d'Iseirom, les salures globales peuvent atteindre, sur quelques kilomètres, des valeurs très élevées. Des modifications importantes interviennent alors dans la composition cationique des eaux.

Ainsi à Latri (fig. 61 b) par exemple, les proportions en calcium décroissent tandis que celles en autres cations croissent. Les eaux deviennent sodiques dès 5,5 me/l. A 6,5 me/l, la composition finale est : $Na^+ = 37$ %, $Mg^{2+} = 28$ %, $Ca^{2+} = 23$ %, $K^+ = 12$ %. Cette composition est voisine de celle des eaux du nord du lac observée à partir de 8 me/l.

A Soro (fig. 61 b), pour une salure de 7 me/l, le faciès est encore nettement calcique. Par contre, au pied du barrage qui termine le bras, on constate que les eaux, séparées du lac par de longues étendues de phragmites, présentent une teneur globale de 31 me/l et une composition finale : $Na^+ = 60$ %, $K^+ = 19$ %, $Mg^{2+} = 19$ %, $Ca^{2+} = 2$ %. Il y a eu diminution des proportions en alcalino-terreux au profit des alcalins. Il est à noter que la pollution de ces eaux par les animaux est ici très importante.

C. Zone sud-ouest.

Par une diminution des proportions en calcium et secondairement en magnésium au profit du sodium, les eaux de cette zone, calciques à l'origine, tendent à devenir sodiques. Le faciès originel, calci-magnésien Ca . Mg . Na . K des eaux du Chari et du début de la crue de l'El Beïd, évolue vers un faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K puis sodi-calcique Na . Ca . Mg . K. Toutefois au cours de la crue, les eaux de l'El Beïd acquièrent un faciès Na . Ca . Mg . K qui représente finalement le faciès moyen annuel des apports de cette rivière, lequel contribue à déterminer celui qui est observé dans la zone sud-ouest. Les teneurs en sodium deviennent prédominantes pour des salures globales comprises entre 0,7 et 2 me/l. L'extension des eaux sodiques est minimale entre décembre et mars.

Les eaux les plus minéralisées, situées en bordure des rives présentent des compositions finales comprises entre les intervalles suivants :

$Na^+ = 40 - 49$ %, $Ca^{2+} = 21 - 25$ %, $Mg^{2+} = 20 - 26$ %, $K^+ = 10 - 12$ %.

En général, le spectre cationique est Na . Ca . Mg . K. En décembre, en bordure de la rive sud du Golfe, une brusque augmentation des proportions en magnésium, accompagnée d'une stabilité relative du sodium, conduit à la composition sodi-magnésienne :

$Na^+ = 38$ %, $Mg^{2+} = 26$ %, $Ca^{2+} = 22$ %, $K^+ = 11$ %,

pour une teneur en cations de 2 me/l. Dans le nord du lac, de telles compositions ne sont observées que pour une minéralisation supérieure à 8 me/l.

5.3. Causes de l'évolution des compositions cationiques.

Les spectres cationiques évoluent au fur et à mesure que les eaux s'éloignent du delta du Chari, c'est-à-dire lorsque leur temps de séjour dans le lac augmente. En

général, le sodium prend une importance relative de plus en plus forte, au détriment du calcium en particulier. Cette « chromatographie » des ions dans le paysage, qui caractérise fréquemment l'évolution hydrochimique des nappes souterraines (M.A. ROCHE - 1973 a -), apparaît ici particulièrement bien marquée dans les eaux superficielles. Elle est l'indice d'une régulation saline spécifique de chaque élément , engendrée par des phénomènes physico-chimiques et biochimiques. Cette régulation sera évaluée et les phénomènes discutés dans le troisième chapitre (p. 209).

Toutefois, le mode de répartition saisonnière des teneurs relatives dépend beaucoup de la quantité et des proportions cationiques des eaux d'alimentation et du déplacement des eaux dans le lac. La description des mouvements qui est faite dans le quatrième chapitre (p. 241) permet ainsi d'expliquer cette répartition.

De juillet à décembre, et probablement janvier, l'extension des eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K ou Ca . Mg ≠ Na . K correspond au déversement de la crue annuelle du Chari. Ces eaux fluviales n'envahissent la zone sud-ouest qu'en octobre ou novembre. Dans chaque zone, les eaux préexistantes, calci-sodiques Ca . Na . Mg . K et sodi-calciques Na . Ca . Mg ≠ K sont refoulées par les eaux fluviales dont le faciès calci-magnésien se maintient jusqu'à Borgomerom en septembre et jusqu'à Malamfatori en janvier. Par leurs teneurs, peu différentes en magnésium et sodium, les apports d'avril et d'août-septembre sont repérables respectivement en mai-juin au nord du Chari et en septembre-octobre jusque dans la Grande Barrière. Les eaux qui occupent en décembre le centre de la Grande Barrière présentent un faciès analogue et peuvent représenter un reliquat des précédentes. Les mélanges avec les eaux préexistantes, chimiquement plus évoluées et à fortes concentrations, et les phénomènes physico-chimiques qui accompagnent les dépalcements, entraînent une évolution relativement rapide des compositions des eaux originelles.

A partir d'octobre, tandis que les eaux calci-magnésiennes pénètrent dans la partie septentrionale le long de la rive nigériane, celles de la partie septentrionale se dirigent vers le sud de la Grande Barrière. Le front de convergence avec les eaux de la partie méridionale se déplace lui-même vers le sud et atteint la zone sud-ouest en mai. Ce mouvement des eaux explique en partie l'extension du faciès sodi-calcique vers le sud jusqu'au Bassin méridional. L'évolution chimique des eaux calci-sodiques Ca . Na . Mg . K adjacentes en eaux sodi-calciques Na . Ca . Mg . K doit également participer à cette extension, essentiellement à partir de février, lorsque le mouvement des eaux ralentit. Les eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K du Bassin méridional évoluent elles-mêmes sur place de décembre-janvier à mai vers un faciès calci-sodique, lorsque les apports fluviaux calci-magnésiens deviennent trop faibles pour contrecarrer l'évolution vers le faciès calci-sodique.

Dès juin, ces eaux calci-sodiques et sodi-calciques commencent à se déverser vers la Grande Barrière et l'Archipel du sud-est, en cédant leur place aux eaux fluviales calci-magnésiennes. Elles viennent se mélanger avec les eaux préexistantes de composition sensiblement analogue dans la zone sud-est et sodi-calciques dans la zone nord, où, en raison des concentrations élevées de celles-ci, le mélange acquiert ce dernier faciès. L'évolution chimique aboutit ensuite à une composition relativement stable. Les eaux de faciès Na . Ca . ≠ Mg . K, qui sont identifiées en mai-juin dans le nord et à l'ouest de la Grande Barrière, sont dépalcées par la suite, puis demeurent en

partie repérables au nord et à l'ouest de cette même région, en juillet, puis, dans le Bassin nigérian en septembre-octobre.

Dans la zone sud-ouest, les eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K évoluent sur place, à partir d'avril, vers un faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K puis sodi-caldique Na . Ca . Mg . K. A partir d'octobre ou de novembre elles sont refoulées vers la rive nigériane, puis vers la partie nord.

6. TENEURS EN SILICE DISSOUTE DES EAUX DU LAC TCHAD.

La teneur moyenne en silice dissoute des eaux du Chari au Delta est de 24 mg/l avec une variation annuelle faible. La teneur moyenne des apports fluviaux est de 25 mg/l (partie I, p. 64). La silice y représente ainsi le tiers de la masse de matière dissoute apportée au lac, et constitue donc un terme important du bilan salin. Son comportement général, tel qu'il a été décrit par OKAMOTO C. et al. - 1957 -, MILLOT G. - 1962 -, MOREY G. W. et al. - 1964 - ..., ressort également des résultats obtenus sur le lac.

Les teneurs en silice y varient de 22 mg/l pour pH 7, dans le Bassin méridional, à 150 mg/ pour pH 9 dans l'extrême nord de la partie septentrionale (fig. 65). Le gradient de croissance est orienté, comme pour les teneurs ioniques, du Delta vers les rives.

La relation entre les teneurs en silice et la salure globale est différente selon les régions (fig. 66 a - b) et, semble-t-il, selon les saisons. *La teneur en silice croît avec la salure ionique et le degré de confinement des eaux.* Ainsi, aux stations balayées par les grands courants régionaux, telles que Baga Kawa (n° 13), Borgomerom (n° 12), Malamfatori (n° 14) et C1 (n° 15), à salures ioniques égales, les teneurs en silice sont 1,5 fois plus faibles que celles des eaux côtières de l'Archipel sud-est ou nord-est. A l'extrémité très confinée de certains bras côtiers, tels Hadjer el Hamis (n° 1), Kouta (n° 5) et Daguil extrem (n° 9), les teneurs sont, à salures ioniques égales, 1,5 fois plus élevées qu'aux autres stations de l'Archipel plus ouvertes sur le lac.

Le rapport Si O_2 (mg/l)/rp^+ (me/l) décroît avec la salure globale de 45 au large du delta du Chari à 8 à l'extrémité des bras les plus minéralisés. Il apparaît aussi d'autant plus élevé que le milieu est confiné, conformément aux remarques faites précédemment. Cette évolution dénote de fortes pertes de silice que nous évaluerons dans la troisième partie (p. 220).

7. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Un rappel théorique sur les modifications de la composition isotopique des eaux au cours du cycle hydrologique a été présenté dans l'introduction (p. 11). La corrélation $\delta^{18}O$, δD a été établie pour les eaux du système hydrologique du lac Tchad et pour celles du lac en particulier (fig. 2). La composition des apports au lac a été étudiée dans la première partie (p. 80).

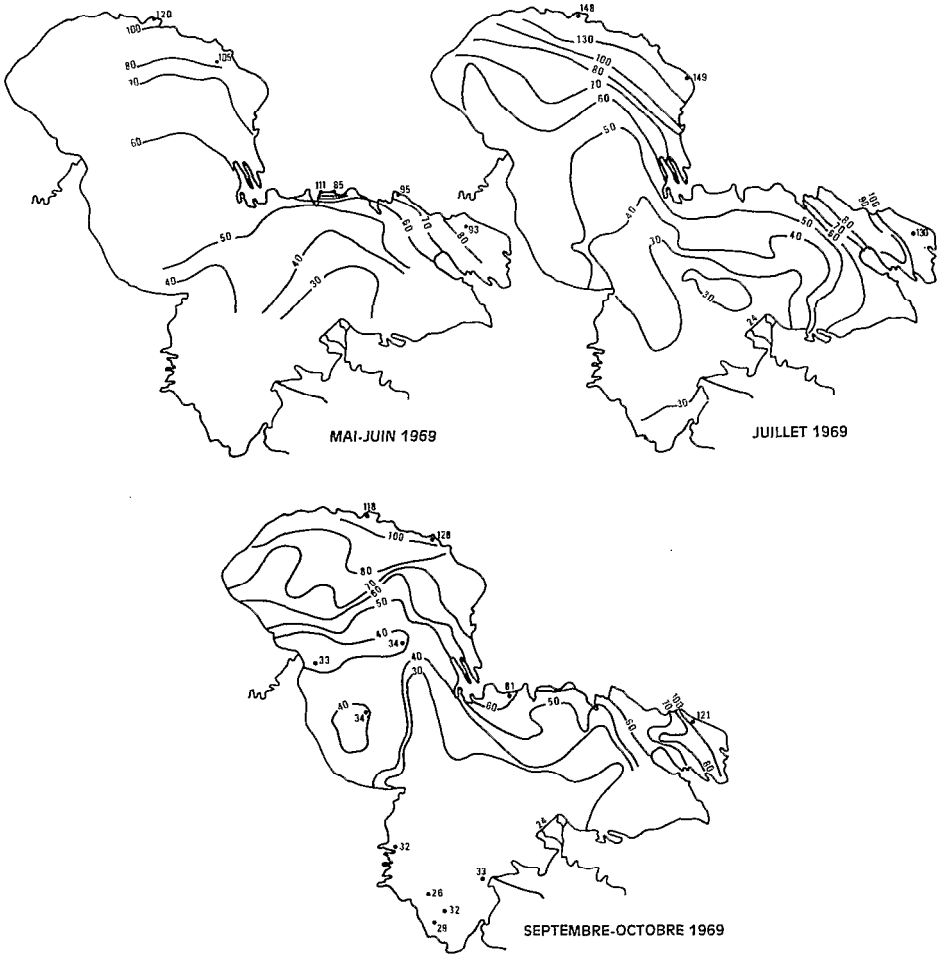


Fig. 65 : Teneurs en silice (en mg/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

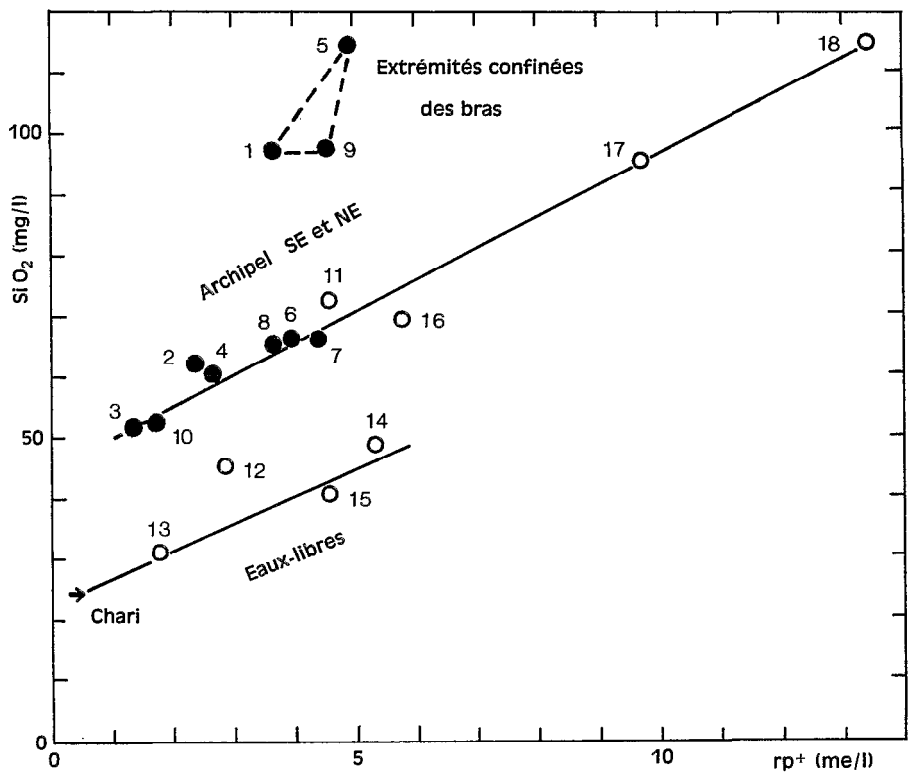


Fig. 66 a : Évolution comparées des teneurs moyennes annuelles en silice et en cations rp^+ des eaux du lac Tchad aux différentes stations d'observation.
1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.
Les stations sud et nord sont respectivement caractérisées par des figurés blancs et noirs.

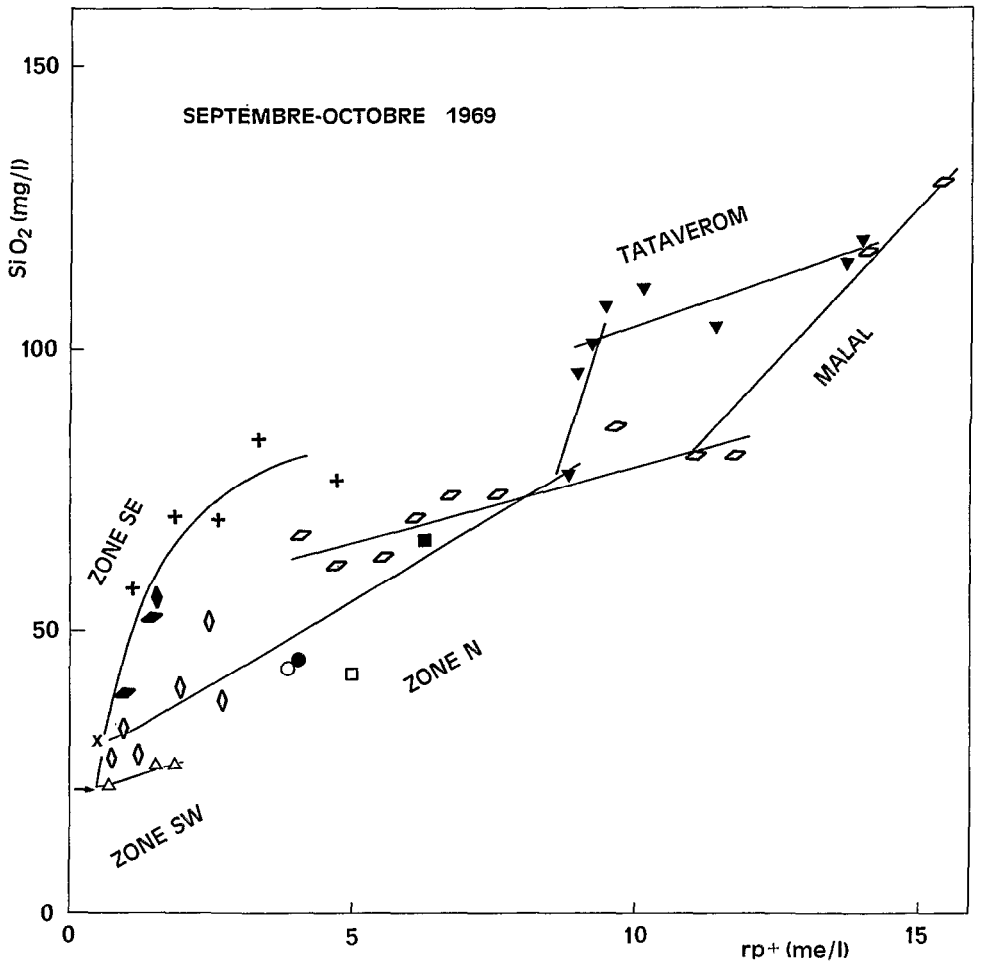


Fig. 66 b : Évolution comparée de la teneur en silice dissoute et de la teneur globale en cation rp^+ des eaux dans différentes régions du lac Tchad, en septembre-octobre 1969. Les figurés sont spécifiques des situations régionales indiquées sur la figure 62 b.

7.1. Oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad.

Les analyses de la composition isotopique de l'oxygène ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur l'ensemble du lac au cours des campagnes de mars à mai 1967, de septembre 1968, mars-avril, juillet et décembre 1969 (fig. 67) et, à 12 stations fixes, de 1968 à 1969 pendant au moins une année complète (fig. 68). Les premiers résultats ont été obtenus dès mars 1966 à Bol et dès avril 1967 à Baga Sola (fig. 69).

7.1.1. Évolution spatio-temporelle des compositions isotopiques de l'oxygène.

Les teneurs en oxygène 18, comme les salures, augmentent depuis le delta du Chari jusqu'aux rives (fig. 67). Au cours de leur cheminement dans le lac, les eaux subissent, sous l'effet de l'évaporation, un fractionnement isotopique qui entraîne un enrichissement en oxygène 18. *Cet enrichissement est ainsi fonction du temps de séjour des eaux dans le lac, de la hauteur évaporée et de la profondeur des régions parcourues, mais aussi de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique* avec laquelle s'effectuent les échanges gazeux. Au voisinage immédiat du Delta, les compositions isotopiques correspondent sensiblement à celles du fleuve, comprises entre + 2 et − 5 °/₀₀ selon la période de l'année (partie I, p. 80). Rappelons aussi que la valeur moyenne annuelle de l'apport du Chari a été évaluée à : − 3,3 °/₀₀ en 1967 et − 2,8 °/₀₀ en 1969 (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970 -). Les compositions maximales relevées sur les rives des zones nord, sud-est et sud-ouest sont par contre très différentes. Elles varient respectivement, selon les points, entre + 10 et + 16 °/₀₀, + 6 et + 13 °/₀₀, + 3 et + 7 °/₀₀. Sur la rive nigériane de la zone nord, les valeurs ne dépassent pas + 8 °/₀₀ ; cependant, en raison d'une forte variation annuelle spécifique de la région, il semble qu'elles puissent y atteindre des valeurs de l'ordre de − 2 °/₀₀ d'octobre à décembre-janvier.

Outre le phénomène de fractionnement par l'évaporation, les mélanges avec les pluies, appauvries en oxygène 18, contribuent à modifier les teneurs en isotopes lourds en fonction des proportions. L'échange avec la vapeur atmosphérique n'est probablement pas constant tout au cours de l'année et doit augmenter en début de saison des pluies corrélativement avec l'accroissement des teneurs en eau de l'atmosphère. Toutefois, la répartition saisonnière des compositions apparaît surtout déterminée par celle des masses d'eau. C'est ainsi que cette répartition dépend, dans de vastes régions, essentiellement des quantités d'eau déversées par le Chari et de leurs compositions originelles.

Le tableau XIX mentionne les compositions isotopiques minimale, maximale et moyenne des différentes masses d'eau (cf.p.140). En raison du faible nombre des résultats et de leur répartition insuffisamment homogène, ces valeurs observées ne sont pas limitatives des gammes ainsi précisées aussi est-il apparu préférable d'évaluer arbitrairement la composition moyenne de chaque masse par simple examen des cartes. L'intérêt de ces moyennes est de fournir les valeurs les plus approchées de la composition des eaux susceptibles de s'infiltrer par les fonds du lac. Elles sont comprises entre 0 et +9,5 °/₀₀ selon les masses d'eaux.

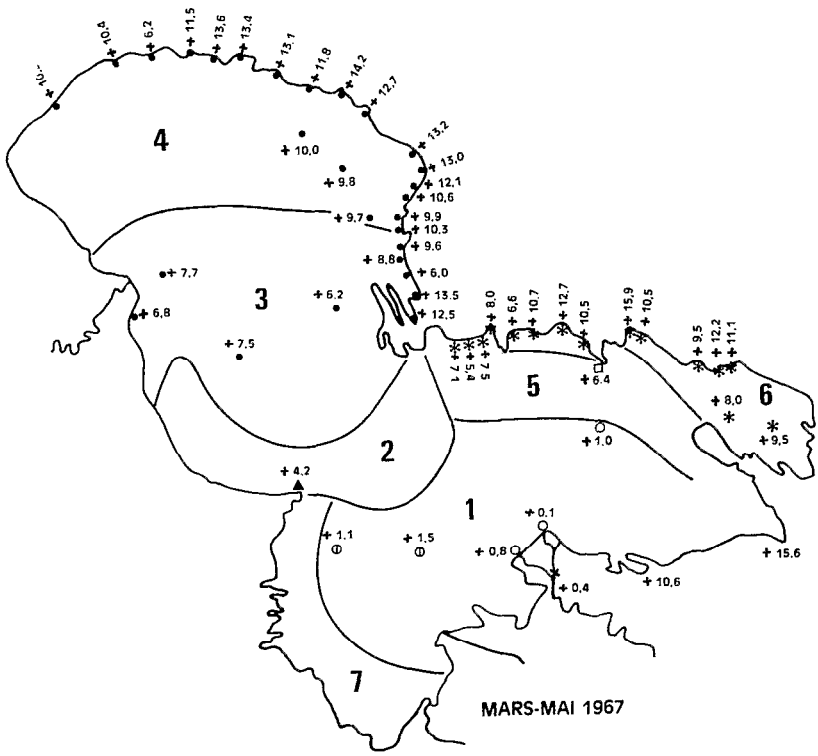


Fig. 67 a : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en mars-avril-mai 1967. 1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires, 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales, 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales, 7 : eaux sud-orientales.

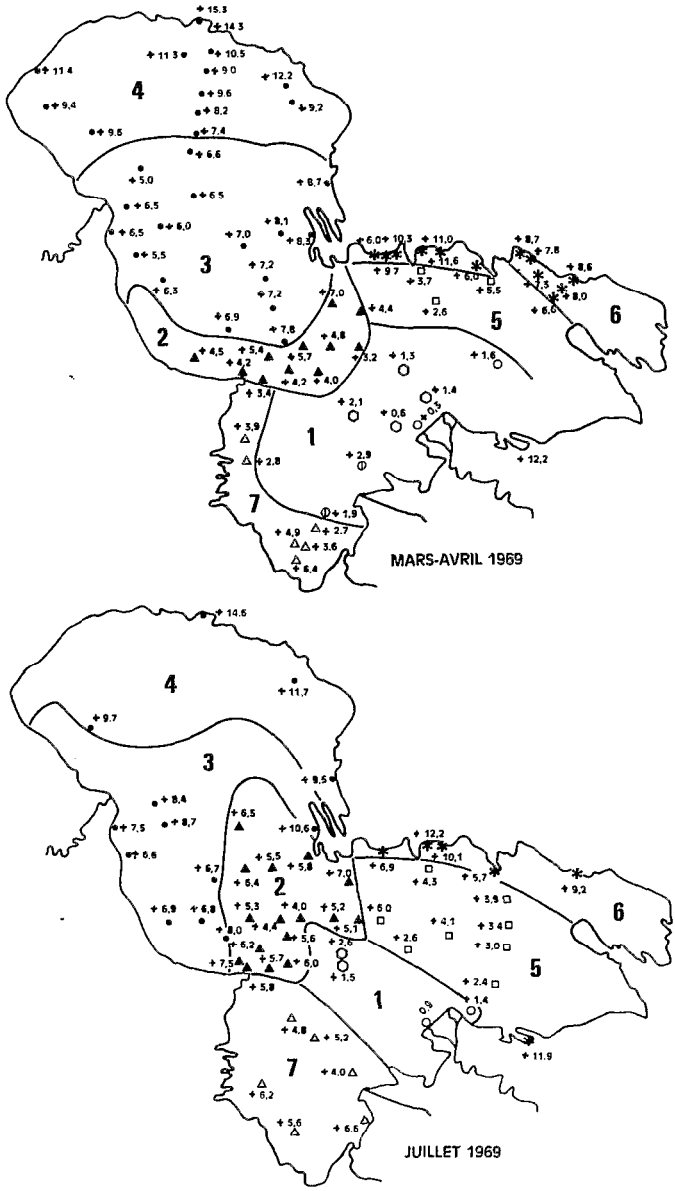


Fig. 67 b : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en mars-avril 1969 et juillet 1969.
1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires, 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales, 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales, 7 : eaux sud-orientales.

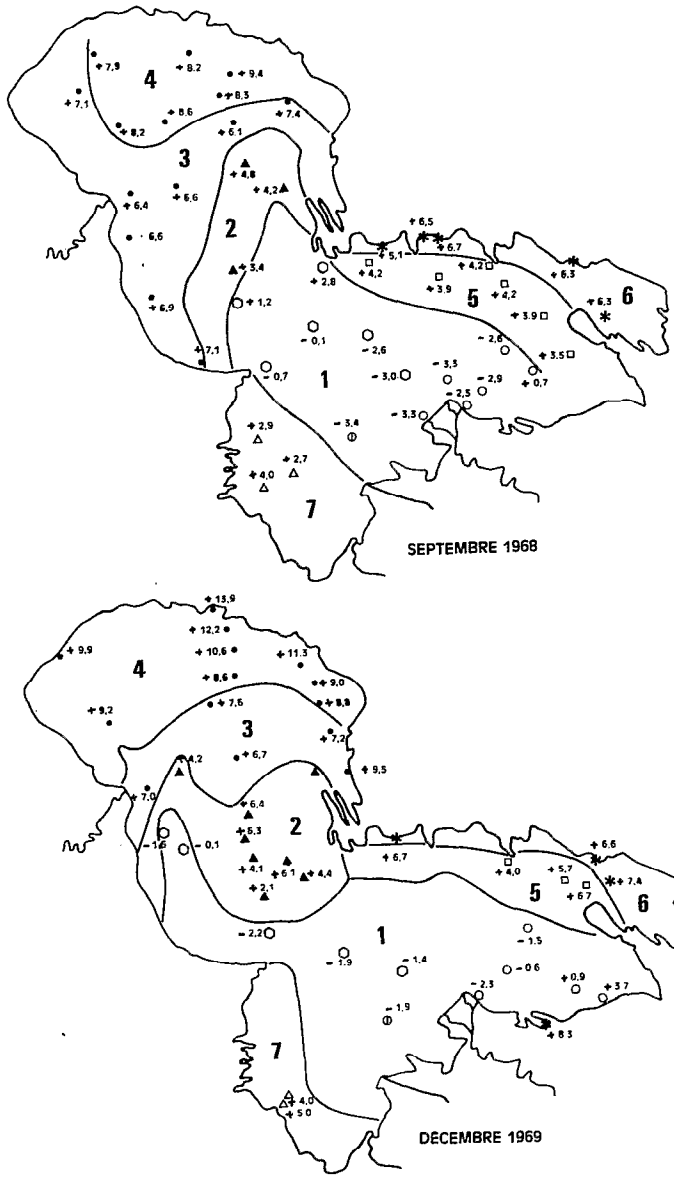


Fig. 67 c : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en septembre 1968 et décembre 1969. 1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires, 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales, 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales, 7 : eaux sud-orientales.

Tableau XIX

Compositions isotopiques de l'oxygène minimale, maximale et moyenne des masses d'eau du lac Tchad, observées à différentes époques de l'année en 1968 et 1969.

Masse d'eau	Époque	$\delta^{18}O$ °/oo SMOW		
		Minimum	Maximum	Médiane
Chari	mars-avril	–	–	+0,5
	juillet	–	–	– 1,0
	septembre	–	–	– 3,3
	décembre	–	–	– 2,3
	Année	– 5,0	+1,0	– 2,8
Méridionale n° 1	mars-avril	+0,3	+2,9	+1,5
	juillet	– 0,9	+2,6	+1,5
	septembre	– 3,4	+2,8	– 2,0
	décembre	– 2,3	+1,6	– 1,5
	Année	– 3,4	+2,9	0
Intermédiaire n° 2	mars-avril	+3,4	+7,0	+4,5
	juillet	+4,0	+7,5	+5,5
	septembre	+3,4	+4,8	+4,5
	décembre	+2,1	+6,4	+4,0
	Année	+2,1	+7,5	+4,5
Médiane n° 3	mars-avril	+5,0	+8,1	+7,0
	juillet	+6,6	+8,7	+7,5
	septembre	+6,1	+7,4	+6,5
	décembre	+6,7	+7,6	+7,0
	Année	+5,0	+8,7	+7,0
Septentrionale n° 4 et littorale	mars-avril	+7,4		+9,5
	juillet	+9,7	+10	–
	septembre	+7,9		+8,5
	décembre	+8,6		+9,5
	Année	+7,4	+10	+9,5
Sud-orientale n° 5	mars-avril	+2,6	+5,5	+2,5
	juillet	+2,4	+6,0	+3,5
	septembre	+3,5	+4,2	+4,0
	décembre	+4,0	+6,7	+4,0
	Année	+2,4	+6,7	+4,0
Orientale n° 6 et littorale	mars-avril	+6,0		–
	juillet	+5,7	+6	–
	septembre	+5,1		–
	décembre	+6,6		–
	Année	+5,1	+6	–
Sud-orientale n° 7	mars-avril	+2,7	+6,4	+4,0
	juillet	+4,0	+6,6	+5,0
	septembre	+2,7	+4,0	+3,0
	décembre	+4,0	+5,0	+4,0
	Année	+2,7	+6,6	+4,0

Les eaux du Chari présentent un minimum de — 5 °/oo en septembre et un maximum de + 1 °/oo en avril-mai. La masse méridionale peu évoluée, car reconstituée directement par l'épandage de la crue du Chari de juin à janvier, peut avoir des compositions isotopiques égales (— 3,4 °/oo) ou légèrement supérieures (+ 2,9 °/oo) à celles des eaux d'alimentation au cours des mois précédant l'échantillonnage. Les valeurs apparaissent minimales de septembre à décembre. Elle s'étend à partir de juin-juillet dans la Grande-Barrière, de septembre dans la zone sud-est et d'octobre dans la zone sud-ouest, entraînant ainsi dans ces régions une diminution marquée des teneurs en oxygène 18.

Dans la zone nord, l'apport repousse les eaux préexistantes qui viennent alors former la masse intermédiaire, dans la Grande Barrière en juillet, puis le pourtour de celle-ci en septembre. Ces eaux intermédiaires, dont la composition varie de + 4,0 à + 7,5 °/oo, remplacent la masse médiane, elle-même refoulée essentiellement vers la rive occidentale avec des valeurs de + 6,5 à + 8,5 °/oo. La masse septentrionale, dont les valeurs sont comprises entre + 7,5 et + 11 °/oo, se déplace peu et tend à se cantonner alors vers le nord-est. A partir d'octobre, les eaux méridionales déferlent dans le Bassin nigérian, directement par le Cap de Baga Kawa. Des compositions de l'ordre du SMOW apparaîssent ainsi en décembre au large de Malamfatori, sur l'axe du courant occidental. Le mouvement circulaire alors amorcé entraîne jusqu'en février, dans les îlots-bancs du Kanem et le nord de la Grande Barrière, les eaux intermédiaires et méridionales vers le sud puis l'ouest. Les teneurs en oxygène 18 s'accroissent ainsi à nouveau dans ces régions. La participation de ces eaux à l'alimentation du courant occidental, accrue en février, se traduit en mars-avril par une augmentation des compositions dans le sud du Bassin nigérian où elles atteignent + 4 °/oo. De février à mars-avril, la progression des eaux intermédiaires vers le sud, jusqu'au Golfe de Meinari, conduit également à un accroissement des valeurs dans l'ensemble de la Grande Barrière.

Dans la zone sud-est, les eaux méridionales s'étalent, à partir de septembre, également en direction du Kanem, vers lequel elles tendent à refouler la masse sud-orientale. Les teneurs en isotopes lourds décroissent. Ces eaux atteignent leur maximum d'extension de décembre à février. En décembre, des compositions de l'ordre de — 1,5 °/oo marquent les eaux en bordure de l'Archipel. De février à mai-juin, la masse méridionale, trop peu réalimentée, évolue presque sur place en masse sud-orientale dont les compositions varient entre + 2,4 et + 6,7 °/oo. De mars-avril à juillet, l'accroissement est ainsi évalué à + 1,5 °/oo dans le Bassin sud-est. L'extension maximale des eaux sud-orientales se réalise en mai-juin, mais celles-ci couvrent encore en juillet la majeure superficie du Bassin sud-est. Les eaux orientales et littorales, respectivement cantonnées dans le Golfe d'Iseirom et les bras côtiers, ont des compositions généralement comprises entre + 6 et + 10 °/oo. Leurs limites fluctuent peu au cours de l'année.

La zone sud-ouest est envahie à partir de septembre-octobre par les eaux méridionales qui entraînent, jusqu'en décembre, une diminution des compositions jusqu'à — 3,5 °/oo puis une augmentation. La masse sud-occidentale reflue simultanément vers la rive nigériane et le Cap de Baga Kawa où les compositions restent de l'ordre de + 4 à + 5 °/oo. Dans le sud du Golfe, les valeurs de + 2,7 à + 6,4 °/oo marquent en mars-avril les eaux apportées par l'El Beïd. De mars-avril à septembre-octobre, les eaux méridionales évoluent sur place. Elles s'homogénéisent avec une partie des eaux intermédiaires venues du nord et la masse sud-occidentale qui repré-

sente alors principalement l'apport annuel de l'El Beïd. Sans mouvement de grande ampleur, l'ensemble évolue en masse sud-occidentale. Les compositions s'accroissent dans toute la zone sud-est où elles acquièrent dès juillet des valeurs de + 4,0 à + 6,6 °/oo.

7.1.2. Variations annuelles des compositions isotopiques de l'oxygène.

Les variations temporelles des compositions isotopiques aux stations fixes (fig. 68 et 69) résultent essentiellement des effets conjugués :

- des circulations qui peuvent amener des eaux plus ou moins chargées,
- de l'intensité de l'évaporation,
- de la teneur en oxygène 18 de la vapeur atmosphérique et de la tension de celle-ci,
- de la teneur en oxygène 18 des pluies et de la hauteur de celles-ci,
- de la profondeur.

Les compositions isotopiques aux stations présentent généralement un seul minimum et maximum annuel.

A. Maximum et diminution des compositions isotopiques.

Aux stations, le maximum se réalise généralement en mai-juin. Il est cependant parfois atteint en avril et peut durer jusqu'en juillet. Il coïncide ainsi le plus souvent avec la fin de la saison sèche, l'intensité maximale de l'évaporation et les déplacements d'eau les plus faibles de l'année. En des points tels *Hadjer el Hamis, Soula, Ndjowa, Daguil extrem, Baga Kiskra,* le maximum des teneurs en isotopes lourds n'est pas synchrone du maximum de salure et peut le précéder de plusieurs mois. *Alors que les salures continuent à croître sous l'effet de l'évaporation, excédentaire par rapport aux précipitations, les compositions décroissent car l'effet du mélange avec les précipitations l'emporte sur celui de l'enrichissement isotopique par évaporation.*

L'influence des pluies, dont les compositions isotopiques en juillet, août et septembre sont comprises entre — 2 et — 8 °/oo, avec une moyenne de –5 °/oo (partie I, p. 80), est rapidement secondée à ces stations par une arrivée d'eau de plus en plus pauvre en oxygène 18 et en sels. Les déplacements s'y traduisent ainsi également par une stabilisation puis une diminution des salures.

A Borgomerom, l'effet du déplacement des eaux sur la décroissance des compositions est, dès juin, largement prépondérant sur celui des pluies. La baisse accentuée de + 8,6 à + 0,2 °/oo, de juin à septembre, est provoquée essentiellement par l'écoulement du courant de décharge qui, tout au cours de cette période, entraîne les eaux intermédiaires puis méridionales vers la partie septentrionale.

A la station C1, le maximum est très étalé de juin à septembre, car la masse médiane qui occupe le Bassin nigérian a une composition relativement homogène.

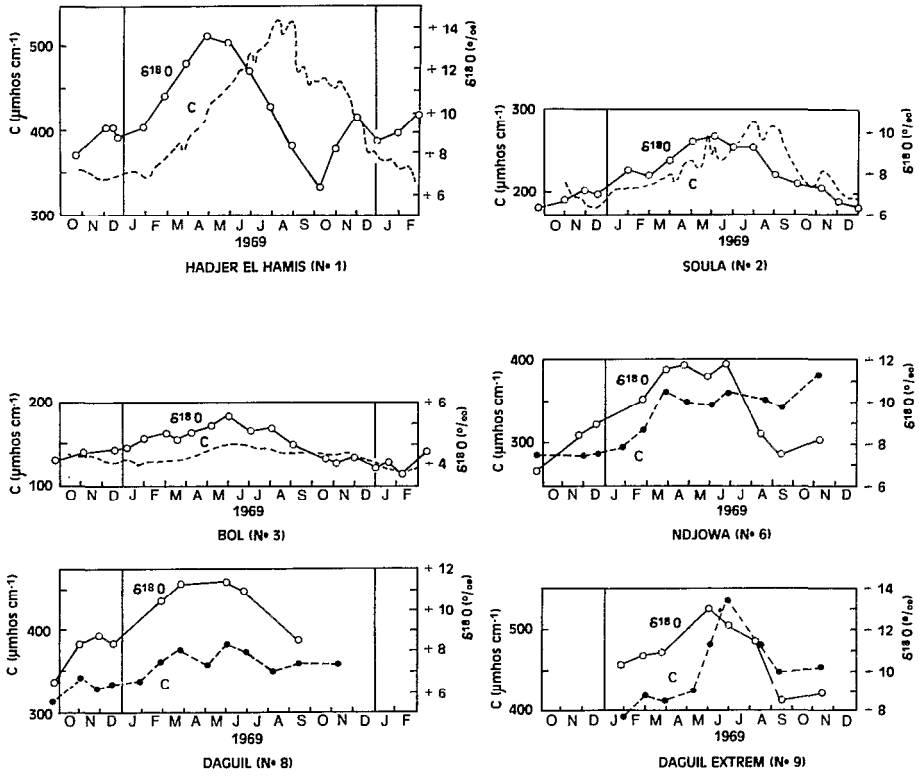


Fig. 68 a : Variations de la conductivité électrique C et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ des eaux du lac Tchad aux différentes stations (cf. fig. 55).

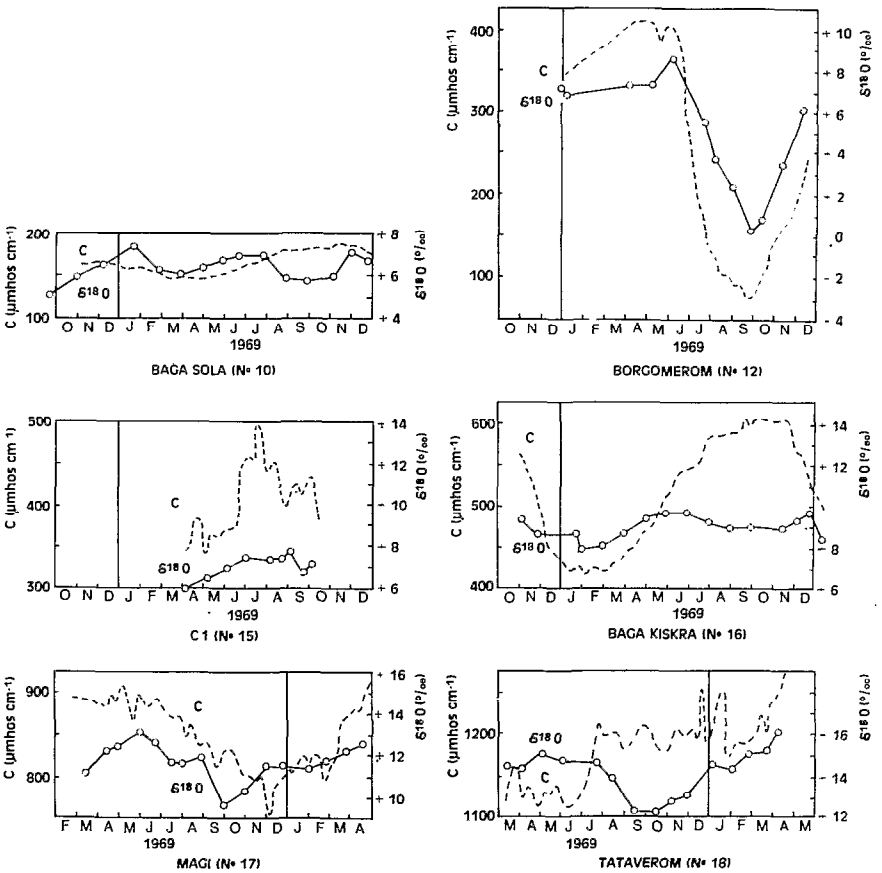


Fig. 68 b : Variations de la conductivité électrique C et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}0$ des eaux du lac Tchad aux différentes stations.

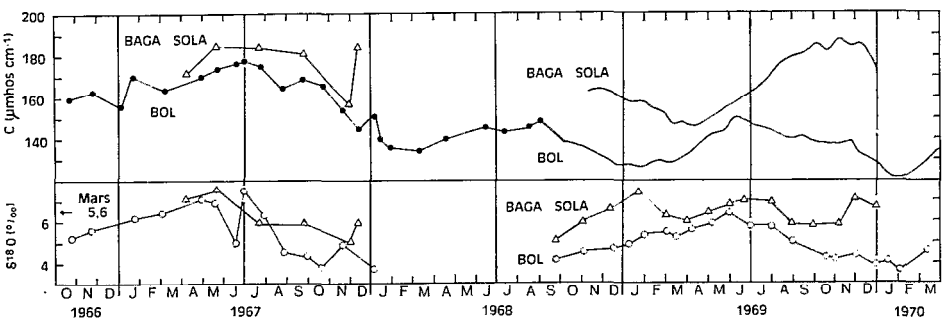


Fig. 69 : Variations temporelles de la composition isotopique de l'oxygène δ^{18} O (°/oo vs SMOW) et de la conductivité électrique C (à 25°C) des eaux du lac Tchad à Bol et Baga Sola, de 1966 à 1970.

L'augmentation de salure, qui marque en juin et juillet l'arrivée d'eau en provenance du nord, n'est pas accompagnée d'un fort accroissement des teneurs en isotopes lourds en raison de l'apport simultané en pluie. La diminution brutale de + 7,0 à + 1,5 °/₀₀, est provoquée d'octobre à décembre par l'arrivée des eaux intermédiaires puis méridionales jusqu'à la station.

A Magi et à Bol, le déplacement des eaux et les pluies peuvent concourir conjointement, dès juin, à la décroissance des teneurs en oxygène 18 qui apparaît synchrone de la baisse des salures.

A Baga Sola, le maximum de juin-juillet se produit relativement tard car il est provoqué en partie par un apport d'eau en provenance de l'ouest, plus riche en oxygène 18 et en sels. Les précipitations ne peuvent créer qu'en août une diminution des compositions mais demeurent insuffisantes pour empêcher les salures de croître. Le maximum de décembre-janvier semble résulter d'un effet prépondérant du fractionnement sur celui du déplacement des eaux vers l'extrémité du bras côtier.

B. Minimum et augmentation des compositions isotopiques.

Aux stations qui ne sont pas balayées par les grands courants, le *minimum* est généralement observé en septembre ou octobre. *Il est provoqué par les précipitations dont la proportion dans les eaux du lac atteint sa valeur maximale en fin de saison des pluies.* Le déplacement des eaux en direction des rives contribue évidemment à ce minimum. L'accroissement plus ou moins marqué qui succède ensuite, à *Hadjer el Hamis, Soula* (en 1968), *Bol* (en 1966, 1967 et 1968), *Ndjowa, Daguil, Baga Sola, Baga Kiskra* (en 1969) *et Magi*, est lié à un effet prédominant de l'évaporation sur celui du déplacement, malgré l'ampleur encore importante de celui-ci qui maintient la décroissance des salures jusqu'en décembre ou février. Par contre, certaines autres années à des stations telles que *Soula et Bol* (en 1969), *Baga Kiskra* (en 1968), le minimum n'est pas situé en septembre. Les concentrations en isotopes lourds continuent à décroître après la saison des pluies. Les précipitations ne s'avèrent pas suffisantes pour créer un minimum accentué tandis que l'effet du déplacement est ensuite supérieur à celui de l'évaporation jusqu'en décembre ou février. Le minimum des compositions isotopiques apparaît alors synchrone du minimum de salure. *A une station, on peut donc, suivant les années, observer les deux cas selon l'importance relative de la crue du Chari et des pluies. A Baga Sola*, on assiste même successivement aux deux cas, l'effet du mouvement ne l'emporte sur l'évaporation qu'à partir de décembre ou de janvier. Il existe alors deux maximums et deux minimums annuels.

A Borgomerom, le minimum très accentué de septembre, qui va de pair avec celui des salures, est uniquement consécutif à l'avancée maximale des eaux méridionales vers le nord à travers la Grande Barrière. Il marque aussi le changement de sens du courant de décharge dans la partie septentrionale. Le fort accroissement des teneurs en isotopes lourds est ensuite provoqué par le retour des eaux méridionales, puis intermédiaires, vers le sud. *En C1*, au contraire, le minimum doit probablement avoir lieu entre décembre et février, avec l'extension maximale des eaux méridionales dans le Bassin nigérian.

Ces dernières remarques conduisent à souligner que, dans de vastes régions, *la variation annuelle des compositions isotopiques demeure, comme celle des salures, déterminée avant tout par le mode de circulation des eaux*. La répartition saisonnière des masses d'eau de compositions isotopiques différentes, telle qu'elle a été définie au paragraphe précédent, montre en outre que les variations observées aux stations ne se produisent pas dans l'ensemble du lac. *Le maximum et le minimum annuels peuvent, selon les points, avoir lieu à n'importe qu'elle époque de l'année.* On peut dire toutefois que, sur la plus grande superficie du lac, le maximum est situé en mai-juin et le minimum entre septembre et février.

7.1.3. Relation entre la composition isotopique de l'oxygène et la salure globale.

Les points représentatifs de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la teneur globale en cations (en me/l) définissent deux courbes distinctes dont le tracé est sensiblement différent selon l'époque de l'année (fig. 70). La courbe la plus basse correspond toujours aux eaux de la zone nord : littorales, septentrionales, médianes, une partie des intermédiaires et même des méridionales, au moins de septembre à décembre. La plus haute se rapporte aux eaux de la zone sud-est : littorales, orientales et éventuellement, en septembre et décembre, aux sud-orientales. Les eaux sud-occidentales tendent à se situer sur la courbe relative à la zone nord mais peuvent avoir, comme en décembre, une position intermédiaire aux deux courbes. Le segment inférieur, commun au moins de mars-avril à juillet, est déterminé par les eaux méridionales des trois zones, une partie (en mars-avril) ou l'ensemble (en juillet) des sud-orientales et une partie des intermédiaires.

Ainsi, à salure égale, la teneur en isotopes lourds est plus élevée dans la zone sud-est que dans la zone nord. Or, les paramètres qui régissent l'évaporation et l'enrichissement isotopique sont continus sur l'ensemble du lac, et tendent même en faveur d'une évaporation plus intense au nord. Il devrait donc être obtenu une seule courbe d'évolution de la composition isotopique des eaux en fonction de la salure qui rend compte de la fraction évaporée. Il est à noter que les teneurs en sodium, qui pourraient également être prises en considération car elles sont les moins modifiées par les phénomènes physico-chimiques (partie III), conduisent aux mêmes conclusions.

Dans la zone sud-est, la composition qui évolue principalement sous l'effet de l'évaporation détermine une courbe dans le diagramme $\delta^{18}O$, rp^+ (CRAIG H. - 1963 -). Au contraire, *dans la zone nord, l'effet du mélange des eaux entre elles est beaucoup plus intense en raison des mouvements circulaires et se superpose à celui de l'évaporation. La courbe tend ainsi vers un segment de droite de mélange* (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970 -). L'une des extrémités de ce segment est définie par les valeurs d'enrichissement maximum en sels et en isotopes lourds dans les eaux du lac susceptibles de participer au mélange, l'autre par les teneurs les plus faibles des eaux qui alimentent la zone nord. De juillet à décembre, la courbe prend une forme de plus en plus incurvée, tangente à celle de la zone sud-est ; en septembre et décembre, son extrémité inférieure correspond aux eaux du Chari : les mélanges sont encore mal réalisés. Au plus fort de la crue du Chari, la présence des eaux fluviales, alors à faibles compositions isotopiques, est décelable dans la masse

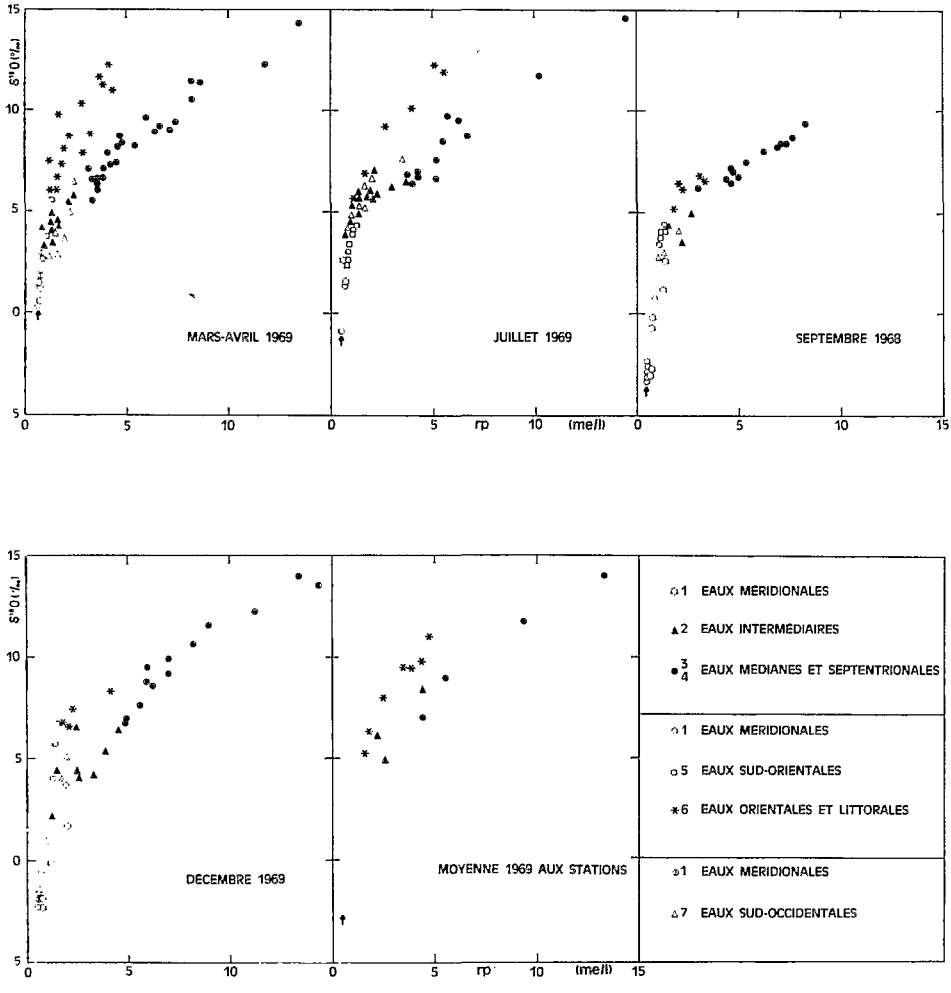


Fig. 70 a : Diagrammes de corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène δ^{18} O (‰ vs SMOW) et la teneur globale en cation rp^+ des eaux du lac Tchad.

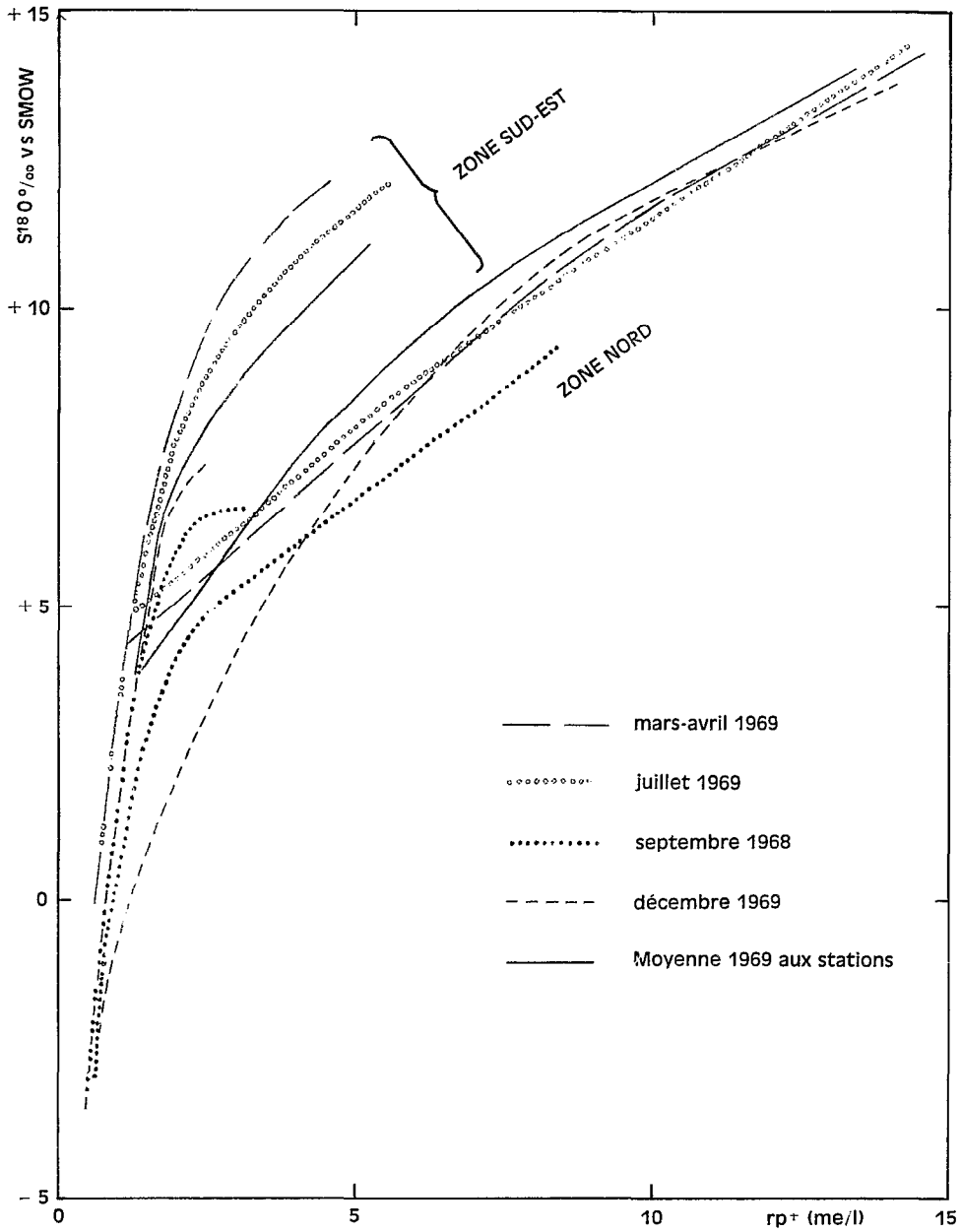


Fig. 70 b : Corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ ($^{o}/_{oo}$ vs SMOW) et la teneur globale en cations rp^{+} des eaux du lac Tchad, à différentes époques de l'année. Ces courbes moyennes ont été tracées d'après la distribution des points sur les diagrammes $\delta^{18}O$, rp^{+} de la fig. 70 a.

intermédiaire jusqu'à + 4,5 °/oo et 2,5 me/l en septembre et + 7 °/oo et 5 me/l en décembre. En mars-avril et en juillet, ils sont pratiquement achevés au-delà de + 4,5 à + 5,0 °/oo et 1,1 à 1,2 me/l : la corrélation peut s'ajuster à une droite, sécante à la courbe des eaux méridionales et du sud-est nettement distinctes des intermédiaires.

Dans une même zone, les courbes présentent différents tracés selon l'époque de l'année. Dans la zone sud-est, à salure égale, les teneurs en oxygène 18 diminuent de mars-avril à septembre puis augmentent de septembre à mars-avril (d'après les quatre époques d'observation). Cette constatation, conforme à la chronologie plus précise des variations temporelles établie aux stations, permet de confirmer, *en dehors de tout effet de déplacement d'eau*, que les compositions isotopiques atteignent leur maximum en fin de saison sèche puis diminuent à la suite du mélange avec les pluies. En outre, la variation saisonnière des teneurs originelles en isotopes lourds ne peut que contribuer à différencier les tracés de la partie inférieure de la courbe. La courbe de corrélation définie par la moyenne annuelle des compositions isotopiques et des salures globales aux stations fixes présente, ce qui est normal, une position moyenne dans le faisceau des courbes spécifiques des diverses époques. Dans la zone nord, les faits paraissent moins nets, probablement en raison du développement accentué des mélanges. Cependant, à salure égale, c'est encore en septembre que la teneur en oxygène 18 devient la plus faible, par suite de l'apport météorique.

7.2. Deuterium dans les eaux du lac Tchad.

Les compositions isotopiques de l'hydrogène δD °/oo d'une partie des eaux échantillonnées aux stations fixes ont été mesurées. Comme il était prévisible, les teneurs témoignent d'enrichissement considérables. Elles varient de — 30 à 0 °/oo au Delta du Chari à + 80 °/oo à l'extrémité des bras côtiers les plus minéralisés.

7.3. Corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène.

Les points représentatifs de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ en fonction de la composition isotopique de l'hydrogène δD (fig. 2) définissent pour le lac une droite d'équation :

$$\delta D = 5{,}2\, \delta^{18}O + 1$$

dont la pente est légèrement plus forte que celle de la droite relative aux trois tributaires Chari, Logone, El Beïd (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970 -). Ce phénomène traduit des conditions d'évaporation différentes. *Il est ainsi possible d'envisager un moyen de caractériser éventuellement les eaux évaporées provenant du lac, une telle détermination présentant un intérêt pour l'étude de la nappe phréatique.*

On doit aussi noter que les deux droites coupes celles des eaux météoriques, d'équation $\delta D = 8\ \delta^{18}O + 10$, pratiquement au même point ($\delta^{18}O = -3{,}2$ °/oo, $\delta D = -16$ °/oo pour la droite du lac, et respectivement — 3,3 et — 16 °/oo pour celle des fleuves), point qui correspond à la composition moyenne annuelle pondérée des eaux du Chari, telle qu'elle a été évaluée en 1967.

En conclusion, il faut souligner que les teneurs en isotopes lourds permettent de prouver l'existence de mouvements et de mélanges par traçage du vecteur eau dans sa molécule elle-même, et non point par des sels en solution.

7.4. Teneurs en tritium des eaux du lac Tchad.

La teneur moyenne annuelle pondérée en tritium des eaux du Chari à Fort-Lamy en 1969 est de 85 ± 7 U.T.

Dans le lac, du Delta aux rives du Kanem, les concentrations en tritium des eaux de la zone sud-est (fig. 71 a) augmentent avec les salures globales, en fonction desquelles elles définissent une droite de pente positive, au moins jusqu'aux valeurs d'environ 150 U.T., 3 me/l de cations (fig. 71 b). Seul le point déterminé par les valeurs 141 U.T., 5,2 me/l est situé nettement en dessous de cette droite.

Deux phénomènes doivent concourir à l'accroissement des teneurs en tritium dans l'espace.

a) Ces eaux étaient originellement d'autant plus chargées en tritium qu'elles sont vieilles, c'est-à-dire minéralisées. La diminution des teneurs en tritium dans les précipitations depuis 1963, générale dans le monde et partiellement observée à Fort-Lamy, a en effet entraîné une diminution parallèle des teneurs dans les eaux fluviales qui alimentent le lac à 88 %. La concentration des pluies à Fort-Lamy était supérieure à 1000 U.T. en 1963 et 1964, de 300 à 400 U.T. en 1965 (données A.I.E.A.). Des échantillons mensuels pondérés ont permis de l'estimer à environ 145 U.T. en 1969. Il serait de toutes façons difficile d'évaluer la concentration originelle des eaux échantillonnées dans le lac, car elles représentent un mélange d'eaux du Chari et de pluies, déversées à différentes dates avec des teneurs très variées.

Les pluies, qui chaque année apportent directement du tritium à ces eaux, ne semblent cependant pas avoir un effet déterminant sur la concentration puisqu'elles ne modifient pas l'évolution observée, au moins jusqu'à 3 me/l de cations. Elles pourraient tendre, soit à homogénéiser les concentrations si la hauteur de pluie était régulière dans cette région de faible superficie, soit à créer une dispersion des valeurs dans l'hypothèse plus probable d'une forte hétérogénéité spatiale des hauteurs. Or, ce n'est pas le cas. L'apport en tritium paraît à cet effet insuffisant, en raison des proportions en présence (environ 12 % de pluie), et des teneurs relativement faibles des précipitations au cours des années précédentes.

b) L'effet de l'enrichissement en tritium par fractionnement isotopique, consécutif à l'évaporation et à l'échange avec la vapeur atmosphérique, sans être forcément supérieur à celui de la désintégration radioactive, peut néanmoins le compenser suffisamment pour contribuer, avec la décroissance des teneurs originelles et l'apport annuel des pluies, à l'accroissement spatial observé.

Le maximum, puis la décroissance des teneurs en tritium au-delà de 150 U.T., 3,4 me/l, demandent à être précisés par des mesures supplémentaires. Ils pourraient

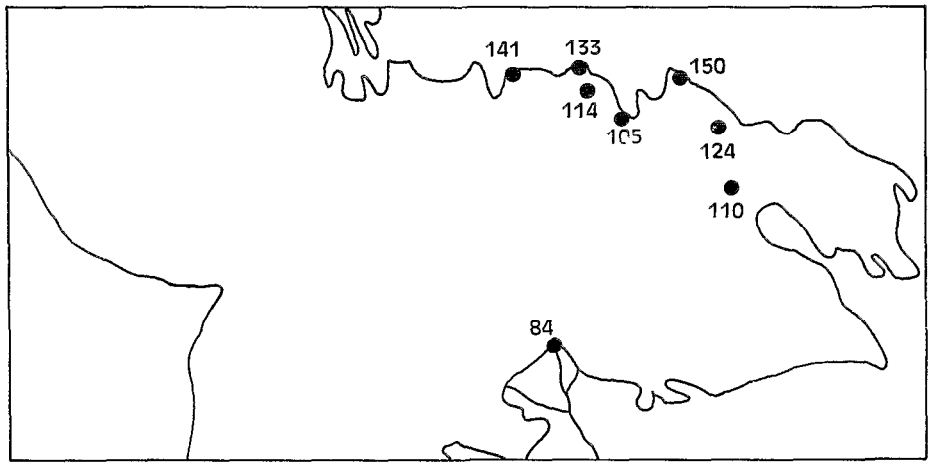


Fig. 71 a : Teneurs en tritium (U.T.) des eaux de la zone sud-est du lac Tchad, en mai 1969.

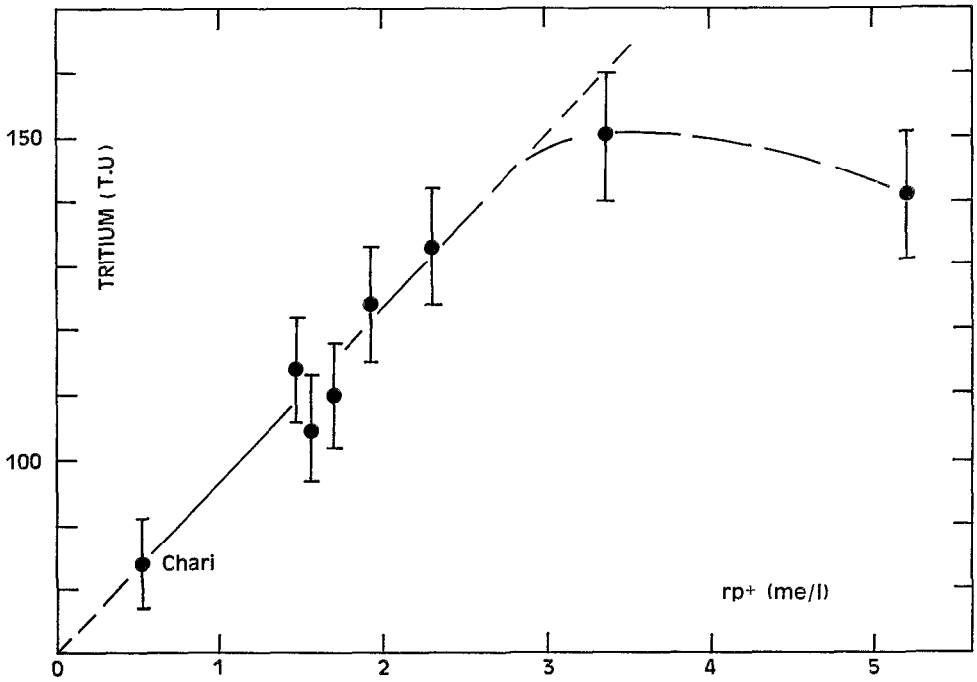


Fig. 71 b : Relation entre la teneur en tritium et en cations rp^+ des eaux de la zone sud-est du lac Tchad, en mai 1969.

représenter, au-delà d'un certain âge des eaux, la résultante des phénomènes ci-dessus mentionnés : l'effet de la désintégration finirait par l'emporter, en particulier sur celui du fractionnement isotopique qui tend vers un état stationnaire.

Ces quelques mesures, et les discussions qu'elles entraînent, permettent de démontrer la difficulté de dater les eaux du lac en fonction de leur teneur en tritium.

8. CONCLUSION SUR LES TENEURS EN SELS ET EN ISOTOPES DES EAUX DU LAC TCHAD.

La régulation saline des eaux du lac Tchad apparaît un des caractères les plus originaux du système hydrologique, eu égard à l'endoréisme du milieu et au coefficient de renouvellement moyen annuel des eaux voisin de 70 %, dû essentiellement à l'évaporation. Depuis des millénaires, les tributaires déversent plus de deux millions de tonnes d'ions dans le lac, lequel, néanmoins, conserve des eaux peu minéralisées, et ce malgré des phases de bas niveau qui, comme en 1973, conduisent épisodiquement à un assèchement presque total. Cette étude a permis de préciser *d'autres aspects de la régulation saline :*

— *Une faible salure des eaux*. Pour une teneur moyenne des apports de 42 mg/l d'ions et 25 mg/l de silice dissoute, la salure ionique moyenne des eaux du lac n'est que de 320 mg/l, auxquels s'ajoutent 50 mg/l de silice dissoute. A titre de comparaison, la salure ionique moyenne des eaux du lac est inférieure à celle de l'eau d'Evian.

Sous l'effet de l'évaporation, la salure globale des eaux augmente depuis le delta du Chari en direction des rives où les valeurs peuvent être 3 à 40 fois supérieures à celle de l'apport. La moyenne sur l'ensemble des rives est 12 fois plus élevée que la valeur originelle, soit environ 500 mg/l d'ions. On en déduit deux conclusions importantes : (1) *les teneurs en sels sont fonctions du temps de séjour des eaux dans le lac,* (2) *l'évolution spatiale des salures, observée à un moment donné, retrace tous les stades de leur évolution temporelle au cours du cheminement des eaux depuis le Delta jusqu'aux rives.*

Sept masses d'eau principales, plus celles qui occupent les bras littoraux, peuvent être définies toute l'année dans le lac, d'après les variations du gradient de salure globale. Toutefois,la répartition des teneurs, concentrique au delta, tend à être modifiée par les grands courants. Aussi, ces modifications de salures sont-elles la base même de la méthode de traçage qualitatif qui sera utilisée pour déterminer les mouvements des eaux.

— *Une évolution pluriannuelle des salures non orientée*. Les salures journalières à mensuelles, qui ont été mesurées en dix-huit stations fixes, suivent une variation saisonnière dont l'amplitude est comprise, selon les régimes entre 20 et 150 % relatifs à la moyenne annuelle. En 1969-1970, l'amplitude annuelle de la salure moyenne est de ± 10 °/₀₀. La comparaison de l'ensemble des résultats obtenus avec ceux, plus sporadiques, qui les avaient précédés en 1908, 1957 et de 1962 à 1966,

permettent d'affirmer qu'il n'y a pas, pour une altitude du niveau supérieure à 281 m, d'évolution pluriannuelle orientée des salures *malgré une variation de volume du simple au double.* Ceci est tout particulièrement valable pour les quinze dernières années.

Les eaux des tributaires ne contiennent pratiquement que des bicarbonates. Elles demeurent bicarbonatées dans le lac, bien qu'il existe de faibles teneurs relatives en carbonates à partir d'une salure anionique de 4 me/l. Les teneurs relatives en chlorures restent de l'ordre de 1 % de la salure anionique. Les teneurs en sulfates sont encore plus faibles. Par contre, *le spectre cationique évolue au fur et à mesure que les eaux s'éloignent du delta du Chari, c'est-à-dire qu'elles vieillissent.*

La modification des compositions débute dès l'arrivée des eaux fluviales. Elle n'est pas uniquement fonction de la minéralisation globale ou du temps de séjour des eaux dans le lac, mais dépend essentiellement des zones où les eaux séjournent. Les types régionaux de modification correspondent le plus souvent à l'augmentation des proportions d'un cation compensée par la diminution d'un, de deux ou des trois autres. Les plus généralement, le sodium prend une importance relative de plus en plus forte au détriment du calcium et du magnésium. Sur l'ensemble du lac, cinq spectres différents, d'abord bicarbonatés calciques puis bicarbonatés sodiques, se succèdent. Les teneurs en silice varient de 24 à 150 mg/l et le rapport SiO_2 (mg/l)/rp^+ (me/l) passe de 45 au Delta à 8 à l'extrémité des bras les plus minéralisés.

On observe donc dans le lac Tchad un bel exemple de « chromatographie » régionale des ions, phénomène fréquent dans les nappes souterraines (H. SCHOELLER - 1962 -, Y. TARDY - 1969 -, M.A. ROCHE - 1973 a -) mais rare dans les eaux superficielles. Il démontre dans le lac l'existence de régulations sélectives, spécifiques de chaque élément.

Sous l'effet du fractionnement isotopique par évaporation, les eaux du lac s'enrichissent en oxygène 18 . De + 2 à − 5 °/oo au delta du Chari, les compositions isotopiques atteignent + 3 à + 16 °/oo en bordure des rives. *Les compositions moyennes des eaux susceptibles de s'infiltrer par les fonds du lac sont, selon les régions, comprises entre 0 et + 9,5 °/oo.* Les compositions isotopiques présentent généralement un seul minimum et maximum au cours de l'année.

Quatre remarques originales sont à souligner :

— Dans la zone sud-est, la teneur en isotopes lourds évolue principalement sous l'effet de l'évaporation et détermine une courbe dans le diagramme ($\delta^{18}O$, salure). Par contre, dans la zone nord, *l'effet des mélanges,* favorisé par les mouvements circulaires, se superpose à celui de l'évaporation et la courbe tend vers un segment de droite.

— La pente de la droite $\delta D = f(\delta^{18}O)$, de 5,2, est légèrement plus forte que celle de la droite spécifique des tributaires. Ceci est provoqué par des conditions d'évaporation différentes. *On dispose ainsi d'un moyen pour identifier éventuellement l'origine des eaux souterraines de la région.*

— Les compositions isotopiques de l'oxygène prouvent l'existence de mouvements et de mélanges par marquage de l'eau dans sa molécule elle-même. *Elles confirment, par comparaison, la validité du traçage naturel salin.*

— Les teneurs en tritium, dans la partie sud-est en 1969, augmentent avec les salures de 85 ± 7 à 150 ± 9 U.T. Deux phénomènes concourent à l'accroissement des teneurs en tritium dans l'espace : la diminution des teneurs dans les précipitations et les tributaires depuis 1963, et le fractionnement isotopique consécutif à l'évaporation et à l'échange avec la vapeur atmosphérique, qui freine l'effet de la désintégration radioactive. *Ces phénomènes écartent la possibilité d'une datation des eaux du lac en fonction de leur teneur en tritium.*

Les variations et les évolutions spatio-temporelles des salures globales, et éventuellement celles des compositions isotopiques, résultent principalement :

— du mode de déplacement des eaux ainsi que des débits et des teneurs des apports et des pertes,

— de l'effet de l'évaporation et des pluies, fonction du temps de séjour des eaux dans le lac et de la profondeur,

— de phénomènes physico-chimiques et bio-chimiques, qui modifient les salures.

A partir des résultats acquis, portés dans les chapitres I et II précédents, il est possible de suivre deux voies méthodologiques. La première, qui consiste à relier l'effet à sa cause, a été adoptée dans l'exposé des observations par l'explication des variations spatio-temporelles des salures et des compositions isotopiques, en relation avec le déplacement des eaux et l'évaporation. La seconde méthode, réciproque de la première, revient à mettre en évidence, voire à quantifier les phénomènes à partir des effets constatés. Il s'agit donc, après la phase d'inventaire, d'utiliser le traçage naturel des eaux. Ce sont les salures, d'un emploi mieux adapté pour les eaux superficielles, que celui des isotopes qui serviront à déterminer aux chapitres III et IV suivants:

— Les parts respectives des pertes par infiltration et évaporation, problème étroitement lié à celui de la régulation saline qui nous conduira à évaluer la sédimentation chimique,

— la circulation et l'âge des eaux dans le lac.

Troisième Chapitre

BILAN SALIN DU LAC TCHAD
REGULATION SALINE
EVALUATION DES PERTES PAR INFILTRATION

Ainsi que le laissent apparaître les observations portées au chapitre précédent, l'évolution spatio-temporelle des salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad tend à démontrer l'existence d'une régulation saline. Ce phénomène, si remarquable, se décompose en deux grands types de mécanismes (M.A. ROCHE, 1970, 1972 b) :

— *Un piégeage sélectif des ions dans le lac*, pour des durées variables, est dû à une sédimentation physico-chimique et biochimique, et à des interactions avec l'environnement minéral et organique.

— *Une évacuation non sélective des eaux et des sels se réalise par infiltration dans les rives du lac et par abandon superficiel dans les cuvettes littorales* qui fonctionnent en salines naturelles lors des fluctuations du niveau des eaux.

Le bilan salin du lac, dont le terme « apports » a été présenté en détail dans la première partie de cet ouvrage, sera complété par une évaluation des teneurs moyennes et des quantités d'ions et de silice dissous dans l'ensemble du lac à différentes époques de l'année. Ces données permettront de préciser la nature et les quantités de sels piégés dans le lac. Les éléments numériques ainsi établis, accompagnés de données géochimiques spécifiques du lac et de considérations générales, permettront une discussion sur les phénomènes de sédimentation biochimique et physico-chimique, susceptibles de modifier et de stabiliser les salures dans le lac.

L'évaluation des quantités de sels perdues annuellement par évacuation avec les eaux d'infiltration bouclera ce bilan qui, conjointement, fournit le moyen de préciser la valeur des pertes d'eaux par infiltration, conduisant aussi à estimer celles subies par évaporation.

1. SALURES MOYENNES ET QUANTITÉS D'ÉLÉMENTS DISSOUS DANS L'ENSEMBLE DU LAC TCHAD.

1.1. Méthode d'estimation.

L'estimation de la quantité totale WI et de la concentration moyenne en sels SI pour l'ensemble du lac (indice I) implique le tracé de la courbe cumulée S = f (V) qui définit en fait le volume d'eau V (m^3) dont la concentration est inférieure à une valeur donnée S (me/l), c'est-à-dire le volume V limité géographiquement par une courbe d'isoconcentration S. La quantité d'ions WI (me) est en effet $WI = \int_0^{VI} SdV$ que l'on mesure par planimétrie de la surface définie par la courbe S = f (V) et ses axes de coordonnées. La concentration moyenne (me/l) de l'ensemble du lac est par suite SI = WI/VI (fig. 72).

La courbe S = f (V) est tracée par planimétrie des cartes en courbes d'isoconcentrations (fig. 50 b, 60 et 65). Afin d'évaluer avec une précision optimale la superficie et le volume réels des eaux, les treize grandes régions naturelles du lac (fig. 29 et 30) ont été considérées séparément. Les superficies ainsi mesurées dans chaque région ont été affectées du coefficient correspondant m, ou rapport de la surface des eaux à la surface totale (fig. 72). Il est possible de calculer ensuite les volumes correspondant en multipliant les superficies par la profondeur régionale moyenne. Les divers superficies et volumes régionaux, relatifs à une concentration donnée, sont alors additionnés pour obtenir la superficie et le volume afférents à l'ensemble du lac.

La salure moyenne et les quantités d'eaux dans le lac en mars-avril 1967, avaient été évaluées grâce à ce procédé, sans pouvoir cependant, faute de données morphologiques, obtenir la même précision (M.A. ROCHE *in* P. TOUCHEBEUF - 1969 -).

La planimétrie des différentes superficies dans les treize grandes régions, puis les calculs qui en découlent, représentant de très longues opérations, ont conduit à simplifier en ne considérant que deux régions : la moitié sud, y compris la Grande Barrière, et la moitié nord. Les superficies totales et les altitudes moyennes des fonds ont été évaluées respectivement à 12 860 km^2 et 10 270 km^2 et 279,0 m et 277,2 m. Ainsi, la concentration moyenne en 1969 (fig. 53), évaluée dans le cas du découpage en treize régions, est de 3,95 me/l. Elle est de 3,87 me/l dans le cas de la prise en considération de deux régions. L'écart négligeable (2 %) entre ces deux valeurs autorise l'adoption de la seconde méthode.

De plus, la somme des teneurs spécifiques moyennes annuelles, évaluées par planimétrie des cartes de salures spécifiques (fig. 60), permet d'estimer à 4,00 me/l la salure globale moyenne annuelle. Or, une valeur de 3,95 me/l est obtenue directement par planimétrie des cartes de salures globales (fig. 50 b). Cet écart de 1,2 % montre que la méthode d'évaluation est très satisfaisante.

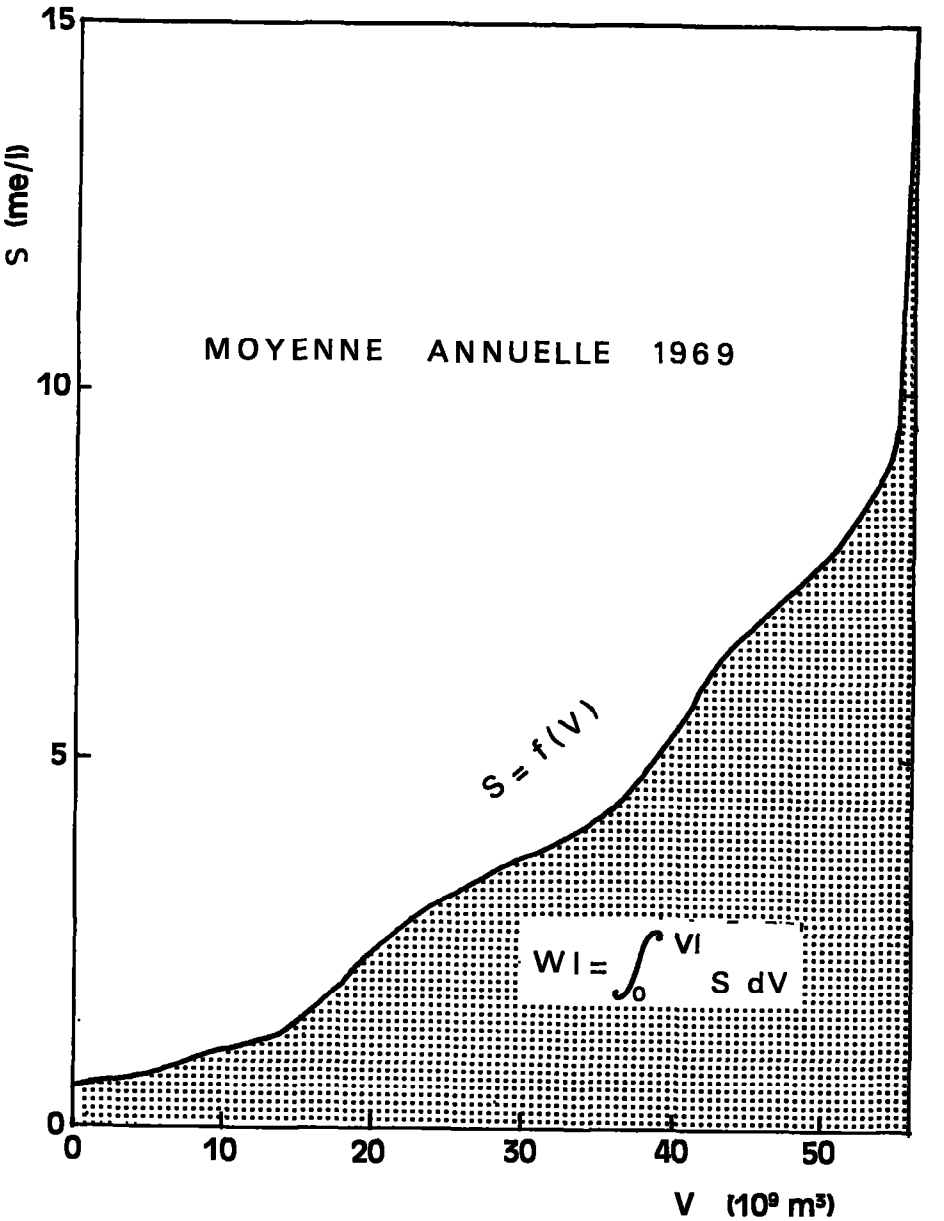


Fig. 72 : Courbe S = f (V) définissant le volume d'eau V limité dans le lac par une courbe d'isosalure S. Elle est obtenue par planimétrie d'une carte en courbes d'isosalures (fig. 75 à 78). La quantité d'ions WI stockée dans le lac représente l'intégrale de la courbe S = f (V). L'exemple présenté ici correspond à la salure globale moyenne de l'année 1969 ($S = rp^+$).

1.2. Variations saisonnières des teneurs moyennes en éléments dissous dans l'ensemble du lac. Valeurs annuelles.

Le tableau XX mentionne la teneur moyenne en cations Sl, en me/l et en mg/l, pour l'ensemble du lac, à différentes époques.

Les teneurs cationiques globales moyennes présentent un minimum en février et décembre (3,52 et 3,58 me/l) et un maximum en juillet (4,38 me/l). *L'écart annuel par rapport à la moyenne (3,95 me/l) est de ± 10 %.* Les minimum et maximum annuels des teneurs moyennes en chaque cation se répartissent de la même façon.

Les teneurs moyennes annuelles pour l'ensemble du lac semblent plus délicates à estimer. Cependant, on remarque que la moyenne des salures globales minimale et maximale, de 3,95 me/l, est rigoureusement identique à celle qui est évaluée directement à partir de la carte en courbe de teneurs moyennes annuelles (fig. 50 b). Il est permis alors de penser que les moyennes des teneurs spécifiques minimales et maximales sont proches des teneurs moyennes annuelles réelles.

Le tableau XXI récapitule les concentrations ioniques moyennes minimales, maximales et annuelles pour l'ensemble du lac en 1969.

Les proportions ioniques moyennes annuelles sont ainsi :

$Ca^{2+} = 25{,}5$ %, $Mg^{2+} = 24{,}0$ %, $Na^{+} = 40{,}0$ %, $K^{+} = 10{,}5$ %,
$CO_3H^- + CO_3^{2-} = 98$ %, $Cl^- = 2$ %, $SO_4^{2-} = 0$ %.

Les teneurs moyennes en silice dissoute sont, pour l'ensemble du lac, de 60 mg/l en juillet et 50 mg/l en septembre-octobre. *La teneur moyenne annuelle peut être ainsi estimée à environ 53 mg/l.*

1.3. Quantités d'ions dissous dans l'ensemble du lac.

Le tableau XXII indique la quantité de cations, en milliéquivalents et en tonnes, dissous dans l'ensemble du lac. Les valeurs moyennes pour l'année 1969 sont de l'ordre de :

$Ca^{2+} = 1{,}15.10^6$ t, $Mg^{2+} = 0{,}65.10^6$ t, $Na^{+} = 2{,}05.10^6$ t, $K^{+} = 0{,}89.10^6$ t,
$CO_3H^- + CO_3^{2-} = 13.10^6$ t, $Cl^- = 0{,}15.10^6$ t,

avec *un stock de l'ordre de $4{,}75.10^6$ t de cations dissous et de 18.10^6 t d'ions dissous.*

Pour un niveau atteignant 281,3 m, une superficie de 18 600 km^2, et un volume de $55{,}8.10^9$ m^3, la quantité moyenne annuelle en cations est évaluée à 220.10^{12} me et l'écart annuel à ± 20.10^{12} me soit ± 10 %.

Avec des valeurs de $3{,}2.10^6$ tonnes en juillet et $2{,}8.10^6$ tonnes en septembre-octobre, *la quantité moyenne annuelle de silice dissoute dans l'ensemble du lac peut être évaluée à $3{,}0.10^6$ tonnes.*

Tableau XX

Teneurs moyennes en éléments minéraux dissous dans les eaux du lac Tchad
(Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs).

Dates	Volume d'eau $10^6 m^3$	Unités	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+ total	rp^+ mesuré	SiO_2
Mars-avril 1967	70 000	me/l	–	–	–	–	–	3,59	–
		mg/l	–	–	–	–	–	–	–
Mars-avril 1969	60 200	me/l	1,11	0,94	1,44	0,39	3,88	3,77	–
		mg/l	22,24	11,43	33,12	15,29	82,08	–	–
Juillet 1969	53 400	me/l	1,11	1,05	1,78	0,52	4,46	4,38	–
		mg/l	22,24	12,83	40,94	20,33	96,34	–	60
Septembre-octobre 1969	55 800	me/l	0,95	0,88	1,54	0,30	3,67	3,68	–
		mg/l	19,00	10,69	35,49	11,65	76,83	–	50
Décembre 1969	60 200	me/l	0,95	0,86	1,42	0,36	3,59	3,58	–
		mg/l	18,96	10,52	32,64	14,08	76,20	–	–
Février 1970	55 800	me/l	–	–	–	–	–	3,52	–
		mg/l	–	–	–	–	–	–	–
Moyenne 1969	55 800	me/l	1,03	0,96	1,60	0,41	4,00	3,95	–
		mg/l	20,60	11,67	36,80	16,03	86,30	–	53

Tableau XXI

Concentrations moyennes minimales, maximales et annuelles en éléments minéraux dissous dans l'ensemble du lac Tchad en 1969. Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs.

	Teneurs en me/l		
	Minimum	Maximum	Moyenne annuelle
Ca^{2+}	0,95	1,11	1,03
Mg^{2+}	0,86	1,05	0,96
Na^{+}	1,42	1,78	1,60
K^{+}	0,30	0,53	0,42
rp^{+}	3,58	4,38	3,95
$CO_3^{2-} + CO_3H^{-}$	3,5	4,3	3,9
Cl^{-}	0,1	0,1	0,1
SO_4^{2-}	0	0	0
SiO_2	50	60	53 mg/l

Tableau XXII

Quantités d'éléments minéraux dissous dans le lac Tchad, en 10^{12} milliéquivalents et 10^3 tonnes. (Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs).

Dates	Volume d'eau $10^6 m^3$	Unités	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	rp^+ total	rp^+ mesuré	SiO_2 (10^3t)
Mars-avril 1967	70 000	10^{12}me	—	—	—	—	—	258,000	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
Mars-avril 1969	60 200	10^{12}me	66,822	56,588	86,688	23,478	233,576	226,954	—
		10^3 t	1339	688	1994	920	4941	—	—
Juillet 1969	53 400	10^{12}me	59,274	56,070	95,052	27,768	238,164	233,892	—
		10^3 t	1188	685	2186	1086	5145	—	3204
Septembre-octobre 1969	55 800	10^{12}me	53,010	49,104	85,932	16,740	204,786	205,344	—
		10^3 t	1060	597	1980	650	4287	—	2790
Décembre 1969	60 200	10^{12}me	57,190	51,772	85,484	21,672	216,118	215,516	—
		10^3 t	1141	633	1965	848	4587	—	—
Février 1970	55 800	10^{12}me	—	—	—	—	—	196,416	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
Moyenne 1969	55 800	10^{12}me	57,474	53,289	89,280	22,878	222,921	220,410	—
		10^3 t	1150	647	2053	894	4744	—	3000
Ecart observé en 1969	6800	10^{12}me	13,812	7,484	9,568	11,028	33,378	28,548	—
		10^3 t	279	91	221	436	858	—	(414)

2. NATURE DES IONS PIÉGÉS DANS LE LAC.

La première question qui se pose est de déterminer quelle est la nature des cations gagnés ou perdus par les eaux dans le lac, autrement que par infiltration, entre le débouché des tributaires et les rives. Aussi, allons-nous examiner successivement comment :

— les teneurs et les proportions ioniques (§ 2.1.),

— la comparaison des rapports de concentration observés et estimés pendant un temps déterminé (§ 2.2.),

— les temps moyens de résidence des ions dans le lac (§ 2.3.),

concourent à circonscrire qualitativement le problème, avant que soit abordé son aspect quantitatif.

2.1. Teneurs et proportions ioniques.

2.1.1. Teneurs ioniques.

L'évolution spatiale des concentrations en calcium et magnésium est nettement atténuée à certaines époques de l'année, dans les régions situées à l'extrême nord et au sud du lac, malgré l'effet continu de l'évaporation. Pour le calcium en particulier, les teneurs se stabilisent puis décroissent contrairement au gradient normal, indiquant alors une perte évidente de ce cation.

2.1.2. Teneurs ioniques relatives.

Un volume d'eau fluviale contient à son arrivée dans le lac une quantité bien déterminée de chaque cation. Lorsque ce volume se réduit par évaporation, les concentrations (me/l) devraient augmenter selon un même taux pour chaque ion : les proportions ioniques devraient rester constantes. Or dans le lac, les teneurs croissent généralement, mais à des taux différents, ce qui se traduit par une variation des proportions ioniques. Des phénomènes physico-chimiques ou biochimiques sont à l'origine des variations observées. En terme de bilan, ces variations peuvent être ainsi interprétées :

— Une diminution de la proportion d'un ion traduit :
  . soit une perte de celui-ci
  . soit, alors que la quantité initiale de l'ion reste stable, le gain d'ions d'une ou de plusieurs autres natures.

— Une augmentation de la proportion d'un ion traduit au contraire :
  . soit un gain de celui-ci,
  . soit, alors que sa quantité reste stable, la perte d'ions d'une ou de plusieurs autres natures.

— Une stabilité de la proportion d'un ion traduit :
  . soit aucune perte, ni gain de tous les ions de la solution,
  . soit la stabilité de la quantité de cet ion dans une solution qui ne fait qu'échanger des ions d'autres natures avec le milieu.

Dans le lac, l'évolution des compositions débute à l'arrivée des eaux mais n'est pas identique selon les zones considérées et pour des teneurs globales équivalentes. L'évolution n'est donc pas uniquement fonction de la minéralisation globale ou du temps ; elle dépend surtout des régions où séjournent les eaux. Elle correspond à l'augmentation des proportions d'un cation et à la diminution d'un, de deux ou des trois autres. Les principaux types d'évolution mis en évidence (chapitre II, p. 170) peuvent être ainsi résumés :

— Dans la zone nord et sud-ouest, une diminution relative en calcium et en magnésium et une augmentation simultanée en sodium.

— Dans l'Archipel du nord-est, une légère diminution relative en magnésium et une légère augmentation en calcium.

— Dans le nord des Ilots-bancs du Niger et l'Archipel nord, une diminution relative en calcium et une augmentation des autres cations.

— Dans la zone sud-est, une diminution relative en magnésium et une augmentation en calcium.

L'évolution des teneurs relatives apparaît ainsi délicate à interpréter directement, d'autant plus que plusieurs phénomènes peuvent éventuellement interférer dans le lac alors que seule leur résultante y est observable. Il convient de souligner que la perte relative et l'effet sur les proportions sont d'autant plus élevés que la salure globale est faible.

Considérées globalement, les teneurs relatives moyennes des apports :

$Ca^{2+} = 39{,}0\ \%$, $Mg^{2+} = 27{,}5\ \%$, $Na^{+} = 25{,}5\ \%$, $K^{+} = 8{,}5\ \%$,

et celles des eaux du lac :

$Ca^{2+} = 25{,}5\ \%$, $Mg^{2+} = 24{,}0\ \%$, $Na^{+} = 40{,}0\ \%$, $K^{+} = 10{,}5\ \%$,

permettent d'envisager deux hypothèses à l'échelle du lac : la diminution des proportions en calcium et en magnésium peut être due :

— soit à une perte de calcium et de magnésium,

— soit à un apport en sodium et en potassium dans le lac même.

2.2. Comparaison des rapports de concentrations observés et estimés.

D'après les résultats du premier paragraphe, les rapports des concentrations moyennes de chaque cation en juillet et en mars-avril ($Sl^{juil.}/Sl^{mars}$) sont, pour l'ensemble du lac :

$Ca^{2+} = 1{,}00$, $Mg^{2+} = 1{,}12$, $Na^{+} = 1{,}24$, $K^{+} = 1{,}33$, $rp^{+} = 1{,}16$.

Les volumes déversés dans le lac de mars-avril à juillet ne représentent que 6 % de l'apport annuel et justifient l'emploi du modèle :

$$Sl^{juil.}/Sl^{mars} = H/(H - E + P)$$

pour l'estimation des rapports de concentration en fonction de la profondeur H, de la hauteur d'évaporation E et de pluie P (chapitre IV, p. 243). Ces rapports sont de

1,35 pour la partie sud et de 1,21 pour la partie nord, soit une valeur de l'ordre de 1,3 pour l'ensemble du lac.

Le potassium et le sodium présentent les rapports de concentration mesurés les plus conformes à la valeur estimée par la relation précédente. Ce sont donc les cations qui *subissent les pertes ou les gains les plus faibles.* Par contre, les rapports de concentration du calcium et du magnésium, nettement inférieurs à 1,3, montrent que ces cations subissent des pertes.

Le rapport de concentration, plus élevé pour le potassium que pour le sodium, indique, qu'au cours de la période considérée, ce premier cation subit moins de pertes que le second ou bénéficie d'un apport dans le lac même. Nous verrons au paragraphe suivant (§ 2.3.) que ceci est contraire aux résultats obtenus à l'échelle annuelle. Un tel résultat peut être lié à une évolution non représentative de l'évolution annuelle, tel qu'un gain saisonnier en potassium, ou une perte saisonnière en sodium.

2.3. Temps moyens de résidence des sels dans le lac.

Les quantités d'ions WI dissoutes dans le lac représentent pour chaque ion un certain nombre d'années d'apport par les eaux d'alimentation (M.A. ROCHE *in* TOUCHEBEUF - 1969 -). Ce nombre d'années d'apport correspond au temps moyen de séjour T de l'ion dans le milieu. L'apport moyen interannuel étant W_o^a, on a

$$T = WI/W_o^a$$

Pour un volume moyen du lac VI de $55{,}8.10^9\,m^3$ et un volume d'apports de $49{,}5.10^9\,m^3$/an, ces temps (M.A. ROCHE - 1972 b -) sont respectivement de :

$Ca^{2+} = 6{,}6$ ans, $Mg^{2+} = 8{,}7$ ans, $Na^+ = 15{,}7$ ans, $K^+ = 12{,}2$ ans,
$CO_3H^- + CO_3^{2-} \neq rp^+ = 9{,}9$ ans, $SiO_2 = 2{,}8$ ans.

Les temps dépendent évidemment du module interannuel des apports et surtout du volume du lac. Ces estimations sont ainsi légèrement inférieures aux valeurs interannuelles que l'on peut estimer pour un niveau supérieur à 281,5 m.

Toutefois, il convient de considérer essentiellement l'ordre relatif de ces valeurs. Les différents sels étant évacués du lac par infiltration sans sélectivité, les différences entre les temps de séjour moyen sont implicitement consécutives aux pertes ou aux gains qui ont lieu dans le lac. Cependant, là encore, le temps de séjour moyen permet seulement d'affirmer que le sodium puis le potassium sont les cations qui s'accumulent le plus dans les eaux du lac, sans qu'il soit en fait possible d'en déduire que le sodium ne subit pas de perte ou de gain. Les résultats obtenus en considérant les rapports des concentrations de mars-avril et juillet 1969 tendent à montrer cependant que ces pertes ou gains en sodium sont assez réduits. Par ailleurs, des considérations plus générales sur la géochimie des cations et des sédiments déversés et constituant les fonds, et sur les rapports entre le lac et les nappes souterraines, permettent de mieux concevoir une utilisation qu'une libération de sodium dans le lac. Les pertes en calcium et en magnésium paraissent importantes. La silice est encore plus piégée que les cations.

En conclusion, les temps de séjour des éléments dissous dans le lac sont extrêmement faibles. Ils sont l'indice de taux de sédimentation différents se rapportant par ordre décroissant, à la silice, au calcium, au magnésium, au potassium et au sodium.

3. ÉVOLUTION DES PERTES D'ÉLÉMENTS DISSOUS DANS LE LAC.

3.1. Évolution spatiale de la sédimentation des ions et de la silice dans le lac.

Soit S_o^a la salure moyenne annuelle, spécifique ou globale, des eaux d'alimentation et S la salure dans le lac. En l'absence de perte dans le lac, cette concentration devrait être S'. Si l'ion de nature x ne subit aucune perte dans le lac, autre que par infiltration, le rapport des teneurs $\frac{S'}{S_o}$ de chaque ion devrait être tel que :

$$\frac{S'}{S_o^a} = \frac{Sx}{S_o^a x}$$

La teneur ainsi soustraite aux eaux est :

$$Ss = S' - S = S_o^a \frac{Sx}{S_o x} - S$$

et la perte relative

$$\frac{Ss}{S'} = 1 - \frac{S_o^a x \, S}{Sx \, S_o^a}$$

A chaque période d'observation, il est ainsi possible de tracer pour les différents ions la carte des pertes en courbes d'égales valeurs, en définissant le sodium comme l'ion x. Si l'on suppose les pluies de salure nulle (cf. première partie, § 5.), les rapports de concentration ne sont pas modifiés et l'on peut se baser uniquement sur les salures des apports fluviaux. Pour simplifier, on peut adopter les valeurs moyennes annuelles des apports. La variation saisonnière des salures entraîne alors une incertitude qui tend à s'atténuer lorsqu'on s'éloigne du débouché des tributaires.

A titre d'exemple, les pertes ioniques relatives subies par les eaux qui atteignent la rive septentrionale à Tataverom sont mentionnées ci-dessous :

$Ca > 85\ \%$, $Mg > 55\ \%$, $Na > 0\ \%$, $K > 28\ \%$, $CO_3H + CO_3 \neq rp^+ > 50\ \%$, $SiO_2 > 92\ \%$.

3.2. Sédimentation moyenne des ions et de la silice dans le lac Tchad.

D'après les relations établies au paragraphe précédent, la quantité d'un élément W_s^a sédimentée annuellement dans l'ensemble du lac (indice l), par rapport aux apports annuels W_o^a de ce même élément, s'écrit :

$$\frac{W_s^a}{W_o^a} = \frac{Sls}{S\,l'} = 1 - \frac{S_o^a x\ Sl}{Slx\ S_o^a}$$

et la quantité sédimentée chaque année :

$$W_s^a = W_o^a\ (1 - \frac{S_o^a x\ Sl}{Slx\ S_o^a})$$

Cette expression s'écrit également :

$$W_s^a = W_o^a - \frac{Wl}{Tx}$$

Tx étant le temps de résidence d'un élément de nature x qui ne sédimente pas dans le lac.

Cette dernière relation peut se démontrer directement de la façon suivante :

Pour un élément donné W_o^a étant la quantité déversée annuellement, la quantité fictive Wl' qui devrait être présente dans les eaux du lac est :

$$Wl' = W_o^a\ Tx$$

La différence entre cette quantité fictive et la quantité Wl réellement dissoute représente la perte Ws par sédimentation :

$$Ws = Wl' - Wl = W_o^a\ Tx - Wl$$

La perte relative est ainsi :

$$\frac{Ws}{W\,l'} = 1 - \frac{Wl}{W_o^a\ Tx}$$

et la perte annuelle :

$$W_s^a = W_o^a\ \frac{Ws}{Wl'}$$

soit :

$$W_s^a = W_o^a - \frac{Wl}{Tx}$$

Le tableau XXIII mentionne, pour l'ensemble du lac (indice l) : les données numériques du problème et les résultats obtenus en définissant le sodium comme l'ion x, avec :

$$\frac{S_o^a x}{Slx} = 8{,}19\ \%\ \text{et}\ Tx = 15{,}7\ \text{ans.}$$

On calcule ainsi par défaut que les pertes d'ions et de silice, par piégeage dans le lac, sont, par rapport aux apports :

$Ca^{2+} = 58\ \%$, $Mg^{2+} = 45\ \%$, $Na^{+} = 0\ \%$, $K^{+} = 23\ \%$, $rp^{+} \neq CO_3^{2-} + CO_3H^{-} = 37\ \%$, $SiO_2 = 83\ \%$.

A ces valeurs correspondent les sédimentations suivantes (en milliers de tonnes) :

$Ca = 100$, $Mg = 33$, $Na = 0$, $K = 17$, $rp = 150$, $CO_3 + CO_3H \neq 506$, $SiO_2 = 899$.

Ces valeurs sont peu différentes de celles qui ont été obtenues par des estimations préliminaires (M.A. ROCHE - 1972 b -, J.P. CARMOUZE - 1972 -).

Elles sont estimées par défaut car les pertes en sodium dans le lac, non évaluables, existent selon toutes probabilités.

On remarquera par ailleurs (tableau XXIII) que la quantité de calcium (en me) sédimentée est respectivement 1,8 et 12 fois plus élevée que la quantité de magnésium et de potassium.

Pour conclure, il convient d'insister sur le fait que tous ces bilans ne sont que des résultantes saisonnières ou interannuelles des quantités piégées et des quantités résorbées (ou libérées) dans le lac.

4. LES PHÉNOMENES BIOCHIMIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES MODIFICATEURS ET RÉGULATEURS DES SALURES DANS LE LAC TCHAD.

Compte tenu de l'évolution des salures globales et spécifiques, et, de la nature minérale et biologique du milieu, trois grands types de phénomènes paraissent susceptibles de contribuer au piégeage des ions et de la silice dans le lac.

— Des phénomènes bio-chimiques dus à l'absorption sélective de certains ions par la faune et la flore.

— Des précipitations de carbonates.

— Des phénomènes d'interactions avec les minéraux argileux et les complexes humiques en suspension ou sédimentés.

4.1. Sédimentation biochimique.

4.1.1. Absorption par la faune.

L'utilisation du calcium par les mollusques benthiques a fait l'objet de premières estimations par C. LEVEQUE (1972), lesquelles ont été reprises dans cette étude en adoptant les valeurs obtenues pour les ions dissous.

La biomasse de coquilles, constituées d'aragonite (CO_3Ca), avec 37 % de calcium dosé et des traces de sodium, manganèse, strontium et baryum, est évaluée à 400 000 t. La quantité de calcium ainsi stockée par les mollusques vivants est de l'ordre de 150 000 t, soit $7{,}50.10^{12}$ me. Cette valeur correspond sensiblement à l'apport en calcium par le Chari, évalué à 159 000 t/an ou $7{,}97.10^{12}$ me/an.

En fait, la production de coquilles étant de 1 965 000 t par an, les mollusques consomment en réalité chaque année 720 000 t (36.10^{12} me) de calcium qui équivalent à cinq fois l'apport moyen réalisé par le Chari ! Cette demande, augmentée

Tableau XXIII

Bilan salin interannuel (1954-1955 à 1969-1970) du lac Tchad.
V : volume*, S : salure, W : quantité, a : annuel, o : fluvial, l : ensemble du lac, ' : fictif, s : sédimenté dans le lac, e : évacué du lac.

	Unités	V	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	$CO_3H^- + CO_3^{2-} \neq rp^+$	SiO_2 (mg/l et 10^4 t)
V_o^a	10^9 m^3	43,4*	—	—	—	—	—	—
S_o^a	me/l	—	0,200	0,141	0,131	0,043	0,515	25
W_o^a	10^{12}me	—	8,68	6,12	5,67	1,88	22,30	109
Vl	10^9 m^3	55,8	—	—	—	—	—	—
Sl	me/l	—	1,03	0,96	1,60	0,41	3,95	53
Wl	10^{12}me	—	57,47	53,29	89,28	22,88	220,41	300
T	an	—	6,6	8,7	15,7	12,2	9,9	2,8
W'l	10^{12}me	—	136,63	96,35	89,28	29,59	351,11	1716
S'l	me/l	—	2,45	1,73	1,60	0,53	6,29	308
Ws	10^{12}me	—	79,15	43,06	0	6,71	130,70	1416
$\frac{W_s^a}{W_o^a}$	%	—	57,9	44,7	0	22,7	37,2	82,5
W_s^a	10^{12}me	—	5,02	2,74	0	0,43	8,29	90
W_e^a	10^{12}me	—	3,66	3,38	5,67	1,45	14,01	19

* Il convient d'ajouter $6{,}5.10^9$m^3 de pluie, dont la salure est supposée nulle, pour obtenir le volume total des apports en eaux.

d'ailleurs par celle des ostracodes, représente aussi sensiblement la moitié des 1 200 000 t de calcium dissous dans le lac.

Les quantités de calcium mises en jeu à ces fins biologiques apparaissent donc considérables. Toutefois, *le cycle d'utilisation du calcium par les mollusques peut être considéré comme fermé sur la majeure superficie du lac.* En effet C. LEVEQUE - 1972 - fait remarque que, dans la partie méridionale, les coquilles mortes (ainsi d'ailleurs que les squelettes de poissons) sont très peu nombreuses et corrodées : elles sont redissoutes par les eaux après la mort des animaux. Par contre, dans la moitié septentrionale et plus particulièrement au nord de la latitude de la Komadougou, des amas de tests morts, peu corrodés, sont fréquemment récoltés, alors qu'en revanche les mollusques benthiques vivants sont peu abondants. Ces observations concordent avec la répartition des pH, et en particulier avec celle des valeurs supérieures à 8,3 (fig. 42).

L'influence de cette activité biologique sur les variations de la composition cationique des eaux est difficile à définir mais ne peut être sans conséquences.

Les quantités de calcium cristallisé représentent *une forte « capacité tampon », stabilisant les quantités dissoutes par le jeu des mécanismes de cristallisation-dissolution qui tendent à se compenser.*

En revanche, l'importance de la demande en calcium eu égard à la quantité dissoute dans le lac, ou apportée annuellement, semble susceptible de provoquer des variations interannuelles, en cas de croissance ou de diminution de la biomasse consécutive aux fluctuations du niveau des eaux, notamment en cas de baisse au-dessous de 281 m. La croissance saisonnière des mollusques, plus rapide en eaux chaudes, doit entraîner une absorption plus élevée du calcium d'avril à octobre, dont en particulier pendant l'étiage.

Une absorption de calcium devrait entraîner une augmentation des proportions de sodium, mais aussi de magnésium et de potassium. Or, ces deux derniers cations ne montrent pas une telle évolution, excepté pour les salures les plus élevées. Ces observations contribuent à démontrer que, même dans les régions de faibles salures où les pertes relatives devraient être les plus apparentes, l'absorption du calcium par les animaux ne représente pas le phénomène déterminant de la modification des compositions. On peut cependant penser que la forte perte en calcium, observée pour des concentrations globales en cations de 9 à 12 me/l, correspond à des caractéristiques hydrochimiques pour lesquelles les mollusques peuvent encore se développer, tandis qu'elles ne permettent plus aux coquilles mortes d'être remises en solution.

4.1.2. Absorption par la flore.

Les végétaux aquatiques, unicellulaires (essentiellement les diatomées) et supérieurs, jouent un rôle important dans l'élaboration de la matière organique ou le stockage et la sédimentation biochimique de certains ions.

A. *Les diatomées.*

Les diatomées, algues unicellulaires à test siliceux, contribuent largement à la régulation de la silice dissoute dans le lac Tchad car abondant actuellement dans les eaux, leurs frustules se retrouvent en quantités considérables dans les sédiments du fond.

Outre les caractéristiques physico-chimiques du milieu, un des principaux facteurs de leur conservation semble être la structure chimique des tests sur laquelle les opinions sont très diverses. Les teneurs en silice varient de 50-60 % à 10-20 % (LEWIN J.C. et GUILLARD R.L. - 1963 -). DESIKACHARY (1961) pense que la structure est apparentée à celle du quartz, même chez les diatomées vivantes. GELOW (1963) partage cet avis pour certaines espèces mais admet pour d'autres l'existence de silice amorphe (opale : $SiO_2.H_2O$), où il voit la raison de la diversité de conservation des frustules. D'après J.C. LEWIN (1961), le silicium à l'intérieur des parois serait étroitement associé à des liaisons organiques. Il a montré que la cellule vivante fixe à sa surface des ions métalliques (Fe, Al, Be...) qui constituent une couche protectrice contre la dissolution. En fait l'épaisseur des parois, très variable, est un facteur important de conservation.

D'après G. BARASCHOW (1959), les diatomées élaboreraient à peu près la moitié de l'ensemble de la matière organique qui se forme annuellement dans les océans, les lacs et les eaux continentales en général. Cependant, dans le lac Tchad, le rapport moyen des teneurs en carbone et en azote de la matière organique, de 10, fait apparaître la part prépondérante des macrophytes dans la constitution de la matière organique et les conclusions de BARASCHOW ne sont pas valables ici.

En conclusion, il faut remarquer, au stade de la présente étude sur le lac Tchad, que la quantité de silice stockée dans les diatomées vivantes, le taux de sédimentation actuel et la conservation totale ou partielle des tests requièreront, pour pouvoir être évalués, la poursuite des études quantitatives entreprises.

B. *Les végétaux supérieurs.*

Les éléments minéraux sont absorbés par les plantes à l'état d'ions, libres ou insérés dans des complexes organiques (chélats), ou encore, à partir de colloïdes (complexes argilo-humiques) sur lesquels ils sont adsorbés. L'absorption végétale est sensible à de nombreux facteurs qui tiennent à l'organisme absorbant et à l'environnement.

Le tableau XXIV indique les résultats d'analyses chimiques des principaux végétaux du lac Tchad, founis par C. LEVEQUE. Il est ainsi possible d'évaluer approximativement un ordre de grandeur des quantités d'éléments stockées par les végétaux dans le lac. Les différentes proportions d'espèces, ainsi que les proportions de racines, de tiges, de feuilles et d'inflorescences ne sont évidemment pas connues. Aussi, une fois écartées les valeurs extrêmes, sont seuls définis les intervalles de variation des pourcentages des teneurs en éléments par rapport au poids sec total :

$Ca = 0{,}1$ à 1 %, $Mg = 0{,}1$ à 0,4 %, $K = 0{,}3$ à 3 %, $Na = 0{,}01$ à 0,4 %, $SiO_2 = 0{,}3$ à 17 %.

Les résultats ont été exprimés par rapport au poids sec afin de faciliter l'estimation des quantités d'ions stockées dans l'ensemble du lac. Il existe 2 000 km^2 d'îlots-bancs, auxquels il convient d'ajouter environ 500 km^2 de franges littorales et insulaires. En estimant le poids total des végétaux secs de 5 à 15 kg/m^2, on évalue ainsi la biomasse végétale dans le lac entre 10 et 40 millions de tonnes. Il est difficile de chiffrer la production annuelle de végétaux. On peut simplement remarquer que la variation des surfaces végétales est peu importante pour des niveaux du lac oscillant entre 281,5 et 284 m.

Les quantités de chaque ion stockées par les végétaux seraient ainsi comprises entre les limites suivantes (les quantités moyennes de cations dissous sont mentionnées pour mémoire entre parenthèses) :

Ca	=	10 000	à	400 000 t	(1 200 000 t)
Mg	=	1 000	à	40 000 t	(650 000 t)
Na	=	1 000	à	40 000 t	(2 100 000 t)
K	=	30 000	à	1 200 000 t	(900 000 t)
rp^+	=	50 000	à	1 700 000 t	(4 800 000 t)
SiO_2	=	30 000	à	7 000 000 t	(3 000 000 t)

Le sodium est le cation le moins absorbé. Seules les quantités de potassium et de silice absorbées peuvent être du même ordre de grandeur que celles qui sont dissoutes dans le lac, tandis que le calcium puis le magnésium viennent en positions intermédiaires.

Ces résultats sont en accord avec les notions classiques de physiologie végétale (CHAMPAGNAT *et al.* - 1973 -). Il s'opère un choix des ions absorbés. Cette sélectivité, qui n'est pas la même pour toutes les plantes, se manifeste par une réticence à l'égard du sodium et une absorption relativement intense du potassium. Une transpiration active facilite l'absorption de l'eau ainsi que celles des ions dissous. Les périodes de croissance intense correspondent à des prélèvements massifs de potassium et de phosphore, sels minéraux impliqués dans les divisions cellulaires. Au contraire, lorsque le végétal vieillit, l'absorption se ralentit ; il peut y avoir sortie d'ions (exsorption) de la racine. D'une façon générale les plantes qui vieillissent, s'enrichissent en calcium et s'appauvrissent en potassium et phosphore. L'appauvrissement en potassium et l'enrichissement en calcium sont nets dans la tourbe récente (tableau XXIV). *Des ions, calcium en particulier, et des quantités importantes de silice sous forme d'opale (SiO_2, H_2O), peuvent ainsi y être stockés.* Il est difficile de concevoir que cette silice puisse être ultérieurement redissoute. On la retrouve notamment sous forme de *phytolites*, parfois très abondants, dans les sédiments actuels et anciens du lac.

Les végétaux aquatiques doivent ainsi jouer un rôle très important dans les modifications de salures et dans la régulation saline du lac. En effet, les complexes organiques (chélats) et autres débrits organiques, créés par la décomposition de végétaux, ne restituent pas la totalité des ions absorbés au cours de la vie de ceux-ci. Les éléments ainsi piégés varieraient sensiblement en fonction de l'espèce végétale. Mais *le rôle de cette matière organique* serait lié surtout à sa capacité d'adsorption très élevée. Cet aspect des phénomènes sera à nouveau abordé, au paragraphe 4.3.3., à l'issue des discussions et des estimations sur les interactions avec les argiles.

Tableau XXIV

Teneurs en éléments minéraux des principales plantes aquatiques du lac Tchad par rapport à leur poids sec (24 h à 110° à l'étuve) - Analyses sur cendre -.

Lieu	Espèce	Partie de la plante	Teneurs en % poids sec						
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	P	S	SiO_2
Nguigmi	Typha	Tiges	0.54	0.23	0.24	2.12	0.226	0.035	0.04
		Feuilles	1.02	0.30	0.40	2.27	0.122	0.053	0.30
		Inflorescences	1.12	0.34	0.06	1.47	0.309	0.157	0.17
Nguigmi	Phragmites	Feuilles	0.24	0.12	0.01	1.84	0.164	0.165	6.58
		Inflorescences	0.49	0.26	0.03	0.54	0.336	0.079	11.25
		Tiges	0.06	0.06	0.03	2.13	0.144	0.037	2.77
Bol	Cyperus	Tiges	0.28	0.08	0.09	0.98	0.105	0.030	3.55
		Inflorescences	0.27	0.07	0.05	0.67	0.080	0.065	9.34
		Racines	0.38	0.22	0.11	0.78	0.180	0.097	9.47
Bol	Vossia	—	0.12	0.10	0.02	0.90	0.137	0.062	8.50
Bol	Typha	Feuilles	0.70	0.22	0.28	1.71	0.109	0.119	1.07
		Inflorescences	0.81	0.40	0.10	1.63	0.309	0.209	0.47
Bol	Potamo	—	1.78	0.90	0.38	2.90	0.557	0.160	3.59
Bol	Ceratophylum	—	0.52	0.78	0.36	4.09	0.696	0.198	4.58
Bol	Cyclo	—	0.91	0.34	0.18	3.35	0.255	0.070	2.42
Bol	Phragmites	Feuilles	0.75	0.18	0.01	0.72	0.134	0.199	22.40
		Tiges	0.05	0.02	0.01	0.31	0.045	0.025	2.77
		Racines	0.45	0.25	0.04	0.34	0.184	0.135	19.07
Bol	Tourbe récente	—	1.38	0.26	0.03	0.11	0.172	0.240	17.48

Il convient de souligner que les modifications des compositions ioniques ont lieu également dans des régions dépourvues de végétation, telles par exemple dans les Eaux-libres méridionales. D'autre part, les modifications sont différentes dans la Grande Barrière, la zone sud-est et l'Archipel du nord-est où la végétation abondante est cependant sensiblement la même.

De plus, trois types d'influence physiques de la végétation agissent sur les salures :

— La tourbe actuelle, souvent flottante à la base des colonies de macrophytes, joue un rôle de mèche, non sélectif pour les éléments minéraux dissous. Cette action doit néanmoins devenir temporairement sélective par le jeu des cristallisations en étiage et des dissolutions pendant la saison des pluies et la crue.

— La végétation sur laquelle se déposent les matières argileuses augmente la surface de contact de celles-ci avec l'eau et favorise ainsi les phénomènes d'interactions entre les deux phases.

— Les îlots-bancs restituent les eaux avec un certain retard lorsque celles-ci se déplacent en masse, et favorisent alors le mélange des eaux. De légères différences de salures peuvent être constatées en aval des îlots-bancs par rapport au sens du courant.

4.2. Précipitation de carbonates.

La diminution relative des teneurs en calcium et l'augmentation simultanée des autres teneurs qui se réalisent dans le nord du lac et à l'extrémité des bras les plus minéralisés du Golfe d'Iseirom, ou simplement la diminution des concentrations en calcium, malgré l'effet constant de l'évaporation, dénote une précipitation de carbonate de calcium.

Sur la plus grande superficie du lac, les teneurs en carbonates des vases et des argiles prélevées en surface ou en profondeur sont généralement nulles (B. DUPONT - 1970 -), semblant confirmer qu'il n'y a pas précipiration de carbonates sur la majeure superficie du lac, comme permettent de le supposer les caractéristiques physico-chimiques des eaux. Par contre, dans les Ilots-bancs et l'Archipel du nord, où le pH est supérieur à 8,3 (fig. 42), les teneurs en carbonates des sédiments sont comprises entre 1 et 5 %. Dans ces régions, de nombreux blocs et granules d'argile sont enrobés d'un encroûtement de calcite de très faible épaisseur qui présente un plus grand développement sur les végétaux situés à l'extrémité de certains bras inondés ou asséchés où ils enrobent des tiges et des feuilles de végétaux aquatiques, prennant alors l'aspect de tufs calcaires (A. ILTIS et M.A. ROCHE - 1967 -, B. DUPONT - 1970-).

De telles observations confirment la précipitation de carbonate de calcium, mise en évidence dans ces régions septentrionales par les variations de la composition des eaux, et sont en accord avec la conservation des coquilles mortes de mollusques (aragonite). Il est à souligner que l'augmentation relativement faible des proportions en magnésium traduit également une perte de ce cation et sa précipitation éventuelle sous forme de carbonates serait à préciser par une étude minéralogique. Quoi qu'il en soit, *les proportions de carbonates dans les sédiments ne paraissent pas suffisantes*

pour pouvoir expliquer à elles-seules les pertes de calcium que traduit l'évolution des teneurs cationiques et le bilan salin.

4.3. Phénomènes d'intéraction avec les minéraux argileux.

Les discussions énoncées aux deux paragraphes précédents permettent de conclure que :

— l'utilisation d'ions et de silice à des fins biologiques peut entraîner, en régime normal, une modification pluriannuelle notable des salures mais que cette absorption interfère avec d'autres phénomènes aux conséquences plus marquées ;

— les précipitations de carbonates de calcium, quantitativement limitées, sont surtout cantonnées à l'extrême nord et au fond des bras du Golfe d'Iseirom.

Ainsi, les modifications observées sur la plus grande superficie semblent devoir être rattachées aussi à des phénomènes d'interactions des ions dissous avec les argiles et la matière organique, en suspension et sédimentées.

D'après P. CARRE (1972), les matières solides en suspension déversées dans le lac par le Chari-Logone sont composées essentiellement de kaolinite $Si_2Al_2O_5(OH)_4$, d'un peu d'illite $K_{0,5}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}Al_2(OH)_2$ et de montmorillonite $(Si_{4-x}Al_x)(Al_{2-y} - R_y)\,O_{10}(OH)_2\ (x + y)\ CE, nH_2o$, de quartz, de traces de feldspaths et de calcite. Le logone apporte en outre un peu de gibbsite γ Al $(OH)_3$. L'apport annuel d'argiles, qui représentent 50 à 70 % de l'apport total en suspension, est de l'ordre de $1{,}5.10^6$ tonnes, dont 60 % de juin à septembre. Le fer réactif (dissous et particulaire, mis en solution avec HCl) représente 4 % de la charge solide (J. LEMOALLE - 1974 -).

D'après B. DUPONT (1970), les minéraux argileux qui composent les divers types de vases et les argiles sont du même groupe, quelle que soit la zone ou la profondeur dans le dépôt : « l'analyse diffractométrique montre que la montmorillonite est toujours largement dominante et bien cristallisée. La kaolinite et l'illite n'existent qu'en très faible quantité ou à l'état de traces ». Les oolithes et pseudo-oolithes ferrugineuses, sédimentées dans les régions méridionales, ont également un noyau d'argile. Leur analyse, par diffraction des rayons X, indique que la montmorillonite est importante ainsi que la goethite. Les raies de la kaolinite, du quartz et de la calcite apparaissent également. Le cortex apparaît sous la forme d'une trame siliceuse poreuse, une fois le fer libéré par attaque à l'acide chlorydrique. Toutefois, C. CHEVERRY et R. SAYOL (1971) mentionnent, d'après les analyses semi-quantitatives (rayons X), les proportions respectives des minéraux argileux dans les matériaux superficiels récents des polders de Bol (voir fig. 95) asséchés depuis une quinzaine d'années : 6 à 7/10 de montmorillonite, 2 à 3/10 de kaolinite et 1/10 d'illite. Dans les argiles fissurées sous-jacentes (Holocène), la dominance de la montmorillonite (4/10) sur la kaolinite (3/10) et l'illite (3/10) est faible.

Les proportions différentes des minéraux argileux apportés et sédimentés, ainsi que les modifications des teneurs ioniques des eaux, conduisent à discuter plusieurs hypothèses sur l'existence, dans le lac, de phénomènes géochimiques particuliers:

- la kaolinite apportée par le Chari s'y dégrage,
- des montmorillonites y sont néoformées,
- l'adsorption de cations par les argiles est importante.

Bien que la réalité de telles hypothèses ne puisse être confirmée que par une étude approfondie de la géochimie des argiles, menée conjointement à celle des salures des eaux, les données disponibles permettent d'ores et déjà de dégager les éléments de réflexion suivants.

4.3.1. Hypothèse d'une dégradation de la kaolinite.

Le fait que les analyses révèlent peu ou pas de kaolinite peut conduire à penser que ce minéral est dégradé dans le lac. B. DUPONT et J. LEMOALLE (1971) soulignent qu'on s'éloigne progressivement, avec l'augmentation de la salure et du pH des eaux, du domaine de la stabilité de la kaolinite, pour passer à celui où la montmorillonite est thermodynamiquement stable. Cependant, la destruction peu fréquente de la kaolinite et les proportions non négligeables de ce minéral dans les sédiments récents des polders, incitent à la prudence.

Dans l'hypothèse d'une dégradation de toute la kaolinite, environ 700 000 t de silice et 600 000 t d'alumine supplémentaires seraient libérées et disponibles.

Avant de conclure définitivement sur la dégradation partielle de la kaolinite, il conviendrait auparavant de mieux évaluer les quantités relatives de ce minéral dans les argiles déversées, en suspension, et sédimentées dans le lac. Par ailleurs, le tonnage annuel de kaolinite apporté au lac pourrait être comparé au tonnage maximum annuel d'argiles susceptibles d'être néoformées avec les ions perdus dans le lac. Une telle approche sera tentée au paragraphe suivant.

4.3.2. Néoformation de montmorillonites.

La montmorillonite (B. DUPONT - 1970 -) constitue le minéral argileux dominant des fonds du lac. Les faibles quantités apportées par le Chari paraissent insuffisantes pour assurer une telle sédimentation. On est ainsi conduit à penser que ce minéral est néoformé dans le lac même.

Une première remarque s'impose : la simple analyse des argiles aux rayons X ne permet qu'une détermination sommaire des espèces minérales. C'est pourquoi il paraît préférable, compte tenu des données disponibles, de se limiter à parler d'argiles du groupe des montmorillonites au sens large. Il va de soi que des analyses complémentaires devront préciser les espèces minérales et leur répartition spatiale.

Sur un plan général, d'après G. MILLOT (1962), des minéraux tels que la stévensite (montmorillonites incluant du magnésium dans leur réseau cristallin), et aussi l'attapulgite et la sépiolite, peuvent être néoformés dans des bassins où l'évaporation domine sur les apports d'eau et où la silice, l'alumine et le magnésium sont concentrés. Plus le milieu est confiné et éloigné des apports, plus le minéral qui y prend

naissance est magnésien. L'hypothèse la plus probable est que les tétraèdres de silice se fixent progressivement sur les couches octaédriques naissantes. Y. TARDY (1969) montre également que l'évolution des compositions hydrochimiques des nappes souterraines sous climat tropical humide est partiellement liée à la néoformation de mont-montmorillonites dans les marécages de bas de pente.

Dans le lac, les montmorillonites des oolithes ferrugineuses pourraient fort bien être le pôle ferrique de ce groupe, c'est-à-dire *la nontronite* $(Si_{4-x}\ Al_x)\ Fe_2^{3+}\ O_{10}\ (OH)_2\ CE_x$, *ou tout au moins des espèces intermédiaires de la série nontronite-beidellite* $(Si_{4-x}\ Al_x)\ Al_2O_{10}OH_2CE_x$. D'après J. LEMOALLE (1969), les concentrations en fer soluble diminuent fortement de 2 à 0,1 mg/l dans le lac pour des teneurs totales en cations de 1,2 à 1,8 me/l. Environ 10^5 tonnes/an de fer réactif (en solution et en suspension) sont déversées par le Chari (J. LEMOALLE - 1974 -). *Elles doivent sédimenter essentiellement dans la moitié méridionale*, en particulier dans la région des oolithes ferrugineuses. *Il est probable que le magnésium prend ensuite le relai du fer dans la constitution des réseaux cristallins, avec néoformation de montmorillonites magnésiennes* $(Si_{4-x}\ Al_x)\ (Mg_{3-y}\ R_y^{++})\ (OH)_2\ O_{10}\ CE_{(x+y)}$ *peut-être jusqu'au pôle magnésien que représente la stévensite* * $Si_4\ O_{10}\ (OH)_2\ Mg_{3-x}\ CE_x$.

Quelles quantités d'argiles peuvent être néoformées à partir des éléments minéraux perdus par les eaux dans le lac ? Quelles proportions représentent-elles par rapport à $1{,}5.10^6$ tonnes de kaolinite déversées chaque année ?

Avant de répondre à ces questions, nous devons souligner plusieurs points :

— Les espèces minérales et leurs formules chimiques constituent une des données de base mal connues du problème. Toutefois, si l'on définit divers minéraux susceptibles d'être néoformés, on aboutit néanmoins à un intervalle de valeurs intéressant.

— En se basant sur les quantités d'éléments sédimentées, on estime les quantités d'argiles par excès car :

. ces premières ne sont pas utilisées entièrement dans ces néoformations, c'est en particulier le cas de la silice dont on a déjà mentionné la sédimentation biochimique (tests de Diatomées, phytolites de Phragmites, ...) et physico-chimique (cortex d'oolithes ferrugineuses, ...) ;

. on préjuge de la disponibilité des autres éléments nécessaires à l'édification des réseaux cristallins. Notamment, on ne connait pas la quantité d'aluminium

---

* Il faut remarquer que TARDY Y., CHEVERRY C., FRITZ B. (1974) confirment la néoformation d'un interstratifié vermiculite-montmorillonite magnésien $(Si_4)\ (Al_{0,51}^{3+}\ Mg_{1,90}^{2+}\ Fe_{0,16}^{3+})\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,02}\ Na_{0,13}\ K_{0,02}$, conduisant à un enrichissement relatif en montmorillonite en fonction de l'accroissement des salures, dans les cuvettes interdunaires évoluant dans la voie alcaline carbonatée sodique, analogues à celle du lac. La montmorillonite ferrifère originelle reste stable lorsque l'évolution se réalise dans la voie saline neutre sulfatée sodique. Les eaux du lac à Bol (pH 7,5, $rp^+ = 1{,}4$ me/l, $SiO_2 = 50$ mg/l) définissent un milieu où la montmorillonite alumineuse et ferrifère est stable. Par contre, les eaux d'une mare résiduelle (pH 9,3, $rp^+ = 50$ me/l, $SiO_2 = 150$ mg/l), à pH et teneurs en silice du même ordre de grandeur mais contenant trois fois plus d'ions que les eaux les plus minéralisées du lac, constituent un milieu où la montmorillonite magnésienne est stable. Dans de tels milieux pourraient se former successivement : nontronite, beidellite ferrifère, saponite, stévensite.

disponible. Dans ces eaux, les concentrations en Al^{3+} dissous devraient toutefois rester inférieures à 0,1 ou 0,2 mg/l. La gibbsite, repérée en faibles teneurs dans les suspensions déversées dans le lac, représente une source potentielle d'aluminium. La kaolinite contient évidemment de fortes quantités de cet élément mais il n'en est volontairement pas tenu compte dans cette démarche. Quoi qu'il en soit le fer, le magnésium, certains éléments en traces sont capables de se substituer à l'aluminium.

Le fer déversé dans le lac (J. LEMOALLE - 1974 -) pourrait contribuer à la formation de 4.10^5 à 5.10^5 t/an de nontronite et le magnésium piégé à 2.10^5 t/an de stévensite ou de saponite. Toutefois, la quantité totale maximale d'argiles susceptible d'être néoformée peut être calculée avec la silice, élément minéral le plus piégé dans le lac. Les $0,9.10^6$ tonnes de silice annuellement perdues par les eaux seraient capables de néoformer $1,5.10^6$ t/an de montmorillonite ($Si_4\ Al_2\ O_{10}\ (OH)_2\ n\ H_2O$).

Ces estimations sommaires montrent que les quantités de kaolinite sédimentées ($1,5.10^6$ t/an) devraient être égales aux quantités d'argiles néoformées et même, compte tenu des remarques préliminaires, être nettement supérieures. Ces observations ne sont pas en accord avec les proportions décelées dans les sédiments où la kaolinite représente entre quelques pourcents (B. DUPONT - 1970 -) et 30 % (C. CHEVERRY *et al.* - 1972 -) des argiles. *Il semble donc ressortir une dégradation de la kaolinite. Dégradation qui diminuerait les proportions de ce minéral, tout en augmentant les quantités de silice et d'alumine disponibles pour la néoformation des nouvelles espèces minérales.*

4.3.3. Adsorption de cations par les argiles.

Outre une intégration de cations au réseau cristallin, la néoformation de montmorillonites entraîne en permanence la création d'une forte capacité d'adsorption entièrement à combler.

L'adsorption est en effet réduite sur les feuillets de la kaolinite où elle est due surtout à des ruptures de liaisons. Dans les montmorillonites et les illites, les substitutions qui se produisent dans la maille cristalline, ont pour conséquence un déficit de valence et fixations de cations sur les feuillets. Dans les illites, des ions Mg ou Fe peuvent remplacer partiellement Al dans la couche octaédrique et surtout des ions Al remplacent partiellement Si dans la couche tétraédrique. Les charges négatives non saturées sont équilibrées par des ions K qui unissent les feuillets les uns aux autres. Il existe donc là une possibilité de pertes du magnésium, par intégration au réseau, et du potassium. Toutefois, cet effet doit rester faible, si l'on considère que les quantités de ce minéral sont minimes. Dans les montmorillonites, les remplacements possibles sont nombreux dans la couche octaédrique où les ions Al peuvent être remplacés partiellement ou totalement par Mg (stévensite), Fe (nontronite), Mn, Zn, Ni... Ainsi, les feuillets ne sont pas électriquement neutres, mais les ions interfoliaires ne sont pas forcément des ions K. *Ce sont des cations échangeables (CE) tels que Ca, Na... et des molécules d'eau.*

Les ions bivalents se fixent plus énergiquement que les ions monovalents. On remarquera que *les quantités de cations piégées dans le lac se répartissent dans le*

même ordre décroissant Ca, Mg, K, Na que le pouvoir de fixation des cations. D'une manière générale, le cation échangeable le plus fréquemment rencontré dans la nature est le calcium. La sélection des cations captés dépend cependant aussi du minéral argileux.

La capacité d'adsorption varie ainsi pour 100 g d'argile, de 3 à 15 me pour la kaolinite, de 10 à 40 me pour l'illite et de 80 à 150 me pour les montmorillonites. D'après B. DUPONT (1970), la capacité d'échange, dans le lac, est voisine de 45 me/100 g pour les sédiments vaseux et de 30 me/100 g pour les sédiments argileux.

A raison d'une capacité d'adsorption de 80 à 150 me/100 g, une quantité de 7 à $3{,}5.10^6$ tonnes d'argiles serait nécessaire pour adsorber les $5{,}5.10^{12}$ me de Ca et K qui disparaissent annuellement des eaux. De même, il faudrait une néoformation de 10 à 5.10^6 tonnes d'argiles pour adsorber les $8{,}3.10^{12}$ me de Ca, Mg et K piégés chaque année. Ces tonnages qui paraissent évidemment très supérieurs à ceux que l'on a pu estimer sommairement au paragraphe précédent (§ 4.3.2.), semblent indiquer que *les argiles ne sont pas les seules matières adsorbantes dans le lac.*

La matière organique, qui est généralement sous forme de complexe argilo-humique ou de débris végétaux dans les sols et les sédiments, *doit jouer un rôle complémentaire important dans l'adsorption des cations.* Outre ce phénomène, on peut concevoir que les éléments absorbés par les végétaux et les animaux retournent en solution lors du vieillissement et après la mort de ceux-ci ou restent liés à la matière organique. Enfin, il conviendrait de rechercher dans les sédiments lacustres d'éventuels minéraux zéolithiques et gels de silice, capables de participer à plus long terme à l'adsorption des cations.

Il peut y avoir non seulement fixation de cations initialement dissous mais aussi, et simultanément, *échanges de cations entre l'eau et l'adsorbant.* Une simple adsorption de cations dissous dans l'eau entraîne, outre une modification des compositions, une diminution de la salure globale, tandis que les échanges n'influent que sur les proportions cationiques. Les deux phénomènes représentent de toute façon pour la solution une perte de l'ion qui est adsorbé. Les modifications de salures fréquemment observées, qui consistent en une diminution des proportions d'un ou de deux cations au profit seulement des proportions d'un autre cation, alors qu'une ou deux proportions restent constantes, sont compatibles avec des échanges entre l'eau et le milieu.

Plusieurs causes peuvent ainsi concourir à la relative stabilité des compositions salines, observée tant sur une grande superficie de la partie septentrionale, que dans le temps si l'on considère l'ensemble du lac :

— L'adsorption est fonction des concentrations respectives du cation dans l'adsorbant et l'eau, mais elle se réalise avec un certain retard qui est fonction de la vitesse d'adsorption. Tandis que le phénomène est presque immédiat sur les feuillets de la kaolinite, sa vitesse apparaît beaucoup plus faible sur les feuillets de la montmorillonite.

— Les échanges entre l'eau et l'adsorbant tendent vers un équilibre car ce dernier se sature peu à peu. Il convient ainsi de souligner, qu'en raison de leur faculté

d'échange ionique, les matières argileuses et organiques jouent *un rôle de capacité tampon pour les teneurs cationiques.*

— *La perte relative en ions dissous* est naturellement plus intense pour les solutions diluées que pour les solutions concentrées ; elle *tend ainsi à décroître lorsque la salure globale croît par évaporation.*

5. ÉVALUATION DES PERTES EN ÉLÉMENTS MINÉRAUX ET EN EAUX PAR INFILTRATION ET ABANDON SUPERFICIEL LITTORAUX.

5.1. Estimations antérieures.

A. BOUCHARDEAU (1958) a estimé les pertes en eau par infiltration par un bilan salin sommaire de la forme $Qe\ Se = Q_o\ S_o$. Le débit et la salure des eaux quittant le lac sont respectivement représentés dans cette équation par Qe et Se, ceux des eaux du Chari par Q_o et S_o. L'équation signifie qu'il sort du lac autant de sels qu'il en entre. Manquant alors d'information sur les teneurs ioniques, il estimait que les pertes par infiltrations côtières devaient être comprises entre 5 et 20 % des apports du Chari. P. TOUCHEBEUF (1966), admettant que les eaux s'infiltrent dans les rives avec des salures voisines de 400 mg/l, évaluait ces pertes à 10 %. Par la suite une meilleure estimation de cette valeur pu être réalisée, en mesurant réellement la concentration moyenne sur l'ensemble du front côtier (M.A. ROCHE - 1970 b -). Les pertes pouvaient être ainsi estimées entre 7,7 et 9,5 % des apports liquides. Ces pertes par infiltration étaient alors évaluées par excès en raison des pertes en ions par sédimentation, encore non chiffrées, dans le lac même. Il est maintenant possible de tenir compte de ce facteur.

5.2. Nouvelle estimation.

— Les observations faites de 1962 à 1970 permettent d'affirmer que les salures restent stables et que, chaque année, les quantités d'ions infiltrées dans les rives, W_e^a (tableau XXII), sont égales aux quantités déversées dans le lac, W_o^a, diminuées de celles qui y sont piégées, W_s^a, soit :

$$W_e^a = W_o^a - W_s^a$$

Il vient (cf. p. 220) :

$$W_e^a = W_o^a - W_o^a \left(1 - \frac{Sl\ S_o^a x}{Slx\ S_o^a}\right)$$

et

$$V_e^a\ S_e^a = V_o^a\ S_o^a \left(\frac{Sl\ S_o^a x}{Slx\ S_o^a}\right)$$

Par rapport aux apports globaux, les volumes évacués marginalement chaque année peuvent ainsi être exprimés par :

$$\frac{V_e^a}{V_o^a} = \frac{Sl\, S_o^a x}{S_e^a\, Slx}$$

S_e^a est la concentration moyenne annuelle sur le front d'évacuation des eaux infiltrées ou abandonnées superficiellement (définie par ROCHE - 1970 b -) :

$$S_e^a = \frac{\Sigma\, S_i^a\, Li}{L}$$

où S_i^a est la concentration moyenne annuelle sur une longueur Li du front d'évacuation et $L = \Sigma\, Li$ la longueur totale du front. Une hypothèse est aussi posée : le débit unitaire sortant est régulièrement réparti sur l'ensemble des rives. Il est évidemment peu probable qu'il en soit réellement ainsi, mais l'erreur entraînée par la mauvaise connaissance des lignes d'évacuation préférentielle n'est pas très importante, comme le montrera le fait de considérer successivement deux grandes régions d'évacuation.

L'expression finale des pertes marginales peut ainsi s'écrire :

$$\frac{V_e^a}{V_o^a} = \frac{Sl\, S_o^a x\, L}{Slx\, \Sigma\, S_i^a\, Li}$$

— D'après les mesures effectuées sur le lac en 1967 et en janvier 1968, il a été possible de définir les salures moyennes Si sur des longueurs de front Li, déterminées sur les cartes au 1/200 000 (fig. 45). Les mesures faites ultérieurement jusqu'en 1970 montrent que ces valeurs ne sont pas justiciables de modifications significatives, si ce n'est de celles entraînées par une amélioration de la corrélation entre la conductivité et la teneur globale en cations (fig. 44).

La teneur moyenne en cations S_e^a sur les 855 km du pourtour du lac a été estimée à 5,30 me/l.

Les rives occidentales et celles du Golfe de Meïnari sont balayées par des courants saisonniers. Les eaux n'y séjournent pas longtemps. Leur minéralisation moyenne annuelle pourrait ainsi y rester constante sans qu'aucun processus de régulation saline ne s'y produise. D'autre part, les cuvettes littorales n'y existent pas ou sont peu développées et les terrains riverains semblent moins favorables à l'infiltration des eaux. C'est pourquoi est considéré le cas extrême où les pertes ne se produiraient que sur le front oriental compris entre Nguigmi et le delta du Chari. La concentration moyenne annuelle en cation S_e^a y est évaluée à 6,55 me/l sur 540 km.

A partir des valeurs Sl = 3,95 me/l, S_e^a = 5,30 et 6,55 me/l, les pertes par infiltrations et abandons littoraux sont ainsi estimées comprises entre 6,1 et 4,9 % des apports fluviaux soit $2{,}6.10^9$ et $2{,}1.10^9$ m^3/an. Les pertes interannuelles par évacuation superficeille ne peuvent représenter au maximum que 0,5 %, en raison de la superficie même des cuvettes littorales par rapport à la superficie du lac.

— On a toujours supposé que les infiltrations n'avaient lieu qu'à travers les rives. Or, les compositions isotopiques de la nappe phréatique riveraine, sur toute son épaisseur dans le Kanem et en surface dans les régions sud-est, ne permettent pas de concevoir une infiltration côtière qui chaque année représenterait une frange littorale d'environ 150 m de large et 60 m d'épaisseur. Des considérations hydrogéologiques

à l'échelle de la cuvette (troisième partie), la nature des fonds, la présence de deux mille îles à berges sableuses ou îlots-bancs à fond sableux, ne permettent pas de réfuter l'hypothèse d'infiltrations généralisées à travers une grande partie de la superficie du lac. Dans ce cas, les infiltrations côtières ne représentent qu'une faible part des pertes. La salure moyenne $S\overset{a}{e}$ des eaux infiltrées est alors sensiblement égale à la salure moyenne Sl des eaux du lac, d'où $\frac{V\overset{a}{e}}{V\overset{a}{o}} = \frac{S\overset{a}{o}x}{Slx}$. Ce qui correspond exactement à l'équation du départ, écrite $Q_o\ S_o = Q\ S$. Les pertes calculées avec $S\overset{a}{o}x = 0{,}131$ me/l et Slx = 1,60 me/l, sont ainsi de 8,2 %, soit $3{,}6.10^9$ m^3/an.

— En conclusion, les pertes par infiltration sont estimées, en tenant compte de la sédimentation chimique dans le lac, comprises entre 4,9 et 8,2 % des apports fluviaux, soit de 4,2 à 7,2 % des apports totaux par les fleuves et les pluies. Ces valeurs correspondent à des volumes infiltrés de 2,1 à $3{,}6.10^9$ m^3/an. L'évaporation consomme ainsi entre 93 et 96 % des eaux (M.A. ROCHE - 1972 b -).

6. ERREURS SUR L'ESTIMATION DES TAUX DE SÉDIMENTATION ET D'INFILTRATION.

Il s'avère difficile de connaître l'erreur sur les différents termes des équations à partir desquelles sont estimées les pertes d'éléments par sédimentation dans le lac et les infiltrations d'eau, et par suite de procéder à un calcul d'erreur complet. Cependant, les recoupements que l'on peut faire pour certains termes (voir § 1.1.), ainsi que la cohérence des résultats semblent indiquer que ces erreurs doivent être relativement limitées.

Dans quelques régions, il n'a pas toujours été possible de prospecter le front réel d'évacuation des sels car le bateau était parfois arrêté par des accumulations d'îles flottantes. Celles-ci barrent l'extrémité de certains bras, sans toutefois arrêter les eaux. Les salures mesurées étaient alors inférieures à celles qui existent sur le front réel d'infiltration d'où une estimation par excès des pertes.

Une évaluation par défaut des pertes d'eau serait due principalement à une sous-estimation de l'apport en sels au lac, en raison de l'apport éolien (première partie, § 5.).

Bien que ces différentes erreurs soient susceptibles de modifier quelque peu les valeurs finales des taux de sédimentation et d'infiltration, les ordres de grandeurs restent néanmoins les mêmes. Considérons pour exemple, l'erreur entraînée par le fait d'admettre que le sodium ne sédimente pas dans le lac. Une sédimentation probable de ce cation entraîne une estimation, par défaut, des quantités d'éléments piégés dans le lac, et par excès, des infiltrations hydriques.

Si y % du sodium déversé est piégé dans le lac, la perte relative devient :

$$Ss\ /\ S' = 1 - (1 - y)\ \frac{S\overset{a}{o}x\ Sl}{Slx\ S\overset{a}{o}}$$

la perte en eau par infiltration :

$$\frac{V_e^a}{V_o^a} = (1 - y)\,\frac{Sl\,S_o^a x}{S_e^a\,Slx}$$ dans le cas de pertes hydriques côtières,

$$\frac{V_e^a}{V_o^a} = (1 - y)\,\frac{S_o^a x}{Slx}$$ dans le cas de pertes hydriques par les fonds du lac.

On peut ainsi calculer, par exemple dans l'hypothèse d'un piégeage de 25 % du sodium dans le lac, les valeurs suivantes qui permettent d'apprécier l'ordre de grandeur de l'erreur possible sur les résultats.

Pertes relative en sodium dans le lac Y	Piégeage dans le lac		Infiltration d'eau	
	rp^+	SiO_2	rives	fonds
0 %	37 %	83 %	4 %	7 %
25 %	53 %	87 %	3 %	5 %

7. CONCLUSION SUR L'ÉVALUATION DE LA RÉGULATION SALINE DU LAC TCHAD PAR SÉDIMENTATION ET INFILTRATION.

La régulation saline du lac Tchad, dont les aspects ont été précédemment décrits, est assurée par deux grands types de phénomènes :

— d'une part, des phénomènes d'interactions avec l'environnement organique et minéral conduisent à un piégeage, à une sédimentation, des éléments dans le lac même,

— d'autre part, une évacuation non sélective des eaux et des sels se réalise par infiltration, à travers les fonds et les rives du lac.

Le bilan salin (tableau XXIII) est à ce sujet riche d'enseignements. Etabli à partir de 7 000 mesures de conductivité et 5 000 dosages ioniques, par planimétrie de cartes de salures, il révèle que les nombres d'années d'apport que représentent les stocks dissous dans le lac (temps de résidence) sont compris entre 16 ans, pour le sodium, et 3 ans, pour la silice. La quantité globale d'ions dissous dans le lac équivaut seulement à 10 ans d'apports.

7.1. Sédimentation des éléments minéraux dans le lac.

On constate que le temps de résidence du sodium dans les eaux du lac est le plus élevé parmi ceux des éléments étudiés. Par ailleurs, le comportement général des éléments dans l'hydrosphère, les phénomènes chimiques qui amènent la modification des salures et leurs régulations, les relations entre le lac et la nappe, ne permettent

guère de concevoir une libération annuelle de sodium dans le lac. Les différences constatées dans les temps de résidence semblent donc bien imputables à une perte des autres éléments. Cette hypothèse est confirmée par le fait que le rapport de la concentration moyenne en sodium dans l'ensemble du lac en mars-avril et en juillet est peu différent de celui que l'on peut estimer, en fonction de l'évaporation, des pluies et des profondeurs, à l'aide d'un modèle mathématique.

On conclut ainsi que *la sédimentation du sodium est faible dans le lac, aussi cet ion peut-il servir de traceur quantitatif de référence pour estimer, par défaut, la sédimentation des autres éléments, ainsi que, par excès, les pertes de sels et d'eaux par infiltration.*

En définissant le sodium comme l'ion x, la perte relative Ss/S' d'un élément subie par une eau depuis son entrée dans le lac s'écrit $Ss/S' = 1 - (S^a_O x\ S/Sx\ S^a_O)$, où S est la salure de l'eau dans le lac et S^a_O la salure moyenne annuelle de l'apport.

Au moins 37 % de l'apport ionique et 83 % de la silice sédimentent dans le lac. Les pertes relatives en Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ sont respectivement de 59, 47, 23 %. Dans l'hypothèse d'une perte de sodium de 25 %, celle des ions serait de 53 % et celle de la silice de 87 %.

Les proportions différentes des minéraux argileux déversés, parmi lesquels domine la kaolinite, et sédimentés, parmi lesquels dominent les montmorillonites, laissent penser qu'il y a *néoformations de montmorillonites dans le lac.* Ces diagénèses peuvent contribuer à la sédimentation de la silice, du fer et du magnésium. Des bilans sommaires, basés sur les quantités d'éléments piégés dans le lac, confirment que la kaolinite doit être partiellement dégradée pour que les proportions de cette argile soient moindres que celles des montmorillonites dans les sédiments. L'évolution des éléments dans le lac laisse présumer que les montmorillonites néoformées seraient ferrifères dans le sud *(pôle nontronite)* et magnésienne dans le nord *(pôle stévensite)* avec des intermédiaires alumineux *(beidellite)*. Une partie de l'alumine apportée sous forme de kaolinite et de gibbsite pourrait contribuer à ces néoformations. En outre, ces néoformations de montmorillonites doivent entraîner *la création permanente d'une forte capacité d'adsorption, assurant un piégeage sélectif des cations*, d'autant plus intense que les salures augmentent. Les bilans sommaires établis montrent cependant qu'une telle capacité n'est pas suffisante pour adsorber tous les éléments perdus par les eaux, impliquant alors la *participation d'autres corps adsorbants.*

Une partie de *la silice*, associée à *du fer* (goethite) et à des montmorillonites, sédimente dans le sud du lac tandis que *la calcite* précipite dans l'extrême nord et certains bras côtiers du sud-est

Il existe en outre *une sédimentation biochimique,*

— du *carbonate de calcium* par les Mollusques et le Ostracodes, dans les régions de fortes salures,

— de *la silice* par les végétaux aquatiques unicellulaires et supérieurs, comme en témoigne l'abondance des tests de Diatomées et des phytolithes de Phragmites dans les sédiments du fond.

Les biomasses végétales et animales ainsi que les argiles et la matière organique constituent en outre une forte capacité tampon susceptible de contribuer à la stabilisation des salures à l'échelle pluriannuelle.

7.2. Pertes en eaux et en éléments minéraux.

Les quantités des différents ions et de silice évacuées sans sélectivité, hors du lac, avec les eaux d'infiltration équivalent au complément de celles qui sédimentent dans le lac : *moins de 63 % des ions et 17 % de la silice gagnent la nappe phréatique.*

Le bilan salin représente une méthode de traçage quantitatif qui seule permet d'estimer les pertes hydriques du lac par infiltration. Le principe considére que les quantités de sels évacuées hors du lac sont égales aux quantités apportées, diminuées de celles qui y demeurent piégées. *Les infiltrations sont ainsi évaluées comprises entre 4 et 7 % des apports hydriques.* Le bilan hydrologique fournit une valeur globale des pertes par évaporation et infiltration de 235 cm/an, c'est-à-dire que la hauteur infiltrée est au plus de 9 à 15 cm/an et la hauteur évaporée au moins de 220 à 226 cm/an.

Quatrième Chapitre

TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL DES MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

Le régime hydro-climatique et la morphologie du lac Tchad laissaient prévoir l'existence d'un mode particulier de circulation des eaux. Les premières mesures détaillées de la conductivité des eaux (fig. 45), effectuées dans l'ensemble du lac en mars-avril 1967 (M.A. ROCHE - 1969 a -), ont mis en évidence l'existence de circulations préférentielles et la possibilité de leur étude par des méthodes basées sur le marquage naturel salin. Des travaux sommaires (A.J. HOPSON - 1968 - M.A. ROCHE - 1969 b -, J.P. CARMOUZE - 1971 -) confirmaient l'intérêt de développer une telle méthodologie (M.A. ROCHE - 1972 b -).

Ce chapitre débute par l'exposé d'un *principe* et d'une *méthode* originale permettant la mise en évidence des mouvements des eaux d'après l'interprétation des variations spatio-temporelles des salures globales. Font suite une détermination détaillée de la *chronologie* et du *sens* des circulations saisonnières dans les trois grandes zones du lac, puis l'estimation des *vitesses* de déplacement et des *volumes* déversés dans la moitié septentrionale. Les *causes* des circulations sont alors discutées. Enfin, un essai d'estimation du *temps de séjour des eaux* dans le lac est tenté en fonction de la concentration des eaux en sodium.

1. PRINCIPE ET MÉTHODE DU TRAÇAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL DU MOUVEMENT DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

1.1. Principe.

Le mouvement des eaux dans le lac est mis en évidence par un ensemble d'interprétations dont les principes sont les suivants :

— *les gradients de salures globales, et les salures elles-mêmes,* caractérisent plusieurs masses d'eau dont la description a été faite au deuxième chapitre (p. 140). L'évolution spatio-temporelle de celles-ci, sur de courtes périodes, permet une détermination sommaire de la dynamique des eaux, très utile à la définition préliminaire de la circulation générale ;

— les déplacements des eaux de salures égales, à des vitesses différentes, déterminent un tracé sinueux, voir même circonvolutionné, des courbes d'iso-concentrations. *La « morphologie » définie par ces courbes* peut ainsi contribuer, dans certains cas, à préciser la dynamique des eaux ;

— l'évaporation intense des eaux entraîne une différenciation spatiale très forte des teneurs globales en ions dissous. *Ces salures marquent les eaux et peuvent être utilisées comme autant de traceurs qualitatifs individuels pour suivre le déplacement de celles-ci dans l'espace pendant un temps déterminé.* Afin de pouvoir repérer l'eau à l'issue de la période considérée, il convient de définir les modifications de salure intervenues, c'est-à-dire :

A. D'estimer régionalement la variation des teneurs globales en ions provoquée,

a) Par l'évaporation et les pluies en fonction des paramètres physiques et climatiques. Deux modèles mathématiques simplifiés peuvent être appliqués selon l'époque de l'année :

$$rp_2^+ = rp_1^+ \exp. \frac{E-P}{H} \quad \text{et} \quad rp_2^+ = rp_1^+ \frac{H}{H-(E-P)}$$

dans lesquels rp^+ est la salure globale ou la conductivité, H la hauteur d'eau et E—P la hauteur d'évaporation diminuée de la hauteur de pluie. La démonstration de ces modèles fera l'objet du paragraphe 1.2.2.

b) Par les gains ou pertes spécifiques aux différents ions. Il est difficile de déterminer, dans chaque région, la nature des modifications de compositions observées. Globalement, il s'agit de pertes qui tendent donc à diminuer l'effet de l'évaporation. D'éventuels échanges ioniques ne font pas varier sensiblement la salure globale. La variation provoquée par l'évaporation reste prédominante car les pertes ne se réalisent pas totalement au cours de l'intervalle de temps de deux mois pris en considération. Enfin, le très grand nombre de données concernant la salure globale permet, par ailleurs, une détermination spatio-temporelle beaucoup plus précise des mouvements des eaux.

B. De connaître les autres causes qui interviennent dans certaines régions dans la répartition des salures. Il s'agit des quantités et des qualités variables des eaux d'alimentation, qui se trouvent ainsi identifiées dans les régions proches des débouchés.

En pratique, ces déterminations spatiales ont été faites par superposition de deux cartes de salures globales tracées à deux mois d'intervalle, en moyenne, (fig. 48). Une flèche permet de concrétiser le déplacement d'une portion de courbe d'iso-concentration, c'est-à-dire en fait d'une eau de salure donnée, après avoir évalué, suivant les régions, *le rapport des concentrations au cours de la période* (cf. § 1.2.). En procédant de proche en proche, on peut déterminer l'ensemble des mouvements dans les régions où les salures ont été mesurées.

— Enfin, on s'est basé également sur *la variation des salures des eaux d'alimentation* qui, avec l'estimation des volumes déversés, permet une certaine délimitation de celles-ci, essentiellement dans la moitié méridionale du lac.

Selon un principe identique d'évaluation du rapport de concentration, les variations mesurées aux stations d'observation permettent de préciser la chronologie des phénomènes observés spatialement. Elles permettent aussi de compléter éventuellement l'interprétation des cartes de salures, en précisant l'origine puis le sens du déplacement aux alentours de la station. Les mélanges des eaux qui accompagnent les translations en masse peuvent cependant influer sur les concentrations.

— Ces mélanges sont dus essentiellement à des vitesses et à des directions de déplacement différentes sur une même verticale, en particulier sous l'action des vents, puis à une homogénéisation rapide par les vagues et les convections thermiques. Même sous l'influence directe des vents, il est classique que les vitesses soient plus faibles à proximité du fond que dans la partie supérieure d'une section (parabole des vitesses).

— Lorsqu'une eau se déplace d'une région à une autre, elle se mélange partiellement avec celle qui s'y trouvait auparavant. La résultante de ces mélanges peut être une augmentation ou une diminution de salures selon que les eaux préexistantes étaient plus ou moins salées que les nouvelles. Les déplacements latéraux à vitesses variables, en particulier en bordure des rives insulaires circonvolutionnées et frangées de végétation doivent favoriser ce type de mélange. De légères différences de salures, parfois constatées à proximité immédiate d'îlots-bancs, indiquent de même que ceux-ci restituent les eaux avec un certain retard lorsqu'elles se déplacent en masse. Les eaux ainsi restituées sont toujours plus minéralisées que les nouvelles.

— Enfin, des mélanges latéraux peuvent aussi se réaliser par turbulence, sur une bande étroite, lorsque deux courants convergent l'un vers l'autre.

Notons donc que toute la méthode repose sur le postulat selon lequel la distribution des vitesses de déplacement des eaux est peu différente des vitesses de déplacement des ions en solution. Ou tout au moins, les écarts entre les deux distributions ne sont pas significatifs à la précision des mesures de conductivité près, c'est-à-dire 1 % relatif environ. Ceci implique que les constantes de temps des phénomènes de diffusion et de diffusion turbulente sont de plusieurs ordres de grandeurs supérieures aux temps de résidence des eaux dans les différentes régions du lac.

1.2. Estimations des variations de salure par influences climatiques.

1.2.1. Présentation du problème.

La variation de salure d'une masse d'eau unitaire dans le lac est fonction du taux des pertes et des apports atmosphériques (évaporation et pluies), du temps d'exposition et de sa surface d'exposition. En fait, le problème posé revient à *estimer la variation de salure,* qui peut être une concentration ou une dilution, *pendant un temps déterminé dans différentes régions où les hauteurs d'eau moyennes sont connues.* Le facteur climatique est ainsi la somme algébrique de la hauteur d'eau évaporée et de la hauteur de pluie que l'on admettra de salure nulle. Ce terme est appelé par la suite « évaporation moins précipitation » en saison des pluies, soit E—P, et « évaporation » en saison sèche. Si la hauteur d'évaporation l'emporte sur celle des pluies, il y a augmentation de salure, diminution dans le cas contraire. Pendant l'étude, les hauteurs mensuelles de pluie ont toujours été inférieures ou sensiblement égales à celles qui ont été estimées pour l'évaporation.

1.2.2. Principe et démonstration mathématique des modèles.

L'analyse mathématique du problème est complexe, et, à la limite, il n'est probablement pas possible d'y intégrer tous les facteurs. Aussi sera-t-elle limitée à l'examen de schémas simples et généralement suffisants, car en fait les coefficients de variation de salure recherchés ne sont que des termes correctifs, parfois secondaires, dans la méthode de détermination de la circulation des eaux.

Le schéma de déplacement des eaux le plus simple revient à imaginer *une infinité de volumes unitaires qui tendent, tout en se réduisant par évaporation, à s'éloigner du débouché des tributaires sous la poussée des nouvelles eaux déversées.* Les volumes tendent alors à être refoulés vers les rives où, très réduits, *ils finissent par s'infiltrer* ou par être abandonnés dans les cuvettes littorales. Le déplacement d'une certaine masse d'eau par unité de temps est ainsi proportionnel au débit déversé dans le lac, en admettant que l'évaporation est constante sur l'ensemble du lac. Il est aussi fonction, en chaque site, de la section mouillée. Ce schéma permet de comprendre la répartition générale des salures dont les courbes d'égales valeurs tendent à être effectivement concentriques au delta du Chari et parallèles aux rives.

Si l'on considère une masse d'eau virtuellement isolée, de volume donné, dans une région où l'altitude du fond est constante (valeur moyenne), la variation de sa salure peut être évaluée par deux méthodes différentes dont nous exposons le principe avant de discuter leur validité, fonction de l'époque de l'année.

A. *Modèle à surface variable et hauteur constante.*

Les dimensions de la masse d'eau sont modifiées par *l'évaporation-précipitation* qui *tend à diminuer ou augmenter la hauteur et par la poussée des eaux arrivant dans le lac qui tend constamment à diminuer sa surface et augmenter sa hauteur*

(modèle n° 1, fig. 73 a). On peut imaginer la masse d'eau virtuellement contenue dans un récipient souple, à parois verticales (fig. 73 b). Si la variation de hauteur, consécutive à la poussée des apports, est plus forte que celle qui est due à l'évaporation, la hauteur de la masse d'eau augmente. Si le contraire a lieu, le niveau baisse. Ce niveau correspond en fait à celui du lac qui monte de juillet à décembre, alors que le Chari déverse 85 % de ses apports, et descend de janvier à juin. Nous nous limiterons à l'analyse du cas simple où la hauteur reste constante, ce qui implique que les apports équilibrent les pertes dans le lac et que l'évaporation est supérieure aux pluies. Ce cas théorique correspond sensiblement à la situation moyenne.

La démonstration mathématique du modèle peut être faite de la façon suivante :

Soit un volume unitaire v, de surface s et de hauteur H dans le lac. Soit E—P la hauteur d'évaporation-pluie et K l'intensité correspondante, avec E—P = Kt.

Si H reste constant quand v diminue, s diminue seul. Le débit perdu par la masse liquide s'écrit :

$$q = sK$$

Un débit évaporé q pendant un temps dt correspond à une diminution de volume Hds (fig. 73 b) :

$$H\,ds = -\,q\,dt$$

d'où

$$\frac{ds}{s} = -\frac{K}{H}\,dt$$

en intégrant, l'équation s'écrit sous la forme :

$$\frac{s_2}{s_1} = \exp -\frac{K}{H}(t_2 - t_1)$$

H étant constant

$$\frac{v_2}{v_1} = \exp -\frac{K}{H}(t_2 - t_1)$$

Soit S_1 la salure de v_1 et S_2 celle de v_2.

On a toujours :

$$v_1 S_1 = v_2 S_2$$

et l'on peut finalement écrire :

$$\frac{S_2}{S_1} = \exp \frac{K}{H}t \qquad (1)$$

ou encore en définissant $\gamma_1 = S_2/S_1$

$$\gamma_1 = \exp \frac{E-P}{H}$$

Mentionnons que le taux de variation s'écrit : $\gamma_1 - 1$.

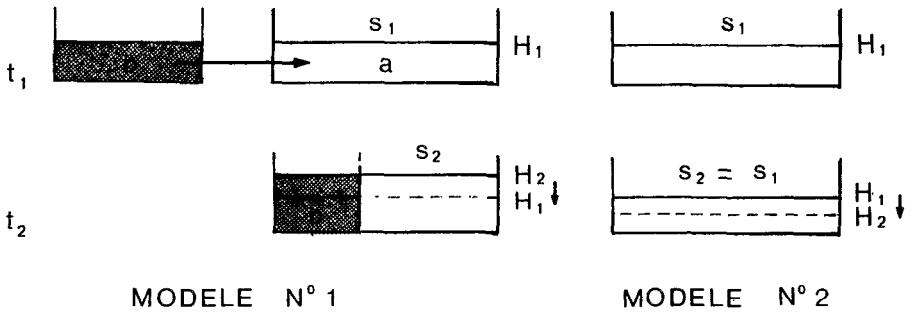


Fig. 73 a : Schémas simplifiés des variations de dimensions d'une masse d'eau virtuellement isolée dans le lac, sous l'influence de la poussée des eaux de crue et de l'évaporation.

Modèle n° 1 : La poussée des eaux (b) arrivant dans le lac tend constamment à diminuer la surface (de s_1 à s_2) et à augmenter la hauteur (de H_1 à H_2). L'évaporation tend à diminuer la hauteur. Si les pertes équilibrent les apports, le niveau tend à être constant. Elles ramènent donc la hauteur de H_2 à H_1 mais la surface demeure s_2.

Modèle n° 2 : La surface ne varie pas, seule la hauteur diminue de H_1 à H_2 sous l'effet de l'évaporation.

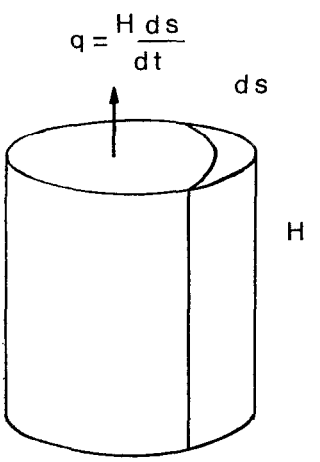


Fig. 73 b : Variation de la surface d'une masse d'eau dont la hauteur reste constante.

B. *Modèle à surface constante et hauteur variable.*

Si les apports fluviaux sont faibles, *la surface varie très peu et seule la hauteur tend à être modifiée sous l'effet de l'évaporation-pluie* (M.A. ROCHE - 1969 a -). La masse d'eau est virtuellement contenue dans un récipient de forme invariable, à parois verticales (modèle n° 2, fig. 73 a).

On peut écrire :

$$v_1 = H_1 \, s \text{ et } v_2 = H_2 \, s$$

et par suite

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{H_1}{H_2}$$

or,

$$H_2 = H_1 - K\,(t_2 - t_1)$$

d'où

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{H_1}{H_1 - Kt} \qquad (2)$$

en posant $\gamma_2 = S_2/S_1$

$$\gamma_2 = \frac{H_1}{H_1 - (E-P)}$$

Le taux de variation s'écrit $\gamma_2 - 1$.

1.2.3. Validité temporelle des modèles.

La validité de ces deux modèles peut être ainsi définie selon les époques de l'année :

— en août et décembre-janvier, les apports fluviaux, équilibrent sensiblement les pertes, le premier modèle pourra être appliqué avec une bonne approximation,

— de septembre à novembre, pendant la montée du niveau, il sera encore utilisé mais fournira des valeurs par excès,

— de février à juillet, pendant la descente du niveau, la valeur réelle sera comprise entre celles que donnent les deux modèles. Le premier donnera des valeurs nettement par défaut, le second par excès puisqu'à aucun moment les apports fluviaux ne sont nuls. Toutefois, les très faibles apports au lac et la baisse importante du niveau, qui correspond sensiblement à l'évaporation, indiquent que la valeur réelle est alors plus proche de celle qui est calculée par la deuxième méthode.

Par simplification mathématique, des coefficients de pondération pourraient être alors adoptés pour chaque équation, selon l'époque de l'année. Cependant, il faut souligner que pour un intervalle de deux mois, la différence entre les valeurs calculées, dans une région déterminée, par les deux méthodes est en fait le plus souvent faible. Compte tenu des autres causes d'incertitude et de la variation spatiale très marquée des salures, le choix de l'une ou de l'autre n'entraîne ainsi qu'une erreur

limitée et sans grande conséquence dans le repérage d'eau après un temps moyen de deux mois.

L'évaluation de la variation sur une période supérieure à deux ou trois mois, dans une région déterminée, devient délicate car les marges d'erreurs croissent alors rapidement.

1.2.4. Les éléments numériques des modèles.

Les éléments numériques, climatiques et physiques, à déterminer pour évaluer la variation de salure sont *les valeurs spatio-temporelles de l'évaporation réelle, des pluies et des hauteurs d'eau régionales.* Ces divers éléments relatifs à 1969-1970 sont regroupés sur la figure 74. Les 53 régions du lac, définies lors du découpage planimétrique (p. 95), ont été regroupées en :

— 3 grandes régions, méridonale, médiane et septentrionale, en fonction de leur latitude, afin de tenir compte de la variation spatiale du climat,

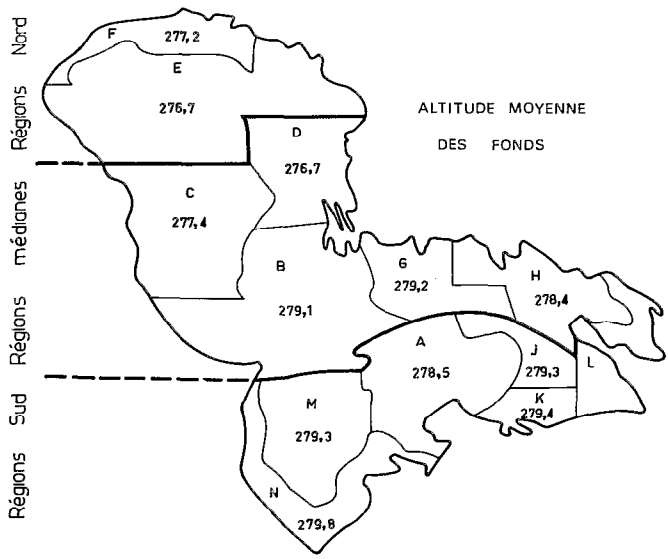
— 11 grandes régions pour les hauteurs d'eau, de façon à ce que les différences de profondeur soient minimales dans une même grande région.

A. *Détermination spatio-temporelle du terme « évaporation-précipitation ».*

Des éléments de discussion ont permis d'admettre que l'ETP représentait la valeur, actuellement disponible, la plus proche de l'évaporation réelle du lac (p. 108). Par ailleurs, il existe un gradient de croissance sud-nord du terme « évaporation-précipitation ». Les moyennes interannuelles de l'ETP et des pluies sont respectivement de 1810 mm et 635 mm à Fort-Lamy, 2160 mm et 325 mm à Bol-Matafo, et 225 mm à Nguigmi où l'ETP n'a pas été mesurée.

Pour tenir compte de ce gradient, les calculs de variation de salure des eaux sous l'effet de l'évaporation et des précipitations sont finalement basés sur les valeurs de l'ETP diminuées des hauteurs de pluies, à Fort-Lamy, Bol-Matafo et Nguigmi (fig. 74). On utilise les valeurs de Bol-Matafo pour les régions médianes ou l'ensemble du lac, les moyennes de celles des deux premières stations pour les régions méridionales, et les valeurs de l'ETP à Matafo diminuées par la hauteur de pluie à Nguigmi pour les régions septentrionales.

Malgré son caractère approximatif, ce procédé d'évaluation du terme E—P permet d'avancer dans l'exploitation des autres données, en attendant des indications plus précises sur les valeurs de l'évaporation et même des précipitations. En contrepartie, il faut souligner que le coefficient de variation des salures γ n'intervient qu'en terme correctif dans l'évaluation des déplacements de grande ampleur.



	1969												1970				\N
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	1969
NORD	15	16	20	22	22	20	17	8	16	19	19	16	16	17	23	25	212
MED.	15	16	20	22	20	15	17	6	13	19	19	16	16	17	23	25	198
SUD	14	15	19	18	18	14	10	3	8	15	17	15	15	17	21	23	166

ETP moins PLUIE

1969				1970	
J	281,80	J	281,18	J	281,48
F	281,69	A	281,01	F	281,40
M	281,61	S	281,09	M	281,27
A	281,48	O	281,23	A	281,08
M	281,34	N	281,32	M	280,96
J	281,22	D	281,41	J	

ALTITUDE MOYENNE DU NIVEAU

Fig. 74 : Éléments de calcul des coefficients de variation des salures en fonction de l'altitude absolue moyenne des fonds (en mètres), de l'altitude du niveau des eaux (en mètres) et du terme évaporation-pluie (en centimètres), en 1969-1970, dans différentes régions du lac Tchad.

B. *Détermination spatio-temporelle de la hauteur d'eau moyenne à une époque donnée.*

La hauteur d'eau moyenne dans une région est la différence entre l'altitude du niveau de l'eau et l'altitude moyenne du fond.

— L'altitude des fonds ayant été déterminée une fois pour toute (fig. 30) par différence entre l'altitude du plan d'eau à Bol et la profondeur locale, nous nous baserons, malgré les légères variations spatiales de niveau, sur les niveaux moyens à cette station (fig. 36).

— Les altitudes moyennes pondérées par les superficies des 11 grandes régions ont été reportées sur une carte (fig. 74). La moyenne des écarts de l'altitude des 53 surfaces élémentaires de planimétrie a été indiquée par rapport à l'altitude moyenne des 11 grandes régions (M.A. ROCHE - 1973 b -).

1.2.5. Valeurs des coefficients de variation de salure.

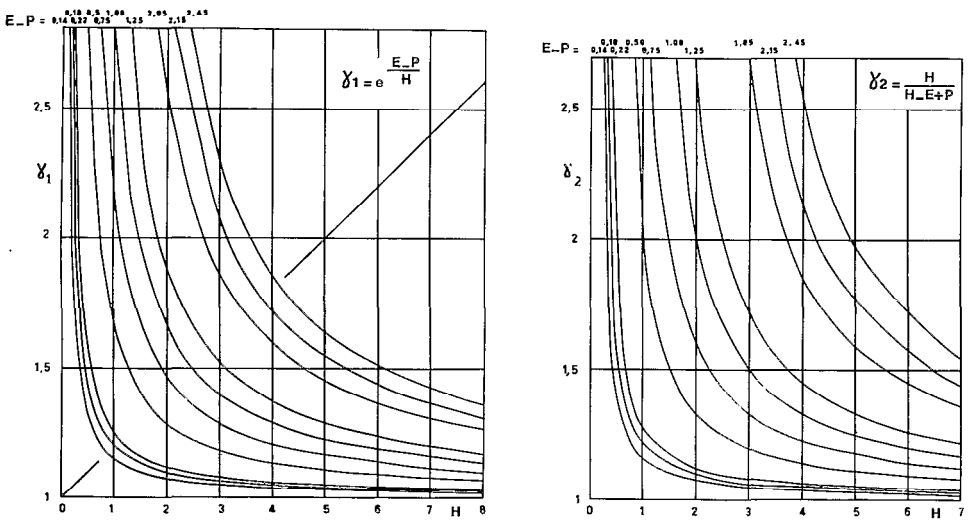
Les valeurs des coefficients de variation de salure en fonction de l'évaporation-pluie $E-P = Kt$ et de la hauteur d'eau H, $\gamma_1 = \exp \frac{Kt}{H}$ et $\gamma_2 = \frac{H}{H - Kt}$, peuvent être déduites directement d'abaques (fig. 75).

Les valeurs régionales de ces coefficients, pour chaque période séparant deux campagnes de mesures, sont présentées sur les cartes à l'aide desquelles sont déterminés les mouvements des eaux (fig. 76). Le terme t a été déterminé en fonction des dates moyennes de passage dans les régions considérées. Les valeurs fournies par l'un ou l'autre des modèles, ou la moyenne des valeurs fournies par les deux, ont été adoptées selon l'époque de l'année, conformément à la discussion du paragraphe 1.2.3. précédent.

2. CHRONOLOGIE ET SENS DES MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

Afin d'éviter un long développement analytique des circulations régionales (M.A. ROCHE - 1973 b -), basé sur l'interprétation des variations spatio-temporelles des salures telles qu'elles ressortent des cartes et courbes présentées au chapitre II, la détermination des mouvements dans une région déterminée, pour une courte période, sera présentée comme exemple. Ensuite la chronologie et le sens des déplacements seront résumés en considérant successivement les zones nord, sud-est et sud-ouest.

Les figures 76 a et b, obtenues par superposition de deux cartes de conductivité tracées à deux mois d'intervalle, se rapportent à l'exemple choisi tandis que la figure 77 illustre l'ensemble de la circulation annuelle. On se rapportera également à la figure 50 a sur laquelle sont délimitées les différentes masses d'eaux.



1 2

Fig. 75 : Abaques d'estimation du coefficient de concentration en sels des eaux en fonction du terme évaporation-pluie E—P (en m) et de la profondeur H (en m).
1 : modèle à surface variable et hauteur constante des eaux ;
2 : modèle à surface constante et hauteur variable.

2.1. Exemple de détermination du mouvement des eaux.

La masse d'eau méridionale commence à se reconstituer avec les eaux de la crue annuelle du Chari qui débute les derniers jours de mai. Cependant, les débits ne deviennent importants qu'à partir de juillet. Les quantités d'eau déversées dans le lac *du 1er juin au 15 juillet, puis du 16 juillet au 11 octobre* (dates moyennes des campagnes), doivent occuper à la fin de ces périodes respectives, après une légère réduction par évaporation, des superficies de même grandeur que celles délimitées alors par les courbes 70 μmhos cm^{-1}. La salure des eaux fluviales décroît de 70 à 47 μmhos cm^{-1}, du 1er juin au 15 juillet. Elle atteint 40 μmhos cm^{-1} le 8 août puis croît et se stabilise momentanément à 52 μmhos cm^{-1} en octobre. La salure moyenne des eaux d'alimentation au cours des deux périodes séparant les observations est voisine de 52 μmhos cm^{-1}.

En juillet, la faible salure des eaux fluviales marque selon une étroite langue, orientée vers la Grande Barrière, la pénétration préférentielle de celles-ci à travers les eaux libres de conductivités supérieures à 75 μmhos cm^{-1}. *En septembre-octobre,* la courbe 55 μmhos cm^{-1} permet de délimiter l'extension minimale des eaux fluviales depuis juillet, lesquelles se sont mélangées partiellement avec les eaux préexistantes puisque, nous l'avons vu plus haut, leur superficie devrait correspondre en fait à celle qui est délimitée par la courbe 70 μmhos cm^{-1}. Ces mélanges tendent à accroître l'importance de la masse méridionale, qui n'en demeure pas moins constituée essentiellement d'eaux fluviales récentes. La tendance constante à l'homogénéisation des eaux peut être encore illustrée par le fait que la superficie délimitée par la courbe 45 μmhos cm^{-1} ne représente, à une saison où l'évaporation est pratiquement compensée par les pluies, que le tiers de la superficie que devraient couvrir les eaux fluviales de conductivités comprises entre 40 et 45 μmhos cm^{-1}, déversées du 10 juillet au 20 août.

De mai-juin à juillet, les courbes d'égales concentrations se décalent vers le nord et l'ouest, depuis le delta du Chari jusque dans la Grande Barrière et la moitié est de la partie septentrionale, d'où la forme en gouttière des courbes en juillet. Ce décalage très marqué, dû à une diminution générale des salures, traduit un déplacement soudain et de grande ampleur des eaux dans ces directions. Le phénomène continue *après juillet* car, *en septembre-octobre*, la morphologie en gouttière et le décalage des courbes sont encore accentués. Dans ces régions, les salures montrent alors leurs valeurs minimales annuelles. Nous verrons cependant, avec les résultats des stations, que cette répartition des salures, telle qu'elle est encore observée *en octobre*, ne correspond plus à cette époque à un déplacement des eaux vers le nord et l'ouest, mais qu'elle est essentiellement héritée des mouvements antérieurs à octobre.

De ces variations, on déduit que les eaux méridionales, intermédiaires et médianes, de salures comprises entre 75 et 350 μmhos cm^{-1}, qui séjournent en mai au large du delta et dans le sud de la Grande Barrière, commencent, au cours du mois de juin, à se déverser dans la partie septentrionale. Elles divergent à travers la Grande Barrière en suivant des directions comprises entre l'ouest et le nord-nord-est. Les déplacements de plus grande ampleur ont lieu en direction du nord, suivant l'axe principal de la gouttière, passant entre Borgomerom et Haykoulou, puis dans les

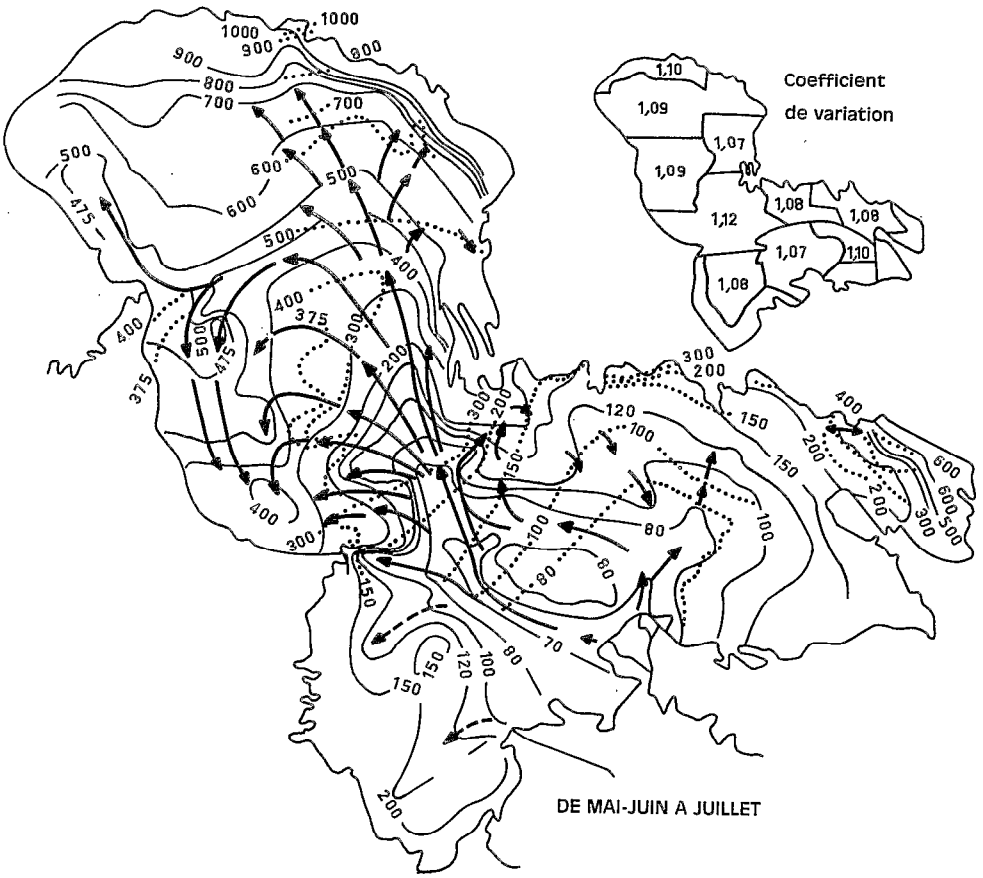


Fig. 76 a : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad, de mai-juin à juillet 1969, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

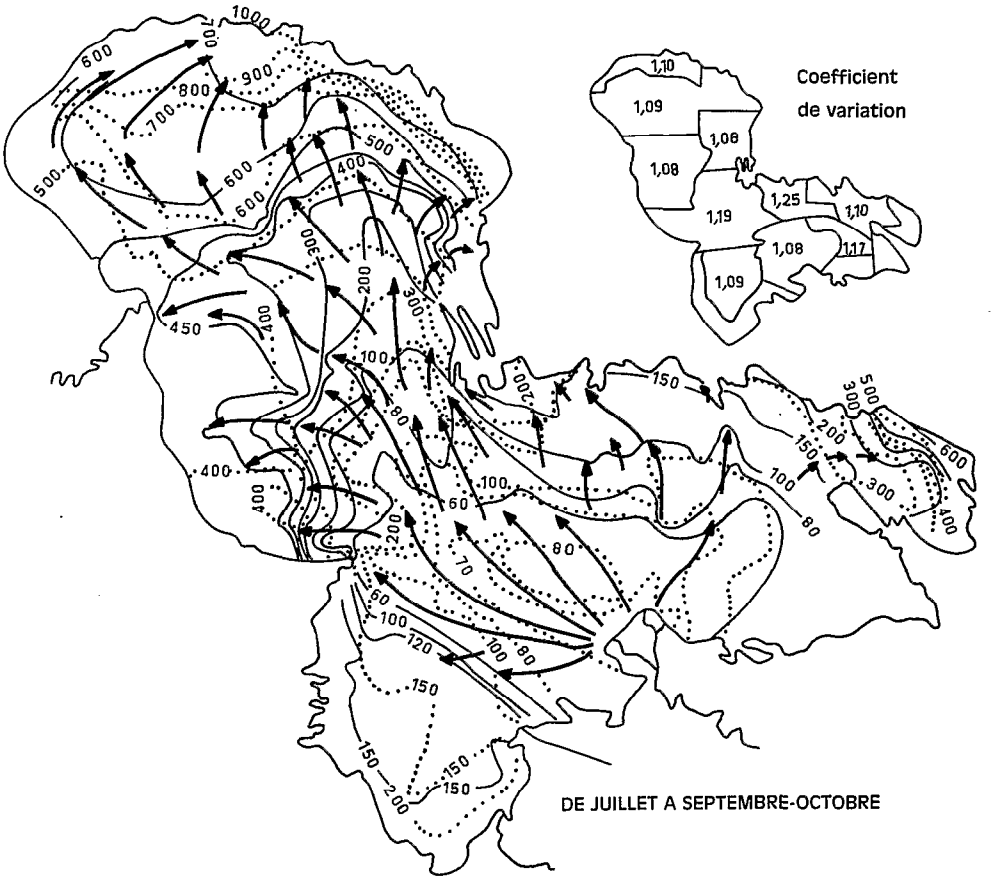


Fig. 76 b : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad, de juillet à septembre-octobre 1969, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

Ilots-bancs du Kanem. Le mouvement des eaux dans cette direction est détectable jusque dans l'extrême nord du lac, mais son ampleur apparaît de plus en plus réduite. *Entre juillet et septembre-octobre*, les caractéristiques de circulation restent les mêmes. L'axe principal de la gouttière, c'est-à-dire du courant, n'a pas dévié. Il s'est élargi dans la Grande Barrière comme l'indique en particulier le développement d'un axe secondaire vers Haykoulou et le déplacement progressif vers l'ouest des eaux intermédiaires, au-delà du méridien de Baga Kawa.

Les mesures journalières de la salure *à Borgomerom* (fig. 68 a) permettent de préciser la chronologie de la circulation des eaux. *Le 10 juin*, les salures commencent brutalement à y décroître. De 405 μmhos cm^{-1}, les conductivités atteignent 160 μmhos cm^{-1} le 15 juillet. Le grand mouvement des eaux vers le nord, tel qu'il apparaît par comparaison des cartes de mai-juin et de juillet, débute donc *au plus tard le 10 juin*. En fait, étant donné que la masse médiane, de conductivités voisines de 400 μmhos cm^{-1}, s'étendait auparavant dans tout le nord de la Grande Barrière, il est probable que ce mouvement se déclenche *quelques jours avant le 10 juin*, sans qu'il cause une diminution immédiate des salures à la station. Ce n'est que le transit de la masse intermédiaire, à fort gradient de salure, qui amène la diminution des conductivités. *Fin juillet*, le taux de diminution devient plus faible que précédemment. Ce changement, qui se réalise à partir de 135 μmhos cm^{-1}, résulte de l'arrivée des eaux méridionales dont le gradient de salure est moins élevé que celui des eaux intermédiaires. Le minimum de conductivité, de 78 μmhos cm^{-1}, est atteint *entre le 25 septembre et le 5 octobre*. L'accroissement élevé des salures qui succède (le rapport des salures au début et à la fin d'octobre est de 1,9), ne peut être provoqué par le seul effet : évaporation-pluie (coefficient de 1,1) et dénote un transit d'eaux de plus en plus minéralisées. Le minimum date ainsi une modification importante du système de courant, que la comparaison des cartes de septembre-octobre et décembre permettra de caractériser dans son ensemble. La carte de la région de Borgomerom a été dressée de 4 octobre, et d'après les résultats ci-dessus exposés, on peut dire qu'elle indique l'extension maximale des eaux méridionales dans la Grande Barrière.

2.2. Les mouvements annuels dans l'ensemble du lac.

A. *Mouvements des eaux dans la zone nord.*

Après la période d'avril à mai, marquée par une homogénéisation des eaux, sans mouvements orientés importants, commence le cycle annuel des circulations.

a) *Les premiers jours de juin*, un courant de décharge, perceptible depuis le delta du Chari, prend toute son ampleur dans la Grande Barrière où il diverge dans la partie septentrionale selon des directions comprises entre l'ouest et le nord - nord-est (fig. 77). Les déplacements vont en s'atténuant vers l'extrémité nord du lac. La masse méridionale commence à se reconstituer avec les eaux de la crue annuelle du Chari qui débute les derniers jours de mai. Cependant, les débits ne deviennent importants qu'*à partir de juillet.* A cette époque, la faible salure des eaux fluviales marque selon une langue étroite, orientée vers la Grande Barrière, la pénétration préférentielle de celles-ci à travers la région des eaux libres. Les eaux méridionales, intermédiaires

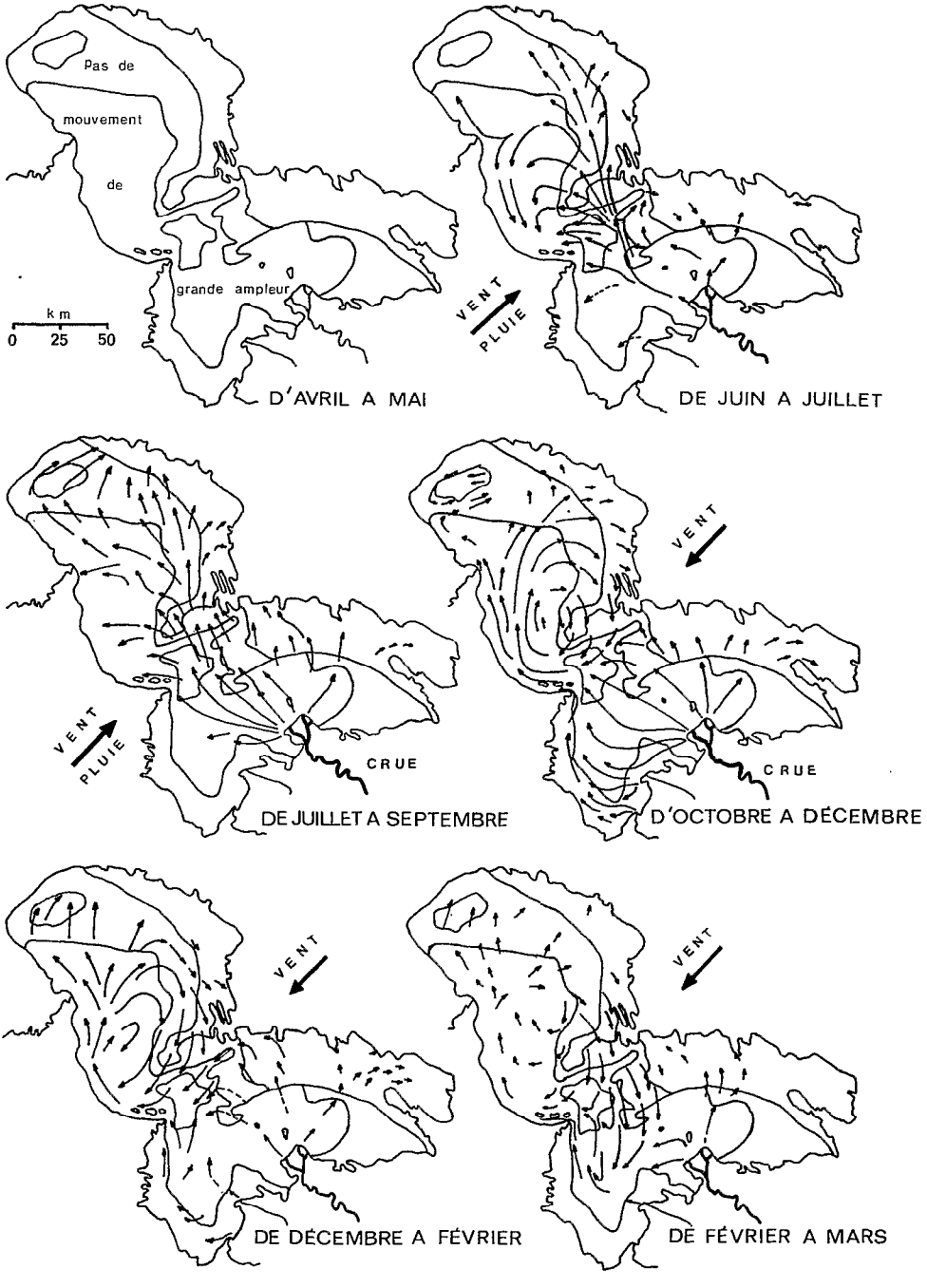


Fig. 77 : Mouvements des eaux du lac Tchad en 1969-1970.

et médianes, qui séjournent en mai au large du delta et dans le sud de la Grande Barrière, commencent à se déverser dans la partie septentrionale. Le courant portant vers l'ouest au large du delta de la Komadougou se divise en deux sur celui-ci, puis se dirige vers le sud et le nord, en bordure des côtes occidentales. La masse médiane, qui occupe fin mai la partie septentrionale du lac jusqu'à la latitude de la Komadougou, se déplace ainsi en partie vers le nord et surtout vers le Bassin nigérian.

Ce type de circulation, caractérisé dans son ensemble en juillet, se développe *jusqu'à la fin de septembre*. Le courant d'alimentation de la partie nord s'élargit considérablement dans les Eaux-libres du sud et la Grande Barrière. Les eaux continuent à progresser en direction des rives nigériannes, sans que puisse être mise en évidence le courant de retour vers le sud qui semble cesser à la mi-juillet.

b) *Fin septembre*, on assiste à une inversion du mode de circulation. L'écoulement des eaux dans le Bassin nigérian se réalise le long de la rive occidentale alors que la pénétration des eaux cesse à travers la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem. *D'octobre à décembre*, le courant diverge au niveau de la Komadougou pour porter vers les Ilots-bancs du Niger, et vers l'Archipel du Kanem et la Grande Barrière, selon un mouvement circulaire orienté dans le sens des aiguilles d'une montre et centré entre Borgomerom et la rive nigérianne. Dans cette dernière région, les eaux de fortes salures, venues du nord, convergent et se mélangent par turbulence avec celles, plus douces, qui proviennent de la partie méridionale et principalement du Chari. Elles repartent alors vers le sud-ouest alimenter le courant occidental.

Toutes ces circulations sont engendrées par l'alimentation de la masse méridionale par le Chari, laquelle refoule les eaux intermédiaires et médianes vers le nord, entre début octobre et début décembre, atteignant son extension maximale dans le Bassin nigérian en janvier. Elle y diverge puis évolue dès février en masse médiane.

De décembre à février, des quantités importantes d'eaux peu minéralisées sont donc transportées dans le Bassin nigérian. *En février*, le courant occidental diminue d'intensité et se trouve plaqué contre la rive par les eaux médianes venues du nord-est qui contribuent largement à son alimentation. Le centre de rotation du mouvement s'est déplacé seulement d'une dizaine de kilomètres vers le nord-ouest par rapport à sa position initiale mais le courant de retour, tout en s'intensifiant, s'est orienté vers le sud-ouest. Le front de convergence, entre les eaux intermédiaires et méridionales, s'est encore déporté dans la Grande Barrière, une dizaine de kilomètres vers le sud.

c) *En mars-avril*, on perçoit, très ralenti dans la partie septentrionale, le mouvement circulaire dont le centre s'est déplacé vers le nord. Le courant occidental semble encore persister en avril, mais la tendance prédominante est à une homogénéisation des eaux, sans déplacement orienté de grande ampleur. Le mouvement le plus marqué a lieu dans l'est de la Grande Barrière où les eaux de fortes salures se dirigent vers le sud pour atteindre la zone sud-ouest.

Les apports du Chari sont insuffisants pour empêcher la réduction de la masse méridionale qui tend à disparaître au profit des masses adjacentes.

En mai, l'homogénéisation continue. Le mouvement des eaux vers le Bassin méridional ne semble plus avoir lieu que dans le sud de la Grande Barrière.

B. *Mouvements des eaux dans la zone sud-est.*

a) Dans la zone sud-est, *en juillet*, les déplacements en direction du nord sont très limités. Les eaux libres sont déportées vers l'ouest. Des eaux, de conductivités supérieures à 80 μmhos cm^{-1}, sont immobilisées entre ce courant et la branche principale de celui qui se dirige directement vers la Grande Barrière depuis le bras ouest du Delta. Dès le début de juin, un mouvement circulaire de faible développement est mis en évidence dans l'archipel au large de Baga Sola.

En *août et en septembre*, la progression des eaux en direction de la rive du Kanem semble être permanente mais de faible ampleur. Les eaux fluviales commencent à se répandre dans une grande partie des Eaux-libres du sud-est, où elles reconstituent la masse méridionale, tandis que la masse sud-orientale reflue vers l'Archipel. Dans le Golfe d'Iseirom, de petits mouvements locaux s'inversent fréquemment si bien que les eaux évoluent en fait sur place. Une arrivée d'eau n'est ressentie qu'à partir de septembre.

b) Les eaux fluviales déversées *de septembre à décembre* divergent largement depuis le Delta jusque dans le sud de l'Archipel, reconstituant la masse méridionale, tandis que les eaux sud-orientales se sont rétractées selon une bande étroite en bordure du Kanem.

Dans la région de Baga Sola, l'arrivée d'eaux en provenance du sud-est débute *en septembre* pour se terminer à la *mi-décembre* mais reste d'importance moyenne. Ce n'est que *de décembre à avril* qu'un mouvement en direction de la rive se réalise avec ampleur. Les eaux méridionales arrivent alors dans l'Archipel de Baga Sola.

Dans le Golfe d'Iseirom, on assiste également, *de la fin de septembre jusqu'au début de décembre*, à une forte pénétration des eaux sud-orientales dans cette région. *De décembre à février*, cette arrivée d'eau, moins intense que précédemment, continue cependant.

c) *De février à mai*, la masse sud-orientale s'agrandit aux dépens de la masse méridionale. *Jusqu'en mars-avril* un déplacement des eaux en direction des rives apparaît nettement. Il est ensuite difficile de mettre ce mouvement en évidence mais on a lieu de penser qu'il ne cesse pas totalement.

Dans la région de Baga Sola, une circulation est encore active en direction des rives au cours de *mars et avril*. Dans les autres régions côtières les déplacements sont très limités.

C. *Mouvements des eaux dans la zone sud-ouest.*

a) Les eaux sud-occidentales se reconstituent dans l'ensemble du Golfe de Meinari *d'avril à juillet*, au détriment des eaux méridionales qui se concentrent sur place par évaporation.

A la fin de septembre, la masse sud-occidentale, très homogénéisée, occupe encore la plus grande partie du Golfe mais se trouve déjà légèrement refoulée vers les rives. A cette époque, les eaux de la crue du Chari ne pénètrent pas encore dans cette région. Elles y frôlent tangentiellement la masse sud-occidentale.

b) Probablement *à partir de la fin d'octobre*, les eaux du Chari et de la Serbéouel, de faibles salures, envahissent la zone sud-ouest, augmentant ainsi la superficie couverte par la masse méridionale. Elles remplacent les eaux sud-occidentales en les refoulant le long de la rive nigérianne, avec celles qui sont alors débitées par l'El Beïd. Les eaux sud-occidentales, repérables par leurs fortes salures, se dirigent vers le nord où elles participent à l'alimentation du courant occidental au niveau de Baga Kawa. De *décembre à février*, cette circulation continue mais avec une ampleur moindre que celle qui est observée *d'octobre à décembre*. Les eaux de l'El Beïd sont rabattues vers la rive nigérianne où elles contribuent aussi au refoulement vers le nord.

c) *De février à fin mars*, on assiste au reflux vers le sud des eaux méridionales, initialement situées dans la Grande Barrière, jusque dans la région située entre le Delta et Baga Kawa. Il détermine une déviation des eaux fluviales vers le sud-ouest et le maintien d'un faible contre-courant, qui, en bordure de la rive, continue à porter vers le nord en alimentant légèrement le courant occidental au cap de Baga Kawa.

La superficie de la masse sud-occidentale ne s'est que légèrement accrue. Le volume total déversé par l'El Beïd en 1968-1969, particulièrement faible cette année-là, couvre sensiblement le quart de cette superficie. Ainsi, une partie des eaux sud-occidentales datant d'avant octobre 1968 n'a pas encore été évacuée du Golfe de Meinari en mars 1969 et y demeurera jusqu'au prochain refoulement d'octobre 1969. Par contre, le volume déversé par l'El Beïd en 1969-1970 correspond sensiblement à celui de la masse sud-occidentale située dans les îlots-bancs du sud-ouest. Ainsi, le renouvellement des eaux du Golfe de Meinari a été total d'octobre 1969 à mars 1970.

De la fin de mars à octobre, on a vu que les eaux évoluent sur place en se mélangeant sans que puissent être identifiés de grands mouvements.

3. ESTIMATION DES VITESSES DE DEPLACEMENT PAR LE TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL.

3.1. Estimation des vitesses de déplacement par le traçage hydrochimique naturel.

3.1. Méthodes d'estimation

Deux méthodes, reposant sur le même principe, peuvent être utilisées.

A. Par superposition de deux cartes en courbes d'isosalures (fig. 76 a et b), tracées à deux dates rapprochées, nous avons vu au paragraphe 1.1. qu'il est possible de déterminer la distance moyenne parcourue par une eau marquée par sa salure globale. L'évolution temporelle de cette salure sous l'effet de l'évaporation et des pluies est estimée par les équations (1) et (2) :

$$S_2 = S_1 \exp \frac{Kt}{H} \quad \text{ou} \quad S_2 = S_1 \frac{H}{H-Kt}$$

On se réfère aux dates précises auxquelles ont été effectuées les mesures régionales. Connaissant le temps et la distance, la vitesse peut être estimée.

B. Une deuxième méthode peut être employée en se basant sur la variation temporelle des salures à une station et sur la répartition des salures dans la région avoisinante, tracée sur une carte à une date antérieure ou ultérieure. La distance séparant de la station une eaux de salure donnée est déterminée sur la carte. La date du passage de cette eau à la station est repérée sur la courbe de variation temporelle. Il est ainsi possible d'évaluer le temps de déplacement en amont ou en aval de la station. Evidemment, il convient encore de corriger la variation de salure consécutive à l'évaporation et à des pluies éventuelles au cours de la période.

Cette deuxième méthode permet une vérification des résultats obtenus par la première. Elle est même plus précise que celle-ci en raison d'une meilleure détermination du temps.

En raison des mélanges, les vitesses estimées représentent, bien évidemment, des valeurs moyennes et on se limitera à des évaluations dans les régions de circulation massive où les mélanges sont les plus faibles. Tel est le cas notamment sur l'axe des grands courants où l'on peut estimer des vitesses maximales. Pour cette même raison, seuls les résultats obtenus à la station de Borgomerom semblent pouvoir être utilisés avec la deuxième méthode.

3.2. Valeurs des vitesses

Du 1er juin au 15 juillet, sur l'axe principal du courant de décharge qui traverse le Bassin méridional, la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, les

eaux se déplacent de 50 à 60 km, soit à des vitesses moyennes de 1,1 à 1,3 km/jour. L'application de la deuxième méthode permet par exemple d'évaluer la vitesse des eaux de conductivité 400, 350, 300, 250, 200, 150 et 125 μmhos cm^{-1}, qui, s'étant mises en mouvement le 1er juin, transitent vers le nord à Borgomerom, entre le 18 juin et le 31 juillet. Après avoir estimé leur salure initiale par l'équation (1), qui donne ici un résultat très peu différent de l'équation (2), on détermine sur la carte de mai-juin qu'elles ont parcouru de 20 à 55 km à des vitesses comprises entre 0,9 et 1,1 km/jour. Ces résultats confirment donc ceux qui ont été obtenus précédemment à partir des cartes. Dans la Grande Barrière, les vitesses en direction du Bassin nigérian sont de l'ordre de 0,6 km/jour.

Du 15 juillet au 1er octobre, les eaux du Chari, qui envahissent la partie méridionale du lac en direction de Baga Kawa, se répandent sur 63 km à une vitesse de 0,8 à 0,9 km/jour. Dans la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, la circulation en direction du nord a ralenti par rapport à la période de juin à juillet ; elle s'effectue à une vitesse de 0,4 km/jour.

Du 1er octobre au 5 décembre, les eaux fluviales traversent le Bassin méridional pour atteindre Baga Kawa, couvrant ainsi 65 km à la vitesse de 1,0 km/jour. De même, sur l'axe du courant occidental, de Baga Kawa aux Ilots-bancs du Niger, les vitesses de début octobre à début décembre sont de 0,7 à 1,0 km/jour.

Du 10 décembre au 10 février, le retour des eaux médianes depuis les Ilots-bancs du Kanem jusque dans le sud du Bassin nigérian a lieu sur environ 40 km, à la vitesse de 0,6 à 0,7 km/jour.

On retiendra que toutes ces vitesses, comprises entre 0,4 et 1,3 km/jour, soit 0,5 à 1,5 cm/s, se rapportent aux déplacements les mieux marqués, correspondant à des valeurs maximales dont la faible intensité confirme qu'il est impossible de les mesurer avec les moulinets généralement utilisés par les hydrologues.

Des vitesses de 10 à 25 cm/s ont été mesurées en 1966 et 1967 avec de tels appareils dans les îlots-bancs et l'archipel de la zone sud-est, où les courants sont parmi les plus rapides observables dans le lac mais ils ne sont pas permanents, leur sens pouvant s'inverser en quelques heures. Provoqués par les oscillations journalières du niveau des eaux (p. 111), ils ne sont pas représentatifs de la circulation générale telle que nous l'avons précédemment décrite. Cependant, leur rôle est probablement important dans le mélange turbulent des eaux.

4. ESTIMATION DES VOLUMES DÉVERSÉS DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU LAC TCHAD.

Le volume d'eau qui alimente la moitié septentrionale de juin 1969 à février 1970 peut être estimé par le traçage hydrochimique naturel observé *de juin à septembre*, alors que le courant de décharge diverge à travers la Grande Barrière, puis *d'octobre à février*, quand il s'établit dans le Bassin nigérian, en bordure de la rive occidentale.

Au début de juin, les eaux cantonnées sur la ligne Baga Kawa-Kindin ont une conductivité de 300 μmhos cm^{-1} (3,20 me/l). Jusqu'à la fin de septembre, elles divergent entre l'ouest et le nord-nord-est, tandis que leur salure s'accroît dans le rapport 1,17 pour atteindre 350 μmhos cm^{-1} (3,75 me/l), sous l'effet de l'évaporation-pluie évaluée à 0,50 m, dans des régions de 3,2 m de profondeur moyenne. Les eaux de conductivités inférieures à 350 μmhos cm^{-1}, délimitées au sud par la ligne Baga Kawa-Kindin, ont ainsi pénétré dans la moitié septentrionale au cours de la période prise en considération. Ilots-bancs immergés compris, leur superficie est évaluée à 2 500 km^2 sur la carte en courbes d'isoconcentrations de septembre-octobre. Le volume correspondant est de 8.10^9 m^3, mais c'est en fait environ 9.10^9 m^3 qui ont été déversés, si l'on tient compte des pertes par évaporation. Cette quantité représente 60 % des 15.10^9 m^3 d'apports au lac au cours de cette période. Selon le même principe d'évaluation $4{,}5.10^9$ m^3 transitent vers la moitié nord du 1er juin au 15 juillet 1969.

Les eaux de conductivité égale à 300 μmhos cm^{-1} (3,20 me/l), qui au *début d'octobre* étaient situées à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Baga Kawa, sont repérables en *février* dans le Bassin nigérian, où sous l'effet d'une évaporation de 0,80 m, par une profondeur moyenne de 3,8 m, leur salure a augmenté dans un rapport de 1,25 et atteint 375 μmhos cm^{-1} (4,00 me/l). Elles délimitent alors par rapport à leur position initiale une superficie de 3 100 km^2 et un volume de 12.10^9 m^3. Il convient d'y ajouter les pertes subies par évaporation et l'on estime ainsi qu'une quantité d'eau de l'ordre de 15.10^9 m^3 a transité au large de Baga Kawa d'octobre à février. Cependant, en raison du type de circulation, une partie de ces eaux provient du nord de la Grande Barrière où elle a pénétré avant octobre, et a donc déjà été comptée dans les quantités déversées dans la partie méridionale. Cette quantité de 15.10^9 m^3 représente ainsi moins de 70 % de l'apport au lac au cours de cette période.

De juin 1969 à février 1970, les apports par les fleuves et les pluies, avec 37.10^9 m^3 constituent 97 % de l'apport annuel. Environ 60 % de l'apport déversé de juin à septembre ont gagné la moitié septentrionale du lac dont la superficie est analogue (îlots-bancs immergés compris) à celle de la partie méridionale. Cette proportion, qui est un peu inférieure aux 70 % de la période d'octobre à février, paraît donc impliquer que les pertes par évaporation sont légèrement plus importantes dans la partie nord que dans la partie sud.

5. CAUSES DE LA CIRCULATION DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

Parmi les causes de la circulation des eaux, on doit distinguer :

— *les facteurs morphologiques* qui jouent un *rôle directeur* dans la circulation. Les trajets empruntés dépendent de l'*impédance des circuits* disponibles,

— *les forces motrices* qui sont les causes de la mobilité des eaux mais également des trajets, tant en raison de leurs origines spatiales que de leurs variations temporelles. Les forces principales sont engendrées par le déversement des eaux d'alimentation, le frottement des vents, l'évaporation et les pluies, l'infiltration des eaux.

5.1. Rôle directeur de la morphologie.

— *Les Golfes* favorisent l'isolement et le stationnement des eaux. Ils convient d'évoquer en premier la division du lac en deux moitiés au niveau de la Grande Barrière dont la faible largeur, la faible profondeur, les nombreuses îles et hauts-fonds ne facilitent pas le retour des eaux vers la cuvette sud. La partie septentrionale peut être considérée comme un immense golfe, d'où seulement une très petite part des eaux qui y ont pénétré pourra s'échapper en mars et avril, pour y retourner, d'ailleurs, dès octobre. Il en est de même de régions moins étendues, telles le Golfe d'Iseirom et le Golfe de Meinari. Les bras côtiers représentent le cas limite.

— *La configuration et l'orientation des rives* influent sur l'ensemble des mouvements en provoquant la déviation des courants (cas du delta de la Komadougou).

— Dans des régions où les îles et les îlots-bancs sont très allongés et les courants intenses, notamment dans la Grande Barrière, *l'orientation des chenaux* impose aux circulations une direction obligatoire nord-ouest-sud-est sur de longues distances.

— *La profondeur et la densité des îles ou des îlots-bancs*, qui déterminent la section utile, sont des facteurs morphologiques susceptibles de modifier les trajets empruntés par les eaux, lesquelles tendent en effet à se diriger vers de plus grandes sections, où les frottements sur le fond, moins importants, permettent de plus gros débits. Cependant, lorsqu'une masse d'eau traverse une région de section utile plus petite que celle d'où elle provient, un archipel ou des hauts-fonds en l'occurence, les vitesses s'accroissent obligatoirement. Ces considérations théoriques sont cependant difficiles à illustrer à l'échelle et avec la méthode de traçage utilisées.

5.2. Déversement des eaux d'alimentation.

Le déversement des apports, en créant un gradient hydraulique, représente le principal moteur du déplacement des eaux dans le lac. La distribution spatio-temporelle de ces apports et leurs valeurs relatives par rapport au volume du lac apparaissent être les facteurs déterminants.

5.2.1. Conséquences de la distribution spatiale de l'alimentation.

Quasiment tous les tributaires débouchent de la rive méridionale d'où sont issus ainsi, en année moyenne, telle en 1969-1970, 99 % des apports fluviaux, dont 91 % proviennent du Chari, 4 % de la Serbéouel et 4 % de l'El Beïd. La Komadougou, avec moins de 1 %, joue un rôle négligeable dans la dynamique des eaux. Ces proportions expliquent qu'au plus fort de la crue, les eaux tendent à se répartir, dans la partie sud, en auréoles concentriques, déterminant des lignes de courant divergentes. Les eaux fluviales repoussent sans cesse celles qui les ont précédées en leur imposant un décalage dont l'intensité croît avec le débit déversé et décroît lorsqu'on s'éloigne du Delta.

La moitié méridionale reçoit 95 % des apports liquides en année moyenne, 97 % en 1969-1970. Ces conditions particulières d'alimentation engendrent les courants de décharge, lesquels depuis les trois principaux débouchés, assurent le transfert des eaux dans la moitié nord déficitaire.

5.2.2. Conséquences de la variation temporelle des débits d'alimentation.

Le tableau ci-après met en évidence la disproportion des volumes déversés au delta du Chari au cours des différentes périodes pendant lesquelles ont été caractérisés les grands types de circulation.

Année 1969-1970	**Apports du Chari (10^9 m^3)**	
1er juin - 15 juillet 16 juillet - 30 septembre	1,40 10,10	11,50 = 35 %
1er octobre - 15 décembre 16 décembre - 15 février	15,60 3,60	19,20 = 59 %
16 février - 31 mars 1er avril - 31 mai	1,00 0,90	1,90 = 6 %
Total	32,60	32,60 = 100 %

L'ampleur des déplacements observée de juillet à janvier est ainsi due à l'importance des volumes alors apportés qui représentent, tant pour le Chari que pour la Serbéouel, 41 % du volume annuel en octobre et novembre 1969, 79 % du 15 juillet au 15 décembre 1969 et 90 % du 15 juillet 1969 au 15 février 1970.

La crue de l'El Beïd s'écoule dans le lac de novembre à février. En année moyenne, elle peut contribuer au refoulement total des anciennes eaux sud-occidentales vers le nord.

En avril et mai, l'absence de mouvement de grande ampleur est directement liée à la faiblesse des apports.

Si à partir d'août, les débits déversés sont, par leurs valeurs élévées, la cause principale du courant de décharge dans la partie septentrionale, ils ne semblent par contre pouvoir être à eux seuls responsables de son déclenchement au cours des premiers jours de juin, bien que la date coïncide avec le début de la crue annuelle du Chari. Cette affirmation est étayée par la nette infériorité du volume fluvial apporté par le Chari du 1er juin au 15 juillet 1969 ($1,4.10^9$ m^3, auquel peut s'ajouter un maximum de 1.10^9 m^3 de pluie) sur celui qui pénètre dans la partie nord au cours

de la même période ($4{,}5.10^9$ m^3, selon l'évaluation du § 4.2.). Nous verrons plus loin que les facteurs climatiques contribuent largement au déclenchement de ce mouvement.

5.2.3. Coefficients de renouvellement des eaux.

L'ampleur des déplacements, essentiellement fonction du volume des apports en regard du volume d'eaux lacustres, peut être simplement posé par la comparaison de l'apport total annuel V_o^a au volume minimal du lac en juillet, V min. On peut ainsi définir pour indice annuel de renouvellement ou de poussée $\frac{V_o^a}{V\,min}$. Sa valeur varie de 43 à 100 % de 1955-1956 à 1969-1970, avec une moyenne de 71 % ; elle est de 76 % en 1969-1970.

Dans cet esprit, on peut se demander quelle proportion représentent dans le lac, le 30 juin, les eaux apportées depuis une année.

L'expression :

$$\frac{V_o^a}{V_o^a + V\,min}$$

donnerait la proportion des apports si V_o^a était déversé, en une seule fois, l'année précédante, c'est-à-dire le 1er juillet, subissant ainsi une réduction par évaporation dans le même rapport que V min. En fait, la perte est proportionnellement moins importante pour V_o^a que pour V min puisque V_o^a, s'écoulant dans le lac pendant toute l'année y demeure en moyenne un temps plus court que V min. Ce coefficient fournit donc des valeurs par défaut. Il varie de 30 à 50 % au cours de la période de 1955-1956 à 1969-1970 ; il est de 43 % en 1969-1970.

5.3. Le frottement des vents.

Les vents, par le frottement qu'ils exercent sur les eaux, tendent à dévier la trajectoire des grands courants, pouvant même empêcher leur pénétration dans les régions déficitaires. Ils créent ainsi une inclinaison du plan d'eau, dont la pente principale nord-est - sud-ouest, mise en évidence dans le chapitre I (p. 112), s'inverse avec les vents dominants.

Dès la première décade de juin, la disparition totale des vents de secteur nord-est, concomitante du renforcement de ceux de secteur sud et ouest (fig. 33), contribue grandement au déclenchement du mouvement des eaux vers la partie septentrionale. L'augmentation de la vitesse moyenne des vents, qui de 1,5 à 1,7 m/s atteint 2,0 m/s au cours des deux dernières décades de juin, ne peut être que favorable.

Alors que les vents de sud-ouest tendent à repousser le courant de décharge dans la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, l'apparition de l'Harmattan, vent de nord-est, à la fin d'octobre et au début de novembre, favorise alors la pénétration des eaux le long de la rive nigérianne. Toutefois, seule la diminution de la

fréquence des vents de secteur sud-ouest semble permettre, au début d'octobre, la modification du mode de circulation, l'Harmattan n'étant pas encore franchement établi. Une autre cause de la naissance du courant occidental réside peut-être aussi dans les fortes valeurs des débits du Chari, à la fin de septembre. A un certain seuil de valeurs, et en fonction de la hauteur d'eau dans le lac, les volumes déversés chercheraient un trajet plus direct et moins encombré que la Grande Barrière pour gagner les régions déficitaires.

A partir de février, alors que les débits deviennent très faibles, l'Harmattan est le principal moteur qui assure la continuité du mouvement. En février, il contribue notamment au grand développement du courant de retour qui, depuis les îlots-bancs du Kanem et la Grande Barrière, provoque l'étranglement du courant occidental contre la rive nigérianne. Soulignons aussi un accroissement de la vitesse moyenne du vent qui passe de 1,7 à 2,1 m/s. De février à mars, le déplacement des eaux depuis la Grande Barrière, jusque dans la zone sud-est, semble également résulter de la poussée des vents du nord-est.

La non-pénétration des eaux fluviales dans la zone sud-ouest avant octobre et novembre, alors que les volumes déjà déversés par le Chari sont importants, est due au refoulement que provoquent les vents de sud-ouest.

Par les vagues et les mouvements de faibles ampleurs, mais de toutes directions qu'ils peuvent engendrer, les vents sont le principal agent de l'homogénéisation des eaux.

La convection thermique, autre agent de mélange, met en jeu des énergies très faibles par rapport à celles des vents.

Rappelons enfin que les circulations rapides et à sens variables, observées en particulier dans les archipels, entraînant des variations de salures sur des périodes plus ou moins longues, sont provoquées par les oscillations du niveau du lac, elles-mêmes liées à l'action des vents.

5.4. Le gradient « évaporation-pluie ».

Il a été évalué une différence annuelle de 0,45 m pour l'« évaporation moins pluie » entre le sud et le nord du lac (p. 249). En année moyenne, la différence de hauteur de pluie est de 0,30 m entre le sud et le nord du lac. Une pente hydraulique, orientée vers le nord, est ainsi créée en permanence, tendant à diriger les eaux vers les régions déficitaires.

En début de saison des pluies, c'est-à-dire début juin, l'accentuation d'une différence d'évaporation entre le sud et le nord, ajoutée à un apport météorique plus important dans la partie sud, concourent probablement, avec le début de la crue du Chari et la disparition des vents de nord-est, au déclenchement du courant de décharge dans la partie septentrionale.

5.5. Infiltration des eaux.

Les pertes d'eau par infiltration, bien que d'un mode très complexe, sont réelles. Elles apparaissent comme un facteur moteur très secondaire à l'échelle du lac en raison de leur faible valeur. Le total des pertes par infiltration et abandon superficiel des eaux dans les cuvettes littorales est estimé de 4 à 7 % des apports, par le bilan salin (troisième partie). Par contre, à l'échelle des bras côtiers, en attirant les eaux vers l'extrémité de ceux-ci, de telles pertes jouent un rôle certain, d'une délicate évaluation.

6. ESSAI D'ESTIMATION DU TEMPS DE SÉJOUR DES EAUX DANS LE LAC TCHAD EN FONCTION DES TENEURS EN SODIUM.

6.1. Expression du temps.

Une remarque doit être faite au préalable sur l'expression du temps de séjour des eaux dans le lac en fonction de la salure : un volume d'eau de salure donnée représente un mélange de volumes élémentaires de salures variées ; la salure résultante ne peut donc indiquer qu'une valeur moyenne de l'âge de ce volume.

Les équations (1) et (2), établies au paragraphe 1.2.2., donnent respectivement une expression du temps :

$$t = 2{,}3 \frac{H}{K} \log \Gamma \quad (3)$$

et

$$t = \frac{H}{K} \left(1 - \frac{1}{\Gamma}\right) \quad (4)$$

On définit $\Gamma = S/So$, S étant la salure de l'eau observée dans le lac au temps t et So la salure des eaux d'alimentation à l'entrée dans le lac au temps zéro.

Les remarques générales faites notamment sur l'obtention des résultats par excès ou par défaut selon les équations utilisées (p. 248), sont applicables aux valeurs ainsi estimées. Sur une période de temps supérieure à une année, la valeur réelle doit être ainsi comprise entre celles qui sont données par les deux équations. Il est évident de toutes façons, en raison des hypothèses de base, que la seconde équation fournit des valeurs du temps beaucoup trop grandes.

Il a été vu au chapitre 4.2. sur le bilan salin et la régulation saline du lac que l'ion sodium est celui qui, sur l'ensemble du lac, subit les pertes les plus faibles. Les ions Ca, Mg, K, CO_3H, ainsi que la silice, sont partiellement piégés dans le lac selon des taux variables. Les calculs d'estimation des temps de séjour des eaux dans le lac seront ainsi effectués avec $\Gamma = \frac{Na}{Na_o}$. Une perte de sodium entraîne une estimation du temps par défaut.

Le temps est directement proportionnel à la hauteur d'eau H et inversement proportionnel à l'évaporation-pluie K. Une masse d'eau qui se déplace dans le lac présente des hauteurs variées fonctions de l'altitude du niveau du lac et des fonds sur lesquels elle transite. Elle est soumise en outre à une évaporation-pluie variable suivant les régions. Ainsi, à concentration égale, le temps de séjour sera différent suivant les régions.

Les abaques présentés (fig. 78) permettent d'estimer rapidement les valeurs de t en fonction du rapport des salures, de l'évaporation-pluie et de la hauteur d'eau. Ils permettent également de déterminer l'erreur entraînée par l'incertitude sur les valeurs à utiliser pour les différents paramètres.

Il apparaît, à la simple confrontation de ces deux abaques aux mêmes échelles, que la définition du temps est bien supérieure dans le modèle logarithmique n° 1.

6.2. Valeurs moyennes et écarts des paramètres.

Salures. La teneur moyenne annuelle en sodium des eaux d'alimentation est retenue égale à 0,124 me/l. L'évaluation des temps est délicate pour des valeurs inférieures à une année, car les mélanges ne sont pas encore bien réalisés et il est d'autre part difficile de savoir qu'elle était la valeur de Na_0 en raison de la variation annuelle des teneurs originelles. Ceci s'applique particulièrement aux eaux pérideltaïques.

Altitude des fonds. L'erreur entraînée par les variations spatiales d'altitude des fonds doit être fortement atténuée, sur une période de temps suffisamment longue, par le mode de circulation des eaux et leur mélange. L'altitude moyenne des fonds dans les zones nord, sud-est, sud-ouest et les écarts par rapport aux grandes régions (fig. 74) sont respectivement de 277,7 ± 1,2 m, 278,9 ± 0,4 m et 279,5 ± 0,2 m. Il faut remarquer toutefois, qu'en raison de leur mode de circulation, les eaux, en général, ne séjournent pas plus d'une année dans la zone sud-ouest.

Niveau du lac. De 1949 à avril 1969, le niveau du lac a oscillé entre 283,4 et 281,4 m et le niveau moyen annuel entre 282,9 et 281,4 m. Ces deux dernières altitudes délimitent également la baisse du niveau moyen depuis 1964 jusqu'en 1969. Sur une période de plusieurs années, on pourrait ainsi adopter une valeur interannuelle de 282,1 ± 0,7 m pour l'altitude du niveau du lac.

Gradient climatique. Afin de tenir compte du gradient climatique, l'évaporation-précipitation moyenne annuelle est estimée dans les trois grands types de régions à 150, 183 et 193 cm par an. La limite supérieure de 200 cm peut être adoptée.

6.3. Exemples d'application.

On trouvera ci-après trois exemples d'évaluation du temps de séjour des eaux en un point donné du lac afin de concrétiser les marges importantes d'incertitude.

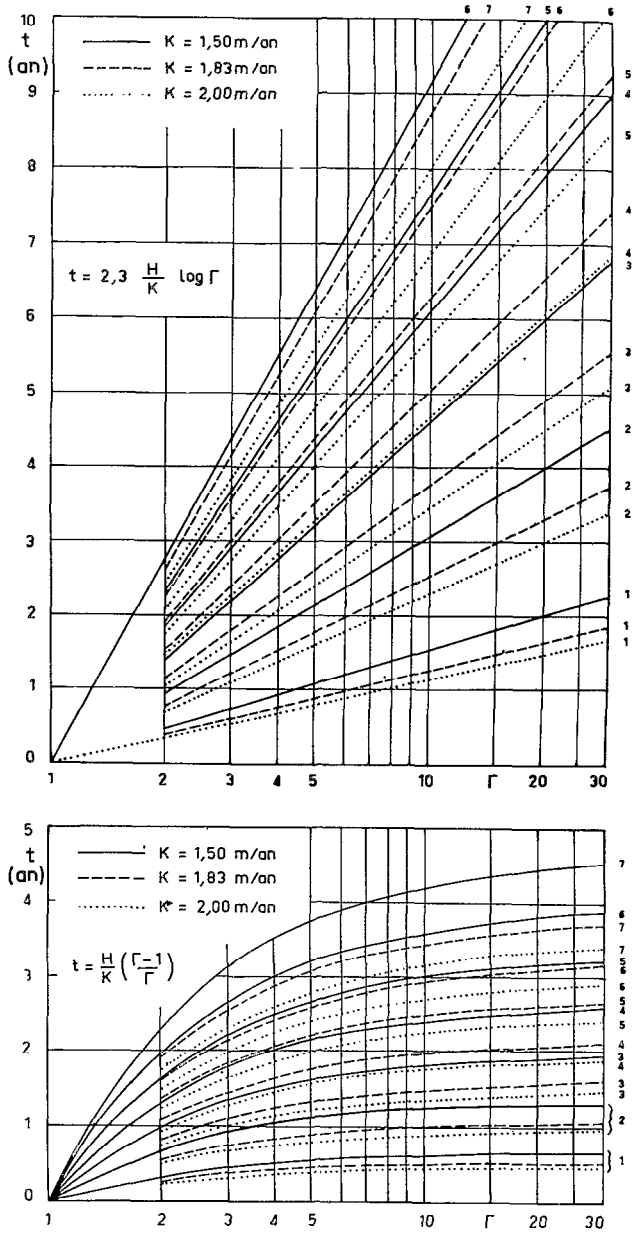


Fig. 78 : Abaques d'estimation du temps de séjour des eaux dans le la Tchad en fonction du rapport de concentration ionique Γ observé, de l'évaporation-pluie K et de la hauteur d'eau H. Le chiffre reporté en face de chaque courbe ou chaque famille de courbes correspond à la hauteur d'eau H, en mètre.

6.3.1. Les eaux de 350 µmhos cm^{-1}, qui arrivent en 1969 sur le front côtier *à Daguil*, ont un rapport de concentrations Na/Na_o de 9,3. L'altitude moyenne des fonds entre le Delta et Daguil est de 278,8 ± 0,2 m, celle du niveau des eaux de 282,1 ± 0,7 m et la hauteur d'évaporation-pluie de 165 ± 15 cm/an.

Le tableau ci-dessous présente les différents âges calculés avec les valeurs extrêmes et moyennes définies plus haut et les équations (3) et (4). Les résultats obtenus avec les deux équations et les valeurs moyennes définissent l'intervalle dans lequel se situe l'âge le plus probable, soit de 2 à 4,5 ans.

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
9,3	4,2	150	6,2	2,5
	3,3	165	4,5	1,8
	2,4	180	3,0	1,2

6.3.2. Sur le front côtier septentrional, on trouve à *Tataverom* des eaux qui figurent parmi les plus minéralisées du lac, avec 1200 µmhos cm^{-1} et un rapport Na/Na_o de 55. L'altitude du niveau est de 282,1 ± 0,7 m, tandis que celles des fonds où elles ont séjourné est de 277,7 ± 1,2 m. L'évaporation-pluie est de 180 ± 20 cm/an.

Les résultats du tableau ci-après, qui présentent une fourchette de résultats très large, indiquent que ces eaux ne doivent pas avoir plus d'une dizaine d'années.

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
55	6,3	160	15,5	3,9
	4,4	180	9,5	2,4
	2,5	200	4,9	1,2

6.3.3. Pour un rapport de concentrations Na/Na_o de 14,7, une altitude moyenne des fonds de 278,35 ± 0,25 m, une altitude du niveau de 282,1 ± 0,7 m et une évaporation-pluie de 183 ± 20 cm/an, l'âge moyen du volume d'eau contenu dans le lac est compris entre 2 et 5,5 ans (tableau ci-après) :

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
14,7	4,7	163	7,8	2,7
	3,75	183	5,5	1,9
	2,8	203	3,7	1,3

Il résulte de la simplicité des modèles, de la variabilité spatio-temporelle des paramètres utilisés et des connaissances insuffisamment précises de leurs valeurs, que les marges d'estimation sont élevées. Il ne fait pas de doute qu'il est possible d'améliorer cet essai de détermination, en précisant chacun de ces éléments.

7. CONCLUSION SUR LES MOUVEMENTS ET L'AGE DES EAUX DANS LE LAC.

Il semblait très difficile, sans moyens matériels considérables, de réaliser fréquemment des mesures directes et simultanées de faibles vitesses, parfois inverses au cours d'une journée, sur cette immense étendue d'eau. C'est pourquoi, dans un premier temps, fut utilisée une méthode de traçage naturel.

Le sens, la chronologie, les vitesses de déplacement des eaux, ainsi que les parts d'apports déversées dans les parties sud et nord du lac, ont été déterminés d'après des cartes de salures globales tracées de 1966 à 1970. Un cycle annuel a été caractérisé en 1969-1970 grâce à six cartes tracées en moyenne à deux mois d'intervalle.

Sous l'effet de l'évaporation, la salure globale des eaux augmente depuis le delta du Chari, avec 42 mg/l d'ions, en direction des rives où les valeurs peuvent être 3 à 40 fois supérieures. *Chaque salure représente un traceur qualitatif* utilisable pour suivre dans l'espace le déplacement d'une eau pendant le temps séparant deux campagnes de mesures. Pour cela, on tient compte de l'effet de l'évaporation E et des pluies P sur la salure rp^+ au cours de la période séparant deux campagnes 1 et 2, en fonction de la profondeur moyenne H des diverses régions. Deux modèles ont été élaborés, et utilisés selon la saison :

$$rp^+_2 = rp^+_1 \exp \frac{E-P}{H} \quad \text{et} \quad rp^+_2 = rp^+_1 \frac{H}{H-E+P}$$

Des observations journalières, hebdomadaires ou mensuelles des conductivités et des salures en une trentaine de stations fixes permettent de préciser la chronologie des phénomènes observés spatialement.

Le traçage des molécules d'eau elles-mêmes, par la composition isotopique de leur oxygène, confirme par ailleurs le déplacement des eaux est peu différent de celui des sels (p. 184).

Les mouvements débutent les premiers jours de juin avec la disparition totale des vents de NE, le commencement de la crue du Chari et l'accentuation du gradient d'évaporation. Un courant de décharge de la partie sud dans la partie nord, à des vitesses maximales comprises entre 0,4 et 1,1 km/jour. Avec l'accroissement des débits du Chari, ce type de circulation s'intensifie jusqu'en septembre. Environ 60 % de l'apport fluvial déversé par le Chari de juin à septembre passent dans la moitié septentrionale dont la superficie est analogue à celle de la moitié méridionale.

Au début d'octobre, la disparition des vents de SO, alors relayés par ceux de NE, et l'augmentation des débits du Chari, qui tendent à leur maximum annuel, engendrent une inversion du mode de circulation. Jusqu'en février, le courant de décharge longe alors la rive nigérianne à des vitesses de 0,8 à 0,9 km/jour, tandis que les eaux reviennent vers la Grande Barrière selon un mouvement circulaire orienté dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans cette région, elles convergent avec celles qui viennent de la partie sud puis vont contribuer à l'alimentation du courant occidental.

Légèrement moins de 70 % de l'apport du Chari gagnent la moitié nord. Cette valeur, proche des 60 % évalués pour la période précédente, révèlent *un gradient d'évaporation croissant vers le nord.*

De février à mars, ces mêmes mouvements sont très ralentis. Le plus marqué a lieu dans la Grande Barrière, en direction du sud. En mai, la tendance générale est à l'homogénéisation des eaux, sans mouvements orientés de grande ampleur.

La représentativité interannuelle de ce mode de circulation, mis en évidence en 1969, est démontrée pour une altitude du niveau moyen supérieure à 281 m. Pour un niveau inférieur à cette valeur, la Grande Barrière tend à émerger, génant les communications entre le sud et le nord qui ne se réalisent plus que par une passe située à l'ouest. Le mode de circulation doit être alors proche de celui qui a été observé d'octobre à février.

La datation des eaux en un point donné du lac s'avère très complexe par la méthode du tritium. Par contre, les salures, étant fonction de l'évaporation, offrent un moyen d'évaluer l'âge des eaux du lac. *Le sodium*, qui est l'ion le moins piégé dans le lac, peut être utilisé comme *traceur quantitatif*. Le temps de séjour moyen t des eaux, en fonction de leur teneur en sodium Na, de la teneur Na_o des eaux d'alimentation, de la hauteur annuelle K du terme évaporation moins pluie, est compris entre les valeurs données par les expressions :

$$t = (2{,}3\ H \log Na/Na_o)/K \quad \text{et} \quad t = (H\ (1 - Na_o/Na))/K.$$

Les marges d'incertitude sur les paramètres morphologiques et climatologiques entraînent un intervalle d'estimation relativement grand. L'âge moyen du volume d'eau contenu dans le lac est évalué compris entre 2 et 5,5 ans.

TROISIEME PARTIE

TRAÇAGE NATUREL ISOTOPIQUE ET SALIN DES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD ET LA NAPPE PHRÉATIQUE CÔTIÈRE

1. INTRODUCTION.

Les rapports entre le lac Tchad et les nappes souterraines sont le point clé de plusieurs problèmes qui se posent au sujet de la cuvette tchadienne :

— L'alimentation partielle et actuelle de la nappe phréatique par les eaux du lac Tchad se rattache directement aux *problèmes de la régulation saline, de l'existence des dépressions piézométriques et de l'infiltration des pluies en zone sahélienne.*

— L'accroissement inéluctable de l'exploitation des nappes, des polders et des natronières demande que soient *précisés la dynamique et le bilan pratiquement inconnus des eaux souterraines et de leurs sels dissous.* Il convient d'essayer de déterminer *la part de l'héritage ancien et de l'alimentation actuelle.*

— Les travaux réalisés sur les polders et les natronières confirment que des connaissances plus approfondies sur l'origine et l'âge des eaux sont indispensables à une interprétation élargie des phénomènes pédologiques et géochimiques. Elles s'appliqueraient à *l'extrapolation des bilans interprétatifs, dressés sur quelques années, à des périodes plus longues* pour une évaluation de la régulation saline de la cuvette tchadienne au Quaternaire.

Si l'étude paléogéographique du bassin est nécessaire pour la compréhension de l'évolution ancienne des nappes, elle ne peut que bénéficier de l'étude hydrogéologique qui, réciproquement, contribue à apporter des éléments au contexte paléogéographique. Ce point paraît d'autant plus important que le rôle des nappes se révèle être un des facteurs principaux de la sédimentation quaternaire, dans le bassin tchadien en particulier (H. FAURE - 1962 -, M. SERVANT - 1973 -). Par ailleurs, *les nappes sont des témoins directs de l'histoire paléoclimatique du bassin.*

Les études hydrogéologiques de reconnaissance ou de synthèse à petite échelle (1/500 000 et 1/1 000 000) ont été réalisées dans le bassin par le B.R.G.M. (F. PIRARD - 1963 -, J.L. SCHNEIDER - 1967 -), l'UNESCO (GISCHLER - 1969 -), la F.A.O. et l'A.I.E.A. (P. SCHROETER et BRADLEY - 1969, 1972 -). La réalisation, à plus grande échelle, d'études fines basées sur l'observation des conditions de gisement, des mesures piézométriques et des analyses des teneurs en sels et isotopes, a permis de préciser les rapports entre le lac et les eaux souterraines et, notamment, le mode d'infiltration des eaux lacustres. Les problèmes hydrogéologiques susmentionnés ne pourront évidemment pas tous être résolus d'emblée par cette étude. Mais, outre les premières réponses qu'elle apportera, apparaîtront les grandes possibilités du traçage naturel isotopique et salin.

Jusqu'en 1968, on admettait que les eaux du lac s'infiltraient massivement dans les terrains côtiers. On pensait que, dans le Kanem, elles gagnaient directement les natronières où les eaux souterraines sous l'effet de l'évaporation déposent une série de sels bicarbonatés (trona et gaylussite). Avant l'utilisation des techniques isotopiques, rien ne permettait de mettre réellement en doute ces hypothèses bien qu'il ait été découvert localement (M.A. ROCHE - 1970 -), dans la partie supérieure de la nappe phréatique, des eaux dont les salures, plus faibles (minimum de 64 μmhos cm^{-1}) que celles du lac, semblaient indiquer une origine pluviale.

Les premiers résultats sur les compositions isotopiques de l'oxygène des eaux (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE - 1969, 1970), puis des études complémentaires (M.A. ROCHE - 1970 -, J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -), révélaient un mode complexe d'infiltrations côtières, orientant les recherches vers d'autres sites.

Les investigations furent ainsi menées (fig. 79) :

— *Sur toute l'épaisseur de la nappe* à No, Tchingam, Soro et Bol.

Des forages ont été effectués aux trois premiers sites (fig. 81) où chaque crépine (chiffre romain), d'une longueur de 2 m à 6 m, correspond à un piézomètre indépendant (fig. 82 à 84 et 95). La prospection a été complétée par des sondages à la tarière à main (chiffre arabe).

— *Dans la partie supérieure de la nappe*, de 0,3 à 5 m au-dessous du niveau piézométrique, sur une bande littorale de plusieurs kilomètres.

L'échantillonnage était réalisé dans des puits isolés ou dans des sondages à la tarière à main, répartis sur des profils radiaires par rapport au lac, à Bol, Ndjowa, Daguil, Baga Sola, Baga Kiskra, Ouyde, Tataverom, Hadjer el Hamis et Meinari (fig. 95 à 103).

Des prélèvements mensuels ont été également effectués en certains points d'eau favorables à des observations continues (tableaux XXV à XXXIII).

Les connaissances générales et les observations personnelles sur les conditions de gisement des eaux souterraines, la paléohydrologie du bassin tchadien, la profondeur de la surface piézométrique et la piézométrie de la nappe phréatique sur le pourtour du lac seront présentées en premier. Ensuite, l'étude des eaux de la nappe du Kanem sera traitée, en commençant par l'évolution spatio-temporelle des compositions isotopiques et des salures depuis le lac jusqu'à plusieurs centaines de mètres ou plusieurs kilomètres dans les rives. Sur la base de ce traçage qualitatif, suivra une discussion sur les origines, les âges, la répartition et la dynamique des eaux souterraines et, sur l'origine et la dynamique des sels dissous. Les compositions isotopiques et les salures mesurées dans les rives méridionales seront également mentionnées, avant que soient précisés le mode de régulation saline du lac Tchad par infiltrations et abandons superficiels et, la régulation saline quaternaire du bassin tchadien.

2. CONDITIONS DE GISEMENT DES EAUX SOUTERRAINES.

2.1. Les grands systèmes aquifères de la cuvette tchadienne.

Trois grands systèmes aquifères peuvent être définis dans le bassin tchadien. Les différentes formations sont situées dans l'histoire du bassin grâce aux travaux de M. SERVANT (1973) et S. SERVANT (1973) (fig. 80).

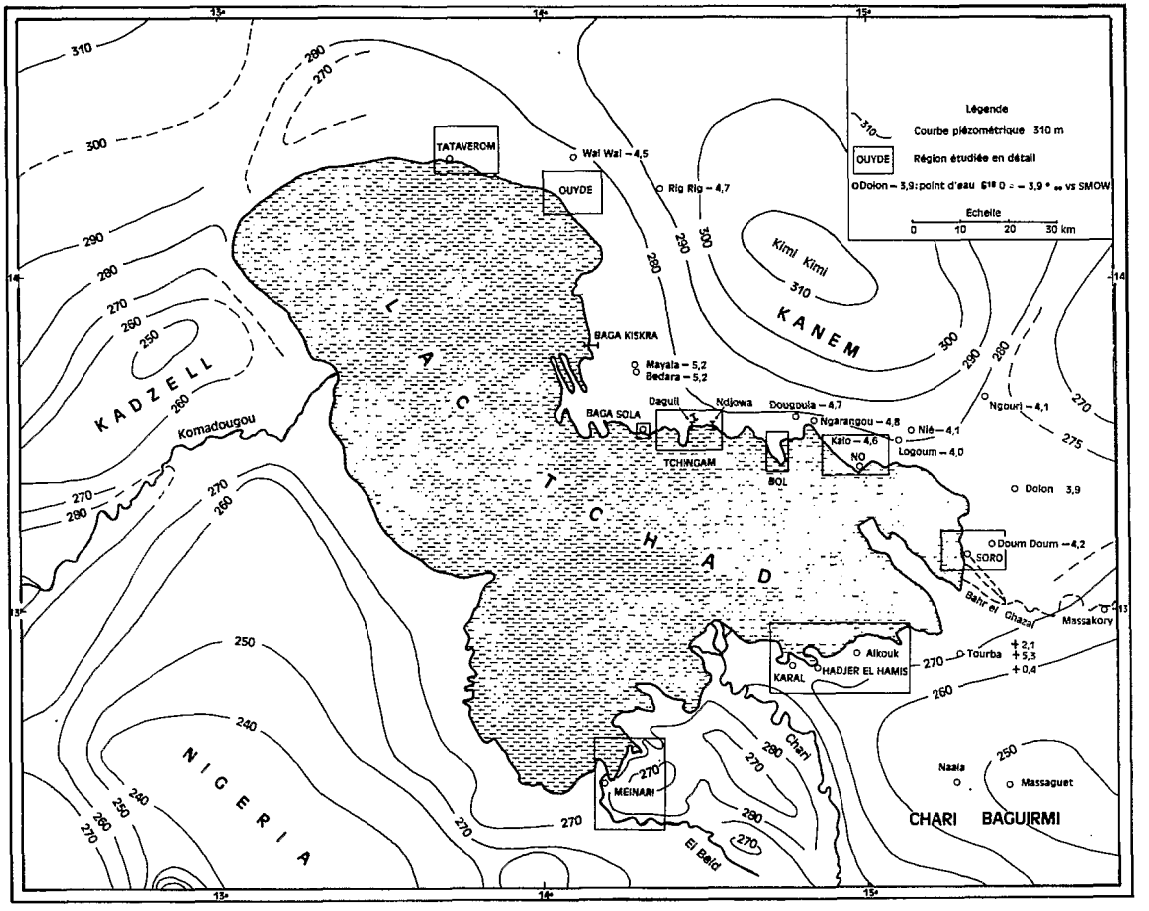


Fig. 79 : Nappe phréatique dans la zone du lac Tchad.
Piézométrie et situation des régions et des points d'eau étudiés.

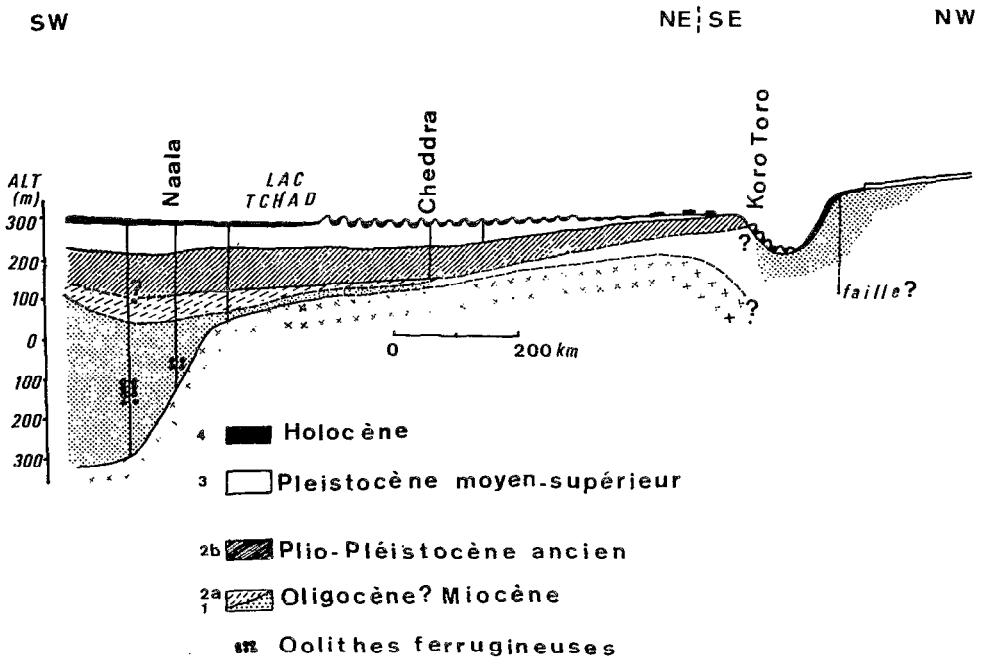


Fig. 80 : Les grandes formations du bassin tchadien (d'après M. SERVANT - 1973 -).

— *La nappe phréatique* est contenue dans 60 à 80 m de sables éoliens à lentilles interstratifiées d'argiles (série des Soulias, Pleistocène moyen à supérieur) et dans les argiles craquelées, d'une puissance maximale de 10 m, qui tapissent les dépressions interdunaires (série de Labdé, fin du Pleistocène-Holocène). L'étude détaillée de ces formations sera exposée au paragraphe suivant.

L'imperméable est constitué par une série argileuse monotone, en général de 150 à 250 m d'épaisseur mais pouvant atteindre 400 m (série du Bahr el Ghazal, Plio-Pleistocène ancien).

— *La nappe dite « de base »* est située dans 75 m de sables fluviatiles. Elle est *artésienne* au centre du bassin.

L'imperméable est formé de grès ferrugineux ou de couches argileuses dans la région du lac.

— *La nappe du Continental terminal* est contenue dans des sables fluviatiles, médiocrement classés, à débris de grès ferrugineux. Des oolithes ferrugineuses, très dispersées dans les sables apparaissent dans quelques niveaux. Ces dépôts contiennent des couches argileuses et des grès argileux intercalés où plusieurs nappes peuvent être éventuellement distinguées. L'épaisseur de cette formation est très variable, le plus souvent de 200 à 300 m. Les eaux sont *artésiennes.*

L'âge des deux derniers aquifères est probablement miocène, et peut être en partie oligocène.

L'imperméable est représenté, dans la région du lac, par le socle précambrien (gneiss, migmatites, granites...) sur lequel les séries continentales tertiaires reposent directement.

Finalement, le lac Tchad s'étend sur trois grands systèmes aquifères superposés mais ne semble avoir actuellement de rapports qu'avec le système supérieur, c'est-à-dire avec la nappe phréatique.

2.2. Conditions de gisement de la nappe phréatique des rives du lac Tchad.

2.2.1. Kanem.

Il a été présenté antérieurement une description stratigraphique détaillée des forages de No, Tchingam et Soro (fig. 81 à 84) effectués dans toute l'épaisseur de la nappe phréatique (M.A. ROCHE - 1970 -). La similitude entre ces coupes et celle qui avait été relevée à Bol (DIELEMAN et de RIDDER - 1963 -) avait été soulignée. Il faut rappeler cependant que :

— *le mur imperméable* se situe entre 208 et 217 m d'altitude absolue à Tchingam et No et plus bas que 207 m à Soro. Il est constitué par des argiles monotones dont *l'épaisseur est généralement de 150 à 250 m.* M. SERVANT (1973) signale

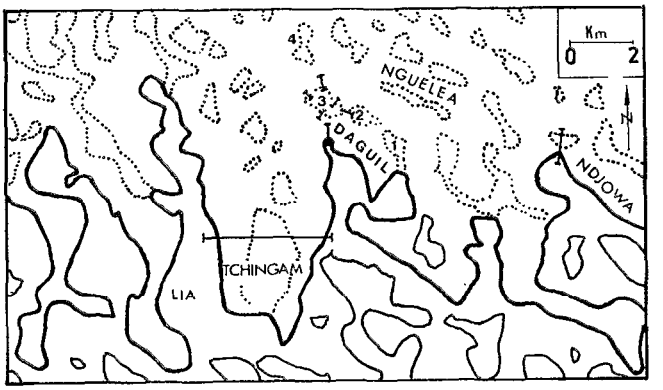


Fig. 81 a : Profil étudié à Tchingam.

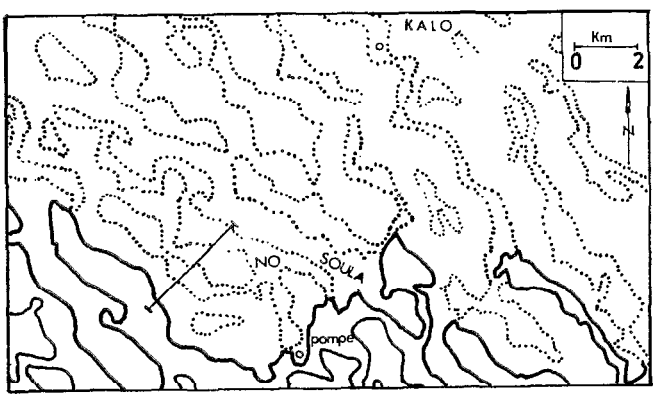


Fig. 81 b : Profil étudié à No.

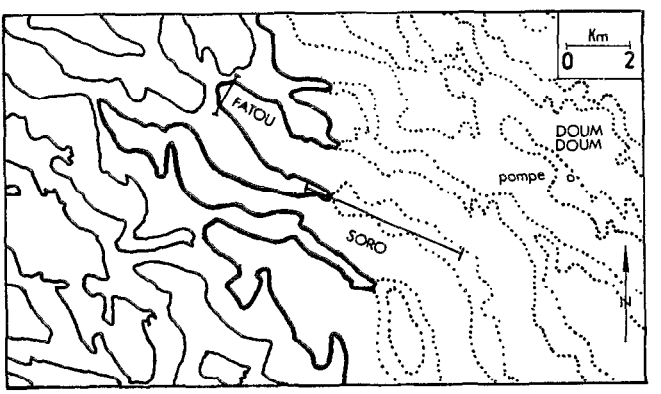


Fig. 81 c : Profil étudié à Soro.

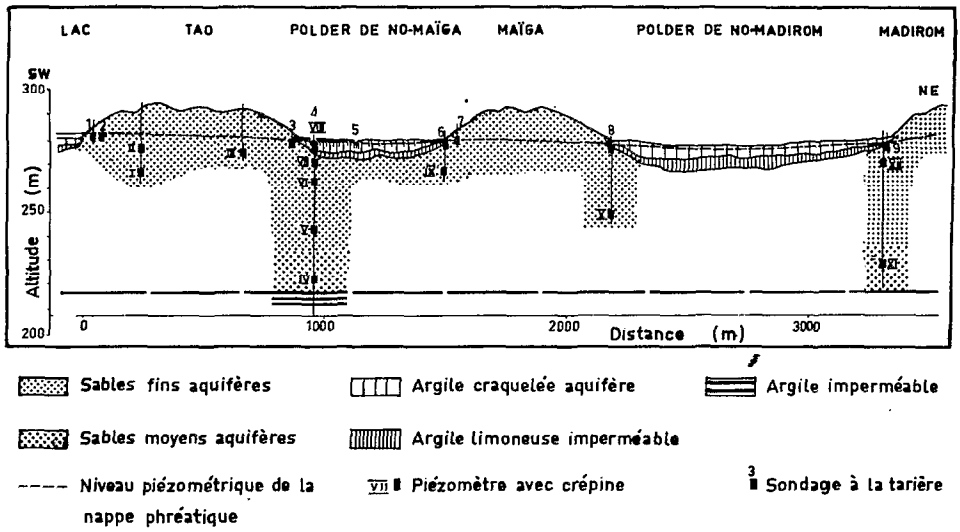


Fig. 82 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à No.

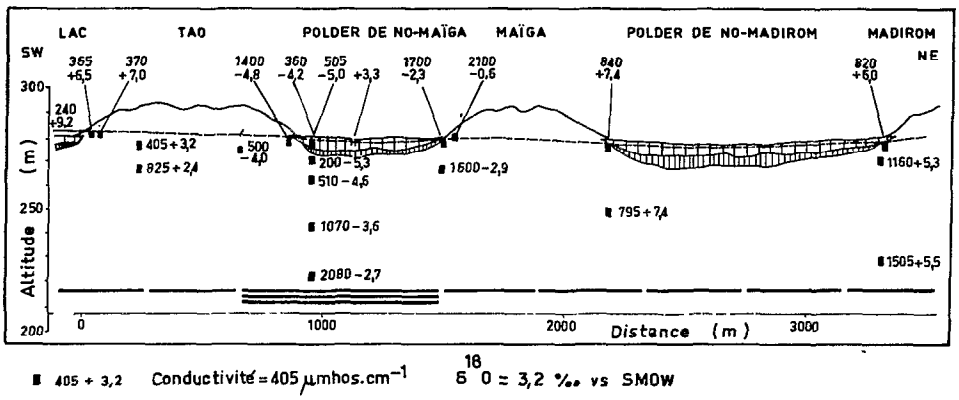


Fig. 82 b : Conductivité et composition de la nappe phréatique à No.

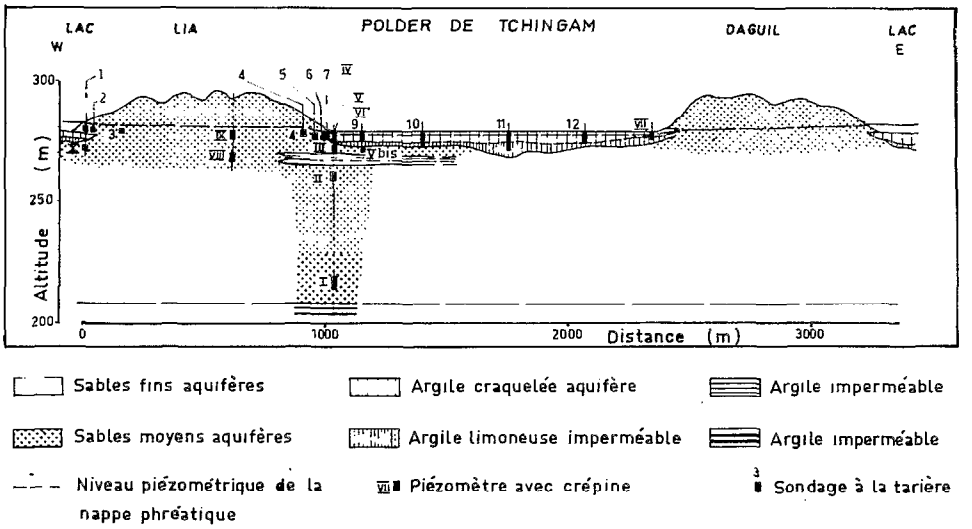


Fig. 83 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970).

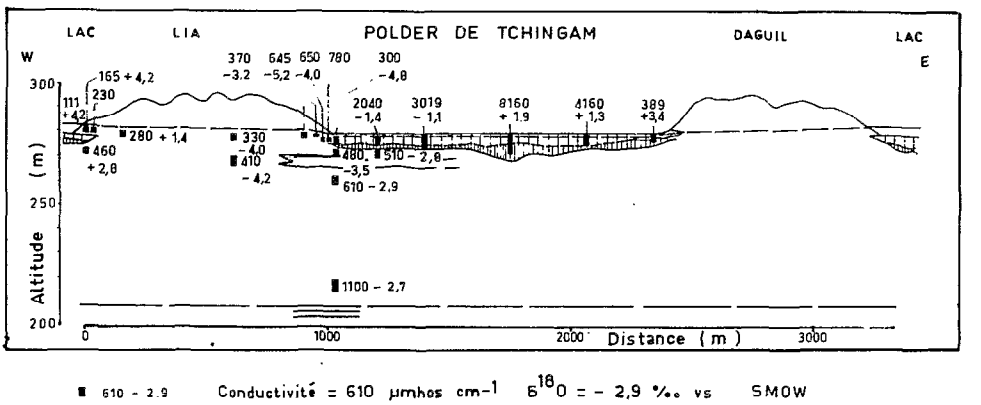


Fig. 83 b : Conductivité et composition isotopique de la nappe phréatique à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970 -).

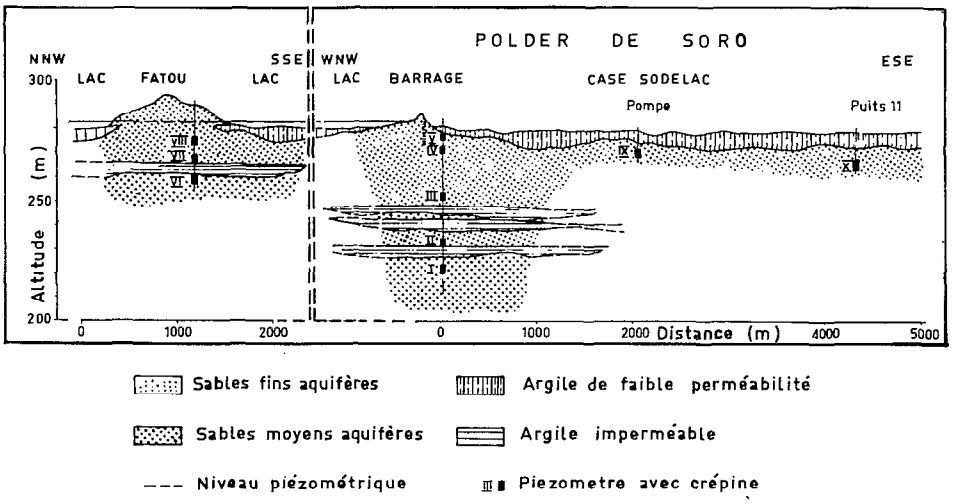


Fig. 84 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Soro.

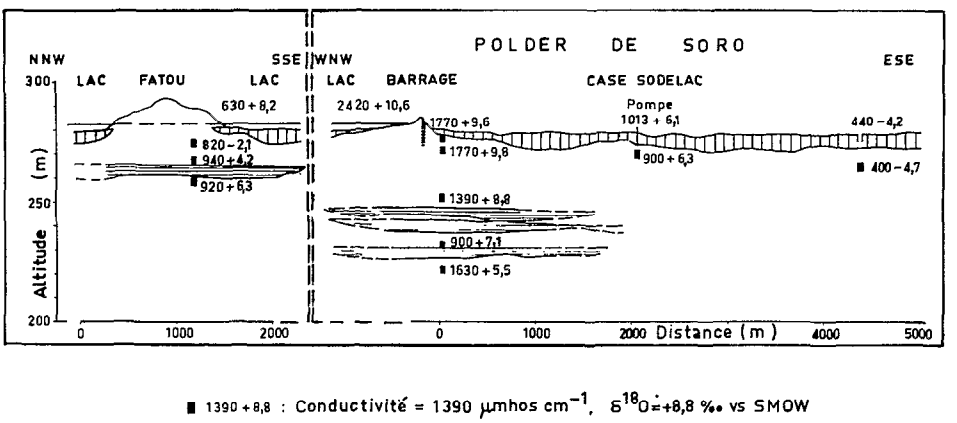


Fig. 84 b : Conductivité et composition isotopique de la nappe phréatique à Soro.

que ces argiles peuvent inclure localement, sur quelques mètres au sommet, des sables éoliens, des débris volcaniques, des lits de calcaire ou de cristobalite et qu'elles sont riches en diatomées dans la partie moyenne à supérieure. L'âge de cette formation est plio-pleistocène ancien.

— *la nappe phréatique* circule dans des *sables éoliens*. De l'ordre de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, la taille moyenne des grains semble légèrement plus fine au-dessus de 226-223 m. Ces sables constituent *l'erg* qui s'étend au nord-est du lac depuis les régions d'archipel. En bordure du lac, les sommets dunaires applanis dominent les eaux superficielles de 10 à 15 m. Au moins *deux ou trois niveaux lenticulaires d'argiles imperméables*, d'une épaisseur de 1 à 7 m, peuvent exister à différentes profondeurs, entre 225 et 270 m. Ces formations argileuses cloisonnent localement les eaux souterraines. Une fois soustraite l'épaisseur des argiles, *la puissance de la nappe varie de 55 à 75 m*. L'ensemble de ces sables et argiles représente la série des Soulias.

Une partie de l'eau des sables s'écoule dans les argiles craquelées, à perméabilité en grand, qui comblent le fond des dépressions interdunaires. Cet aquifère (11 000 ans B.P. à actuel) est isolé des sables sous-jacents par une *couche d'argiles limoneuses* (11 000 à 12 000 B.P.) *de très faible perméabilité*. L'ensemble argileux supérieur, d'une épaisseur maximale de 8-10 m, représente la série de Labdé. L'imperméable peut ne pas exister en bordure des dunes. Les argiles craquelées sont alors en communication directe avec les sables. De même en bordure, des biseaux sableux s'intercalent entre les argiles et favorisent l'alimentation en eaux de celles-ci. Toutefois la nappe des argiles craquelées est, probablement, aussi alimentée pour une faible part à travers les argiles limoneuses sous lesquelles la nappe des sables est en charge : leur perméabilité, bien que faible, peut laisser filtrer un débit non négligeable.

La nappe, qualifiée de phréatique à l'échelle du bassin, l'est réellement dans les dunes et dans les argiles craquelées où elle est libre. En revanche, dans les dépressions interdunaires, *les eaux mises en charge sous les argiles limoneuses, sont ascendantes, parfois même artésiennes.*

La distinction de différents aquifères dans les sables apparaît arbitraire, en raison de la nature lenticulaire des couches argileuses. En définitive, il est seulement possible de distinguer la nappe des sables de la nappe des argiles craquelées.

Les eaux du lac dont le niveau moyen était de 281-282 m au moment de l'étude reposent directement sur cet ensemble aquifère avec lequel elles ont la possibilité de communiquer librement par les fonds sableux et probablement, mais dans une moindre mesure, par les fonds vaseux.

2.2.2. Au sud du 13ème parallèle.

Les dépôts qui contiennent la nappe phréatique à proximité du lac sont des sables, éoliens au sommet, fluviatiles en profondeur. Des couches argileuses intercalées sont également observées. La série de Labdé devient fluvio-lacustres et sa limite inférieure peut être imprécise.

Dans la région de Karal à Alkouk (fig. 85), sur une bande côtière d'une dizaine de kilomètres de largeur, il a été constaté que lorsque les puits sont creusés dans des dépressions, ils traversent d'abord quelques mètres d'argile noire (Holocène), puis des sables éoliens qui deviennent aquifères à une profondeur de plus en plus importante lorsqu'on s'éloigne du lac. Vers 18 m de profondeur, ces sables reposent sur des argiles sableuses beige clair. Les nomades rapportent qu'à quelques kilomètres du lac, l'eau serait en charge sous ces argiles (probablement dans des lits sableux intercalés ou sous-jacents) et remonterait d'environ 2 mètres une fois celles-ci dépassées.

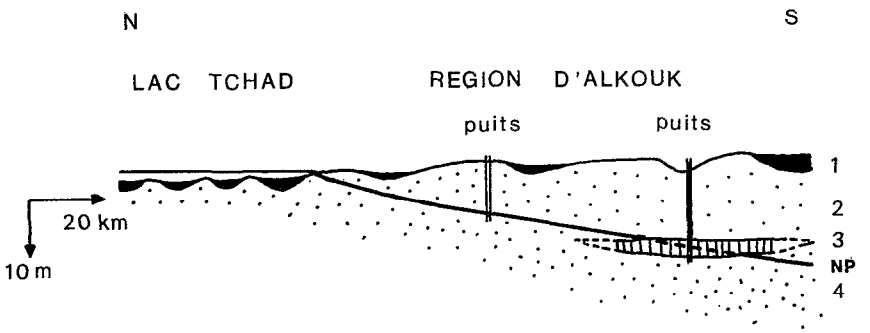


Fig. 85 : Coupe hydrogéologique schématique de la rive méridionale du lac Tchad dans la région d'Alkouk.
1 : Argiles noires, 2 : Sables éoliens, 3 : Argiles beige clair, 4 : Sables non reconnus (éoliens ou fluviatiles), NP : Niveau piézométrique de la nappe phréatique.

A Hadjer el Hamis, en bordure même du lac, des sables éoliens constituent l'aquifère mais à 3 m de profondeur, des argiles gris-noirs ont été traversés sur environ 2 m. Elles doivent correspondre à un modelé légèrement différent du bras lacustre au cours de l'Holocène. La nappe est mise en charge sous ces argiles.

Dans les zones étudiées, on peut conclure que *la nature lithologique des terrains est favorable aux infiltrations des eaux du lac tant par une grande partie des fonds que par les rives. D'après les données disponibles, il semble en être de même pour les rives occidentales, sauf peut-être dans le Kadzell où la nappe serait difficilement alimentée par le lac car le toit argileux qui la recouvre paraît devoir limiter les infiltrations* (P. PIRARD - 1963 -).

3. PALÉOHYDROLOGIE DU BASSIN TCHADIEN.

L'étude des séquences continentales, dont nous venons de présenter les principaux faciès, a permis à M. SERVANT (1973) de préciser la paléhydrologie du bassin tchadien.

Les dépôts qui reposent sur le socle cristallin, tout d'abord sableux et fluviatiles à l'*Oligocène* et au *Miocène*, devinrent uniformément argileux au *Pliocène* et au *Quaternaire ancien*. Ce changement du caractère lithologique dénote une accentuation de l'endoréisme du bassin tchadien par subsidence. Les eaux et les fractions fines s'accumulèrent dans la cuvette. *Les eaux purent probablement alors se déverser aussi par des exutoires superficiels et gagner l'océan.*

Au Pleistocène supérieur, le réseau hydrographique fut complètement désorganisé par la *mise en place des massifs dunaires* dans toute la partie nord du bassin et les grandes lignes de la topographie actuelle s'individualisèrent. *La série des Soulias, d'âge pleistocène moyen à supérieur,* correspond à une succession d'épisodes secs, favorables aux remaniements éoliens et humides, entraînant la création de lacs. Les lentilles argileuses sont les témoins d'anciennes cuvettes interdunaires où argiles et sels sédimentèrent à des périodes durant lesquelles le modelé de l'erg, dans ces régions, était plus accentué qu'actuellement ou encore, l'épaisseur des sables moins importante (M.A. ROCHE - 1970 a -). Bien que l'on ne puisse affirmer avoir repéré, par sondages, tous les niveaux lacustres, la coupe de Soro montre que *les conditions sèches ou désertiques ont été interrompues au moins trois fois par des phases humides.* La partie sommitale de la série comprend des termes lacustres datés par le carbone 14 de 40 000 à 20 000 ans B.P. environ. C'est probablement à cette époque que se rattache la lentille argileuse reconnue à faible profondeur à Tchingam. Des lacs peu profonds s'établirent alors dans de nombreuses dépressions.

De 20 000 ans environ à 12 000 ans B.P., une phase aride provoqua l'assèchement des lacs et de puissants remaniements éoliens.

Vers 12 000 ans B.P., le Paléo-Tchad se créa. Les sédiments argilo-limoneux de la *série de Labdé* commencèrent à se déposer. A l'échelle du millénaire, des crues successives séparèrent des phases de retraits ou même d'assèchement en fonction des conditions climatiques qui régnaient sur le bassin. Les apports hydriques au lac étaient surtout d'origine méridionale. La période comprise entre 8 000 et 10 000 ans B.P. environ fait exception : les massifs sahariens participèrent alors à l'alimentation. *Le lac atteignit son maximum d'extension vers 8 000-9 000 ans puis vers 6 000 ans B.P.* A cette dernière date, *sa côte était de 320 m* et sa superficie d'environ 400 000 km^2 (fig. 86, d'après SCHNEIDER - 1968 -) représentait celle de la Caspienne actuelle.

Un niveau à 287-290 m fut encore atteint *entre 3 200 et 1 800 ans B.P. L'assèchement fut ensuite général à l'ensemble du Kanem.* Les dernières alluvions du Bahr el Ghazal sont datées de moins de deux siècles.

Actuellement et depuis sa dernière régression, commencée il y a environ deux millénaires, le lac Tchad n'est plus qu'une pellicule d'eau dont la superficie oscille entre quelques milliers et 22 000 km^2.

M. SERVANT (1973) conclut que la pluviosité était vraisemblablement supérieure à l'évaporation vers 8 000-9 000 ans B.P., légèrement inférieure vers 6 000 ans B.P.

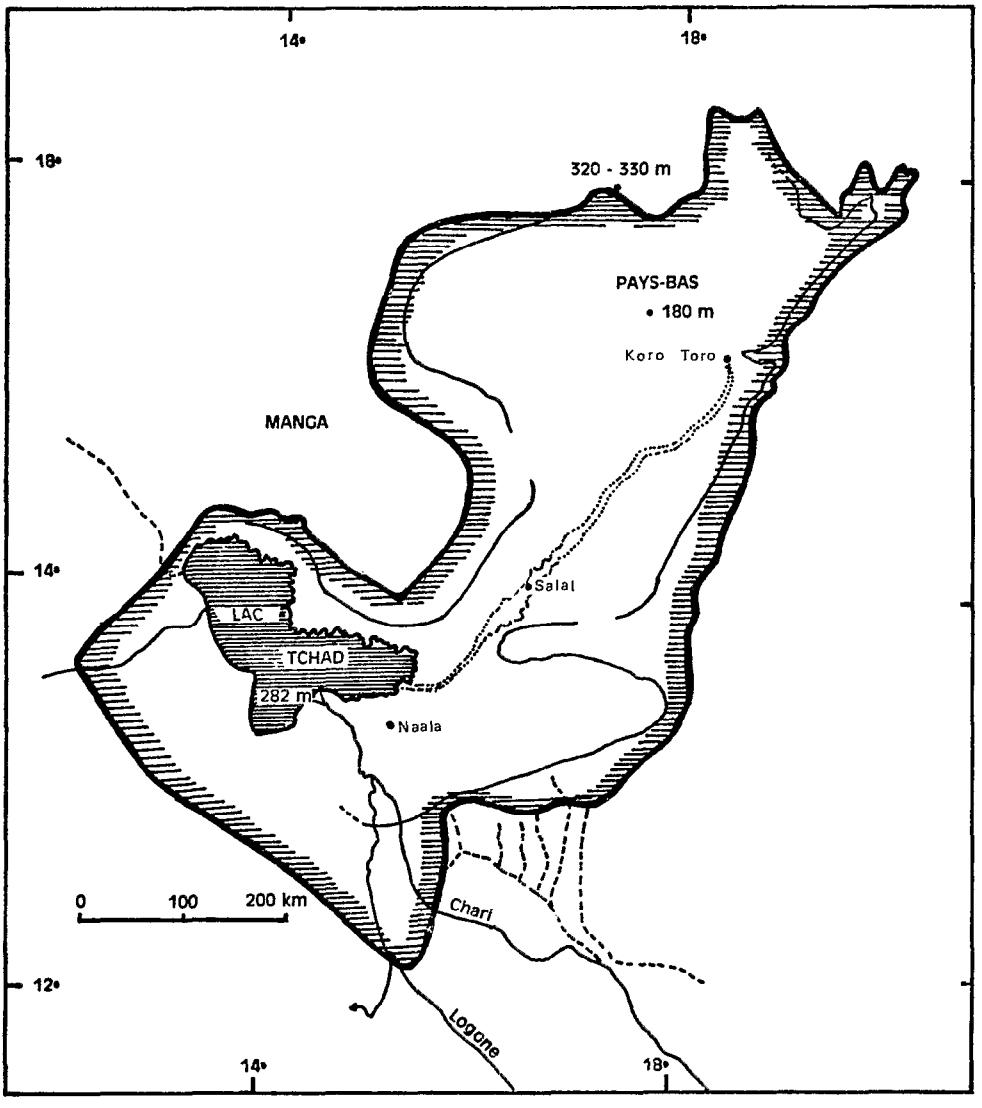


Fig. 86 : Extension du lac Tchad vers 6 000 ans B.P.
(d'après J.L. SCHNEIDER - 1968 -).

4. PROFONDEUR DE LA SURFACE PIÉZOMÉTRIQUE.

La topographie des régions côtières méridionales est plate, sans relief apparent. L'accroissement de la profondeur de la surface piézométrique vers l'intérieur des terres est déterminé essentiellement par la pente hydraulique de la nappe. La profondeur maximale est d'une quinzaine de mètres au Cameroun. Au Tchad, sur la rive sud, elle décroît de quelques mètres, à proximité du lac, à 30-40 m dans le Chari-Baguirmi.

Dans le Kanem, la topographie de l'erg présente un certain nombre de caractères communs. Les sommets des dunes sont aplanis et les petits creux, où l'on a intérêt à implanter les piézomètres, dominent les sols argileux des grandes dépressions interdunaires de 10 à 15 mètres environ. C'est approximativement la profondeur de la nappe en ces sites. Le sol des bras asséchés naturellement ou artificiellement (polders) est le plus souvent en dessous du niveau du lac. En 1969 par exemple, par rapport au niveau moyen du lac (281,6 m), il se situe entre — 1,2 et — 2,9 m à No, — 2,7 et — 3,3 m à Tchingam et — 0,3 et — 1,5 m à Soro. La profondeur de la surface piézométrique dans les argiles craquelées des dépressions peut varier selon les sites entre 0 et 4 m. Elle décroît généralement depuis les bords des dunes vers le centre des cuvettes où des mares peuvent se maintenir.

5. PIÉZOMÉTRIE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE.

5.1. Piézométrie générale de la nappe phréatique dans les régions périphériques du lac Tchad.

Les études hydrologiques antérieures (F. PIRARD - 1963 -, J.L. SCHNEIDER - 1967-1968 -, W. BARBER et D.G. JONES - 1957 -, U.N.E.S.C.O. - 1969 -) ont montré que *le lac Tchad est entouré de dépressions piézométriques*, séparées les unes des autres par des crêtes piézométriques qui correspondent aux eaux superficielles des tributaires (fig. 79). Il existe ainsi une dépression dans chaque état riverain : au Tchad (Chari-Baguirmi), au Cameroun, en Nigéria, au Niger (Kadzell). *Dans le Kanem, une gouttière piézométrique longe le lac à quelques kilomètres des rives* (J.L. SCHNEIDER - 1968 -). Au point le plus bas, le niveau de la nappe est à 275 m, soit 5 à 7 m en dessous du niveau normal du lac. Au-delà de cette gouttière marginale, *le niveau remonte en direction du dôme piézométrique de Kimi-Kimi, jusqu'à 313 m* (fig. 87).

Le gradient piézométrique est ainsi orienté vers l'intérieur des terres sur tout le pourtour du lac.

Divers avis ont été émis pour expliquer le modelé de la nappe phréatique. Il apparaît vraisemblable que les dépressions piézométriques ont commencé à se creuser dès le retrait du Paléo-Tchad, il y a plusieurs milliers d'années. Une explication peut être avancée par *un déficit d'alimentation par rapport à l'évapotranspiration, l'évaporation et l'exploitation*. Ceci malgré la profondeur relativement importante de la surface de la nappe qui atteint de 30 à 50 m au cœur des dépressions. Une telle piézométrie

implique une faible alimentation périphérique par les eaux superficielles et des vitesses de circulation extrêmement lentes dans les aquifères. *Le facteur déterminant est ainsi probablement la lithologie* (argiles, sables argileux et sables) *et l'agencement très biseauté des dépôts deltaïques.*

Au contraire dans l'erg du Kanem, la nature même des *sables dunaires* favorise l'infiltration encore actuelle des pluies et constitue une protection efficace contre l'évaporation. Une conclusion similaire ressort de l'étude de la nappe phréatique du Grand Erg Occidental au Sahara algérien (M.A. ROCHE - 1968, 1973 -). Au Tchad, cependant, la végétation herbacée qui se développe au cours de la saison des pluies consomme une très forte proportion des précipitations (P. AUDRY - 1967 -). Dans le Kanem, pour une pluviosité de 325 à 250 mm/an, les sables sont directement responsables de l'existence du dôme de Kimi-Kimi et de *la stabilité du niveau piézométrique (à l'échelle séculaire), qui tend à s'établir parallèlement à la topographie générale.*

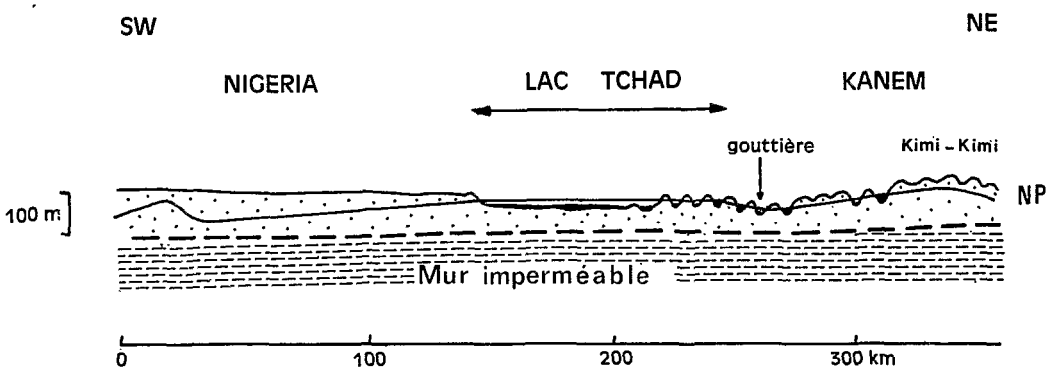


Fig. 87 : Coupe hydrogéologique SW-NE de la nappe phréatique du bassin tchadien (NP : niveau piézométrique).

5.2. Piézométrie de la partie supérieure de la nappe en bordure des rives.

Par nivellement de sondages, les gradients hydrauliques de la partie supérieure de la nappe ont été mesurés en 1969, en divers sites des rives orientales, sur des distances de l'ordre du kilomètre.

— *Sur la côte sud, à Hadjer el Hamis,* le niveau piézométrique de la nappe phréatique se raccorde à la ligne de rivage du lac selon un gradient piézométrique important de 9 °/₀₀ jusqu'à 350 m du rivage (fig. 102 b).

— *Dans le Kanem, à No,* sous la dune de Tao (fig. 82) le gradient hydraulique moyen de 2,6 °/₀₀ est faible mais orienté du lac vers le polder. Le gradient est plus fort en bordure du lac et du polder (5 et 4 °/₀₀) qu'au milieu de la dune (0,6 °/₀₀).

— *A Tchingam*, sous la dune (fig. 83), le gradient est faible, mais également orienté du lac vers le polder. Il est variable et tend à augmenter vers l'intérieur : entre le lac et le piézomètre IX, le gradient moyen est de 1,4 °/oo. Au bord du polder (du IX au 4) il est de 1,8 °/oo, puis du 4 au 8, sur une courte distance, il atteint 12 °/oo. La pente moyenne est de 3,1 °/oo.

— *A Ndjowa (fig. 96), Daguil (fig. 97), Baga Kiskra (fig. 98)*, de tels gradients orientés vers l'intérieur des terres ont été mesurés sous la dune séparant le lac de la première cuvette littorale.

Dans certains polders, les pertes du lac par infiltration donnent naissance à un court ruisselet qui, du pied du barrage, gagne la mare alors présente à l'aval. C. CHEVERRY (1969) signale ce fait à Bol Bérim. Il fut fréquemment observé dans d'autres polders, tel par exemple à Baga Kiskra, Broumbia, No à Daguil. Les débits estimés étaient inférieurs à 1 ou 2 l/s.

— *A Soro*, dans la presqu'île dunaire, le niveau piézométrique de la partie supérieure de la nappe (VIII) était en août 1969 de 0,13 m plus haut que le niveau du lac, alors à son minimum annuel. En novembre 1969, il était le même que celui du lac. La différence constatée ne peut être vraiment significative car elle est de l'ordre de grandeur des oscillations journalières du niveau du lac. De même, dans l'île de Tandal, en face de Bol, les différences de niveau entre le lac et la nappe à plusieurs dizaines de mètres des rives (de 10 cm en janvier 1969) n'apparaissent pas significatives.

En résumé, sur quelques centaines de mètres, les gradients piézométriques dans les rives sont toujours orientés du lac vers l'intérieur des terres. Ils varient entre 9 et 2 % mais ne sont pas marqués dans les îles et les presqu'îles.

5.3. Variations temporelles de la piézométrie de la partie supérieure de la nappe côtière.

Les mesures trimestrielles, effectuées sur des alignements de sondages, ont montré qu'*il n'y a pas inversion du gradient en bordure des rives, lors de la variation saisonnière de l'ordre de 1 mètre du niveau du lac* (fig. 96 à 98). A Daguil (fig. 97 a), on observe bien localement une légère inversion du gradient pendant la saison des basses eaux du lac. Ce phénomène se réalise cependant à quelques mètres du rivage sans que la nappe puisse se déverser dans le lac, en raison d'un fort gradient, orienté vers l'intérieur des terres, qui se maintient toute l'année sous la ligne de rivage.

Dans les bras littoraux asséchés depuis quelques années, on remarque fréquemment, sur la périphérie des mares résiduelles, une frange de suintements de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, présentant localement l'aspect de petites sources. Elle correspond à l'affleurement des eaux souterraines. Les profils piézométriques nivelés confirment l'alimentation de ces cuvettes par la nappe dunaire (fig. 96 à 98). Même sous les seuils séparant deux mares, le profil piézométrique est bombé : les eaux souterraines se déversent de part et d'autre du seuil, et, la mare amont ne s'écoule pas dans la mare aval. *Les eaux résiduelles, isolées par des seuils dans les bras, lors d'une baisse pluriannuelle du niveau du lac, évoluent donc indépendamment.*

On peut, d'après ces diverses observations, concevoir l'évolution pluriannuelle de la piézométrie en fonction de l'évolution du niveau du lac. Le gradient piézométrique à l'extrémité d'un bras côtier est orienté du lac vers l'intérieur des terres. *Lorsque l'extrémité du bras est coupée du lac*, il y a formation d'une mare littorale. Le niveau des eaux superficielles y diminue rapidement sous l'effet de l'évaporation et le gradient piézométrique s'inverse : *la nappe est alors sollicitée sur tout le pourtour de la dépression*. Ce phénomène observé en 1969, sur quelques kilomètres dans le bras de Daguil, doit se réaliser sur une bande beaucoup plus large en cas de baisse importante du niveau du lac.

Une telle évolution a pour conséquence un blocage des sels dans les cuvettes, lesquels ne peuvent s'évacuer qu'à la liaison suivante avec le lac. Toutefois, il existe pour certaine cuvette une autre possibilité : si le niveau piézométrique baisse suffisamment par rapport au fond de la cuvette asséchée, l'évacuation des sels vers la nappe se réalise par lessivage par les eaux de pluies. *L'altitude des dépressions* apparaît ainsi comme un facteur déterminant de ce phénomène qui se produit, par exemple, dans les dépressions secondaires jalonnant certains seuils sableux (fig. 97 b).

Il est à signaler que des recherches théoriques ont démontré que des cuvettes endoréiques, alimentées par des eaux souterraines sur tout leur pourtour, peuvent subir, dans certaines conditions, des pertes par infiltration à travers une partie de leur fond si une pente piézométrique générale existe pour l'ensemble de la nappe phréatique.

Ces mécanismes complexes de décrues et de crues, qui entraînent le drainage et l'alimentation des dunes côtières, ne peuvent avoir pour résultante pluriannuelle, à l'échelle du siècle ou du millénaire, qu'un rejet superficiel et souterrain des sels vers l'extérieur en direction de la gouttière morphologique et piézométrique. C'est entre le lac et cette gouttière que se situent actuellement les cuvettes les plus minéralisées (« natronières ») où le trona est exploité (G. MAGLIONE - 1968 à 1973 -).

5.4. Piézométrie de la nappe des argiles craquelées.

Dans les argiles craquelées des bras asséchés, où les remontées capillaires sont favorisées par la nature lithologique des terrains, l'alimentation périphérique à partir des dunes et l'évaporation déterminent un gradient piézométrique orienté vers le centre des dépressions. Dans le polder de Tchingam par exemple, *le gradient est de 0,2 °/₀₀*, dont très faible. Les débits peuvent cependant être importants compte tenu de *la perméabilité en grand très élevée.*

Les enregistrements des variations de niveau de la nappe phréatique des argiles craquelées révèlent des *variations journalières du niveau piézométrique* (M.A. ROCHE - 1970 -). La période de ces oscillations est très régulière, avec généralement un maximum entre 8 et 11 heures et un minimum entre 18 et 21 heures. L'amplitude moyenne est d'environ 2 à 3 cm. Toutefois la figure 88 montre un exemple de variation particulière, peu fréquent, qui a eu lieu le 17 septembre 1969, à la fin de la saison des pluies. Des enregistrements, relevés dans tous les piézomètres sous les polders de No et Maïga et dans la dune de Tao, semblent prouver que *ces oscillations n'ont*

pas lieu dans la nappe des sables. Elles ne sont pas synchrones avec celles du lac bien que la brusque montée de niveau du 17 septembre soit observée aussi bien dans celui-ci que dans la nappe, révélant alors une cause commune. Ces fluctuations sont synchrones avec celles de la pression atmosphérique (fig. 88) qui apparaît ainsi être la cause du phénomène. Ces dernières *sont provoquées par la « marée barométrique ».* Le fait que les fortes pressions correspondent aux hauts niveaux de la nappe amène à penser que le phénomène se réalise par *une compression des argiles aquifères.*

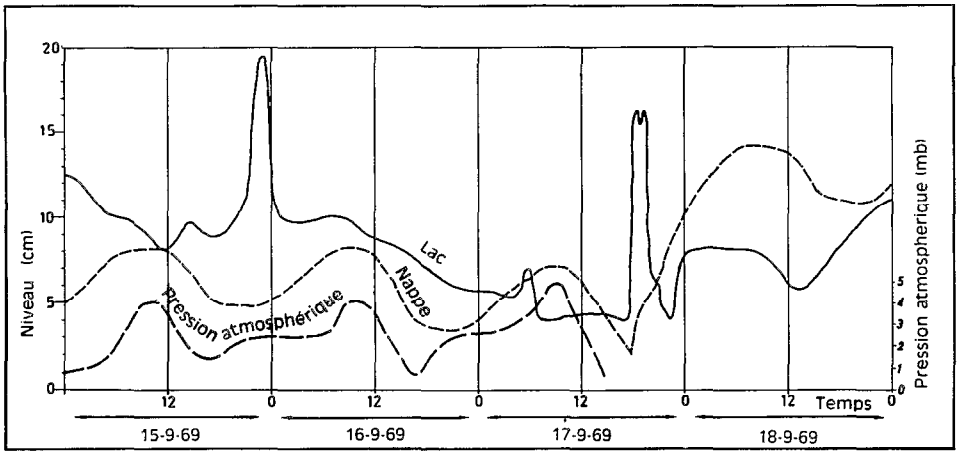


Fig. 88 : Variations journalières du niveau du lac Tchad et de la nappe phréatique des argiles craquelées du polder de No. Comparaison avec les variations journalières de la pression atmosphérique.

5.5. Piézométrie de la partie profonde de la nappe.

— *A No*, sous la dune de Tao, (sondages I et II, fig. 82 a), le niveau piézométrique est légèrement différent selon la profondeur de la crépine. Il est plus bas de 6 cm dans le piézomètre le plus profond.

Sous le polder, les niveaux sur la même verticale varient également suivant la profondeur. *La nappe* est mise en charge sous le toit argileux des argiles limoneuses holocènes. Elle *est ascendante mais non artésienne.* Le niveau piézométrique dépasse ainsi d'environ 50 cm celui de la nappe des argiles craquelées. Des mesures hebdomadaires, échelonnées de juin 1969 à janvier 1970, montrent que les variations maximales, positives ou négatives, sont comprises entre 5 et 20 cm pour une élévation du plan d'eau du lac de 80 cm. *Le niveau de la nappe des sables ne paraît pas très influencé à l'échelle annuelle par celui du lac.* Toutefois, il semble en être différemment à l'échelle pluriannuelle : de janvier 1970 à janvier 1972, pour une baisse du plan

d'eau lacustre de 70 cm, le niveau de la nappe s'est rabattu de 45 à 55 cm, même dans les forages les plus profonds.

— *A Tchingam*, dans le polder, la nappe est mise en charge sous les limons argileux. *Elle est artésienne*. Sur le bord de la cuvette (en I, II, III), le niveau de la nappe des sables dépassait, en mai 1969, celui du sol d'une hauteur supérieure à 32, 80 et 52 cm respectivement, correspondant à la longueur des tubages. Après pompage à faible débit, le niveau remontait plus ou moins vite selon les forages, indiquant probablement des pertes de charge variables suivant les crépines et leur état d'ensablement. Au V bis, le débit artésien était d'environ 2 l/s avant que le trou ne soit rebouché avec de l'argile pour éviter une inondation locale du polder. *Un tel artésianisme peut être à l'origine dans certaines cuvettes d'exsurgences dans les mares résiduelles.* Ce phénomène est déterminé par l'altitude de la couche d'argile limoneuse imperméable qui est souvent, en bordure des dunes, à une altitude supérieure à celle du sol des cuvettes.

Au piézomètre X, implanté à 5 m du lac, dans les sables sous-jacents aux argiles limoneuses, le niveau était, en mai 1969, inférieur de 55 cm à celui du lac et de 36 cm à celui du sondage 1 situé dans la partie supérieure, sur la même verticale. Sous la dune de Lia, en mai 1969, le niveau était plus bas de 6 cm dans le piézomètre le plus profond. Cette observation a été confirmée par des mesures faites en août 1969 et janvier 1972.

— *A Soro*, dans la dune de Fatou, le niveau piézométrique sur la même verticale décroît avec la profondeur (4 cm entre deux piézomètres plus ou moins profondément implantés). De même, au barrage, le niveau est variable suivant la profondeur de la crépine. Il existe une différence maximale de 8 cm entre le II et le V.

Ces différences de niveau piézométrique sur une même verticale sont probablement déterminés par l'écoulement de la nappe. Mais il convient de souligner que les écarts de quelques centimètres entre les niveaux *correspondent à des différences de gradient extrêmement faibles*. Ils peuvent résulter, dans certains piézomètres, d'une perte de charge due notamment aux communications plus ou moins aisées de l'aquifère sableux à l'aquifère argileux ou simplement de l'aquifère à la crépine.

Il est par ailleurs un fait assez général : *le débit des forages décroît fortement avec la profondeur. Ceci peut être lié à une perméabilité plus faible de la base de l'aquifère*. La technique du forage à la boue, qui paraît la seule utilisable dans ce type d'aquifère n'a pas permis d'apprécier une quelconque différence lithologique. Cependant, le nettoyage des piézomètres, à l'aide d'une curette à soupape, n'a toujours fourni que des sables fins et purs, apparemment de forte perméabilité.

Finalement, compte tenu de l'épaisseur importante mais des faibles dénivellations de la nappe, la circulation des eaux doit s'effectuer essentiellement dans la partie supérieure.

6. TRAÇAGE ISOTOPIQUE ET SALIN DE LA NAPPE PHRÉATIQUE DU KANEM.

6.1. Compositions isotopiques et salures de la nappe phréatique du Kanem.

A. *No.*

a) *Composition isotopique.*

Une masse hydrique, à faible teneur en ^{18}O, paraît axée sensiblement sous le bord sud-ouest du polder No-Maïga (fig. 82 b). Elle occupe toute l'épaisseur de l'aquifère mais les concentrations isotopiques croissent de — 5,3 °/oo en surface à — 2,7 °/oo à la base, suivant un gradient régulier de + 0,05 °/oo m^{-1} (fig. 89 a). *Il existe donc une stratification isotopique de la masse hydrique.* Elle isole des eaux plus riches en ^{18}O (+ 7,0 à + 2,4 °/oo), situées à proximité du lac (+ 9,2 °/oo) et sous le polder de No-Madirom (+ 7,3 à + 5,3 °/oo).

Dans la partie supérieure de la nappe de Tao, les eaux ont des teneurs en ^{18}O d'autant plus faibles qu'elles sont éloignées des rives. Le gradient assez régulier, est voisin de — 0,02 °/oo m^{-1} (fig. 89 b). Aucune limite entre les deux masses d'eau ne peut donc être définie sans arbitraire. Sur la verticale I-II, les eaux semblent aussi s'appauvrir légèrement en ^{18}O vers le bas. Là encore, elles apparaissent stratifiées, mais le faible gradient est inverse de celui observé à No-Maïga (VII-IV).

Sous le polder de No-Madirom, il ne semble pas exister de gradient vertical marqué dans les compositions isotopiques (+ 7,3 à + 5,3 °/oo).

Dans les argiles craquelées, les compositions croissent des bordures (— 5,0, — 2,2 °/oo) *vers le centre du polder* (+ 3,3 °/oo).

b) *Salure globale.*

La salure globale est exprimée par la conductivité. De 240 µmhos cm^{-1} dans le lac (fig. 82 b), *les valeurs croissent progressivement jusqu'à 500 µmhos cm^{-1} dans la partie supérieure de la nappe* sous la dune de Maïga. Lorsque l'eau est prélevée dans les sables, *la salure augmente également avec la profondeur.* Sous No-Maïga (VIII-IV), elle croît ainsi de 200 à 2 080 µmhos cm^{-1}, avec un gradient régulier de 38 µmhos cm^{-1} m^{-1}. Les eaux 6 et 8, qui semblent ne pas vérifier cette règle, ont été échantillonnées au contact des sables et des argiles, et leur salure n'est probablement pas très représentative de celle de la nappe des sables. On remarque toutefois que la stratification n'est pas régulière latéralement. Les valeurs des eaux I, IX, IXX contrarient un tracé subhorizontal des courbes d'égale conductivité. Une masse hydrique de salure plus élevée existe sous le polder de No-Madirom.

Sur la bordure de No-Maïga les eaux (VII) présentent les conductivités les plus basses (200 µmhos cm^{-1}) observées dans la coupe. Elles sont donc isolées par

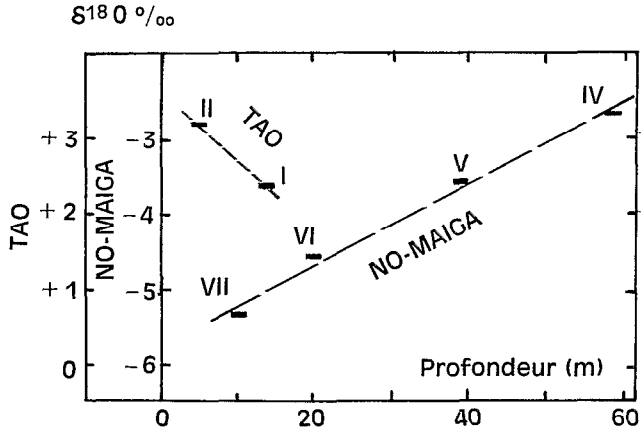


Fig. 89 a : Évolution de la composition isotopique de l'oxygène δ^{18} en fonction de la profondeur à No (M.A. ROCHE - 1970 -).

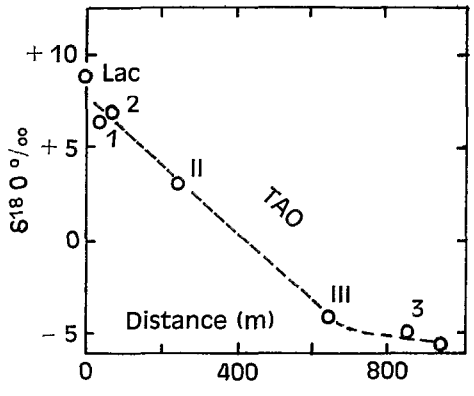


Fig. 89 b : Évolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la distance du rivage à No.

des eaux de salure plus élevée vers le lac et le polder de No-Madirom. Au même endroit (4 et VIII), la nappe des argiles craquelées a une conductivité relativement faible (300 à 505 μmhos cm^{-1}).

c) *Teneurs ioniques spécifiques.*

Le faciès chimique des eaux du lac à Tao est bicarbonaté calcique (fig. 90). Les teneurs en Cl^- et SO_4^{2+} sont très faibles (0,02 et $<$ 0,1 me/l). Les bicarbonates équilibrent pratiquement à eux seuls la balance ionique. Le faciès est Ca. Na. Mg. K, avec Ca + Mg $>$ Na + K. Ces eaux sont « natroniques » et entrent dans la zone d'alcalinité primaire telle qu'elle fut définie par Piper sur le diagramme en losange.

Les eaux souterraines, sur le profil étudié, *présentent le plus souvent un faciès bicarbonaté sodique ou, parfois bicarbonaté calcique,* avec Na. Ca. Mg. K et Ca + Mg $>$ Na + K. Les concentrations en SO_4^{2-} peuvent être localement élevées, celles en Cl^- demeurent faibles. Les bicarbonates sont toujours prédominants. Ces eaux sont également « natroniques » et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire. Toutefois, deux d'entre elles (IX et VII sous No-Maïga), par leurs teneurs en sulfates qui expliquent l'inégalité Ca + Mg $>$ HCO_3 + CO_3, ne présentent pas les caractères « natroniques ».

Quelques zones de la nappe, où les eaux présentent des caractéristiques communes, peuvent être distinguées :

— Les eaux (1, 2, II, pompe), prélevées dans la partie supérieure de la nappe à proximité des rives, se différencient de celles du lac : outre l'accroissement de leur salure globale, on note une augmentation en Na^+ et une diminution en Ca^{2+}. *Les teneurs en Na^+ tendent à devenir supérieure à celles en Ca^{2+}*, avec cependant une faible prédominance. Les concentrations en alcalino-terreux demeurent supérieures à celles en alcalins. Les eaux VI et X, bien que de localisation différente, se rapprochent de ce groupe.

— Sous la bordure sud-ouest de No-Maïga, le faciès chimique des eaux (IV à VII) prélevées sur la même verticale est Na. Ca. Mg. K. Les teneurs varient suivant la profondeur. Avec l'augmentation de la minéralisation globale, les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} décroissent tandis que celles en Na^+ croissent. Dans la zone la plus profonde de la nappe (IV et V), les teneurs en Ca^{2+} (8 à 9 %) et Mg^{2+} (7 à 8 %) sont très faibles et celles en Na^+ (79 %) très élevées. L'eau la plus profonde contient des sulfates (18 %). Les eaux I et III se rapprochent de ce groupe. Par contre, dans la partie supérieure, les eaux VI et VIII sont plus riches en Ca^{2+} (36 et 57 %) et Mg^{2+} (19 et 10 %). La VII se distingue par une forte teneur en SO_4^{2-} (27 %) et en Ca (68 %). Cette caractéristique est commune aux eaux VII, IX et 6 de la partie supérieure de la nappe située sous les limons argileux de No-Maïga et permet de définir cette autre zone.

— Sous le polder de No-Madirom, les eaux (X et XI) ont des teneurs relatives en cations variées, analogues à celles observées à proximité du lac ou intermédiaires entre ces dernières et celles de la zone profonde.

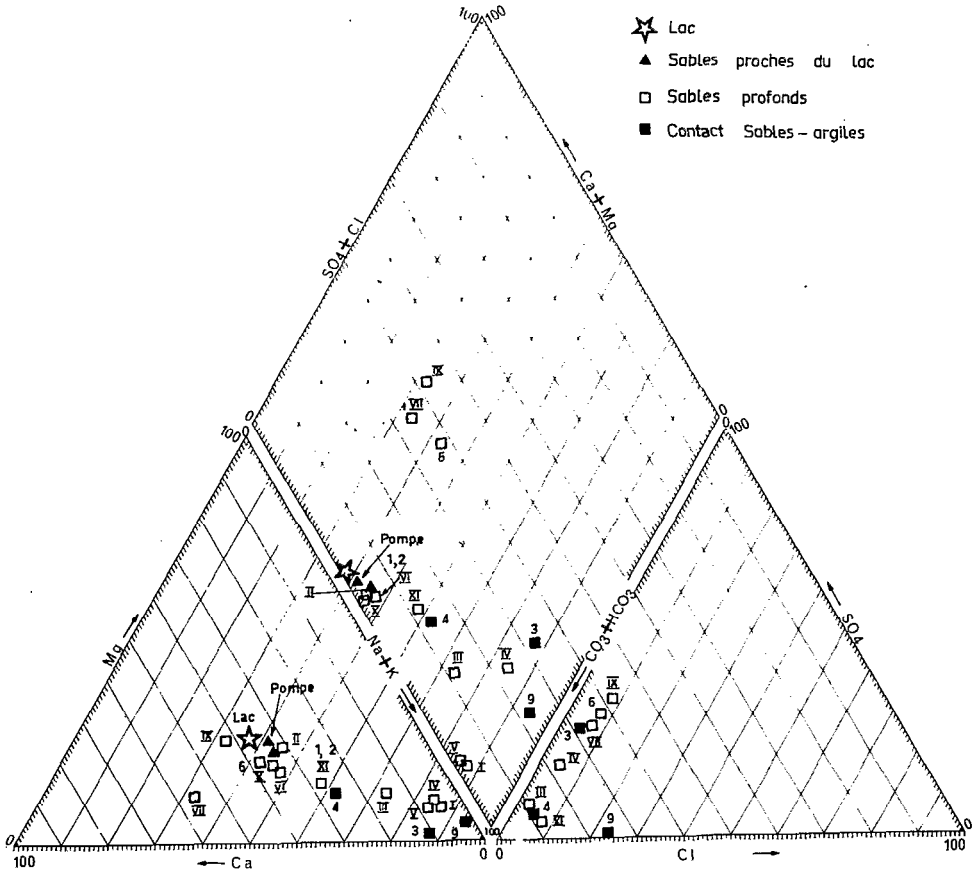


Fig. 90 : Diagramme des teneurs ioniques de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à No. (M.A. ROCHE - 1970 -).

— En bordure des polders, au contact avec les argiles, les eaux de la partie supérieure de la nappe peuvent présenter des faciès particuliers. On remarque ainsi *une forte teneur en* SO_4^{2-} (26 %) et en Na^+ (83 %) au forage 3 *et en* Cl^- (24 %) et Na^+ (91 %) au 9.

B. *Tchingam.*

a) *Composition isotopique.*

Sous la dune de Lia, dans la partie supérieure de la nappe, les teneurs en ^{18}O décroissent latéralement depuis la rive (+ 5,3 °/oo) vers le polder (— 5,2 °/oo) (fig. 83 b et 91 a). En bordure de celui-ci les teneurs en ^{18}O augmentent de — 4,8 °/oo à la partie supérieure à — 2,7 °/oo à la base de la nappe (fig. 118 b). Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'enrichissement en ^{18}O est notable vers le centre du polder (— 4,8 à + 1,9 °/oo) mais n'atteint pas de très fortes valeurs.

Dans les 20 mètres supérieurs de la nappe phréatique, les teneurs en tritium sont comprises entre 13 ± 2 et 20 ± 3 U.T. (tableau ci-dessous). Une teneur de 38 ± 4 U.T. est observée dans la nappe des argiles craquelées. A une profondeur de 60 m en dessous du niveau piézométrique, 8 ± 2 U.T. caractérisent les eaux de la base de la nappe.

Tchingam								
Piézomètre	**I**	**II**	**III**	**IV**	**V**	**VIII**	**IX**	**X**
U.T.	8 ± 2	20 ± 3	13 ± 2	15 ± 2	38 ± 4	17 ± 3	19 ± 3	15 ± 2

b) *Salure globale.*

Dans la zone supérieure de la nappe, sous la dune, les conductivités vont en croissant du lac (110 μmhos cm^{-1}) vers le polder (780 μmhos cm^{-1}) (fig. 83 b). Cet enrichissement en sels est conforme au gradient hydraulique. L'augmentation est rapide dans les argiles en bordure du polder (de 370 à 780 μmhos cm^{-1}) bien que celles-ci puissent être recouvertes par plusieurs mètres de sables.

Dans l'ensemble de la nappe des sables, il a été observé partout où les eaux ont été prélevées sur une même verticale que la conductivité augmente. Il existe donc une stratification saline conforme à la densité des eaux.

Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'augmentation de la minéralisation est rapide. Les conductivités croissent ainsi de 300 μmhos cm^{-1} sur les bords, à 11 000 μmhos cm^{-1} au centre de la cuvette.

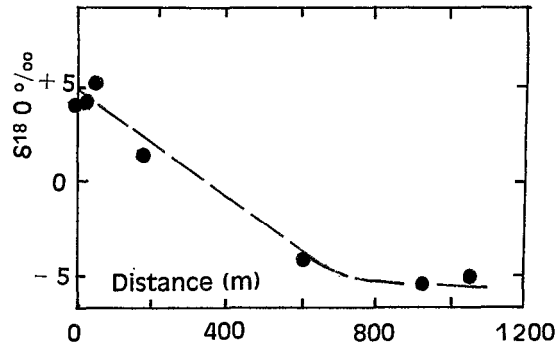


Fig. 91 a : Évolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la distance au rivage à Tchingam.

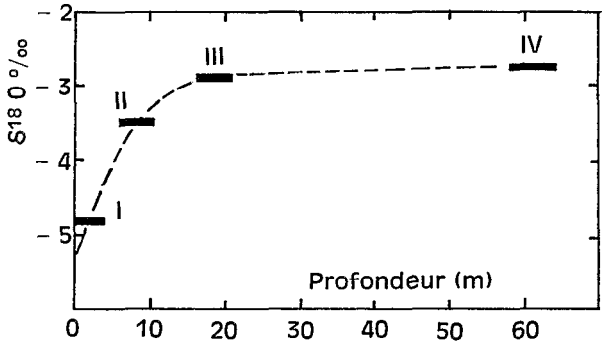


Fig. 91 b : Évolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la profondeur à Tchingam. (M.A. ROCHE - 1970 -).

c) *Teneurs ioniques spécifiques.*

Dans le bras de Lia, les eaux du lac sont bicarbonatées calciques (fig. 92). Les teneurs en Cl^- et SO_4^{2-} sont inférieures aux limites de sensibilité des méthodes d'analyses (0,02 me/l et 0,1 me/l). Le faciès chimique est Ca. Mg. Na. K. Ces eaux sont « natroniques » et entrent dans la zone d'alcalinité primaire.

Quatre types d'eaux correspondant aux zones suivantes se différencient dans la nappe :

- Partie supérieure des sables (1, 3, 4).
- Partie inférieure des sables (I, II, III, VIII).
- Argiles craquelées en bordure du polder (8, VII, IV, 7).
- Argiles craquelées au centre du polder (V, VI, 10, 11, 12).

La nappe des sables se distingue par ses teneurs en sulfates comprises entre 9 et 30 %.

La partie inférieure de la nappe (I, II, III, VIII, IX) présente quelques différences par rapport à la partie superficielle (1, 3, 4). Les teneurs relatives en SO_4^{2-} (20 à 30 %) et Ca^{2+} y sont plus élevées, celles en Mg^{2+} et K^+ plus faibles, celles en Na restent du même ordre de grandeur. Les valeurs médianes respectives sont ainsi $Ca^{2+} = 45{,}5$ %, $Mg^{2+} = 12{,}5$ et 21,5 % ; $Na^+ = 35{,}5$ et 34,0 %, $K^+ = 5{,}0$ et 8,5 %. Le faciès chimique est Ca. Na. Mg. K mais au sommet de la nappe il peut devenir Na. Ca. Mg. K. On observe toujours Ca + Mg > Na + K. Ces eaux sont également « natroniques » et entrent dans la zone d'alcalinité primaire. Il est à remarquer que l'augmentation de la salure globale avec la profondeur ne s'accompagne pas ici d'une évolution marquée des teneurs ioniques relatives.

Les eaux (1, 3, 4) de la partie supérieure présentent par rapport à celles du lac des teneurs relatives plus élevées en SO_4^{2-} et Na^+ et plus faibles en Ca^{2+} et Mg^{2+}.

Dans les argiles craquelées en bordure du polder, les teneurs en SO_4^{2-} se maintiennent entre 10 et 20 %. Par rapport aux eaux sous-jacentes, on note une augmentation en Na^+ (43,0 %) et une diminution en Ca^{2+} (31,5 %). Les eaux situées au centre du polder, avec l'augmentation de la salure globale, se distinguent par des teneurs très faibles en Ca^{2+} (4 %) et très fortes en Na^+ (78 %).

C. *Soro.*

a) *Composition isotopique.*

A l'extrémité de la presqu'île de Fatou, les teneurs isotopiques croissent vers la base de la nappe (fig. 84 b et 93). De – 2,1 °/oo à 6 m en dessous du niveau piézométrique, les valeurs atteignent + 6,3 °/oo à 25 m. La composition des eaux du lac y est de + 8,2 °/oo. Au barrage, les teneurs décroissent de + 9,8 °/oo dans la partie supérieure de la nappe + 5,5 °/oo à 60 m de profondeur, avec un gradient moyen

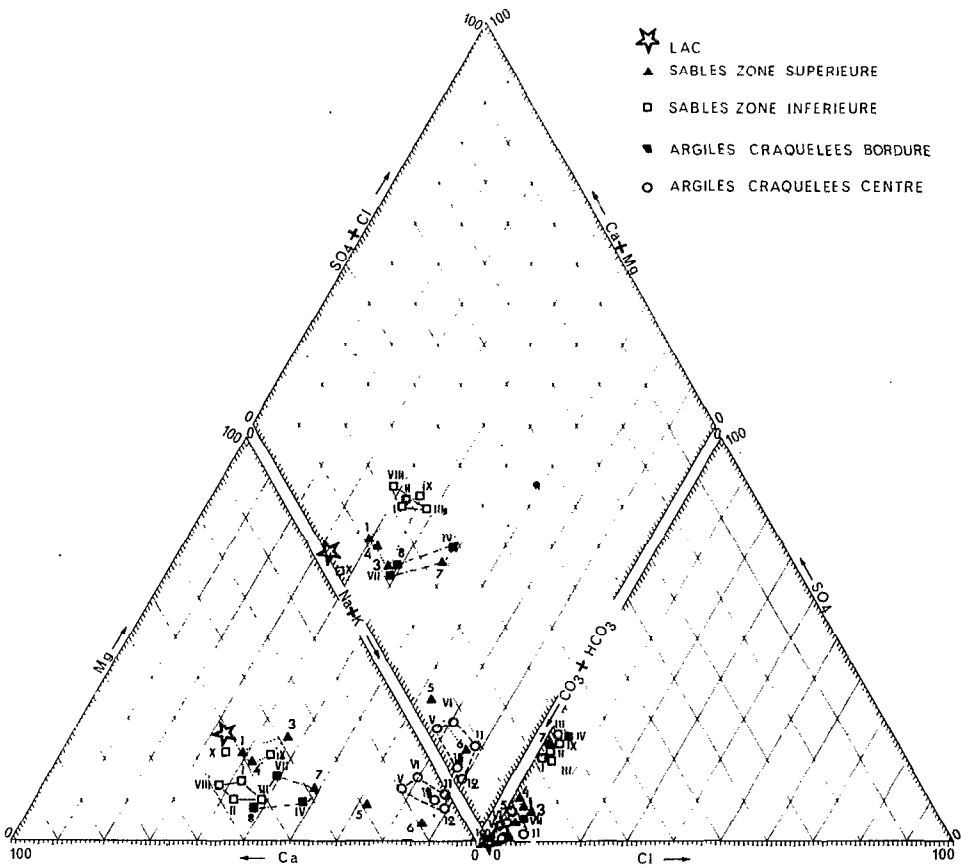


Fig. 92 : Diagramme des teneurs ioniques de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Tchingam.

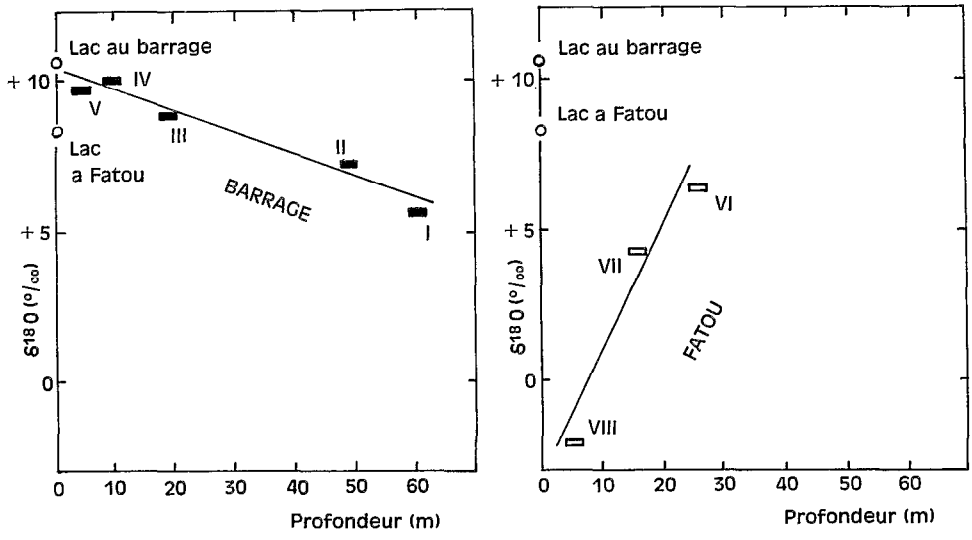


Fig. 93 : Évolution de la composition isotopique en fonction de la profondeur à Soro.

de l'ordre de 0,076 °/oo m^{-1}. A cette époque, les eaux du lac sont plus riches en ^{18}O (+ 10,6 °/oo). A la case SODELAC, en bordure du polder, la nappe a des valeurs comprises entre + 6,1 et + 6,3 °/oo. Les eaux légèrement plus riches en ^{18}O se situent à une cote inférieure. A l'extrémité du polder, jusqu'à 15 m de profondeur, les valeurs sont négatives (— 4,7 à — 4,2 °/oo).

b) *Salure globale.*

Dans la presqu'île dunaire, les conductivités varient de 820 à 940 μmhos cm^{-1} (fig. 84 b), les eaux les plus minéralisées se situant à la base. Au barrage, les valeurs les plus élevées (1 770 et 1 630 μmhos cm^{-1}) sont au sommet et à la base de la nappe. Les eaux les moins chargées en sels (400 μmhos cm^{-1}) se rencontrent à l'extrémité de la cuvette.

c) *Teneurs ioniques spécifiques.*

Les eaux superficielles et souterraines présentent des faciès chimiques bicarbonatés sodiques ou calciques (fig. 94). Elles sont « natroniques » et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire.

Les eaux du lac ont des caractéristiques chimiques différentes aux deux points de prélèvement. A Fatou, le faciès chimique est Ca. Na. Mg. K, avec de faibles prédominances pour les trois premiers ions, tandis qu'au barrage, il devient Na. Mg ≠ K. Ca avec l'augmentation de la salure globale.

Dans la dune de Fatou, les eaux situées au-dessus de la formation argileuse présentent des teneurs relatives très différentes de celles qui sont situées en dessous. Les premières sont très riches en Na^+ (87-90 %) alors que les plus profondes se distinguent par une teneur élevée en Ca^{2+} (42 %). Dans la partie supérieure, la teneur en sulfates est particulièrement élevée (21 %).

Sous le barrage, les eaux sont bicarbonatées sodiques. Elles se distinguent de celles du lac par des teneurs plus fortes en calcium et généralement plus faibles en magnésium. La plus profonde contient des sulfates (10 %).

Les eaux de la pompe et du sondage voisin (IX) ont des teneurs relatives assez proches de celles de l'extrémité du polder (11 et X).

D. *Bol.*

Bol-Guini. Des prélèvements d'eau ont été effectués dans des piézomètres implantés dans la dune à Matafo (fig. 95 a et b), qui sépare le lac du polder de Bol-Guini.

La répartition des compositions isotopiques présente une grande analogie avec celle qui existe dans les dunes de Tao et de Lia. Les teneurs évoluent de + 6 °/oo dans le lac à — 5,1 °/oo en bordure du polder, dans les argiles duquel elles croissent à

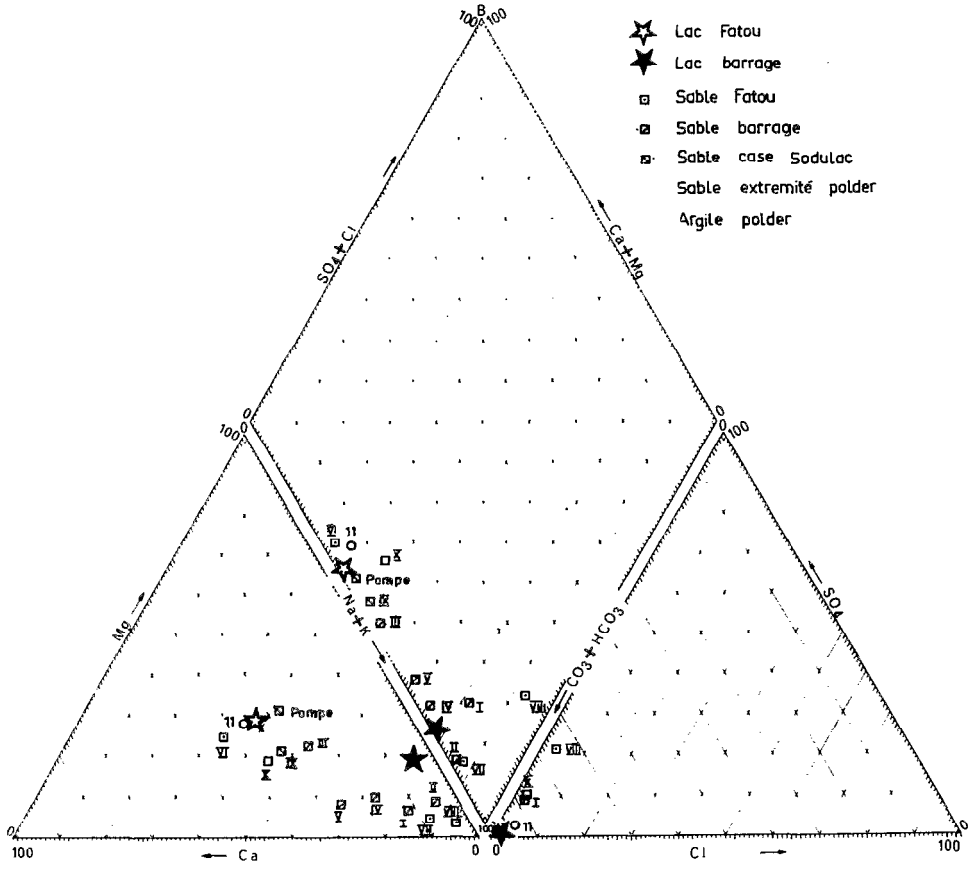


Fig. 94 : Diagramme des teneurs ioniques de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Soro.

nouveau vers des valeurs supérieures au SMOW. C'est à Matafo, dans un puits au pied de la dune, qu'a été observée la variation temporelle de la composition isotopique sur la plus longue période, de 1966 à 1970 (tableau XXV).

Sur toute l'épaisseur de la nappe, les compositions isotopiques de l'oxygène augmentent là encore, de — 5,1 °/oo dans la partie supérieure à — 0,9 °/oo à la base où la teneur en tritium est de 5,3 ± 0,4 U.T. (sondage et prélèvements effectués en 1970).

Village de Bol. Les pompes à bras, qui alimentent en partie le village de Bol (fig. 95 a), rencontrent la nappe dunaire entre 5 et 12 m de profondeur et l'exploitent dans les 3 à 5 premiers mètres en dessous de la surface piézométrique.

Les compositions isotopiques des eaux de la nappe sont généralement plus faibles que celles du lac (+ 5 °/oo). Elles atteignent — 4,4 °/oo en bordure du polder. Une certaine hétérogénéité des valeurs est à noter, pour des points d'eau pourtant très proches les uns des autres.

Les eaux prélevées en novembre 1969 dans la partie supérieure de la nappe ont des teneurs en tritium comprises entre 25 et 132 U.T. Le tableau ci-dessous permet la comparaison avec les teneurs en ^{18}O.

	Pompe 1	Pompe 2	Pompe 3
$\delta^{18}O$ (°/oo)	— 0,4	— 4,2	— 2,2
Tritium (U.T.)	97 ± 8	132 ± 9	25 ± 3

Les mesures mensuelles ne font pas apparaître là aussi d'évolution marquée des salures et des compositions isotopiques de l'oxygène (tableau XXVI). Il en est de même pour les eaux prélevées chaque mois, d'octobre 1969 à mars 1970 dans le puits creusé au milieu de l'île de Bol Bérim. Les conductivités y oscillent entre 1800 et 2100 μmhos cm^{-1} et les compositions isotopiques entre — 4,0 et — 4,5 °/oo.

E. *Ndjowa, Daguil, Baga Kiskra.*

Des prélèvements ont été effectués à Ndjowa (fig. 81 a et 96), Daguil (fig. 97 a) et Baga Kiskra (fig. 98) dans les cinquante premiers centimètres de la partie supérieure de la nappe dunaire située entre le lac et une mare littorale. Comme dans les dunes à Tao, Lia et Bol Guini, sur quelques centaines de mètres, les teneurs en isotopes lourds tendent à décroître lorsqu'on s'éloigne du lac mais les diminutions sont ici plus ou moins accentuées.

Le seuil qui sépare les mares 2 et 3 de Daguil (fig. 97 b) contient en son milieu des eaux de faible composition isotopique (— 4 °/oo). Le contraire (+ 8 °/oo) est observé sur les deux bordures. La mare 3 est alimentée par la nappe dont les compositions sont comprises entre 0 et + 1 °/oo (fig. 81 et 97 c).

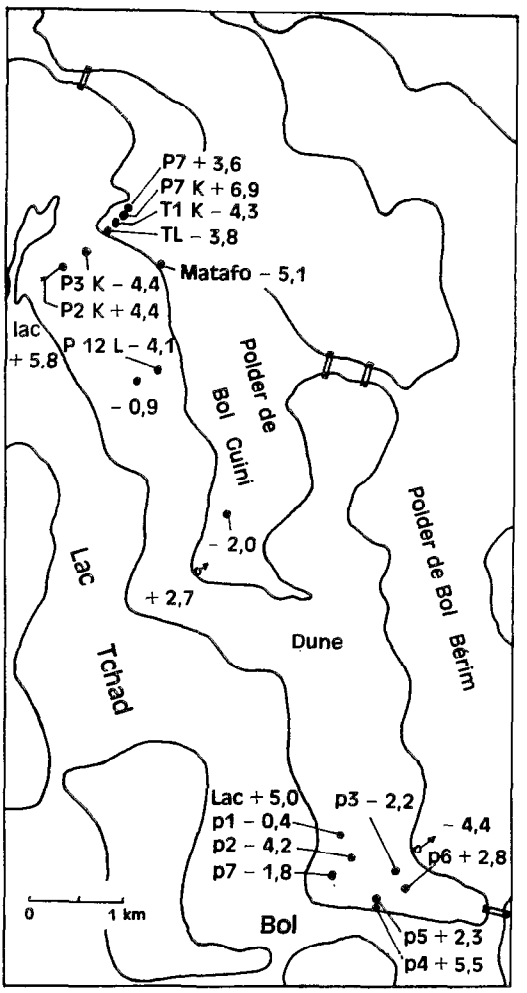


Fig. 95 a : Position des points d'eau étudiés à Bol Guini et dans le village de Bol. Compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$ °/₀₀ vs SMOW) de la nappe phréatique.

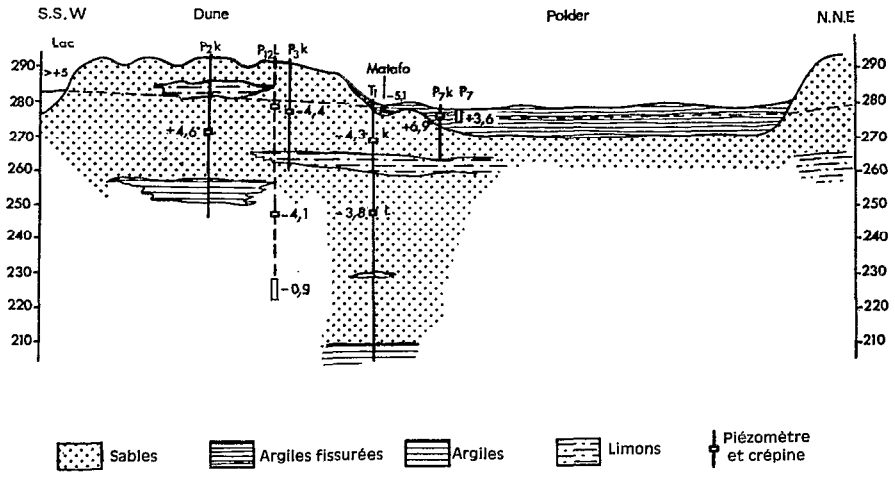


Fig. 95 b : Coupe schématique d'après DIELEMAN et DE RIDDER (1963) modifiée. Les compositions isotopiques ($\delta^{18}O$ °/₀₀ vs SMOW) sont reportées aux côtes de prélèvement.

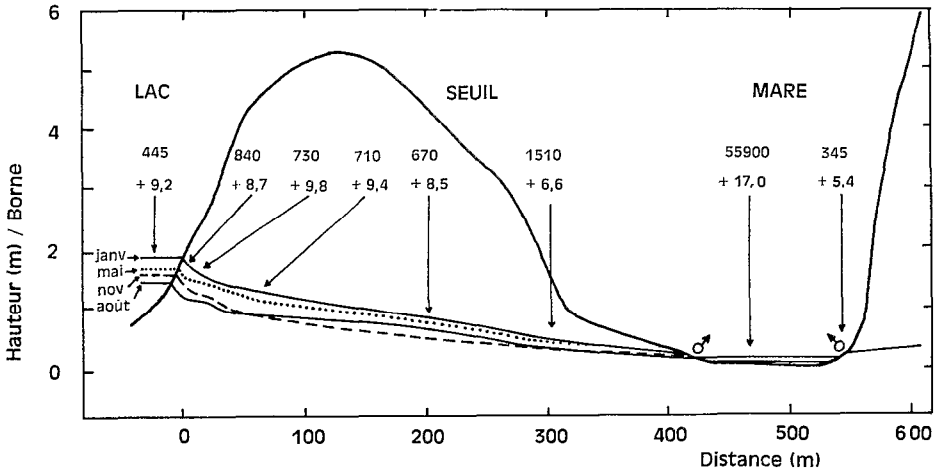


Fig. 96 : Profil piézométrique de la nappe littorale à l'extrêmité du bras de Ndjowa, en 1969. Les conductivités, en μmhos cm^{-1} à 25°C, et les compositions isotopiques, $\delta^{18}O$ °/₀₀ vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXVII).

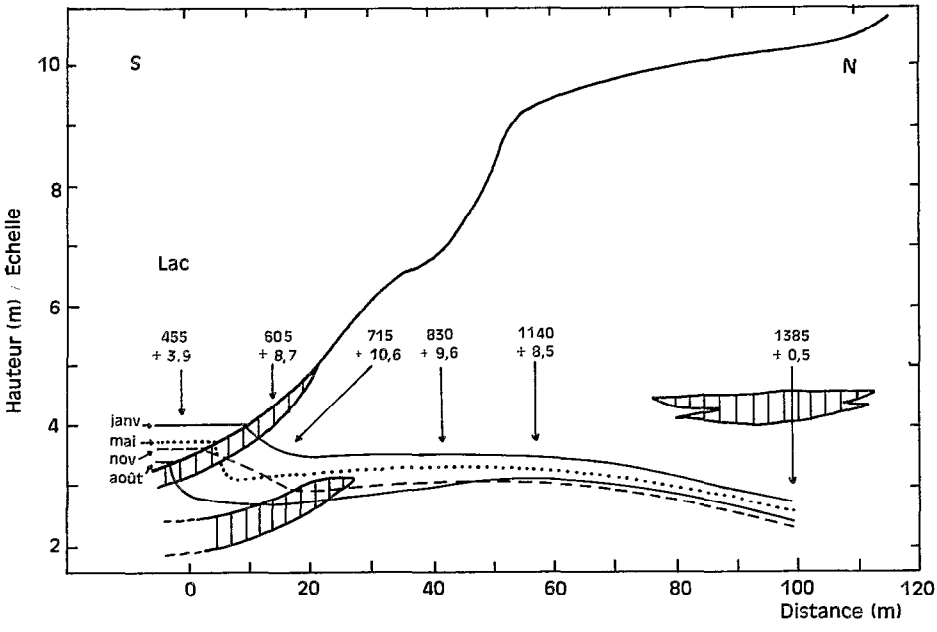


Fig. 97 a : Profil piézométrique de la nappe littorale à l'extrémité du bras de Daguil en 1969. Les conductivités, en μmhos cm^{-1} à 25°C et les compositions isotopiques, $\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXVIII).

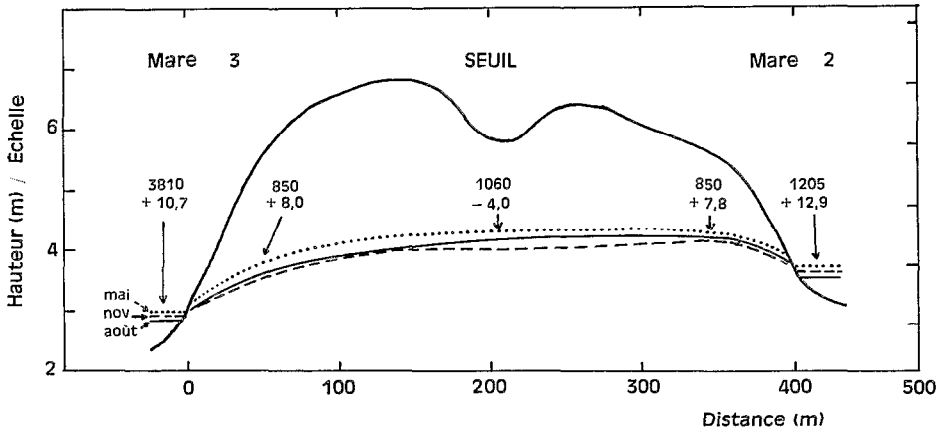


Fig. 97 b : Profils piézométrique de la nappe phréatique sous le seuil sableux séparant les mares 2 et 3 de Daguil, en 1969. Les conductivités en μmhos cm^{-1} à 25°C, et les compositions isotopiques, $\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXIX).

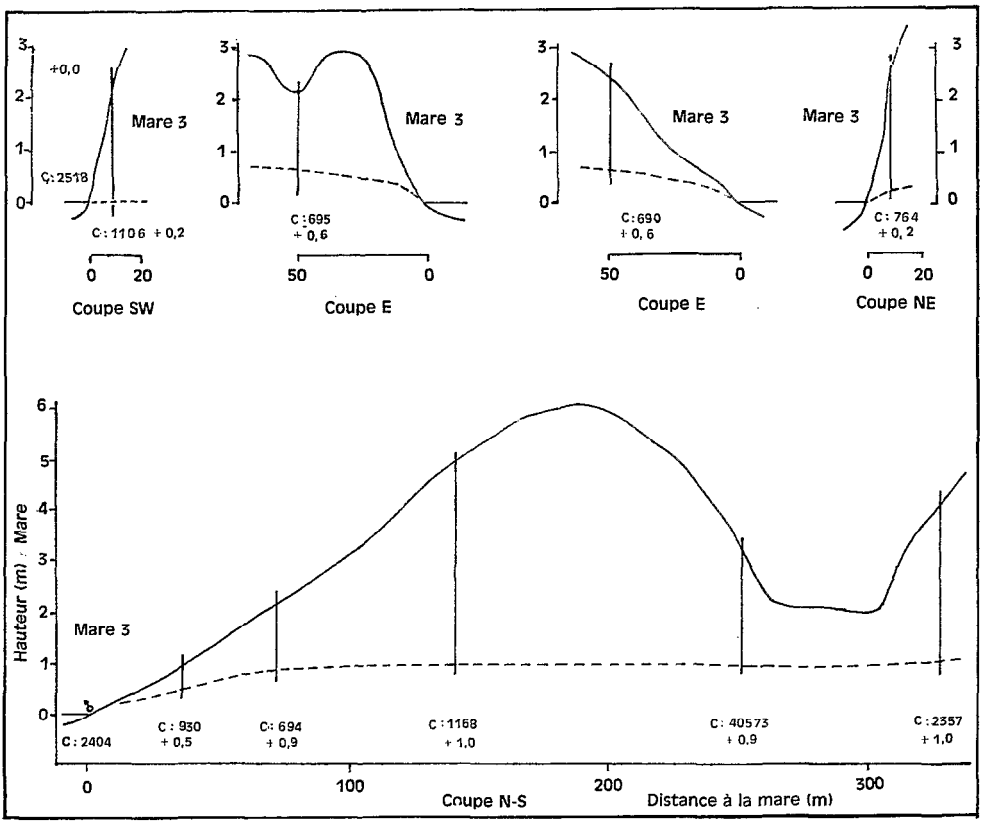


Fig. 97 c : Profil piézométrique, conductivités (μmhos cm^{-1} à 25°C), compositions isotopiques (δ^{18}0 °/oo vs SMOW), de la nappe phréatique autour de la mare 3 de Daguil, en janvier 1969.

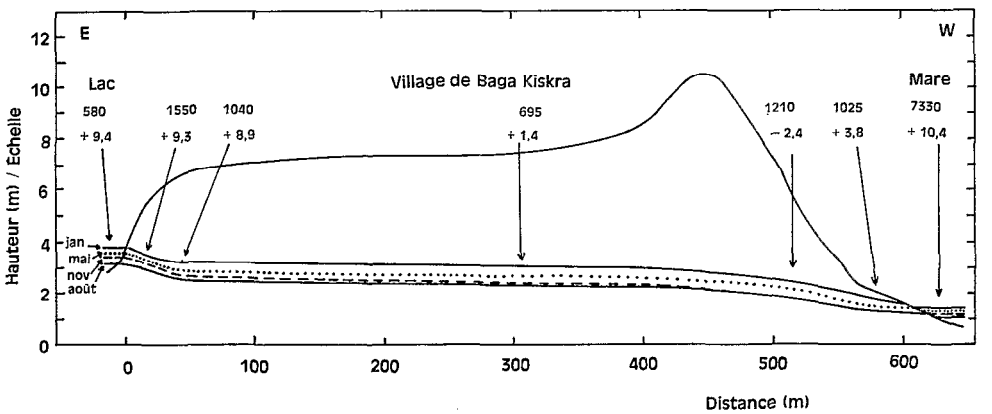


Fig. 98 : Profil piézométrique de la nappe littorale à Baga Kiskra en 1969. Les conductivités, en μmhos cm^{-1} à 25°C, et les compositions isotopiques, δ^{18}0 °/oo vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969.

Tableau XXV

Profondeur du niveau piézométrique (m), température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (% vs SMOW) des eaux de la nappe phréatique en bordure du polder de Bol Guini à Matafo.

Date	Profondeur du niveau piézométrique	t°C	C	$\delta^{18}O$
21-10-66	1,20	26,8	209	– 5,0
25- 7-67	–	32,1	136	– 5,1
23- 9-67	1,40	26,5	136	– 5,1
26-11-67	1,40	26,5	139	– 5,6
16- 3-68	–	–	–	– 5,2
25- 9-68	1,55	31,0	134	– 5,2
2-11-68	1,53	30,0	134	– 5,0
28-11-68	1,64	30,5	132	– 5,2
18-12-68	1,55	30,3	142	–
29- 1-69	1,55	29,6	142	– 4,7
26- 2-69	1,58	31,0	153	– 5,3
27- 3-69	1,61	31,2	142	– 4,4
23- 4-69	–	30,2	153	– 4,2
28- 5-69	1,85	31,2	152	– 5,2
23- 6-69	1,70	–	156	– 4,7
9- 8-69	1,70	21,0	145	– 4,7
9- 9-69	1,74	–	143	– 5,9
17-10-69	–	31,4	153	– 5,3
4-11-69	1,80	–	151	– 5,1
10-11-69	–	–	–	– 5,2
28-12-69	–	–	–	– 5,4
Moyenne	1,60	30,0	147	– 5,1

Tableau XXVI

Température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des eaux de la nappe côtière prélevées aux pompes d'alimentation du village de Bol.

Date	Pompe 1			Pompe 2			Pompe 3		
	t°C	C	$\delta^{18}O$	t°C	C	$\delta^{18}O$	t°C	C	$\delta^{18}O$
27- 9-68	—	—	—	—	—	—	—	2190	— 2,0
4-11-68	—	—	—	—	—	—	30,6	2170	— 1,1
26-11-68	—	—	—	—	—	—	30,0	2180	— 2,4
12-12-68	—	—	—	—	—	— 4,1	—	—	—
18-12-68	30,1	895	—	30,4	1015	—	32,1	2180	— 1,5
24- 1-69	30,0	988	— 0,7	30,0	1090	—	30,0	2200	— 2,0
27- 2-69	31,0	1045	— 0,7	30,6	1125	— 4,2	31,0	2260	— 2,1
26- 3-69	31,5	995	— 0,5	29,2	1050	— 3,1	31,8	2190	—
22- 4-69	30,5	1025	— 0,4	30,4	1060	— 4,1	29,9	2140	— 2,0
28- 5-69	31,1	1050	— 0,3	30,3	1095	— 4,4	31,2	2170	— 2,6
23- 6-69	31,0	1065	— 0,4	30,5	1115	— 4,5	31,2	2170	— 1,5
9- 8-69	31,1	1060	— 0,1	30,9	1110	— 4,5	—	—	—
8- 9-69	31,0	1060	— 0,1	30,7	1115	— 4,3	31,3	2110	— 3,2
27- 9-69	31,0	1075	—	30,7	1140	—	30,9	2180	—
2-10-69	30,4	—	— 0,0	30,4	—	— 4,0	31,0	—	— 2,3
16-10-69	30,6	985	— 0,4	30,5	1015	— 4,1	31,1	2135	— 2,7
4-11-69	30,8	1075	— 0,3	30,9	1040	— 4,4	30,6	2180	— 2,5
1-12-69	—	—	— 0,3	—	—	— 4,3	—	—	— 2,6
1- 1-70	—	—	— 0,5	—	1045	— 4,6	—	1865	— 1,6
1- 2-70	30,2	1010	— 0,7	—	—	— 4,0	—	—	— 2,5
1- 3-70	30,1	1025	— 0,4	30,2	1200	— 3,8	30,0	2085	— 2,5
1- 4-70	30,0	1050	— 0,6	30,1	1185	— 4,0	—	—	—
Moyenne	30,7	1030	— 0,4	30,4	1100	— 4,2	31,0	2150	— 2,2

Tableau XXVII

Conductivité (μmhos cm^{-1} à 25°C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à l'extrémité du bras de Ndjowa (fig. 96).

Date	Distance au lac (m)								
	Lac	1	15	25	65	200	300	Mare	Source 540
28- 1-1969	350	–	–	–	760	570	1 575	38 000	950
24- 4-1969	390	660	–	520	645	595	1 520	46 000	–
13- 8-1969	410	765	–	715	760	570	1 605	59 000	–
5-11-1969	445	840	730	–	710	670	1 510	56 000	345
	+ 9,2	+ 8,7	+ 9,8	–	+ 9,4	+ 8,5	+ 6,6	+ 17,0	+ 5,4

Tableau XXVIII

Conductivité (μmhos cm^{-1} à 25°C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à l'extrémité du bras de Daguil (fig. 97 a).

Date	Distance au lac (m)											
	Lac	1	5	10	18	23	29	33	40	45	55	97
26- 1-1969	390	–	–	–	540	550	560	555	745	610	830	1 225
3- 5-1969	425	–	–	550	–	500	–	–	655	–	870	1 070
10- 8-1969	480	545	530	550	–	615	–	–	800	–	820	1 050
6-11-1969	455	–	–	605	715	–	–	–	830	–	1 140	1 385
	+3,9	–	–	+8,7	+10,6	–	–	–	+9,6	–	+8,5	+5,0

Tableau XXIX

Conductivité (μmhos cm^{-1} à 25°C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique dans le seuil sableux séparant les mares 2 et 3 de Daguil (fig. 97 b).

Date	Distance à la mare 3 (m)				
	Mare 3	30	200	370	Mare 2 - 400
3- 5-1969	2 830	740	955	840	1 040
11- 8-1969	3 335	700	980	740	1 115
5-11-1969	3 810	850	1 060	850	1 205
	+10,7	+8,0	−4,8	+7,8	+12,9

Tableau XXX

Conductivité (μmhos cm^{-1} à 25°C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$ °/oo vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à Baga Kiskra (fig. 98).

Date	Distance au lac (m)								
	Lac	15	40	150	300	510	540	570	Mare 600
21- 1-1969	425	1 400	1 355	700	885	1 270	1 195	1 325	3 715
4- 5-1969	470	970	1 335	–	775	1 050	–	1 180	5 000
8- 8-1969	555	1 570	1 490	–	635	1 140	–	1 005	5 640
6-11-1969	580	1 550	1 040	–	695	1 210	–	1 025	7 330
	+ 9,4	+ 9,3	+ 8,9	–	+ 1,4	− 2,4	–	+ 3,8	+ 10,4

Tableau XXXI

Profondeur du niveau piézométrique (m), température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), conductivité isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (% vs SMOW) des eaux d'une source sur la bordure sud de la mare de Daguil 4.

Date	Profondeur du niveau piézométrique	t°C	C	$\delta^{18}O$
21- 5-67	0	29,9	378	– 5,8
27- 7-67	0	29,9	336	– 6,8
27-11-68	0	25,8	–	– 5,3
11-12-68	0,10	26,0	489	– 5,3
23- 1-69	0,30	26,4	252	–
26- 2-69	0,41	–	358	– 5,4
27- 3-69	0,58	28,5	398	– 4,9
3- 5-69	0,61	27,5	415	– 5,2
30- 5-69	0,64	28,3	360	– 5,3
22- 6-69	0,65	–	360	– 5,3
12- 8-69	0,70	–	315	– 5,3
9- 9-69	0,64	31,8	322	– 5,4
5-11-69	0,65	–	263	– 5,4
Moyenne	–	28,0	352	– 5,5

Nous avons caractérisé la variation saisonnière des conductivités, et de la piézométrie, en renouvellant les mesures sur les profils à l'époque des hautes eaux (janvier), de la décrue (avril), de l'étiage (août) et de la montée (novembre) du lac. Les résultats sont mentionnés dans les tableaux XXVII à XXX. Malgré quelques variations minimes, qui peuvent provenir de différences d'échantillonnage d'une campagne à l'autre, l'évolution spatiale des salures reste identique toute l'année. On peut donc supposer qu'il en est de même pour les teneurs en isotopes mesurées sur l'échantillonnage de novembre.

La mare 4 de Daguil (fig. 81 a) est alimentée, à sa pointe sud, par des sources de faible débit qui jaillissent en provoquant un bouillonnement des eaux superficielles, colorées en vert foncé par le phytoplancton. Sur la rive de cette mare, nous avons pu suivre l'évolution des conductivités et des teneurs en oxygène lourd, de 1967 à 1969 (tableau XXXI). Pour une conductivité moyenne de 350 μmhos cm^{-1}, la composition isotopique est de — 5,5 °/oo. On ne constate que de faibles oscillations, malgré la baisse du niveau piézométrique qui correspond au tarissement de l'artésianisme et à l'assèchement de la mare. Juste avant l'évaporation totale de celle-ci, les saumures présentent alors une composition de + 14 à + 17 °/oo.

F. *Baga Sola.*

Des pompes à bras 1, 2, 3, 4, installées au village de Baga Sola, dans des conditions analogues à celles de Bol, sont respectivement distantes de 15, 70, 250 et 300 m de la rive du lac, à l'extrémité du bras côtier. Les compositions isotopiques des eaux souterraines (tableau XXXII) tendent à diminuer de + 6,6 à + 3,1 °/oo, à partir du lac où les valeurs varient selon la saison entre + 5 et + 8 °/oo (fig. 69). Ce mode d'évolution est donc le même que ceux qui ont été mis en évidence dans les sites précédents, mais les teneurs en isotopes lourds demeurent relativement élevées.

Les variations temporelles des conductivités et des teneurs en oxygène 10, mesurées au cours d'une année, apparaissent très faibles et sans rapport avec celles du lac (tableau XXXII). Elles sont le plus souvent de l'ordre de grandeur des erreurs de mesures.

G. *Ouyde et Tataverom.*

Les eaux souterraines prélevées, en novembre 1969, dans les dunes et en bordure des bras asséchés des régions de Ouyde (fig. 99) et Tataverom (fig. 100), à l'extrême nord du lac, présentent des compositions isotopiques de + 14 à — 3,7 °/oo. Les valeurs, mesurées dans les eaux de surface, varient entre + 13 et + 15 °/oo dans le lac et entre + 13 et 17 °/oo dans les mares littorales.

Au village de Tataverom, la diminution des compositions, de + 13 °/oo à — 3,7 °/oo, se réalise depuis le lac jusqu'au cordon dunaire.

Les valeurs nettement inférieures au SMOW se rencontrent toujours sous des dunes relativement importantes.

Tableau XXXII

Température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des eaux de la nappe côtière prélevées aux pompes d'alimentation du village de Baga Sola.

Date	Pompe 1			Pompe 2			Pompe 3			Pompe 4		
	t°C	C	$\delta^{18}O$	t°C	C	$\delta^{18}O$	t°C	C	$\delta^{18}O$	t°C	C	$\delta^{18}O$
21- 5-67	–	246	+ 6,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
5- 8-67	26,8	267	+ 6,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
26- 9-67	27,9	353	+ 6,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1-12-67	27,8	280	+ 7,1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
12-12-67	28,2	275	+ 7,1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
26- 9-68	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1020	+ 4,0
2-11-68	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1005	+ 4,1
27-11-68	–	–	–	27,3	330	–	–	–	–	28,9	970	+ 4,1
17-12-68	–	–	–	–	348	+ 6,2	29,8	1120	–	29,5	970	+ 4,3
22- 1-69	–	–	–	27,2	358	–	29,6	1300	–	29,8	1025	–
26- 2-69	–	–	–	26,1	369	+ 5,5	29,1	1360	+ 3,0	29,3	1025	+ 4,0
26- 3-69	–	–	–	–	374	+ 5,4	–	–	–	30,0	960	+ 4,1
26- 4-69	–	–	–	28,8	368	+ 5,9	29,2	1185	+ 3,9	30,0	940	+ 3,0
30- 5-69	–	–	–	28,3	361	+ 5,4	29,8	1285	+ 2,8	29,9	930	+ 4,2
22- 6-69	–	–	–	–	360	+ 5,2	–	1335	+ 2,9	–	940	+ 4,6
10- 8-69	–	–	+ 6,1	28,0	360	+ 6,1	30,1	1270	+ 2,8	–	–	–
9- 9-69	–	–	–	28,0	358	+ 6,0	–	–	–	30,0	965	+ 3,5
18-10-69	–	–	–	–	352	+ 6,0	–	1230	+ 3,1	–	935	+ 3,2
6-11-69	–	–	–	–	351	+ 6,3	–	1330	+ 3,1	–	–	–
1-12-69	–	–	–	–	–	–	–	1195	+ 2,9	–	–	–
29-12-69	–	–	–	–	323	+ 6,3	–	1160	+ 3,2	–	–	–
Moyenne	27,7	285	+ 6,6	27,9	355	+ 5,9	29,6	1250	+ 3,1	29,7	975	+ 3,9

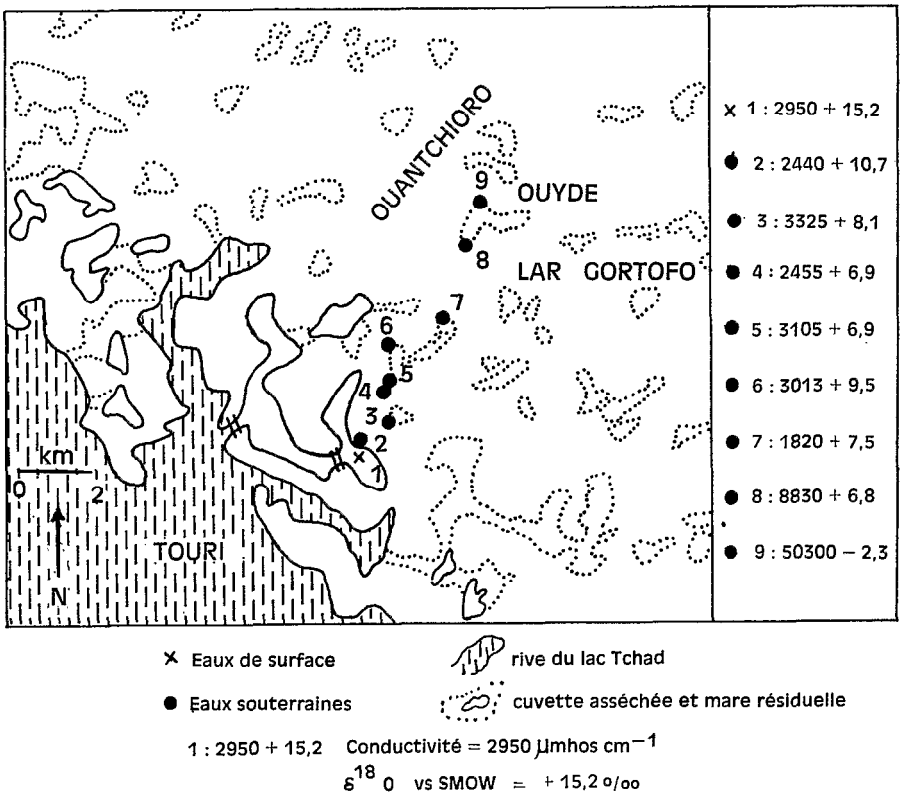


Fig. 99 : Conductivités et compositions isotopiques de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad dans la région de Ouydé, en novembre 1969.

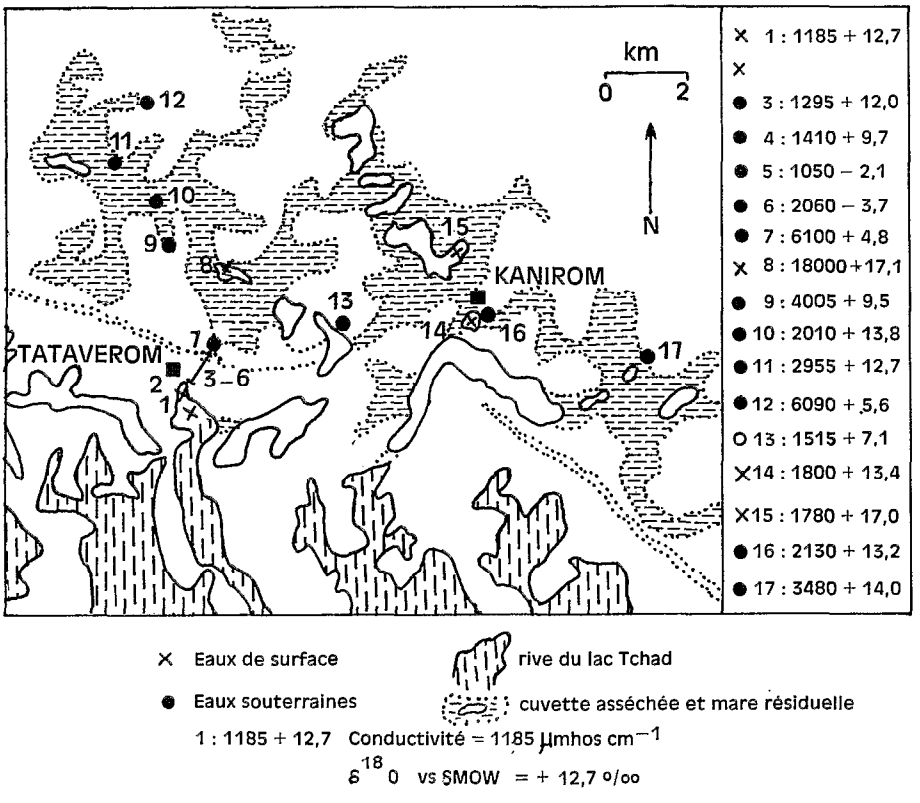


Fig. 100 : Conductivités et compositions isotopiques de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad dans la région de Tataverom, en novembre 1969.

H. *Dolon, Ngouri, Nié.*

A l'autre extrémité du Kanem, à la pointe orientale du lac, la variation des teneurs en oxygène 18 a été suivie dans les puits creusés dans les argiles des dépressions interdunaires à Dolon, Ngouri et Nié (fig. 79). Les compositions moyennes, de $-3{,}9$ à $-4{,}1$ °/oo, sont pratiquement les mêmes pour les trois points. En revanche, les conductivités moyennes, de 1460, 920 et 125 μmhos cm^{-1}, sont nettement différentes. Les mêmes constatations qu'aux autres points d'eau peuvent être formulées sur l'absence d'évolution temporelle (tableau XXXIII et XXXIV).

6.2. Origines et âges des eaux souterraines du Kanem.

A. L'origine pluviale.

Nombreux sont les arguments qui étayent la thèse d'une *infiltration actuelle des pluies jusqu'à la nappe.*

Le fait que *le niveau de la nappe* se maintienne au-dessus du fond des interdunes, notamment sur le flanc du dôme piézométrique de Kimi-Kimi, que l'on observe des cycles pluriannuels d'assèchement et de remise en eaux de certaines cuvettes, montre la sensibilité de la nappe à la pluviosité actuelle.

Les salures de la nappe dunaire, localement plus faibles que les eaux du lac (65 à 135 μmhos cm^{-1}), avaient laissé supposer, dès le début de ces investigations, que les pluies contribuaient à l'alimentation de la nappe.

Les compositions isotopiques les plus faibles des eaux souterraines, de $-5{,}0$ °/oo à $-5{,}5$ °/oo, s'inscrivent dans la gamme des pluies susceptibles de s'infiltrer (partie I, p. 80). Ces valeurs sont sensiblement les mêmes que la composition isotopique ($-5{,}3$ °/oo) du total annuel des précipitations sur le bassin (partie I, § 6.). Mais il paraît plus logique de concevoir que seules les fortes averses ($\delta^{18}O$ de -5 à -12°/oo) peuvent parvenir jusqu'à la nappe. *Le fractionnement isotopique, dû à l'évaporation lors de l'infiltration, modifierait les compositions jusqu'à des valeurs de $-5{,}0$ à $-5{,}5$ °/oo.*

Au Sahara algérien, nous avions conclu que les écarts importants entre les teneurs en oxygène lourd des trois nappes souterraines de la Saoura, d'aquifères gréseux, calcaire et dunaire, étaient à relier essentiellement à la lithologie, laquelle entraîne des modes d'infiltration différents et par suite des fractionnements isotopiques différents sous l'effet de l'évaporation en cours d'infiltration. Sous le Grand Erg Occidental, les compositions de $-3{,}6$ à $-5{,}7$ °/oo, résultent de l'infiltration des pluies du Néolithique à l'Actuel. (M.A. ROCHE - 1968, 1973 a -). Dans cette région où la pluviosité est de 30 à 50 mm/an, les fortes averses, les plus susceptibles d'atteindre actuellement la nappe, ont des compositions comprises entre $-7{,}7$ et $-9{,}7$ °/oo (G. CONRAD et J.C. FONTES - 1970 -).

La grande analogie qui existe donc entre les compositions isotopiques des précipitations actuelles et des nappes dunaires des deux régions, devrait inciter à des

Tableau XXXIII

Profondeur du niveau piézométrique (m), température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique du Kanem à Dolon.

DOLON

Date	Profondeur du niveau piézométrique	t°C	C	$\delta^{18}O$
22- 7-67	—	27,4	1038	— 3,5
20- 9-67	2,3	—	3380	— 4,1
23-11-67	2,4	23,9	1170	— 3,9
8- 3-68	2,5	29,2	870	— 2,0
23- 9-68	3,1	28,2	2674	— 4,0
3-10-68	2,4	28,0	1391	— 4,3
25-11-68	2,5	26,9	1205	— 4,2
16-12-68	2,3	22,3	1409	— 3,5
20- 1-69	3,2	28,4	1238	— 3,0
24- 2-69	2,4	25,9	1139	— 4,2
29- 3-69	3,1	29,4	1047	— 4,0
6- 5-69	—	—	1031	— 4,1
27- 5-69	3,4	29,9	1136	— 4,2
26- 6-69	—	—	1096	— 4,1
8- 8-69	2,5	29,3	1037	— 4,0
8- 9-69	2,7	28,8	2821	— 3,9
8-11-69	2,6	28,6	1052	— 4,4
Moyenne	2,7	27,6	1455	— 3,9

Tableau XXXVI

Profondeur du niveau piézométrique (m), température t (°C), conductivité électrique C (μmhos cm^{-1} à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique du Kanem à Ngouri et Nié.

NGOURI

Date	Profondeur du niveau piézométrique	t°C	C	$\delta^{18}O$
5-11-68	4,1	30,9	1000	– 4,2
25-11-68	4,1	29,3	862	– 4,3
16-12-68	4,2	29,5	855	– 3,3
1- 3-68	4,2	30,8	1000	– 2,5
29- 3-69	4,3	30,3	755	– 4,2
6- 5-69	4,3	30,7	774	–
27- 5-69	–	30,2	882	– 4,9
26- 6-69	–	–	671	– 4,2
8- 8-69	4,6	30,4	910	– 4,3
8- 9-69	4,1	29,3	1396	– 4,5
3-11-69	4,2	29,8	1057	– 4,5
Moyenne	4,2	30,1	920	– 4,1

NIÉ

Date	Profondeur du niveau piézométrique	t°C	C	$\delta^{18}O$
17- 5-67	2,5	–	133	– 4,2
22- 7-67	2,0	30,5	135	– 3,9
21- 9-67	2,1	28,8	119	– 3,3
23-11-67	2,2	24,8	110	– 5,0
Moyenne	2,2	28,0	124	– 4,1

études dans d'autres ergs pour mieux définir le rôle de ce milieu dans le fractionnement isotopique des pluies au cours de l'infiltration. Il serait particulièrement important de préciser le rôle de la hauteur de pluie comme facteur déterminant de la composition finale des eaux infiltrées.

B. L'origine lacustre et mixte.

Les eaux, dont les compositions isotopiques sont nettement supérieures aux valeurs de — 4 à — 5 °/₀₀, ont subi avant de s'infiltrer, un enrichissement lors d'un séjour prolongé en surface, dans le lac Tchad ou dans des mares. En fait, de telles compositions dénotent *un mélange d'eaux lacustres et pluviales* ; les proportions des eaux lacustres devant, selon toutes probabilités, être d'autant plus élevées que les compositions isotopiques du mélange le sont elles-mêmes. De 1967 à 1969, les teneurs dans le lac correspondent à des $\delta^{18}O$ de — 3 °/₀₀ en moyenne au delta du Chari, et de + 5 à + 15 °/₀₀ sur le front côtier oriental. Les compositions moyennes des diverses masses d'eaux superficielles, capables de s'infiltrer par les fonds, sont comprises entre 0 et + 7 °/₀₀. Aussi, par exemple, peut-on calculer par l'équation classique des mélanges que les eaux contenues dans la presqu'île de Fatou (fig. 84 b), avec une composition de — 2 °/₀₀, représenteraient un mélange de 23 % d'eau du lac à + 8 °/₀₀ et de 77 % d'eau de pluie à — 5 °/₀₀.

C. L'hypothèse d'une alimentation ancienne par le Paléo-Tchad.

L'origine des eaux souterraines de l'erg du Kanem, paraît donc, de ce qui précède, pouvoir être déterminée par l'examen des teneurs en oxygène 18. Toutefois, il convient d'examiner l'éventualité d'une infiltration des eaux superficielles au cours d'une période ancienne où la profondeur du lac aurait été telle que l'évaporation n'aurait pu jouer suffisamment pour augmenter la teneur en isotopes lourds au-dessus de — 4 à — 5 °/₀₀. Dans ce cas, il n'y aurait pas d'eaux pluviales dans la nappe, mais des eaux lacustres anciennes plus ou moins évaporées.

Plusieurs arguments, basés sur les résultats isotopiques, viennent infirmer cette hypothèse :

— Dans le Kanem septentrional et le Manga, où le Paléo-Tchad ne s'est jamais étendu, même lors de la grande transgression datée de 6000 ans B.P. (fig. 86), la partie supérieure de la nappe présente des teneurs en ^{18}O analogues à celles qui ont été mesurées dans les régions recouvertes par l'ancien lac, notamment dans le Kanem méridional.

— Les eaux lacustres ont dû s'infiltrer pour l'essentiel lors d'une transgression rencontrant un aquifère à recharger. Il semble difficile que les eaux superficielles aient pu conserver des valeurs aussi faibles (— 5 °/₀₀) en bordure des rives car, actuellement, les teneurs en oxygène 18 croissent rapidement dès que les eaux s'éloignent du delta du Chari. Pour une conductivité de l'ordre de 150 μmhos cm^{-1} par exemple, la composition est en moyenne de + 5 °/₀₀ (fig. 70 b).

— La répartition des eaux dans l'aquifère, qui sera étudiée au paragraphe suivant, semble difficilement explicable sans une alimentation actuelle par les précipitations, dont les effets permettent en particulier de maintenir la stratification isotopique et saline laquelle, à long terme, finirait sinon par disparaître par effet de diffusion.

On retiendra donc que les eaux souterraines de faibles compositions isotopiques proviennent de l'infiltration des pluies à travers les dunes.

D. La confirmation de l'infiltration actuelle des pluies par les teneurs en tritium.

Telles étaient les conclusions sur l'origine des eaux, ressortant de l'analyse des teneurs en oxygène 18 et en sels dissous, lorsque parallèlement furent obtenus les résultats sur les teneurs en tritium des eaux de Tchingam et de Bol-dune, qui viennent étayer l'argumentation relative à l'infiltration actuelle des pluies.

Toutes les eaux contiennent entre 5 et 20 U.T. Elles *sont contaminées par du tritium libéré par les bombes thermo-nucléaires explosées depuis 1963*, mais les proportions apparaissent faibles. Il est difficile de connaître les teneurs en ^3H des eaux pluviales ou lacustres au moment de leur infiltration dans l'aquifère, notamment en raison de la forte diminution de ces valeurs depuis 1963. Les résultats, mentionnés dans la première partie (p. 82) et dans la deuxième partie (p. 203), permettent cependant de fixer comme limites 1300 et 150 U.T. La proportion, nécessaire dans le mélange pour aboutir à des teneurs de 5 à 20 U.T., compte tenu de la désintégration radioactive, est alors de 0,5 à 2 % et de 3 à 14 % pour des teneurs originelles respectives de 150 et 1300 U.T.

Par ailleurs, on peut voir que le mélange de 14 % d'eaux pluviales, de composition $\delta^{18}O = -2{,}0\ ‰$, n'aurait qu'un effet mineur sur la valeur finale qui passerait à $-2{,}5\ ‰$.

Aux pompes 1 et 2 de Bol (fig. 95 a), la partie supérieure de la nappe, avec des teneurs de 97 ± 8 U.T. et 132 ± 9 U.T., comprend de très fortes proportions d'eaux pluviales. Les eaux de la pompe 3 sont justiciables de remarques semblables à celles qui viennent d'être faites sur la partie supérieure de la nappe à Tchingam. Il convient de souligner que la teneur de 132 U.T. va de pair avec $\delta^{18}O = -4{,}2\ ‰$. *On a ainsi la preuve que les pluies alimentent actuellement la nappe et peuvent atteindre la surface piézométrique avec des compositions isotopiques de l'oxygène de -4 à $-5\ ‰$.*

E. Les conséquences de l'échange isotopique entre les eaux et les sels dissous.

Il a été examiné les possibilités de modification des teneurs isotopiques par échange entre l'eau et les carbonates dissous (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE - 1969 -). La réaction d'échange s'écrit :

$$H_2{}^{18}0 + 1/3\ C^{16}0_3^{2-} \rightleftarrows H_2{}^{16}0 + 1/3\ C^{18}0_3^{2-}$$

et le facteur d'enrichissement :

$$\epsilon = \left(\frac{(^{18}0 / {}^{16}0)\ C0_3}{(^{18}0 / {}^{16}0)\ H_20} - 1\right) 1000$$

Celui-ci dépend du cation mis en jeu et du minéral qui précipite. Dans le cas du carbonate de calcium, par exemple, ϵ est voisin de 30 °/oo à 25°C. Pour la dolomite, il est de l'ordre de 36 °/oo. On peut envisager une limite supérieur avec ϵ max (Na_2CO_3, H_20) = 40 °/oo. En considérant une solution de 350 g de Na_2CO_3 par litre d'eau pluviale ($\delta = -5$ °/oo), la modification de composition isotopique de l'eau serait à l'équilibre d'environ 3,5 °/oo si l'on admet que le carbonate de sodium a préalablement cristallisé dans une saumure très enrichie ($\delta = +17$ °/oo).

Ceci démontre que, *l'effet de l'échange entre sels et eaux reste négligeable dans la nappe* où les concentrations en carbonates dépassent rarement 3 g/l.

En résumé, nous distinguons dans le Kanem deux types d'eaux souterraines d'histoires différentes :

— les unes sont des eaux de pluies infiltrées qui ont subi un léger fractionnement isotopique sous l'effet de l'évaporation, dans la couche superficielle des sables. Leur composition isotopique de l'oxygène finale est comprise entre — 4 et — 5,5 °/oo ;

— les autres sont des eaux du lac ou de mares infiltrées après avoir subi une évaporation et par suite un enrichissement isotopique lors de leur séjour en surface.

Tant pour les unes que pour les autres, l'infiltration jusqu'à la nappe se poursuit actuellement.

6.3. Répartition et dynamique des eaux de la nappe du Kanem.

A No, la structure de la nappe (fig. 82 b) est typique des *quatre grands modes de répartition des eaux dans l'aquifère côtier du Kanem.*

— *Dans la partie supérieure de la dune* de Tao, la diminution régulière des teneurs en $^{18}0$ depuis la rive du lac jusqu'au bord du polder traduit un mélange des eaux du lac (+ 9 °/oo) à des proportions croissantes d'eaux météoriques (— 4,8 °/oo) infiltrées à travers la dune (fig. 89 b). A quelques centaines de mètres du rivage, la participation des eaux du lac à l'alimentation de la nappe ne peut dépasser quelques pourcents. C'est une des conclusions générales à laquelle nous étions parvenus dès le début de l'étude (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A ROCHE - 1969 -).

— *Dans toute l'épaisseur de la nappe*, sous la bordure du polder de No-Maïga, on constate également que les eaux de pluies (— 5,3 °/oo) se mélangent en proportions décroissantes vers le bas à des eaux plus riches en isotopes lourds (— 2,7 °/oo) qu'elles tendent à repousser en profondeur (fig. 89 a). Il est vraisemblable que le mélange s'est produit progressivement au cours du temps, depuis l'exondation des dunes, il y a 6000 ans B.P., jusqu'à nos jours, avec une nappe contenant de

fortes proportions d'eaux ayant subi une évaporation à la suite d'un séjour dans le lac. Une telle nappe est qualifiée dans l'étude de nappe d'origine lacustre (M.A. ROCHE - 1970 a -). L'histoire paléohydrologique de la région laisse supposer que ces phénomènes ont dû se réaliser à plusieurs époques du Pleistocène supérieur. La nappe a ainsi connu plusieurs phases d'alimentation et d'homogénéïsation. Son héritage quaternaire et la dilution par les pluies détermine son âge qui doit donc accuser une augmentation jusqu'à sa base.

— *Dans toute l'épaisseur de la nappe*, sous le polder de No-Madirom, les valeurs isotopiques dénotent que les eaux ont été soumises à une forte évaporation. Un tel phénomène à partir de la surface piézométrique n'aurait pu provoquer un enrichissement en ^{18}O aussi élevé sur toute la hauteur de la masse hydrique car aucun indice ne permet de concevoir des mouvements d'eaux verticaux favorables à une homogénéïsation de la masse hydrique. En outre, sous le poder, la nappe est en charge et protégée de l'évaporation par la couche de limon argileux imperméable. Ce sont donc essentiellement des eaux d'origine lacustre. Elles n'ont pas pu venir par dessous la masse de composition isotopique différente, située sous le polder de No-Maïga. Elles se sont donc infiltrées dans le bras anciennement inondé puis sous le barrage. Actuellement, une mare se forme derrière le barrage, à la base duquel les résurgences du lac sont visibles.

— *Dans les argiles craquelées* du polder, les compositions des eaux (— 5 °/₀₀) marquent l'alimentation de la nappe à partir de la dune toute proche. L'enrichissement isotopique vers le centre du polder (+ 3,3 °/₀₀) indique l'évaporation des eaux au fur et à mesure que celles-ci convergent vers l'axe de la dépression.

Ces quatre grands groupes de répartition des eaux ont pu être également caractérisés en d'autres sites de la nappe côtière où nous proposons maintenant de les examiner. Quelques nuances, sans gêner une généralisation, permettent d'esquisser *un schéma de la dynamique des rapports entre le lac, les pluies infiltrées et la nappe souterraine.*

A. Le mélange latéral des eaux du lac aux eaux pluviales dans la partie supérieure de la nappe littorale.

A Tchingam, sous la dune de Lia, les eaux du lac (+ 4,2 °/₀₀) se mélangent progressivement aux eaux météoriques qui représentent finalement la quasi totalité du mélange (— 5 °/₀₀) en bordure du polder (fig. 91 a).

A Bol-Guini (fig. 95 a et b), les eaux lacustres pénètrent assez profondément dans la rive au piézomètre P2K (+ 4,6 °/₀₀) mais les eaux météoriques prennent ensuite le relai dès le P3K (— 4,4 °/₀₀), jusqu'en bordure du polder (— 5,1 °/₀₀) à Matafo. La composition isotopique de la source du polder de Bol-Guini (+ 2,5 °/₀₀) peut s'interpréter comme un mélange entre l'eau du lac (+ 5 °/₀₀) et celle de la nappe (— 5 °/₀₀). Si l'on retient les valeurs proposées pour les deux types d'eau, la participation des eaux du lac à l'alimentation de la source serait de 75 %.

Au village de Bol (fig. 95 b), à 30 m du rivage, les eaux de la pompe p4 peuvent être apparentées à celles du lac (+ 5 °/oo). A 80 m de la rive, à la pompe p5 (+ 2 °/oo), la contribution des pluies au mélange serait de l'ordre de 30 %. L'évolution dans le sens lac-polder dénote, comme aux autres sites étudiés, une tendance à l'accroissement des proportions d'eaux météoriques, avec — 4,4 °/oo en bordure du polder. Cependant, il apparaît une forte hétérogénéïté latérale des compositions dans des captages peu éloignés les uns des autres (pompes p1, p2, p7, p3, p6). Ces variations dans l'espace apparaissent très supérieures aux variations dans le temps, caractérisées à chaque point d'eau (tableau XXV). Les profondeurs des différents captages en dessous de la surface piézométrique sont sensiblement les mêmes et l'on ne peut pas invoquer l'influence de la stratification isotopique de la nappe. Cette hétérogénéïté latérale des compositions semble traduire des vitesses de circulation différentes des eaux lacustres à travers la dune en direction du polder.

A Ndjowa, Daguil, Baga Sola et Baga Kiskra (fig. 96, 97 a et 98), la participation des précipitations à l'alimentation de la nappe dunaire apparaît toujours, mais plus ou moins intensément. Les teneurs en isotopes lourds, bien que décroissantes, peuvent ainsi demeurer relativement élevées : les eaux du lac restent alors majoritaires dans le mélange. Il faut y voir probablement la conséquence d'un meilleur drainage et, dans certain cas, d'une alimentation moins importante par les précipitations. A Baga Sola, par exemple, à pluviosité égale, la proportion d'eau pluviale dans les eaux de la dune (+ 6,6 à + 3,1 °/oo) est moins forte qu'au village de Bol. Il conviendrait alors de prendre en considération les dates d'assèchement des bras à partir desquelles a commencé le drainage de la réserve d'origine météorique, mais aussi l'importance initiale de celle-ci et les possibilités locales de réalimentation en fonction de la surface de l'impluvium dunaire.

A Tataverom, à l'extrême nord du lac (fig. 100), la transition des eaux lacustres (+ 13 °/oo) aux eaux pluviales (— 3,7 °/oo) situées sous le cordon littoral dunaire se réalise, conformément au gradient hydraulique très faible, sur quelques centaines de mètres. La pluviosité pluriannuelle en ce site n'est pourtant que de 250 mm. Elle est de 100 mm inférieure à celle de la région de Baga Sola.

A Ouydé (fig. 99), ainsi qu'à Wal Wal (fig. 79), soit sensiblement au niveau de la gouttière piézométrique, l'existence des eaux météoriques dans la nappe est révélée par des valeurs plus basses (— 2,3 et — 4 °/oo). A Ouydé, ces eaux s'écoulent de l'ancien cordon littoral, représenté par une dune très élevée.

Par ailleurs, l'origine météorique des eaux de *la partie supérieure de toute la nappe du Kanem* (fig. 79) est démontrée par les observations faites de Tataverom à Soro (J.C. FONTES, MAGLIONE G. et ROCHE M.A. - 1969, 1970 -), par celles de l'UNESCO (1969) et de la F.A.O. (rapport A.I.E.A. - 1972 -). On retrouve partout des eaux de compositions inférieures à — 4 ou — 5 °/oo.

B. Le mélange vertical des eaux pluviales aux eaux lacustres.

Le mélange des eaux de pluie infiltrées à travers la dune avec des eaux plus riches en oxygène 18, mis en évidence pour la première fois à No, est également observé en d'autres sites.

A Tchingam (fig. 91 b), des eaux de compositions isotopiques (— 2,7 °/oo) analogues à celles de la base de la nappe à No-Maïga (— 2,7 °/oo), représentent sur 42 m d'épaisseur une masse hydrique homogène à laquelle les eaux météoriques (— 4,8 à 5,2 °/oo) continuent à se mélanger.

A Bol-Guini (fig. 95), la réserve d'origine météorique apparaît encore plus importante qu'aux autres sites car on relève des valeurs de — 4 °/oo jusqu'à 30 m en dessous du niveau piézométrique et les teneurs demeurent légèrement inférieures au SMOW à la base de la nappe.

A Soro, à l'extrémité de la presqu'île de Fatou (fig. 93), les eaux pluviales reposent sur des eaux lacustres (+ 6,3 °/oo). L'évolution progressive, mais rapide, dénote l'importance des mélanges entre les deux types d'eaux. Au centre de l'île de Bol-Bérim, la composition des eaux de la partie supérieure de la nappe est de — 4 °/oo.

On retrouve ainsi, dans *les îles et les presqu'îles*, le schéma de la lentille d'eaux pluviales reposant sur des eaux plus évaporées. Toutefois l'interface n'existe pas, le mélange des deux types d'eaux étant le plus souvent progressif. En période de stabilité pluriannuelle du niveau du lac, la nappe insulaire ou péninsulaire est en équilibre dynamique avec les eaux superficielles. Dès le début de l'assèchement d'un bras, une pente hydraulique est créée dans l'aquifère. Les eaux souterraines tendent à s'écouler vers la dépression. Sur le bord de celle-ci, des eaux d'origines essentiellement pluviale finissent par arriver tandis qu'un mélange de plus en plus riche en eaux du lac se réalise de l'autre côté de la dune. Le gradient isotopique, observé sous la dune de Tao aux piézomètres I et II, très faible et positif vers le haut, semble indiquer qu'à cet endroit les eaux du lac ne s'infiltrent pas de façon préférentielle vers le bas.

Dans l'ensemble de la nappe du Kanem, il se confirme, d'après les mesures effectuées dans quelques sondages que les proportions d'eaux lacustres s'accroissent également en profondeur (communication personnelle, SCHROETER - 1972 -).

C. L'infiltration des eaux du lac dans le sens longitudinal des bras.

Le processus d'infiltration des eaux du lac dans le sens axial des bras exondé peut être précisé.

A Soro (fig. 84 b), les eaux du lac (+ 10,6 %) s'infiltrent sous le barrage et alimentent la nappe (+ 9,6 °/oo puis + 6,3 °/oo). Les teneurs en ^{18}O diminuent en profondeur, sous le barrage et sur les bords du polder (case SODELAC), à la suite d'un mélange des eaux lacustres à des eaux d'origine pluviale provenant des dunes bordières.

A l'extrémité du polder, on ne retrouve plus d'eaux lacustres. Les eaux météoriques (— 4,7 °/oo) occupent la partie supérieure de l'aquifère au moins jusqu'à une profondeur de 15 mètres. L'interface entre eaux du lac et eaux de pluie doit être en fait une zone de mélange progressif comme semble l'indiquer la composition isotopique intermédiaire (+ 6,3 °/oo) des eaux du piézomètre IX. Les eaux prélevées dans le puits 11 sont un peu enrichies en ^{18}O, comparativement à celles que l'on

trouve entre 12 et 15 m de profondeur. Cela doit tenir à une légère évaporation dans les argiles où il est creusé.

Ces eaux lacustres, à No-Madirom et à Soro, se sont donc infiltrées dans le bras anciennement inondé, puis sous le barrage, en repoussant longitudinalement d'autres masses hydriques. C. CHEVERRY (1969) attribuait les variations de salure dans certaines zones des polders de Bol à des changements du mode d'alimentation qui peuvent donc correspondre à de tels déplacements. Ces mouvements seraient liés essentiellement aux variations pluriannuelles du niveau du lac et de la pluviosité.

A Daguil (fig. 97 b et c), le seuil qui sépare les mares 2 et 3, est alimenté latéralement par la nappe dunaire de faible composition isotopique (– 4,8 °/₀₀). La mare 3 draine pourtant des eaux dont la composition varie selon les points de 0 à + 1 °/₀₀ et même + 7,8 °/₀₀ au bord du seuil. Elles représentent un mélange des eaux météoriques avec des eaux lacustres, lesquelles ont dû s'infiltrer dans la dune avant le retrait du lac, lorsque le gradient piézométrique était orienté vers l'intérieur des terres. Après l'isolement de la mare, le gradient s'est inversé sur tout le pourtour de la dépression et les eaux lacustres infiltrées, plus ou moins mélangées aux eaux d'origine pluviale, reviennent vers le bras asséché. Par contre, la mare 4 de Daguil (fig. 81 a), coupée du lac depuis plusieurs centaines d'années, est alimentée à sa pointe sud, par des eaux d'origine uniquement pluviale (– 5,5 °/₀₀).

A Tataverom (fig. 100), la nappe, qui est sollicitée par le bras asséché depuis quelques années, en arrière du cordon dunaire, est d'origine lacustre (+ 5 à + 14 °/₀₀). Il en est de même à Ouydé (fig. 99) où il n'a été repéré que des compositions supérieures à + 7 °/₀₀ sur une bande de 5 km au-delà des rives actuelles. Là encore, les fortes teneurs en oxygène lourd montrent que les eaux infiltrées dans les dunes au cours des hauts niveaux du lac sont restituées à nouveau aux bras asséchés pendant les périodes d'étiage. Après ces régions relativement plates, dès les premières dunes importantes, les eaux d'origine météorique prennent le relai, sur le flanc ouest de la gouttière (– 2,3 °/₀₀ à Ouydé) jusqu'à l'axe et au-delà de celle-ci (– 4,5 °/₀₀ à Wal Wal).

Finalement, tant à l'échelle d'une ou plusieurs décades qu'à celle du millénaire, nos observations permettent de confirmer que *l'aquifère joue essentiellement le rôle d'une « capacité »*. Il absorbe une partie des eaux du lac au cours des périodes de hauts niveaux. Après un mélange plus ou moins intense avec les eaux de pluies infiltrées, ces eaux lacustres sont restituées puis évaporées dans les cuvettes littorales lors des bas niveaux qui succèdent.

D. L'évaporation des eaux dans les argiles craquelées

A Tchingam (fig. 83 b), les compositions isotopiques s'accroissent de – 4,8 °/₀₀ en bordure du polder à + 1,9 °/₀₀ au centre. La valeur de + 3,4 °/₀₀ sur le bord opposé est consécutive au recyclage des eaux par l'irrigation de cette zone du polder.

A Bol-Guini (fig. 95), l'augmentation rapide des teneurs isotopique de

— 5 °/oo en bordure à + 6,9 °/oo au P 7 K est provoquée aussi par l'évaporation que l'irrigation favorise.

A Daguil, les sources de la mare 4 (fig. 81 a) ont des compositions de — 5,5 °/oo. Leurs eaux s'évaporent dans la mare où elles atteignent finalement des valeurs de + 14 à 17 °/oo. L'assèchement partiel permet le dépôt d'efflorescences de trona, par remontées capillaires et évaporation de la nappe sursaturée des argiles qui comblent le fond de la cuvette interdunaire.

En outre, *l'absence d'évolution marquée des compositions isotopiques de la nappe au cours des périodes d'observation confirme :*

— *la lenteur de déplacement des masses hydriques* contenues dans les dunes. Une exception est à signaler en bordure des polders où, comme à Matafo, le drainage important que permettent la topographie et la perméabilité des argiles craquelées, entraîne un renouvellement des eaux plus rapide que l'enrichissement isotopique provoqué par l'évaporation puis l'infiltration des eaux d'irrigation ;

— *la conséquence négligeable, à l'échelle annuelle, de la faible exploitation de la nappe* par les puits ou les pompes à bras, sur les réserves et la dynamique des eaux.

On retiendra que l'essentiel de l'alimentation actuelle de la nappe du Kanem provient de l'infiltration des pluies. Celles-ci se mélangent par le haut à un héritage qui résulte d'une alimentation lacustre et pluviale qui, depuis le Pleistocène supérieur jusqu'à 6000 ans B.P. et même 3200 à 1800 ans B.P., a dû connaître plusieurs cycles de hauts niveaux et d'étiages tendant à homogénéïser les eaux de différentes origines. Depuis l'exondation des dunes, il y a quelques millénaires, l'infiltration des eaux météoriques sur cette nappe ancienne, ainsi que la lenteur des circulations et des mélanges, déterminent une stratification des eaux conforme à leur âge moyen. Les pertes du lac vers la nappe se réalisent surtout dans le sens axial des bras exondés et lors des phases de transgression.

6.4. Origine et dynamique des sels dissous dans la nappe du Kanem.

A. Les salures selon l'origine des eaux.

La salure des eaux de pluie infiltrées se révèle généralement faible, inférieure à 500 μmhos cm^{-1} environ. Elle peut ne pas excéder 60 μmhos cm^{-1}, comme à Kalo (fig. 81 b). Dans ces cas, la salure indique l'origine pluviale de l'eau, si toutefois on ne se trouve pas sur la rive même du lac, en un point où il est faiblement minéralisé.

Il arrive cependant que des eaux d'origine pluviale soient aussi ou plus chargées en sels que des eaux d'origine lacustre. C'est pourquoi une eau très salée n'a pas forcément une origine lacustre. Citons l'exemple des eaux du puits de Bol Bérim

(– 4,3 °/oo, 990 µmhos cm^{-1}) où celui des eaux légèrement évaporées du cordon littoral de Ouydé (– 2,7 °/oo, 50.10^3 µmhos cm^{-1}).

La salure des eaux d'origine lacustre peut être partiellement originelle, c'est-à-dire acquise par évaporation avant l'infiltration. Cependant, *quelle que soit l'origine des eaux, météorique ou lacustre, la minéralisation augmente dans l'aquifère en fonction de l'éloignement depuis les zones d'infiltration.*

Après l'infiltration, l'évaporation des eaux de la nappe ne peut avoir lieu que sur une frange littorale relativement réduite en bordure du lac et dans des interdunes où les eaux peu profondes remontent par capillarité. Dans les dunes, l'épaisseur de plusieurs mètres de sables au-dessus de la surface piézométrique constitue une protection efficace contre l'évaporation (M.A. ROCHE - 1973 a -). Ceci est en accord avec les compositions isotopiques mesurées.

Les corrélations entre les conductivités C et les compositions isotopiques $\delta^{18}O$ (fig. 101), différentes selon les secteurs, contribuent à la compréhension du problème de la minéralisation des eaux souterraines : la répartition des points représentatifs de la partie supérieure de la nappe littorale de Tao (fig. 101 a) et de Lia (fig. 101 b) dénote un léger enrichissement en sels dissous, depuis le lac en direction du polder, malgré l'accroissement des proportions d'eaux météoriques. Ceci peut être plus ou moins accentué sans être un cas général. A Matafo par exemple, où le drainage semble particulièrement bon, les eaux en provenance de la dune sont moins salées que celles du lac.

Les eaux acquièrent donc leur minéralisation lors de leur circulation dans l'aquifère par interaction avec celui-ci.

La stratification saline, quand elle existe, va de pair avec celle des compositions isotopiques. A No-Maïga (fig. 101 a) et à Tchingam (fig. 101 b), la salure du mélange entre les eaux d'origine pluviale et lacustre décroît quand la proportion de ces premières croît. Les points représentatifs de ces eaux dans le diagramme C, $\delta^{18}O$ définissent une droite qui traduit l'effet de dilution. L'extrapolation de cette droite *jusqu'à l'axe* $\delta^{18}O$ *montre que, pour une salure nulle, la composition isotopique* serait de – 5,5 °/oo, valeur correspondant à celle des eaux de pluies infiltrées mais non minéralisées par l'aquifère. On remarque évidemment que la répartition saline est conforme à la stratification par densité qui freine les mélanges de grande ampleur.

A Soro, une seule corrélation linéaire est satisfaisante entre conductivité et teneur isotopique (fig. 101 c). Elle est définie par les eaux du lac et par celles qui se trouvent sous le barrage jusqu'à la lentille argileuse la plus profonde (crépines II à V). Le mélange d'eaux du lac et de pluies (issues des dunes bordières) s'enrichit vers le haut en ^{18}O mais aussi en sels puisque l'apport du lac a lieu depuis la surface. Le point représentatif de l'eau captée au piézomètre I, le plus profond, ne s'ajuste pas à cette loi de dilution par les eaux météoriques. Il y a eu apport supplémentaire de sels.

On en déduit que eaux et sels ont dans l'aquifère des histoires très souvent dissociées et que ces derniers proviennent en grandes parties d'anciennes accumulations salines.

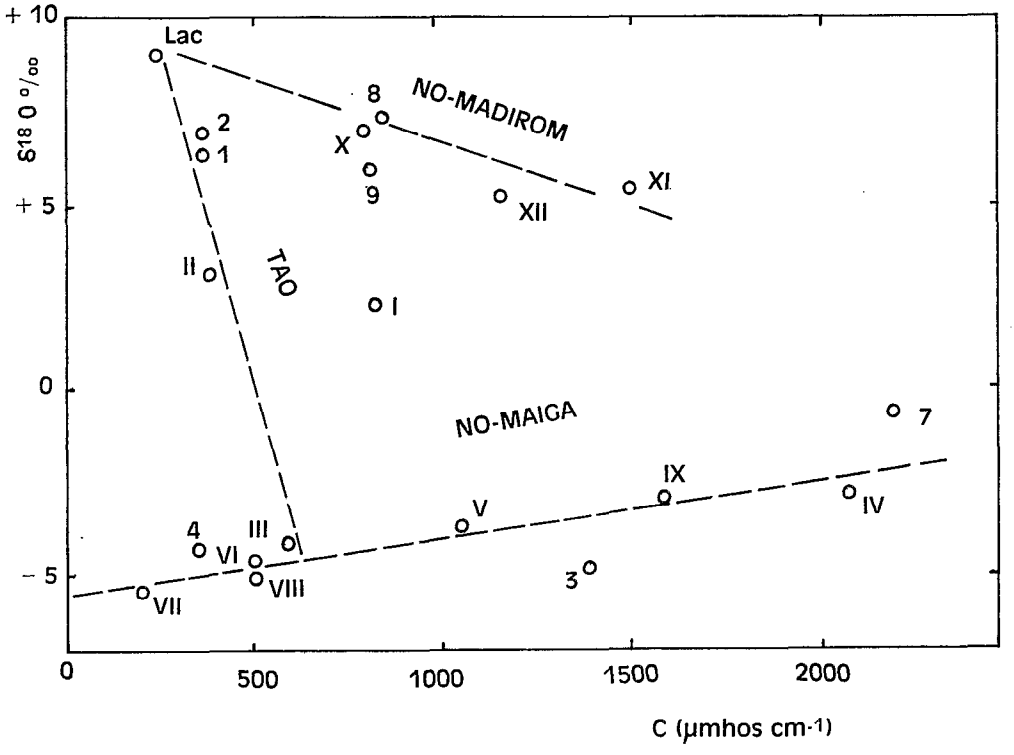


Fig. 101 a : Corrélation entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à No (M.A. ROCHE - 1970 -).

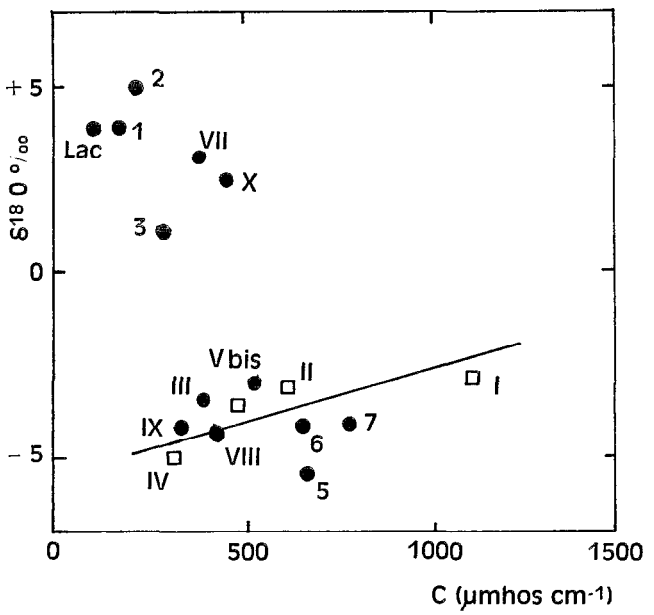


Fig. 101 b : Corrélations entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970 -).

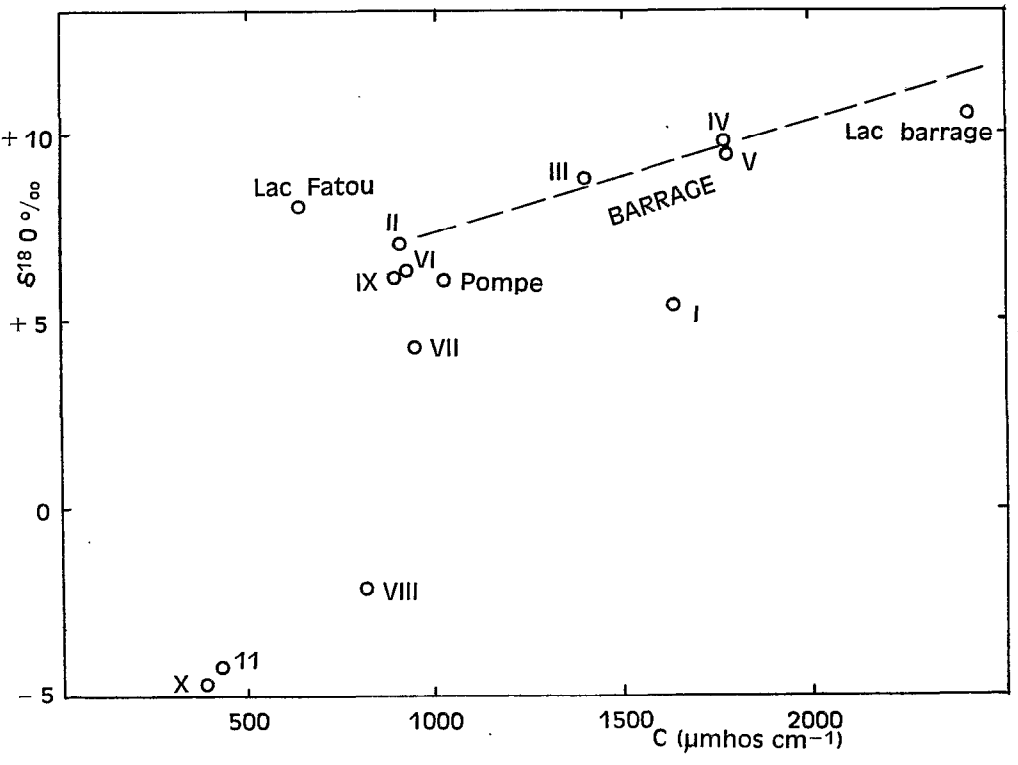


Fig. 101 c : Corrélation entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Soro (M.A. ROCHE - 1970 -).

B. L'héritage salin pleïstocène à actuel.

*Les sels dissous dans la nappe ont été remis en solution aux dépens d'accu*mulations salines qui datent des épisodes lacustres dont les lentilles argileuses de la série des Soulias représentent les témoins. Nous rejoingnons ici l'hypothèse de P.G. DIELEMAN et N.A. DE RIDDER (1963) qui, dans la région de Bol, concluaient à une dissolution de sels fossiles par les eaux du lac. *En fait, ils ont été redissous par les eaux lacustres et pluviales.*

A certaines époques du Pleïstocène moyen et supérieur, les conditions hydroclimatiques furent favorables à la formation d'évaporites (M. SERVANT - 1973 -). La variété des paysages actuels dans la région permet de retracer les différents stades de l'évolution hydrologique d'une cuvette pendant le Quaternaire (H. FAURE - 1962 -). Or, actuellement, ces eaux et ces sels, drainés vers les dépressions, donnent naissance sous l'effet de l'évaporation à des paragénèses. Si le lac rejoint ces cuvettes, les sels sont redissous et regagnent les dunes bordières avec les eaux d'infiltration. Le cycle est près à recommencer ; ce qui peut se produire à l'échelle de quelques décennies. Dans le passé, de nombreux cycles de drainage-infiltration des eaux et de cristallisation-dissolution des sels se sont succédés avec plus ou moins d'ampleur. Une élévation du niveau du lac a certainement entraîné à plusieurs reprises, au début des périodes humides, une évacuation des sels dans les terrains de bordure (cf. § 6.3.). Mais la remise en solution par les eaux de pluie et le stockage des ions dans la nappe phréatique ont été grandement favorisés par des modifications du modelé de l'erg qui a permis l'enfouissement des dépôts salés. Les interdunes pleïstocènes étaient en effet à une altitude plus basse que celle des dépôts holocènes à actuels. Au cours des périodes de désertification successives, les modelés ultérieurs de l'erg, accompagnés ou non d'un apport supplémentaires de sables par les vents, ont conduit à un ensevelissement des dépôts et à *une augmentation des capacités de stockage*, c'est-à-dire de la puissance de la nappe.

Les compositions ioniques des eaux indiquent que les espèces minérales anciennes pouvaient être analogues à celles qui se forment actuellement dans les cuvettes interdunaires du Kanem. Selon le confinement du milieu prend naissance (G. MAGLIONE - 1974 -) :

— une paragénèse carbonatée sodique : calcite $CaCO_3$, gaylussite $Na_2Ca(CO_3)_2.5H_2O$, nahcolite $NaHCO_3$, trona $Na_3H(CO_3)_2.2H_2O$, natron $Na_2CO_3.10H_2O$, thermonatrite $Na_2CO_3.H_2O$,

— ou une paragénèse chloro-sulfatée sodique : halite ClNa, northupite $Na_3Mg(CO_3)_2.Cl$, gypse $CaSO_4.2H_2O$, bloedite $Na_2Mg(SO_4)_2.4H_2O$, mirabilite $Na_2SO_4.10H_2O$, thénardite Na_2SO_4. Ce deuxième cas est actuellement plus rare que le premier.

Outre ces évaporites, G. MAGLIONE (1973) a également identifié des silicates néoformés : magadiite, Kanémite, mordénite.

La répartition originelle des dépôts anciens, donc la paléogéographie, semble avoir déterminé dans la nappe des masses à caractéristiques chimiques particulières. Ceci peut expliquer par exemple que la dilution qui se réalise vers le haut s'accompagne

d'un enrichissement en calcium et en sulfates à No-Maïga alors qu'à Tchingam la composition ionique demeure stable. Réciproquement *l'hydrochimie apparaît, dans une certaine mesure, comme un indicateur de la paléogéographie* (M.A. ROCHE - 1971 -)*.

Après les conclusions sur la piézométrie, et sur l'évolution spatio-temporelle des teneurs isotopiques, les caractéristiques et *la répartition des sels dissous permettent de confirmer l'extrême lenteur des vitesses d'écoulement.*

C. Les processus d'échanges ioniques entre l'aquifère et la nappe.

Le premier épisode de minéralisation des eaux, avant leur infiltration, peut consister en la dissolution des minéraux les plus solubles. Pourtant après leur infiltration, eaux lacustres ou météoriques gagnent des ions dans l'aquifère. Étant donné leur perméabilité très faibles, les lentilles argileuses restituent extrêmement lentement les ions absorbés et les saumures qu'elles contiennent. Les solutions passent progressivement des argiles dans les sables. Outre ces formations vastes mais localisées, les phases colloïdale et argileuse intergranulaires de l'aquifère sableux doivent jouer un rôle de premier ordre dans la dynamique des sels. On peut penser que les ions qu'elles avaient absorbés au détriment des masses hydriques antérieures sont libérées peu à peu dans les eaux plus douces qui les remplacent. On peut également concevoir une hydrolyse de ces phases ou d'autres minéraux silicatés.

Argiles et colloïdes jouent donc le rôle d'accumulateurs salins de la nappe.

Toutefois d'autres phénomènes physico-chimiques sont susceptibles d'interférer : des interactions entre sels dissous et éventuellement exprimés (calcaire, gypse...), la réduction des sulfates et une précipitation de calcite (observée localement dans les sables)...

7. TRAÇAGE ISOTOPIQUE ET SALIN DE LA NAPPE PHRÉATIQUE AU SUD DU LAC TCHAD.

A Hadjer el Hamis (fig. 102), les eaux contenues dans une bande côtière de 150 m de large ont, en novembre 1969, des compositions isotopiques (+ 7,6 à + 10,7 °/oo) peu différentes de celles du lac. A 350 m de la rive, une valeur de + 4,3 °/oo marque une diminution sensible de la teneur en isotopes lourds et la participation d'eaux météoriques à l'alimentation de la nappe. A Karal, Alkouk et Tourba (fig. 102), les compositions comprises entre + 6,3 et 1,6 °/oo reflètent également dans les deux premiers mètres de la partie supérieure de la nappe des mélanges d'eaux lacustres et pluviales en proportions variées. Dans cette région, où le gradient piézométrique est accentué, *les proportions d'eaux lacustres diminuent lorsqu'on s'éloigne du rivage mais de façon moins marquée que dans le Kanem.*

---

* ROCHE (M.A.) - 1971 - Projet d'études de l'évolution ancienne et actuelle des nappes d'eaux souterraines du bassin du lac Tchad. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., document interne, 9 p., 1 fig.

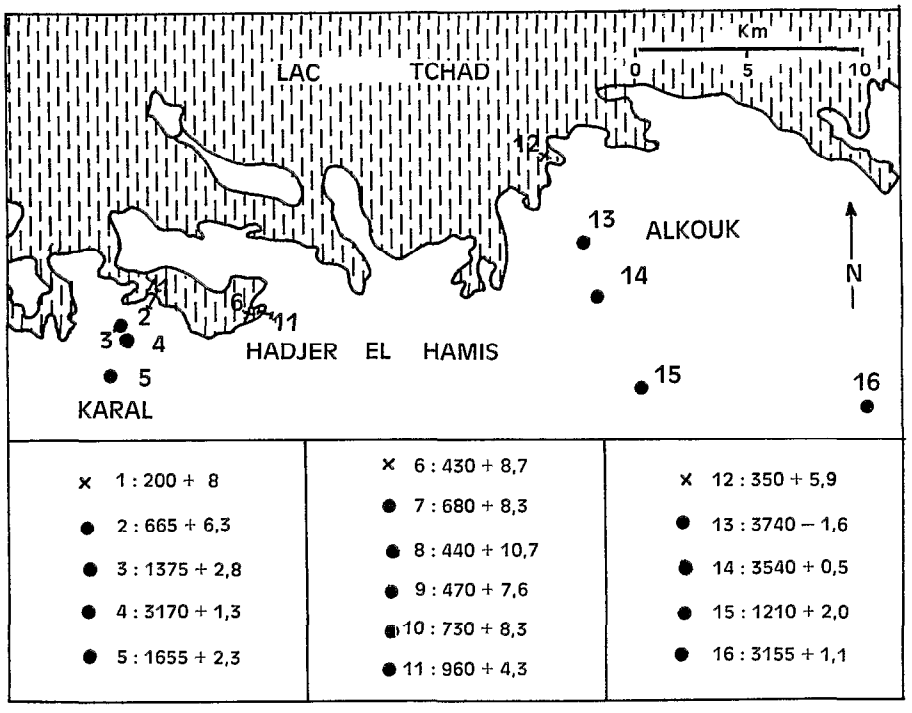


Fig. 102 a : Conductivités (μmhos cm^{-1} à 25°C) et compositions isotopiques (δ^{18}0 °/oo vs SMOW) des eaux en bordure du Lac Tchad dans la région d'Hadjer el Hamis, en novembre 1969).

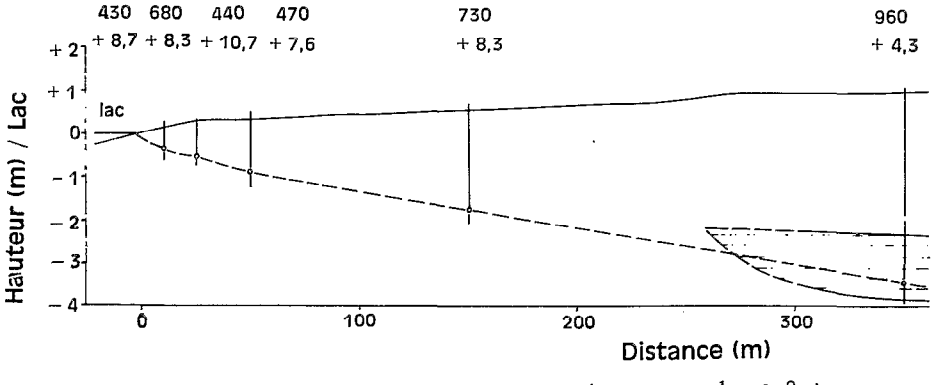


Fig. 102 b : Profil piézométrique, conductivités (μmhos cm^{-1} à 25°C) compositions isotopiques (δ^{18}0 °/oo vs SMOW) de la nappe littorale à l'extrêmité du bras d'Hadjer el Hamis, en novembre 1969.

A l'est de Meinari (fig. 103), au Cameroun, les compositions isotopiques des eaux échantillonnées, en novembre 1969, dans les premiers mètres de la partie supérieure de la nappe (+ 2,4 à − 2,1 °/oo) sont, comme dans la région d'Hadjer el Hamis, sensiblement analogues à celles du lac (0 à + 2 °/oo). Elles se rapprochent également de celles de l'El Beid (− 1,5 à + 7,0 °/oo). Il semble finalement difficile de préciser l'origine des eaux de la nappe qui peut être alimentée à la fois par les infiltrations du lac, par les inondations de l'El Beid et par les pluies. Il est probable que *les trois processus concourent à cette alimentation, insuffisamment toutefois pour atténuer la dépression piézométrique.*

La salure des eaux souterraines au sud du 13ème parallèle, généralement comprises entre 1000 et 5000 μmhos cm^{-1}, sont nettement plus élevées que celles des eaux du lac (100 à 500 μmhos cm^{-1}). Cette minéralisation est vraisemblablement acquise par un lessivage des sels abandonnés dans les cuvettes littorales lors des baisses pluriannuelles de niveau du lac. Ce lessivage par les eaux de pluies, ou par les eaux du lac à la crue suivante, est favorisé par la morphologie de ces régions où le fond des cuvettes méridionales est peu déprimé et le niveau piézométrique de la nappe peut s'abaisser nettement en dessous.

8. LE MODE DE RÉGULATION SALINE DU LAC TCHAD PAR INFILTRATIONS ET ABANDONS SUPERFICIELS.

Le mode d'infiltration des eaux et des sels du lac Tchad peut être résumé d'après ce qui précède.

A l'échelle d'une ou plusieurs décades, du siècle, du millénaire, l'aquifère sableux absorbe les eaux et les sels sur le front côtier. Puis, lors des phases ultérieures de retrait, il les restitue partiellement aux cuvettes résiduelles, mélangées aux eaux de pluie. Après l'évaporation des eaux bloquées derrière un seuil (abandons superficiels) ou restituées par la nappe, les sels piégés dans les dépressions ne peuvent regagner l'aquifère que lors de la crue pluriannuelle suivante ou, avec les eaux de pluie, si le niveau piézométrique s'abaisse suffisamment au-dessous du sol.

Ainsi, *à l'échelle du siècle ou du millénaire, de la succession des décrues et des crues, résulte un rejet superficiel et souterrain des sels toujours plus vers l'extérieur.*

Il apparaîtrait ainsi notamment que la localisation des natronières de la région de Liwa-Kaya pourrait être déterminée par l'ancienne ligne de rivage (287-290 m) qui se serait établie juste en aval des dépressions, entre 3200 et 1800 ans B.P.

Dans les rives méridionales, la piézométrie permet une évacuation permanente des sels par les eaux lacustres sans possibilités de retour aux cuvettes littorales, quelle que soit la baisse du niveau du lac.

A l'échelle annuelle, ou en période d'oscillations du niveau du lac entre 283 et 281 m, la simple pénétration des eaux dans le sens longitudinal des bras et dans les

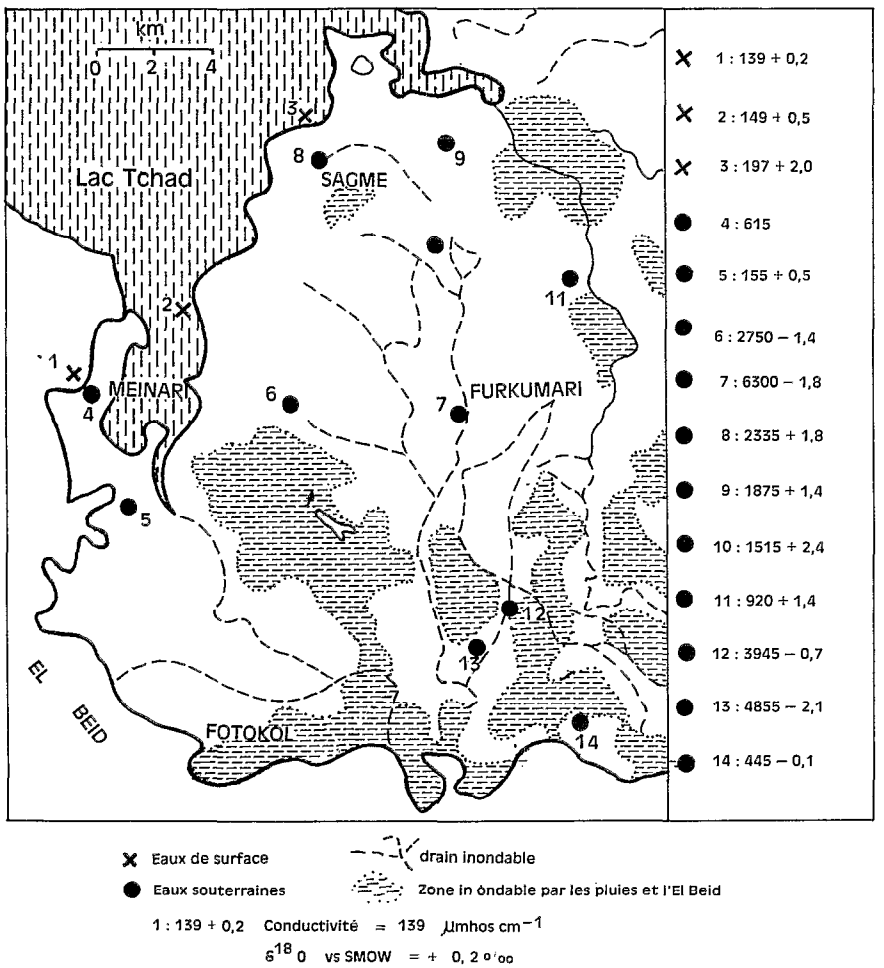


Fig. 103 : Conductivité (μmhos cm^{-1} à 25°C) et composition isotopique de l'oxygène (δ^{18}0 °/oo vs SMOW) des eaux en bordure du lac Tchad dans la région de Meinari au Cameroun, en novembre 1969.

rives, même suivie d'un rejet partiel quelques années plus tard, ne peut être un des phénomènes qui contribuent efficacement à la régulation saline. C'est en particulier le cas pour la période 1955 à 1970, prise en considération pour l'établissement du bilan salin et hydrique du lac, et à la fin de laquelle ont été menées ces investigations sur la nappe.

En effet, la valeur des pertes littorales par infiltrations et abandons superficiels a été estimée, par rapport aux apports hydriques, comprise entre 5,3 %, sur tout le pourtour du lac et 4,2 % sur les rives du Kanem (partie II, p. 234). En retranchant la faible part qui revient aux pertes par abandons superficiels, soit environ 0,2 %, on estime les infiltrations comprises entre $2{,}95 \cdot 10^9$ et $2{,}35 \cdot 10^9$ m^3/an. Pour fixer un ordre d'idée, ces volumes représenteraient une bande côtière d'au moins 100 à 150 m de large sur 60 m d'épaisseur, répartie dans les rivages respectifs (porosité 30 %). Il suffirait ainsi d'un siècle environ aux eaux lacustres pour atteindre la gouttière piézométrique nord-est.

Ceci apparaît donc fortement en contradiction avec les origines et la répartition des eaux souterraines caractérisées par les compositions isotopiques. Nous sommes alors conduits à envisager l'éventualité de deux autres processus d'infiltration, complémentaires du premier :

— L'infiltration se réaliserait, également en permanence, par les fonds du lac. Les pertes d'eau serait alors au maximum de 7,2 %. D'après la piézométrie générale de l'ensemble de la nappe phréatique, ces eaux s'écouleraient sous le lac en direction des dépressions de la Nigéria, du Cameroun et du Chari-Baguirmi. Bien que la lithologie des fonds soit favorable, cette hypothèse n'est pas très satisfaisante car une telle alimentation devrait « combler » ces dépressions piézométriques dont l'existence ne s'explique justement que par un déficit des apports vis-à-vis d'une faible évaporation. *Il apparaît donc que la part de ces pertes est réduite.* Par conséquent, les pertes par infiltration, seraient plutôt comprises entre 4,2 et 5,3 % des apports totaux.

— *Une grande part des eaux lacustres infiltrées s'évapore dans les terrains côtiers à proximité immédiate de la ligne de rivage.* Partageant là une des idées de J.C. FONTES, selon laquelle les plages alternativement inondées et exondées, lors de la variation saisonnière du niveau du lac, constituent essentiellement cette frange capillaire marginale. En régime normal, elles représentent de 5 à 10 % de la superficie du lac (fig. 31). La profondeur de la surface piézométrique y est comprise entre zéro et 1 m. C'est donc une surface évaporante potentiellement suffisante pour évacuer par remontées capillaires les 4 à 5 % d'eaux infiltrées. Les solutions concentrées seraient alors entraînées chaque année davantage à l'intérieur de l'aquifère par la crue suivante et diluées par les pluies qui tombent précisément pendant les basses eaux du lac.

Dans les rives méridionales, la profondeur importante du niveau piézométrique doit particulièrement favoriser la dilution par les pluies des solutions lacustres infiltrées puis concentrées par évaporation et des sels abandonnés en surface.

C'est ainsi que dans les rives du lac, *une part des éléments minéraux abandonnée par les eaux lacustres peu après leur infiltration serait véhiculée dans l'aquifère par les eaux pluviales.*

Enfin, il convient de garder présent à l'esprit que l'évaluation des infiltrations du lac entre 4 et 5 % des apports hydriques considére que l'ion sodium n'est pas piégé dans le lac, entraînant alors une estimation par excès.

9. LA RÉGULATION SALINE QUATERNAIRE DU BASSIN TCHADIEN.

L'exportation des sels vers l'océan aurait pu s'effectuer jusqu'au Pleistocène ancien (M. SERVANT - 1973 -). A partir du Pléistocène moyen, c'est-à-dire depuis des dizaines de milliers d'années, les eaux superficielles abandonnent leurs sels au centre du bassin tchadien. Pourtant, bien que le bassin ait connu une succession de phases humides et arides, avec régénération puis assèchement de lacs, les gisements d'évaporites sont relativement réduits. Présents accidentellement dans les terrains holocènes, les dépôts (trona et dans une moindre mesure gaylussite, gypse, natron, halite, thénardite...) sont cantonnés dans certaines cuvettes interdunaires du Kanem, du Manga et du Niger (H. FAURE - 1962 -, G. MAGLIONE - 1968 -). En fonction des conditions hydro-climatiques, nous avons vu qu'ils connaissent actuellement des cycles de cristallisation et de dissolution.

L'anomalie apparente que constitue la faible abondance des évaporites s'explique de trois façons :

— la sédimentation chimique au cours du Quaternaire ne s'est pas réalisée uniquement par des dépôts d'évaporites mais sous des formes variées dont beaucoup contribuent encore à la régulation saline actuelle du lac Tchad (deuxième partie, p. 209),

— une partie des minéraux sédimentés, et en particulier les évaporites, a pu être érodée par les vents,

— une partie des sels est actuellement dissoute dans les nappes phréatique et profondes.

9.1. La sédimentation chimique quaternaire.

La silice a contribué à la sédimentation des argiles et des diatomites ou simplement des frustules de diatomées et des phytolithes (corpuscules d'opale libérés après la décomposition des graminées, des phragmites en particulier) dont sont riches les dépôts lacustres ou fluvio-lacustres. La néoformation des minéraux silicatés sodiques, tels la magadiite, la kanémite, présentes dans les milieux carbonatés sodiques, aurait pu dans certains cas prendre le relais de l'absorption biochimique de la silice lorsque l'augmentation des salures arrêtait la prolifération des diatomées (G. MAGLIONE - 1970 -, JOHAN, MAGLIONE - 1972 -). D'après SERVANT (1973), il n'y a pas de changement notable dans la composition des argiles plio-quaternaires au centre de la cuvette tchadienne : les minéraux du groupe de la montmorillonite sont toujours dominants. Ils sont associés à la kaolinite et parfois à des traces d'illite. Au Quaternaire comme à l'Actuel, la sédimentation argileuse à montmorillonite dominante contraste avec un domaine d'altération à kaolinite et semble impliquer des

néoformations en milieu lacustre. La néoformation de montmorillonite au Pléistocène paraît sûre dans certains lacs interdunaires isolés, alimentés seulement par la nappe phréatique. Elle l'est également dans les plaines d'inondation qui bordent les cours inférieurs des tributaires. Le fer (goethite), associé à la silice et à des montmorillonites ferrifères, s'est accumulé dans les régions méridionales du lac Tchad.

La sédimentation du calcium et des carbonates s'est effectuée partiellement par des dépôts calcaires ainsi que par une absorption animale (mollusques et ostracodes) dont témoignent des niveaux coquillers.

Enfin l'adsorption des cations par les argiles, et dans une proportion plus faible par la matière organique, représente un processus efficace de stockage au fur et à mesure que la montmorillonite se forme et que les solutions se concentrent.

9.2. L'érosion éolienne.

Au cours des phases arides, l'érosion éolienne a certainement joué un rôle dans l'exportation des sels hors du bassin tchadien. Toutefois, nous voyons plusieurs raisons pour que cette contribution à la régulation saline de la cuvette ait été freinée.

— Les particules érodées par les vents ont pu sédimenter à nouveau en grande partie dans le bassin lui-même et dans ce cas la perte effective peut être faible.

— En période humide, l'érosion est rendue difficile par l'humectation des dépôts.

— En période aride, les sels tendent à être recouverts par les sables dunaires. D'autre part, le fond des interdunes, orienté perpendiculairement aux vents dominants est à l'abri d'une érosion intense.

9.3. Les sels dissous dans les nappes.

Outre les minéraux qu'ils ont néoformés dans les cuvettes pléistocènes à actuelles, une grande quantité des éléments apportés dans les basses régions du bassin demeurent dissous dans les nappes. Les processus d'accumulation des sels dans la nappe phréatique depuis le Pléistocène jusqu'à nos jours et les relations dynamiques avec les évaporites actuelles des cuvettes interdunaires ont été étudiées au paragraphe précédent.

A l'Holocène, lors des grandes transgressions datées de 8000-9000 ans et 6000 ans B.P., l'essentiel de l'alimentation provenait du sud (M. SERVANT - 1973 -) et l'on peut penser que les sels étaient refoulés surtout vers le nord comme cela est observé actuellement dans le lac Tchad. Ces sels ont dû se déposer au-delà de l'affleurement de la couche argileuse plio-pléistocène ancien dans les régions périphériques où les nappes profondes sont libres. Ces sels ont pu être évacués ultérieurement dans ces nappes avec les eaux d'infiltration. On soulignera cependant que les salures des eaux souterraines des Bas-Pays du Tchad et de la nappe phréatique sont sensiblement

les mêmes. Ainsi, l'accumulation des sels dans les nappes profondes n'a pas été un phénomène d'une importance majeure dans la régulation saline du bassin.

9.4. Le problème de l'évaluation d'un bilan salin quaternaire.

Une évaluation du bilan salin quaternaire, même sommaire, consistant à comparer les apports en sels aux dépôts présents dans la cuvette tchadienne, paraît encore extrêmement délicate.

Les apports en sels ne peuvent guère être estimés car les débits et les salures des eaux d'alimentation ont énormément varié au cours des différentes phases arides et humides qui se sont succédées. Il en est de même des hauteurs de pluie et d'évaporation ainsi que de l'état d'équilibre des lacs.

Par ailleurs, les sédiments néoformés, peu épais, lenticulaires et de nature lithologique variée, n'ont pu encore être cubés par les Géologues.

De même, la salure de la nappe phréatique, très variable dans les trois dimensions, tant à l'échelle de la dizaine de mètres qu'à l'échelle régionale et mesurée en un nombre restreint de points, rend difficile l'évaluation du stock souterrain en solution. On peut, en estimant un volume d'eau souterraine de 5 à 15 . 10^{12} m^3 et une salure moyenne de 500 à 2000 mg/l, calculer un stock dissous compris entre 25 et 300.10^8 tonnes, qui représenterait de 1200 à 15000 années d'apports actuels. Il est certain que l'apport a été très différent au cours des périodes correspondantes mais que la moyenne a été supérieure à la valeur actuelle, ce qui entraîne une estimation par excès du nombre d'années d'apports.

Très sommairement, on peut évaluer que les quantités de sels cristallisés en surface dans les interdunes sont du même ordre de grandeur que les stocks dissous dans la nappe phréatique.

Finalement, même en prenant en compte les évaporites déposées dans les cuvettes interdunaires, l'ordre de grandeur du nombre d'années d'apports ne semble pas correspondre à celui des temps depuis lesquels la cuvette est supposée être restée endoréique, c'est-à-dire depuis le Pléistocène ancien. *Ces conclusions peuvent étayer l'hypothèse de travail qui verrait des déversements extérieurs au bassin au cours du Pléistocène moyen ou supérieur et peut être à l'Holocène lors de l'extension du grand Paléo-Tchad.*

10. CONCLUSION SUR LES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD, LES PLUIES ET LA NAPPE PHRÉATIQUE.

10.1. Mode de gisement, piézométrie, alimentation et dynamique de la nappe phréatique littorale.

En ce qui concerne la lithologie de l'aquifère et la piézométrie, nous avons généralisé à l'ensemble des rives sud-est du Kanem ce qui n'avait été observé auparavant qu'à Bol, et apporté des informations nouvelles sur le littoral méridional. Le lac Tchad repose en position perchée sur une nappe phréatique de 70 m de puissance contenue dans les dépôts fluvio-lacustres et dunaires de l'Holocène et du Pleistocène supérieur et moyen. J.L. SCHNEIDER (1967) a montré qu'il est entouré de dépressions piézométriques au centre desquelles le niveau des eaux souterraines est de 30 à 50 m plus bas que celui des eaux superficielles. Une gouttière piézométrique, dont le niveau est inférieur de quelques mètres à celui du lac, longe la rive nord-est. Au-delà de celle-ci, le niveau remonte et la nappe prend la forme d'un dôme pour surplomber le lac d'une trentaine de mètres. Nos observations confirment que les gradients hydrauliques sont favorables aux infiltrations des eaux du lac dans la nappe phréatique. Toutefois, *la lithologie et la structure de l'aquifère, en réglant l'évaporation et l'alimentation par les eaux superficielles et pluviales, nous apparaissent comme les facteurs déterminants de la piézométrie actuelle.*

L'interprétation de la répartition des teneurs en oxygène 18 et, dans certains cas, des salures et des teneurs en tritium, conduit à infirmer l'hypothèse antérieurement admise d'une infiltration massive des eaux du lac jusqu'à ces cuvettes.

Deux grands types d'eaux souterraines sont distingués par leur composition isotopique : les eaux d'origine lacustre, riches en ^{18}O, les eaux d'origine pluviale, peu enrichies en isotopes lourds et dont la composition est comprise entre -4 et $-5{,}5$ °/oo. Ces dernières sont les plus riches en tritium (135 U.T. par exemple). En fait, il est observé le plus souvent un mélange des deux types d'eau. Une forte contribution des eaux pluviales actuelles à l'alimentation de la nappe est donc mise en évidence dans le Kanem pour 250 à 350 mm de pluie annuelle, après les études sahariennes (M.A. ROCHE - 1968 c, 1973 a -, G. CONRAD *et al.* - 1972, 1974 -), *confirmant la réalité, parfois contestée, de l'infiltration en milieu dunaire sous de faibles pluviosités.*

Dans la partie supérieure de la nappe, on observe en s'éloignant du rivage une diminution progressive des proportions d'eaux lacustres au profit d'eaux météoriques. La contribution des eaux lacustres à l'alimentation de la nappe devient ainsi souvent indécelable à proximité même de la première cuvette littorale. Dans les rives les plus septentrionales, des eaux d'origine lacustre ont été repérées sur une bande de plusieurs kilomètres de largeur. Elles finissent également par être relayées par des eaux d'origine météorique. Dans les côtes sud, les compositions dénotent aussi un mélange entre les eaux des deux types.

Sur toute l'épaisseur de la nappe, les eaux de pluies infiltrées se mélangent en proportions décroissantes vers le bas avec des eaux plus évaporées et plus anciennes. Par endroit cependant, les eaux du lac s'infiltrent sur toute l'épaisseur de la nappe,

préférentiellement dans le sens axial des bras exondés où elles se mélangent, plus ou moins selon les sites, avec les eaux d'origine pluviale venues des dunes adjacentes. Finalement, *les cuvettes littorales sont alimentées sur leur périphérie par des mélanges d'eaux des deux types en proportions très variables.*

Parallèlement à une stratification isotopique, une stratification saline existe aussi fréquemment. Elles est provoquée par la dilution progressive de la nappe par les eaux de pluie.

Les phénomènes géodynamiques actuels s'inscrivent dans une évolution quaternaire caractérisée par une alternance de phases arides et humides qui se sont traduites par plusieurs transgressions et régressions lacustres. L'alimentation de la nappe s'est ainsi réalisée au cours de ces périodes jusqu'à l'actuel, avec plusieurs cycles de hauts et bas niveaux conduisant à une homogénéisation des eaux. La dernière phase remonte probablement à la dernière grande crue lacustre à 287-290 m, datée *de 3200 à 1800 ans B.P., après laquelle les eaux de pluie sont grandement responsables des structures hydriques actuelles. Par conséquent, l'âge moyen des eaux croît avec la profondeur.*

Quelles que soient leurs origines, les eaux peuvent être très minéralisées. Les sels en solution, qui viennent cristalliser dans les cuvettes interdunaires, correspondent en grande partie à d'anciens dépôts d'évaporites redissous par les eaux météoriques ou lacustres. Cette remise en solution a pu s'effectuer en partie lors d'une augmentation des réserves hydriques qui s'est probablement produite à la suite d'un nouveau modelé de l'erg, avant l'Holocène. Ces sels en solution peuvent être moins anciens et avoir été déposés dans des cuvettes actuelles à la suite de hauts niveaux du lac ou de la nappe. La baisse de niveau qui a suivi a pu provoquer un lessivage vertical des sels par les pluies ou par les eaux du lac lors d'une crue pluriannuelle suivante.

Toutes les observations concourent à montrer la lenteur des vitesses d'écoulement.

10.2. La régulation saline du lac Tchad par infiltration.

Le mode de régulation saline par évacuation des sels se réalise selon le schéma suivant. Dans le Kanem, des gradients piézométriques locaux, spécifiques de chaque cuvette se superposent au gradient général. Les compositions isotopiques confirment que l'aquifère joue essentiellement le rôle d'une « capacité » qui absorbe une partie des eaux et des sels du lac. Ceux-ci se mélangent alors plus ou moins aux eaux de pluie infiltrées puis sont restitués aux cuvettes littorales lors des bas niveaux ultérieurs du lac. L'évacuation peut être aussi superficielle lorsque les bras du lac se tronçonnent en mares. Sous l'effet de l'évaporation, les ions donnent naissance, dans ces cuvettes résiduelles, à des évaporites carbonatées ou chloro-sulfatées sodiques et, par association à la silice, à des néoformations silicatées. En revanche, dans les autres rives, le gradient demeure toujours orienté vers l'intérieur : le retour des solutions au lac est impossible. Ainsi, des grandes crues et décrues pluriannuelles, résulte à l'échelle du siècle ou du millénaire, un rejet souterrain et superficiel des sels vers l'extérieur.

A l'échelle annuelle, un tel mécanisme, qui implique de fortes variations du niveau du lac, est moins satisfaisant pour expliquer la régulation saline. En effet, le volume minimum des infiltrations d'eaux du lac, estimé par le bilan salin à 4 % des apports hydriques, apparaît beaucoup trop important en regard des origines et de la répartition des eaux souterraines, caractérisées par les compositions isotopiques. Sans infirmer la réalité des grands « balayages » pluriannuels, il semble, en outre, qu'une part des eaux du lac s'évapore dans l'aquifère à proximité de la rive, peu après son infiltration. Cette frange capillaire correspond principalement à la superficie exondée lors de la variation saisonnière du niveau du lac.

Les eaux lacustres tendent ainsi en permanence à abandonner leurs sels peu après leur infiltration. Ceux-ci sont alors repris en compte par les eaux météoriques qui tombent pendant la saison des basses eaux.

10.3. Régulation saline quaternaire du bassin tchadien.

L'étonnante anomalie que représente la faible abondance des évaporites dans ce bassin endoréïque peut s'expliquer, comme pour le lac actuel, par un stockage des sels dans les nappes souterraines et par une sédimentation de minéraux variés tels des argiles à forte capacité d'adsorption, des calcaires, des diatomites... Parmi ces minéraux, les évaporites exprimées dans les interdunes et les sels dissous dans les nappes correspondent au plus à la moitié des apports en solution. Les quantités d'ions dissous dans la nappe phréatique représenteraient moins de 1200 à 15000 ans d'apports. Même en prenant en compte la sédimentation chimique, l'ordre de grandeur du nombre d'années d'apports conduit à émettre l'hypothèse de déversement extérieurs au bassin au cours du Pléïstocène moyen ou supérieur, et même à l'Holocène lors de l'extension maximale du Paléo-Tchad.

CONCLUSION GÉNÉRALE

1. La dynamique des eaux et des éléments minéraux en solution et en suspension, d'amont en aval du système hydrologique du lac Tchad, représente *un modèle des phénomènes d'écoulement et d'érosion-transport-sédimentation* dans un bassin endoréïque cristallin et alluvial, situé sur la bande climatique tropical à sub-désertique.

Dans le cas du bassin tchadien, les faits sont accentués et relativement complets parce qu'ils ont lieu dans une cuvette endoréïque où *la matière migre dans le sens d'une diminution de 1,3 à 0,09 du rapport pluie sur évaporation* et où les basses régions, très plates, constituent *une série de pièges sédimentaires de plus en plus efficaces* : plaines d'inondation, lac, erg aquifère et interdunes alternativement noyés et exondés.

Au fur et à mesure de leur cheminement, des milieux drainés vers les milieux de plus en plus confinés, les eaux s'évaporent, les teneurs en isotopes lourds augmentent, les suspensions décantent, les éléments minéraux dissous se concentrent ce qui favorise leur sédimentation. Une véritable *chromatographie* de la matière, tant du *vecteur lui-même* dans sa composition isotopique que *des éléments minéraux transportés et sédimentés*, se développe dans le système, de façon le plus souvent conforme aux lois de mobilité des éléments.

L'évolution dans le temps et l'espace de ces caractéristiques physico-chimiques détermine *un traçage intense des eaux, qualitatif ou quantitatif*, pour lequel ont été définis certains principes et méthodes d'utilisation à des fins hydrologiques, pour préciser, en complément des méthodes hydrométriques, la dynamique des eaux continentales. Ces interprétations, en retour, conduisent à une meilleure compréhension de la dynamique des éléments minéraux, et dans certain cas, de l'évolution des isotopes dans la nature.

De telles méthodes de traçage naturel ont permis de déterminer les grands courants lacustres, l'âge des eaux du lac, les pertes par infiltrations, les modes insoupçonnés et très complexes d'infiltration des eaux du lac, l'origine, la dynamique des eaux et des sels, l'alimentation de la nappe phréatique ; autant de mécanismes qui contribuent à la régulation saline du lac Tchad. A notre connaissance, c'est le seul cas où le bilan salin a été utilisé pour préciser le bilan hydrique, c'est-à-dire pour chiffrer les pertes par infiltration et contribuer ainsi à évaluer la hauteur d'évaporation réelle d'une très grande surface d'eau libre sous climat sahélien (220 cm/an).

2. Issues principalement des hauts bassins cristallins, où l'altération se réalise en milieu drainé (sols ferralitiques ou ferrugineux *à néoformation de kaolinite*), les eaux ne contiennent que des bicarbonates, d'origine atmosphérique, les chlorures et sulfates étant à l'état de traces ($< 0{,}5$ mg/l), en raison de la pétrographie et de la distance à l'océan. A l'exutoire de ces bassins, elle présentent une salure globale moyenne de 30 mg/l, un spectre cationique (me) Ca. Na $\neq$ Mg . K, et une teneur en silice d'environ 20 mg/l. Un phénomène de *biorhexistasie annuelle*, correspondant aux cycles du tapis herbeux et d'humectation des sols, règle de façon inverse les altérations chimique et mécanique.

Dans les régions inférieures, ces eaux divaguent à travers un premier bassin de sédimentation, épisodiquement confiné, les plaines d'inondation. Les pertes y sont déjà sévères, de l'ordre de 30 % d'eau, 50 % des suspensions et 10 % d'ions et de silice. A la suite d'une évolution saisonnière, compliquée par les rétentions et les remobilisations, il résulte à l'échelle annuelle un piégeage préférentiel, soit du calcium et du magnésium, soit du sodium et du potassium, selon les plaines et l'hydraulicité. A la sortie de ce piège, le spectre moyen Ca . Mg ≠ Na . K, est peu différent de ce qu'il était à l'entrée, malgré certaines variations locales ou temporaires dans l'ordre des trois premiers cations. On quitte le domaine de la kaolinite pour entrer dans celui de la montmorillonite : la kaolinite sédimente mais les vertisols et les sols hydromorphes contiennent essentiellement *des montmorillonites, probablement ferrifères* (nontronite-beidellite). Celles-ci sont néoformées, peut-être en partie au détriment de la kaolinite. *L'adsorption* par les argiles joue également un rôle important dans les modifications de salures. *Des carbonates de calcium,* et aussi peut-être de magnésium, précipitent.

En année moyenne, 43.10^9 m^3 d'eaux fluviales, auxquels s'ajoutent $6{,}5.10^9$ m^3 de pluie, débouchent dans le lac avec une composition isotopique de l'oxygène de − 3 °/₀₀ et des concentrations respectives en suspension, en ions et en silice dissoute de 71, 42 et 25 mg/l. Ces valeurs équivalent à un déversement pluriannuel de $3{,}0.10^6$ t de suspension, $1{,}8.10^6$ t d'ions et $1{,}1.10^6$ t de silice. La contribution de l'apport éolien et pluvial ne doit pas représenter plus de 15 % de ces apports fluviaux. Les eaux se dirigent vers les rives, décrivant dans la moitié nord un mouvement circulaire qui tend à les mélanger. Elles s'évaporent progressivement à plus de 93 à 96 %, leurs teneurs en oxygène 18 et leurs salures augmentent. Sur les rives, les salures ioniques globales sont 3 à 40 fois supérieures aux valeurs originelles, les compositions isotopiques atteignent fréquemment de + 5 à + 17 °/₀₀. Toutefois, les teneurs moyennes en ions (320 mg/l) et en silice (50 mg/l) restent très faibles. Cette caractéristique ainsi que l'absence d'évolution temporelle marquée, pour un niveau supérieur à 281 m, révèle *l'existence de processus de régulation saline : une sédimentation chimique dans le lac même et des pertes de solution très minéralisées par infiltrations et abandons littoraux*. Phénomène souvent observé dans les nappes des pays arides ou semi-arides, mais rarement dans les eaux superficielles, une remarquable évolution du spectre cationique se réalise en fonction des salures, du temps de séjour des eaux dans le lac et des zones considérées, selon cinq stades successifs depuis Ca . Mg . Na . K jusqu'à Na . Mg . K . Ca. Une telle évolution, ainsi que les temps de séjour des éléments minéraux dans les eaux du lac, compris entre 3 ans pour la silice et 16 ans pour le sodium, traduit *un piégeage sélectif des ions*. Le faible piégeage du sodium permet d'estimer à l'aide d'un modèle mathématique simple qu'au moins 83 % de la silice et 37 % des ions ($Ca^{2+} > 58$ %, $Mg^{2+} > 45$ %, $K^+ > 23$ %) apportés chaque année sédimentent dans le lac ainsi, bien évidemment, que la totalité des suspensions constituées à 50 % par la kaolinite.

La kaolinite, minéral presqu'exclusif de la phase argileuse des apports, ne se trouve plus dans le lac dans son domaine de stabilité. Les conditions de stabilité sont celles des montmorillonites, lesquelles existent effectivement en proportion dominante dans les fonds. *La kaolinite est en partie dégradée et des montmorillonites sont néoformées. Celles-ci doivent être ferrifères, alumineuses et magnésiennes (nontronite, beidellite, stévensite), les trois cations prédominant successivement dans les réseaux cristallins, en fonction da la distance au rivage. Une capacité d'adsorption est*

ainsi créée en permanence. Ces néoformations soustraient aux eaux et aux sédiments la silice, le fer, l'aluminium, le magnésium... et adsorbent, avec la matière organique, par ordre décroissant, le calcium, le magnésium, le potassium, le sodium. Le fer (goethite), associé à la silice, précipite dans le sud du lac, la calcite et peut-être des carbonates de magnésium, dans le nord. La silice (tests de Diatomées, phytolites) et, dans le nord, l'aragonite (tests de mollusques), sédimentent par la voie biochimique. *Adsorption par les argiles et la matière organique, absorption par la faune et la flore assurent, parallèlement à une sédimentation effective, une capacité tampon susceptible de stabiliser les salures à l'échelle pluriannuelle.*

Lorsqu'on aborde les rives du lac, les phénomènes se déroulent sur une gamme de temps très étendue et les résultantes apparaissent complexes. *Les eaux les plus minéralisées, moins de 4 à 7 % des apports hydriques, contenant moins de 63 % des ions et 17 % de la silice déversés dans le lac, s'infiltrent mais s'évaporent à proximité de la ligne de rivage.* Le reliquat d'eaux lacustres ($\delta^{18}O = +5$ à $+17$ °/₀₀) se mélangent progressivement aux eaux de pluies infiltrées ($\delta^{18}O = -4$ à $-5{,}5$ °/₀₀) qui contribuent pour la plus grande part à alimenter la nappe, en se superposant à un mélange hérité du Pléïstocène à l'Actuel. Cette alimentation maintient un régime hydrique pluriannuel équilibré dans l'erg, mais ne peut empêcher un déficit dans les autres régions périphériques. Dans l'erg, après quelques années, siècles ou millénaires, ces mélanges à proportions variables, reviennent alimenter les cuvettes littorales, à l'occasion des grands étiages, et finissent par s'évaporer pratiquement en totalité ($\delta^{18}O = +17$ °/₀₀). Ces eaux lacustres et pluviales ont accru leur minéralisation dans l'aquifère par dissolution plus ou moins rapide d'anciens dépôts évaporitiques et par récupération lente des ions et des solutions accumulés dans les colloïdes et les argiles de l'aquifère au cours du Quaternaire. Dans les interdunes, deux voies d'évolution s'offrent alors aux éléments dissous (MAGLIONE, CHEVERRY), conduisant à une paragénèse soit carbonatée sodique (alcalinisation) associée à des néoformations silicatées sodiques, en milieu confiné et réducteur, soit chloro-sulfatée (salinisation), en milieu moins confiné et oxydant. Ces dépôts superficiels sont à nouveau redissous par les pluies ou par une grande crue du lac et repoussés alors davantage vers l'extérieur par les eaux superficielles et souterraines. Plus que dans les autres régions, *l'héritage hydrique et salin quaternaire influe ici intensément et de multiples façons sur les phénomènes actuels.*

3. *Évolution longitudinale et temporelle se déduisent l'une de l'autre.* Les Géologues, mais aussi les Chercheurs de nombreuses autres disciplines, retiendront ainsi que, sur une distance d'environ 1000 km, se produisent actuellement dans l'espace d'un tel système certains phénomènes qui se sont succédés ou se succèderont dans le temps, aussi bien à l'échelle de la décennie qu'à celle des ères géologiques, lors des variations pluriannuelles ou des grands changements climatiques. Ces observations aident à mieux comprendre et évaluer, dans ces régions tropicale, sahélienne et désertique, l'héritage quaternaire dont le rôle de tout premier plan est démontré une fois de plus dans les phénomènes présents, aboutissement d'une longue évolution. Un autre intérêt est aussi de pouvoir entrevoir certaines conséquences géochimiques et hydrologiques des grands étiages, tel celui qui a débuté en 1972, après la fin de ces travaux.

De ces études, Géologues et Géochimistes doivent retenir le rôle primordial joué, à toute échelle d'espace et de temps, par *la dynamique du vecteur* dans les phénomènes d'érosion, transport et sédimentation. Les Hydrologues, appelés de plus en plus à étudier la qualité des eaux, l'érosion et les problèmes de pollution, doivent y trouver l'illustration que *l'écoulement se réalise dans un milieu chimiquement très actif.* Il leur faut prêter la plus grande attention aux interactions entre l'eau, les phases en solution et en suspension, les silicates, les phylosilicates en particulier, la flore, la faune et la matière organique. En ce qui concerne le traçage naturel, le maximum d'information est apporté par les éléments minéraux dans les eaux de surface et au contraire par les isotopes dans les eaux souterraines. Toutefois, si cette étude démontre ou laisse encore entrevoir dans les différents milieux certaines possibilités du *traçage naturel, tant salin qu'isotopique, elle illustre aussi l'impérieuse nécessité de les employer conjointement, dans un contexte hydrométrique, géochimique et biochimique particulièrement bien connu.*

Après avoir travaillé à l'échelle du système, il serait opportun d'entreprendre maintenant dans le bassin tchadien l'étude de certains mécanismes, à des échelles de temps et d'espace plus fines, éventuellement par d'autres voies d'approche. Il conviendrait aussi d'étendre des études de ce genre aux différentes zones climatiques du globe où, avec quelques adaptations, devraient pouvoir s'appliquer certains grands principes sur lesquels ont été basées ces recherches.

BIBLIOGRAPHIE

ALAIS (P.), SAINT-GUILY (B.) - 1971 - Procédé ultrasonore de mesure des courants marins faibles ou à fluctuations rapides. *Cah. Océanogr.*, 2, pp. 131-134.

ARAD (A.), MONTON (W.H.) - 1969 - Mineral springs and saline lakes of the western rift valley, Uganda. Geoch. et Cosmoch. Acta, 33, 10, pp. 1169-1182.

AUDRY (P.) - 1967 - Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture (arachide et pénicillaire). Communication présentée au Colloque sur la fertilité des sols tropicaux, Tananarive, 24 p.

AYERS (J.C.) - 1957 - Simplified computations for the dynamic height method of current determination in lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 2, 2, pp. 155-157.

AYERS (J.C.) et al. - 1958 - Currents and water masses of lake Michigan. *Great lakes res. Inst.*, 3, 169 p.

BARACHOW (G.) - 1959 - Biochimie comparée des Diatomées en relation avec leur valeur nutritive. *Inst. de Bota de l'Ac. des Sc. de l'U.R.S.S.*, pp. 1-20.

BARBER (W.) - 1965 - Pressure water in the Chad Formation of Bornu and Dikwa Emirates, Northeastern Nigeria. *Geol. Surv. of Nigeria Bull.*, 35, 138 p.

BARBER (W.), JONES (D.G.) - 1960 - The geology and hydrology of Maïduguri, Bornu Province. *Rev. Geol. Surv.* Nigeria, 1958, pp. 5-20.

BARNES (H.) - 1959 - Apparatus and methods of oceanography. Part. I : chemical. *G. Allen*. London, 342 p.

BAYLY (I.A.E.), WILLIAMS (W.D.) - 1966 - Chemical and biological studies on some saline lakes of south-east Australia. *Austr. J. Mar. Freshwat. Res.*, 1966, 17, pp. 177-228.

BEAUCHAMP (R.S.A.) - 1956 - The electrical conductivity of the head-waters of the white Nile. *Nature*. Lond., 178, 4534, pp. 616-619.

BETANT (A.), PERRENOUD (G.) - 1932 - Études sur la partie occidentale du lac de Genève. Courants et températures. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat.* Genève, 41, 2, pp. 224-293.

BILLON (B.) - 1963 - Navigabilité du Chari et du lac Tchad. Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M. 70 p.

BILLON (B.) - 1968 - Mise au point des mesures de débits solides en suspension (République du Tchad). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., vol. V, n° 2.

BILLON (B.) *et coll.* - 1968, 1969 - Monographie hydrologique du Chari. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 5 parties, 6 vol., 610 p.

BILLON (B.) et BOULIN (E.) - 1962 - Navigation entre Fort-Lamy et les cuvettes lacustres. Sect. Hydrol., O.R.S.T.O.M., 57 p.

BILLON (B.), CALLEDE (J.) - 1967 - Étude du franchissement du Logone dans la région d'Eré. Campagne 1966. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 25 p.

BILLON (B.) et ROCHE (M.A.) - 1966 - Étude hydrologique du Mandoul à Doro-Ndila et Narabanga. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 23 p., 5 fig. 12 tabl.

BLACHE (J.) - 1964 - Les poissons du bassin du Tchad et du bassin adjacent du Mayo Kébi. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 478 p.

BLANC (P.) et DRAY (M.) - 1967 - La nappe du delta de la Dranse. Qualité chimique des eaux en rapport avec son alimentation. *Rev. Institut Pasteur Lyon*, 1, 2, pp. 277-295.

BLANEY (H.F.) - 1952 - Determining evapotranspiration by phreatophytes from climatological data. *T.A.G.U.*, 33, 1, pp. 61-66.

BLAVOUX (B.) - 1969 - Les sources minérales d'Évian. *Houille blanche*, 1, pp. 21-29.

BOCQUIER (G.) - 1973 - Genèse et évolution de deux topo-séquences de sols tropicaux du lac Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 62, 350 p.

BOCQUIER (G.) et GAVAUD (M.) - 1964 - Étude pédologique du Niger oriental. Tome I, Sect. Pédo., O.R.S.T.O.M., 80 p.

BONYTHON (C.W.), MASON (B.) - 1953 - The filling and drying of lake Eyre. *Geog. Journ.*, 119, pp. 321-330.

BOTTINGA (Y.), CRAIG (H.) - 1969 - Oxygen isotope fractionation between CO_2 and water and the isotopic composition of marine atmospheric CO_2, *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, pp. 285-95.

BOUCHARDEAU (A.) - 1958 - Le lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, *Annuaire hydrologique de la France d'Outre Mer*, année 1956, pp. 9-26.

BOUCHARDEAU (A.) et LEFEVRE (R.) - 1957 - Monographie du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 112 p.

BOUCHARDEAU (A.) *et coll.* - 1967, 1968 - Monographie hydrologique du Logone. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 6 parties, 8 vol., 770 p.

BOYD (C.E.), CAROLINA (A.S.) - 1970 - Chemical analyses of some vascular aquatic plants. Arch. Hydrobiol., 67, 1, pp. 78-85.

BRADLEY (W.H.), EUGSTER (H.P.) - 1969 - Geochimistry and paleolimnogy of the Trona deposits and associated authogenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 496-B, pp. 1-69.

BREADLE (L.C.) - 1959 - Osmotic and ionic regulation in relation to the classification of brackish and inland saline waters. *Arch. Oceanogr. Limnol.*, Roma, 11, pp. 143-151.

BRYSON (R.A.) et STEARN (C.R.) - 1959 - A mechanism for the mixing of the waters of Lake Huron and South Bay Manitoulin Island. *Limnol. Oceanogr.*, 4, 3, pp. 246-251.

CABOT (J.) - 1965 - Le bassin du Moyen Logone. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 8, 327 p.

CAMUS (H.), BERTAULT (C.) - 1972 - Influence du couvert végétal sur la perméabilité des sols du bassin représentatif de Korhogo (côte d'Ivoire). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. hydrol., IX, 3, pp. 3-13.

CANE (R.F.) - 1960 - The salt lakes of Linga. *Proc. R. Soc. Vict.*, 75, pp. 75-99.

CARBONNEL (J.P.) et GUISCAFRE (J.) - 1962 - Grand lac du Cambodge. Sédimentologie et hydrologie. *O.R.S.T.O.M.*, 401 p.

CARMOUZE (J.P.) - 1969 - Salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad en 1968, Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., III, 2, pp. 3-14.

CARMOUZE (J.P.) - 1971 - Circulation générale des eaux dans le lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrobiol., V, 3-4, pp. 191-212.

CARMOUZE (J.P.) - 1972 - Originalité de la régulation saline du lac Tchad. *C.R. Acad. Sc.* Paris, 275, pp. 1871-1874.

CARMOUZE (J.P.), CHOURET (A.), DURAND (J.R.) - 1973 - Données récentes sur l'évolution du lac Tchad en 1972-1973. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 11 p.

CARRE (P.) - 1972 - Quelques aspects du régime des apports fluviatiles de matériaux solides en suspension vers le lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Sér. Hydrol., IX, 1, pp. 19-45.

CASTANY (G.) - 1963 - Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod*, Paris, 657 p.

CHAMLEY (H.), MILLOT (G.) - 1972 - Néoformation de montmorillonites à partir de Diatomées et de cendres dans les sédiments marins de Santonin. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 274, pp. 1132-1134.

CHEVERRY (C.) - 1965 - Essai de caractérisation des sols des polders de Bol (rive du lac Tchad). Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 120 p.

CHEVERRY (C.) - 1969 - Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquences sur la fertilité de l'aptitude à l'irrigation de ces sols. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 110 p.

CHEVERY (C.) - 1971 - Les premières étapes de la poldérisation sur les bordures Nord-Est du lac Tchad. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 38 p.

CHEVERRY (C.) - 1974 - Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. Thèse Doct. ès-sci., Univ. Strasbourg, O.R.S.T.O.M., 275 p.

CHEVERRY (C.), SAYOL (R.) - 1971 - Étude des sols des deux polders de Bol-Guini et Bol-Berim dans leurs relations avec la nappe phréatique sous-jacente. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., 92 p.

CHOURET (A.) - 1973 - Étude des transports solides en suspension au Tchad (campagne 1971-1972). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 11 p.

CHOURET (A.) *et al.* - 1974 - Les effets de la sécheresse actuelle en Afrique sur le niveau du lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., XI, 1, pp. 35-45, 8 fig.

CLAUDE (J.) - 1972 - Une chaîne de programmes pour le traitement des données sur la salinité. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., IX, 2, pp.

COLLINS (W.D.), WILLIAMS (K.T.) - 1933 - Choride and sulfate in rain water. *Ind. Engo. Chem.*, 25, pp. 944-945.

COLOMBANI (J.) - 1967 - Premiers résultats des mesures de qualité des eaux au Togo et au Dahomey. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., IV, 2, pp. 3-25.

COLOMBANI (J.) - 1967 - Contribution à la méthodologie des mesures systématiques des débits solides en suspension. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., IV, 2.

CONRAD (G.) - 1968 - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). *C.R.Z.A.*, Paris, 10, 527 p.

CONRAD (G.), FONTES (J.C.) - 1972 - Circulations, aires et périodes de recharges dans les nappes aquifères du Nord-Ouest saharien : données isotopiques (^{18}O, ^{13}C, ^{14}C). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 275, pp. 165-168.

CONRAD (G.), FONTES (J.C.), LETROLLE (R.) et ROCHE (M.A.) - 1966 - Étude isotopique de l'oxygène des eaux de la Haute Saoura (Sahara Nord Occidental). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 262, pp. 1058-1061, 7 mars 1966, série 0.

CONRAD (G.) et ROCHE (M.A.) - 1965 - Étude stratigraphique et hydrogéologique de l'extrémité méridionale de la Hamada du Guir. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7è série, VII, pp. 695-712.

COURTET (H.) - 1905 - Les sels de la région du Tchad. *C.R. Ac. Sc. Paris*, pp. 316-318.

CRAIG (H.) et GORDON (L.I.) - 1965 - Isotopic oceanography. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere, *Spoleto Meeting on Nuclear Geology.*

CROUZET (E.), HUBERT (P.), OLIVE (Ph.), SIWERTZ (E.), MARCE (A.) - 1970 - Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. of Hydrol.*, 11, pp. 217-229.

DAPPLES (E.C.) - 1967 - Silica as an agent in diagenesis. Developpement in sedimentology. Pays-Bas, 8, pp. 323-342.

DAVIS STANLEY (M.) - 1964 - Silica in streams and ground water. *Amer. J. Sci.*, 262, 7, pp. 870-891.

DEFANT (A.) - 1961 - Physical oceanography. *Pergamon Press.*, I, 279 p., 2, 590 p.

DEGALLIER (R.) - 1965 - Réflexions et questions sur l'alimentation des eaux souterraines. *C.I.E.H.*, déc. 1964, 50 p.

DEICHA (G.) - 1944 - La vitesse de sédimentation chimique et les chiffres d'évaporation annuelle. *Soc. géol. Fr.*, pp. 140-142.

DEJOUX (C.), LAUZANNE (L.) et LEVEQUE (C.) - 1969 - Évolution qualitative et quantitative de la faune bentique dans la partie est du lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrobiol., 3, 1, pp. 3-58.

DERVIEUX (F.) - 1957 - La nappe phréatique du Souf (Région d'El Oued), Algérie. II. Étude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent. *Terres et Eaux*, 29, pp. 12-39.

DIELEMAN (P.J.), DE RIDDER (N.A.) - 1963 - Expertise sur les mouvements des eaux et du sel dans le polder de Bol-Guini. Inst. Internat. pour l'amélioration et la mise en valeur des terres, Wageningen, 50 p.

DUBIEF (J.) - 1963 - Le climat du Sahara. Tome II. fascicule I. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar., *Publication C.N.R.S.*, Paris. 275 p.

DUBOIS (J.J.) - 1955 - Étude hydrobiologique d'un lac africain d'altitude : le Lungwa. Étude physique et chimique. *Bull. Cent. Belge Étude Doc. Eaux*, 53, pp. 79-82.

DUBREUIL (P.) - 1961 - Aménagement des lacs Télé et Faguibine. Étude hydro-climatique. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 78 p.

DUNLAP (H.F.), HAWTHORNE (R.R.) - 1951 - The calculation of water resistivities from chemical analyses. *J. Petrol. Technol.*, Sect. 1, 67, 17 p.

DUPONT (B.) - 1968 - Premières données sur les apports éoliens à Fort-Lamy (Tchad). Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 2 p.

DUPONT (B.) - 1970 - Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., II, 1, pp. 9-42.

DUPONT (B.), LEMOALLE (J.) - 1971 - Les oolithes et pseudo-oolithes ferrugineuses du lac Tchad. *C.R. somm. Géol. Fr.*, 4, p. 309.

DURUM (W.H.), HEIDEL (S.G.), TISON (L.J.) - 1960 - World wide runoff of dissolved solids. *A.I.H.S. Ass. Gen. Helsinski*. Publ. 51, pp. 618-628.

DUSSART (B.) - 1954 - Température et mouvement des eaux dans les lacs. *Ann. Stat. Centr. hydrobiol. Appl.*, 5, pp. 5-128.

DUSSART (B.) - 1966 - Limnologie, *Gauthier Villars Paris*, 677 p.

EHRART (H.) - 1963 - Sur le cycle de la silice hydratée dans la biosphère. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 256, n° 17, pp. 3731-3734.

ENIKEFF (M.G.) - 1939 - Le transport des sels dissous par le Niger en 1938. *C.R. Ac. Sc.*, 209, pp. 229-231.

Environmental isotope data in the Chad Bassin - 1972 - *A.I.E.A.*, Vienne, 53 p.

ERHART (H.) - 1953 - Sur la nature minéralogique et la genèse des sédiments de la cuvette tchadienne. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 237, pp. 400- 403.

ERHART (H.) - 1956 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, Biostasie et Rhexistasie. Paris, *Masson coll. « Évolution des Sciences »*, 90 p.

FAURE (H.) - 1959 - Étude hydrogéologique de la nappe du continentale intercalaire du Niger oriental. Serv. géol. et prosp. min. Haut Commissariat général à Dakar.

FAURE (H.) - 1962 - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. B.R.G.M.*, 1966, 47, 630 p.

FAURE (H.) - 1965 - Inventaire des évaporites du Niger. Mission 1963. B.R.G.M. Dakar, 65, A7, 3 vol.

FAURE (H.) - 1966 - Évolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. *Quaternaria*, 8, pp. 167-176.

FAURE (H.) - 1967 - Le problème de l'origine et de l'âge de l'eau des oasis sahariennes du Niger. *Mém. Congr. A.I.H.*, Hanovre 1965, 7 pp. 277-278.

FAURE (H.) - 1967 - Une importante période humide du Quaternaire supérieur du Sahara. *Bull. I.F.A.N.*, 29, 2, p. 851.

FAURE (H.) - 1969 - Lacs quaternaires du Sahara. *Mitt. Intern. Verein Limnol.*, Stuttgart, 17, pp. 131-146.

FONTES (J.C.) - 1966 - Intérêt en géologie d'une étude isotopique de l'évaporation. Cas de l'eau de mer. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 263, pp. 1950-1953.

FONTES (J.C.) et GONFIANTINI (R.) - 1967 - Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 3, 3, déc. 67, pp. 258-266 et vol. 3, 386.

FONTES (J.C.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.) - 1969 - Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est, *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., VI, 1, pp. 17-34.

FONTES (J.C.), GONFIANTINI (R.), ROCHE (M.A.) - 1970 - Deutérium et oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad. Coll. sur les isotopes en Hydrologie, *A.I.E.A.*, Vienne, pp. 387-404.

FONTES (J.C.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.) - 1970 - Éléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad, Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M. (1969) 12 p. Utilisation de l'énergie atomique à des fins pacifiques en Afrique (C.R. Coll. Kinshasa, 1969), *A.I.E.A.*, Vienne, pp. 209-19.

FREYDENBERG (H.) - 1908 - Le lac Tchad et le Bassin du Chari. *Thèse. F. Schmidt,* Paris, 187 p.

GAC (J.Y.), CALLEDE (J.) - 1970 - Les transports solides de l'Ouham à Batangafo. Sect. hydrol. O.R.S.T.O.M., Bangui.

GARRELS (M.R.), MACKENZIE (F.T.) - 1971 - Evolution of sedimentary rocks. *W.W. Norton, Co., New York*, 397 p.

GEAR (D.), SCHROETER (P.) - 1969 - Notes sur la recharge des eaux de la zone moyenne de la formation du Tchad. Projet FAO - PNUD. Comm. du Bassin Tchadien. Fort-Lamy, 5 p.

GILSON (H.C.) - 1964 - Lake Titicaca. *Verh. inr. Ver. Limnol.*, 15, pp. 112-127.

GLANGEAUD (L.) - 1941 - Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 11, pp. 371-388.

GLANGEAUD (L.) - 1962 - Les transfert d'échelle en Géologie et en Géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 4 pp. 912-916.

GLANGEAUD (L.), FONTES (J.C.) - 1969 - La paléoclimatologie du Quarternaire. Avant-propos. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam.*, 11, 3, pp. 249-240.

GLOVER (R.E.) - 1959 - The pattern of fresh water flow in a costal aquifer. *J. Geoph. research*, 64, pp. 457-459.

GONFIANTINI (R.) - 1965 - Effecti isotopici nell'evaporazione di acque salate. *Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat.*, sér. A, vol. 72.

GOLTERMAN (H.L.) - 1960 - Studies on the cycle of elements in fresh water. *Royal botanical Society of the Netherlands*, IX, 58 p.

GORJUNOWA (S.) - 1958 - Quelques lois dans le développement et la destruction des algues planctoniques dans les mers de l'Extrême-Orient. *Trudy ozeanograph. Komiss*, 3, pp. 84-95.

GRAS (R.), ILTIS (A.) et DUWAT (S.) - 1967 - Le plancton du Bas Chari et de l'Est du lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrobiol., I, 1-4, pp. 25-96.

GRESSWELL (R.) et HUXLEY (A.) - 1965 - Standard Encyclopedia of the worlds rivers and lakes. New York, *G.P. Putnams Sons*, 384 p.

GUEST (N.J.) et STEVENS (J.A.) - 1951 - Lake Natron, its springs, rivers, brines and visible saline reserves. *Miner. Resour. Pam. Geol. Surv. Tanganyika*, 58, 21 p.

GUICHARD (E.) - 1957 - Eaux du lac Tchad et mares permanentes au nord d'Ira. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.

GUICHARD (E.) - 1957 - Sédimentation du lac Tchad. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. pédol. O.R.S.T.O.M., 46 p.

GUILCHER (A.) - 1965 - Précis d'hydrologie marine et continentale. *Masson*, Paris, 389 p.

HALLOPEAU (J.) - 1960, 1961 - Les équilibres carboniques dans les eaux. *Rev. Terres et Eaux*, 35, p. 230, avril 1960, janvier 1961.

HAYES (F.R.) - 1964 - The mud-water interface. *Oceanogr. mar. Bid.*, G.B., 2, pp. 121-145.

HEBERT - 1905 - Contribution à l'étude chimique des sels, des eaux et des produits minéraux de la région du Chari et du lac Tchad. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 140, pp. 163-1965.

HEM (J.D.) - 1959 - Studies in interpretation of the chemical characteristics of natural water. USGS. *Water Supply Paper*, 1473, 269 p.

HENSON (E.B.) et VIBBER (J.H.) - 1969 - Precipitation into lake Champlain USA, a source of dissolved minerals. *Verh. Internat. Verein. Limnol., 17,* pp. 148-153.

HOPSON (A.J.) - 1968 - Annual report 1966-1967. Federal fisheries services. Lake Chad research station Malamfatori, 83 p.

HUMBEL (F.X.) - 1965 - Étude de sols halomorphes du Nord Cameroun (Maroua). Transformation des hardés par sous solage et culture du cotonnier. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Yaoundé, p. 63.

HURST (H.L.) - 1925 - Salt content of the water of the lake plateau. In the lake plateau bassin of the Nile. *Phys. Dep. Pap., Cairo,* 21, pp. 67-73.

HUTCHINSON (G.E.) - 1957 - A treatise of Limnology. *John Wiley and sons edit.*, New-York. 1015 p.

Hydrologie des lacs et des réservoirs - 1966 - *A.I.H.S. Symposium de Garda.*, 70-71, 2 vol., 528 et 393 p.

Hydrologie des lacs - 1973 - *A.I.H.S. Symposium d'Helsinki*, 1 vol., 500 p.

IBIZA (D.) - 1972 - Mesure de l'évaporation d'un lac en climat sahélien. Lac de Bam (premiers résultats). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. hydrol., IX, 3, pp. 47-64.

ILTIS (A.) - 1970 - Phytoplancton des eaux natronées du Kanem (Tchad). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, série hydrobiol., III et IV, (1969-1970), 2, 3, 4.

ILTIS (A.) et ROCHE (M.A.) - 1967 - Compte-rendu de mission sur le lac Tchad. Sect. hydrol. et Sect. hydrobiol. O.R.S.T.O.M., 8 p., 1 carte.

Isotope Hydrology. - 1970 - Proceedings of a symposium. *A.I.E.A.*, Vienne, 917 p.

JOHAN (Z.), MAGLIONE (G.) - 1972 - La kanémite, nouveau silicate de sodium hydraté de néoformation. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 95, pp. 371-382.

JOHNSON (J.H.) - 1960 - Surface currents in lake Michigan, 1954 and 1955. *U.S. Fish and wild. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish.*, 338, 120 p.

JONES (D.G.) - 1957 - The rise in the watertable in parts of Daura and Katsira emirates, Katsina province. *Rec. of the Geol. Survey of Nigeria.*

JORGENSEN (E.) - 1957 - Diatom periodicity and silicon assimilation. *Dansk. Bot. Arkiv.*, 18, 1, pp. 6-54.

KISER (R.T.) - 1968 - Chemical quality of water in Northern Nigeria. U.S. Geol. Surv., open file report, 41 p.

LAAKSONEN (R.) - 1956 - On variations in the silica contents of some ponds. *Arch. Soc. « Vanamo »*, 10, 2, pp. 161-163.

LABEYRIE (L.) - 1971 - Problèmes posés par la mesure de la composition isotopique des silicates : application à l'étude des diatomées. *Thèse*, Paris. 62 p.

LACROIX (M.A.) - 1905 - Résultats géologiques et minéralogiques de récentes explorations dans l'Afrique Occidentale Française et dans la région du Tchad. *Rev. Coloniale*, nouvelle sér., 25, avril 1905, pp. 205-223.

LAL (D.), NIJAMPURKAR (V.N.), RAMA(S.) - 1970 - Silicon 32 Hydrology. *A.I.E.A.*, Vienne, Isotopes Hydrology.

LAMGBEIN (W.B.) - 1961 - Salinity and hydrology of closed lakes. *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 412.

LEFEVRE (R.), DELFIEU (G.) - 1972 - Mesure directe de l'inféroflux. Application au Mayo Tsanaga. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, IX, 3, pp. 65-76.

LE FORT (M.) - 1965 - Le problème des inféroflux en zones arides. *Revue d'information de l'Organisme Saharien*, septembre-octobre, 7 p.

LELONG (F.) - 1969 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). *Sci. de la Terre,* mém. n° 14, 188 p.

LEMOALLE (J.) - 1969 - Premières données sur la répartition du fer soluble dans le lac Tchad. Sect. Hydrobiol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 10 p.

LEMOALLE (J.) - 1974 - Bilan des apports en fer au lac Tchad (1970-1973) Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol. VIII, 1 pp. 35-40.

LENEUF (N.) - 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse doct. ès-Sci., *mém. Sci. de la Terre*, 14, 188 p.

LERMAN (A.) - 1967 - Model of chemical evolution of a chloride lake : the Dead Sea. *Geoch. Cosmoch., Acta,* 31, pp. 2309-2330.

LERMAN (A.) - 1971 - Time to chemical steady-states in lakes and ocean. *Adv. Chem. Ser.*, 106, pp. 30-76.

LERMAN (A.), BRUNSKILL (G.J.) - 1972 - Migration of major constituents from lakes sediments into lake water and its bearing on lake water composition. *Limnol. Oceanogr.*, 16, pp. 880-890.

LERMAN (A.), WEILER (R.R.) - 1971 - Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario sediment : 1. Ionic interactions, and 2. Accumulated amount of a reacting species. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, pp. 220-221.

LETOLLE (R.), MARCE (A.), FONTES (J.C.) - 1965 - Un spectomètre de masse pour la mesure de précision des abondances isotopiques de l'oxygène et du carbone. *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.* LXXXVIII, pp. 417-421.

LEVEQUE (C.) - 1972 - Mollusques benthiques du lac Tchad : Écologie, production et bilans énergétiques. *Thèse, O.R.S.T.O.M.*, Paris, 225 p.

LEWIN (I.C.) - 1961 - The dissolution of silica from diatoms walls. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 21, pp. 182-198.

LEWIN (J.C.), GUILLARD (R.L.) - 1963 - Diatoms. *Annuel rev. Microbiol.*, 17, pp. 373-414.

LIVINGSTONE (D.A.) - 1963 - Chemical composition of rivers and lakes. *In* Data of Geochemistry. *U.S. Geol. Surv.* Prof. Paper 440 G, 64 p.

LOUIS (P.) - 1970 - Contribution geophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 42, 311 p.

MACKENZIE (F.T.), GARRELS (R.M.) - 1966 - Silica bicarbonate balance in the ocean and early diagenesis. *J. sedim. Petrol.*, 36, 4, pp. 1075-1084.

MAGLIONE (G.) - 1968 - Présence de Gaylussite et de Trona dans les natronières du Kanem. *Bull. Soc. Franc. Minéralo. Cristallogr.*, 91, pp. 388-395.

MAGLIONE (G.) - 1969 - Nouvelles données sur le régime hydrogéochimique des lacs permanents du Kanem. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrobiol. III, 1, pp. 121-141.

MAGLIONE (G.), TARDY (Y.) - 1971 - Néoformation pédogénétique d'une zéolite, la mordénite, associée aux carbonates de sodium dans une dépression inter-dunaire des bords du lac Tchad. *C. R. Ac. Sc. Paris*, sér. D, 272, pp. 772-774.

MAGLIONE (G.) - 1974 - Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Les dépressions interdunaires du Tchad, Afrique. *Thèse Doct. ès-sci.*, Univ. Paris VI, O.R.S.T.O.M., 331 p.

MALEY (J.) - 1973 - Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire ; essai d'interprétation climatique de l'Holocène africain. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 276, pp. 1673-1675.

MARGAT (J.) et MARTIN (A.) - 1954 - Essai sur l'évaporation et les variations de concentration des eaux souterraines dans une nappe phréatique, dans un pays prédésertique. *A.I.H.S.*, publ. n° 37, pp. 72-84.

MARINER (R.H.), SUR DAM (R.C.) - 1970 - Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. *Science*, 170, pp. 977-980.

MARLIER (G.) - 1951 - Recherches hydrobiologiques dans les rivières du Congo oriental. Composition des eaux. La conductivité électrique. *Hydrobiologia*, 3, pp. 217-27.

MARTIN (D.) - 1962 - Étude pédologique des rives Camerounaises du lac Tchad. I.R.C.A.M., Yaoundé.

MARTIN (J.P.), MEYBECK (M.), HEVZEL (M.) - 1970 - A study of the dynamics of suspended matter by means of radioactive tracers : an application to the Gironde estuary. *Sedimentology*, 14, pp. 27-37.

MATHIEU (P.) - 1972 - Apports chimiques par les précipitations atmosphériques en savane et sous forêt. Influence du milieu forestier intertropical sur la migration des ions et sur les transports solides. Thèses Doct. ès-sci., Univ. Nice, O.R.S.T.O.M., 441 p., 140 fig.

MERCANTON (P.L.) - 1932 - Étude de la circulation des eaux du lac Léman. *Mém. Soc. Vand. Sci. Nat.*, 4, pp. 225-241.

MERLIVAT (L.), NIEF (G.) - 1967 - Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°C, *Tellus*, 19, pp. 122-27.

MEYBECK (M.) - 1970 - Bilan hydrochimique et géochimique du lac Léman. *Thèse*, Centre Rech. Géodyn., Thonon, 245 p.

MEYBECK (M.), HUBERT (P.), MARTIN (J.M.), OLIVE (Ph.) - 1970 - Étude par le tritium du mélange des eaux en milieu lacustre et estuarien. Application au lac de Genève et à la Gironde. *A.I.E.A.*, Isotopes in hydrology, Vienne, pp. 523-541.

MILLER (R.E.), JOHNSON (R.H.), OLUWU (J.A.I.), UZOMA (J.U.) - 1968 - Groundwater hydrology of the Chad bassin in Bornu and Dikwa Emirates, North eastern Nigeria, with special emphasis on the flow life of the artesian system. *Geol. Survey water supply paper*, 1757-I.

MILLOT (G.) - 1964 - Géologie des argiles. *Masson*, Paris, 499 p.

MILLOT (G.) et FAUCK (R.) - 1971 - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C.R. Ac. Sci. Paris,* 272, pp. 4-7.

MONNET (C.) - 1972 - Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama, Côte d'Ivoire. Évolution des éléments chimiques des eaux de son estuaire. Thèse Doct. ès-sci., Univ. Nice, O.R.S.T.O.M., 427 p.

MOREY (G.W.), FOURNIER (R.O.), ROWE (J.T.) - 1964 - The solubility of silica at 25°C. *J. Geophys. Res.*, 69, pp. 1995-2002.

MORTIMER (C.H.) - 1955 - Some effects of the earth's rotation on water movements in stratified lakes. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 12, pp. 66-67.

MOSS (B.), MOSS (J.) - 1969 - Aspects of the limnology of an endorheic African lake. (L. Chilwa, Malawi). *Ecology*, U.S.A., 50, 1, pp. 109-118.

MUNNICH (K.O.), ROETHER (W.) and THILO (J.) - 1967 - Dating of ground water with tritium and 14 C. Isotopes in Hydrology, *proceedings of a symposium*, Vienne, 14-18 nov. 1966, *I.A.E.A.*, pp. 305-390.

MURRAY (J.) et IRVINE (R.) - 1895 - On the chemical changes which take place in the composition of sea water associated with blue mud on the floor of the ocean. *Trans. Royal Soc. of Edilburg*, 37, pp. 113-117.

NIR (A.) - 1964 - On the interpretation of tritium « age » measurements of ground water. *J. Geophys. Res.*, 69, 12.

NOUVELOT (J.F.) - 1972 - Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun de 1969 à 1971. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., IX, 1, pp. 47-74.

OKAMOTO (C.), OKURA (T.), GOTO (K.) - 1957 - Properties of silica in water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, pp. 123-132.

PAQUET (H.) - 1969 - Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Thèse.* Strasbourg, 348 p.

PAQUET (H.), BOCQUIER (G.), MILLOT (G.) - 1966 - Néoformation et dégradation des minéraux argileux dans certains solonetz solodisés et vertisols du Tchad. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 19, 3-4, pp. 295-322.

PAYNE (B.R.) - 1971 - Environmental isotope techniques for the hydrologist, *J. Brit. Nucl. Energy Soc.*, Janvier 1971, pp. 29-32.

PIAS (J.) - 1970 - Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 43, 407 p.

PIRARD (F.) - 1963 - Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental, rapport de fin de travaux 1960-1963, essais d'esquisses hydrogéologiques. BRGM, Orléans.

PIRARD (F.) - 1965 - Notice explicative de la carte géologique du Manga. BRGM. Paris. 1 carte au 500 000.

POCHARD (P.) - 1943 - Contribution à l'étude des eaux souterraines, des sels et des natrons de la région du Tchad. *Rev. Sc. Med. Pharm. et veter. de l'Afr. Fr. L.* mars 1943.

PREEZ (J.W.) du, BARBER (W.) - 1965 - The distribution and chemical quality of ground-water in Northern Nigeria. *Geol. Survey of Nigeria. Bull.*, 36, pp. 1-93.

PROUDMAN (J.) - 1953 - Dynamical oceanography. J. Wiley et sons. N.Y., 409 p.

Radioisotopes in Hydrology - 1954 - *A.I.E.A.* Vienne, 459 p.

Radioisotopes in Hydrology - 1970 - *A.I.E.A.* Vienne.

REVELLE(R.), FAIRBRIDGE (R.W.) - 1957 - Carbonate and carbon dioxide. *Geol. Surv. Amer. Mem.*, 67, pp. 239-295.

RHOADES (J.D.) - 1968 - Leaching requirement for exchangeable-sodium control- *Soil. Science Soc. Amer. Proc.*, 32, 5, pp. 652-656.

RIOU (C.) - 1972 - Étude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République Centrafricaine, Congo). *Thèse, O.R.S.T.O.M.*, Paris, 215 p.

RITCHIE (A.S.) - 1964 - Chromatography in geology. *Elsevier*, Amsterdam, 185 p.

ROCHE (M.) - 1962 - Hydrologie de surface. *Gauthier-Villars*, Paris, 166 p.

ROCHE (M.) - 1972 - Hydrologie et aménagement des eaux (méthodes structurales). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., X, 1, pp. 3-104.

ROCHE (M.A.) - 1964 - Recherches hydrogéologiques sur la palmeraie d'El Ouata. Centre de Rech. sur les zones Arides, Paris, 15 p.

ROCHE (M.A.) - 1968 a - Premières estimations des apports en sels au lac Tchad par le Chari, *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., V, 1, 1968, pp. 55-89.

ROCHE (M.A.) - 1968 b - Écoulement de surface, alimentation des nappes et transport solide des ouadis Fera, Kadjemeur et Sofoya (République du Tchad). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 140 p.

ROCHE (M.A.) - 1968 c - L'eau dans la Haute Saoura - Sahara nord-occidental. *Thèse de troisième cycle*, Paris, juin 1968, 295 p.

ROCHE (M.A.) - 1968 d - Traitement des résultats d'analyses physico-chimiques des eaux d'un système hydrologique en calcul automatique. Application au système du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 29 p.

ROCHE (M.A.) - 1969 a - Évolution dans l'espace et le temps de la conductivité électrique des eaux du lac Tchad d'après les résultats de 1908, 1957, 1962 à mars 1968. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., VI, 1, 1969, pp. 35-74, 20 fig.

ROCHE (M.A.) - 1969 b - Salinité des eaux du lac Tchad. *in* Monographie hydrologique du lac Tchad (1969). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., pp. 127-162, 15 fig.

ROCHE (M.A.) - 1970 a - Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., VII, 3, pp. 89-116.

ROCHE (M.A.) - 1970 b - Évaluation des pertes du lac Tchad par abandon superficiel et infiltrations marginales. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., II, 2, pp. 67-80.

ROCHE (M.A.) - 1971 a - Géographie et éléments numériques sur la superficie et la bathymétrie du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 8 p.

ROCHE (M.A.) - 1971 b - Températures des eaux dans l'ensemble du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 22 p., 5 fig.

ROCHE (M.A.) - 1972 a - Méthode pratique de calcul des teneurs moyennes des eaux en matières en solution ou en suspension et des quantités d'eaux et de matières transitant en une station fluviale. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 7 p.

ROCHE (M.A.) - 1972 b - Traçage hydrochimique naturel du mouvement des eaux dans le lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris Octobre 1972. 10 p., 5 fig., note présentée au Symposium sur l'Hydrologie des lacs. *A.I.H.S.* Helsinki (1973), pp. 18-27.

ROCHE (M.A.) - 1973 a - Hydrogéologie de la Haute Saoura (Sahara nord occidental). *Serv. géol. de l'Algérie*, bull. n° 43, *C.N.R.S.* C.R.Z.A., sér. géol. n° 18, 91 p., 45 fig.

ROCHE (M.A.) - 1973 b - Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse Doct. ès-sci., Univ. Paris VI, O.R.S.T.O.M., 19 octobre 1973, 398 p., 131 fig.

ROCHE (M.A.), DUBREUIL (P.), HOEPFFNER (M.) - 1974 - Dynamique des eaux, des sels et des sédiments en suspension dans les estuaires du Mahury et de l'Approuague. Étude en vue de l'alimentation d'une usine de pâte de bois (Guyane française). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 80 p., 28 fig.

RODIER (J.) - 1956 - Détermination des données hydrologiques en vue de l'étude du projet de pont à Chagoua sur le Chari. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 13 p.

RODIER (J.) - 1964 - Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo, *O.R.S.T.O.M.*, Paris, 137 p.

ROGNON (P.) - 1967 - Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central). Étude géomorphologique. *C.N.R.S.* Paris, 9, 559 p.

SAYAR (M.) - 1966 - Étude géologique, hydrologique, hydrogéologique, climatologique, limnologique, hydrochimique du bassin de la Dranse de Morzine. *Thèse,* Paris.

SCHNEIDER (J.L.) - 1966 - Carte hydrogéologique de reconnaissance au 1/500 000, feuille de Mao et Fort-Lamy ; rapport de synthèse. BRGM, Orléans.

SCHNEIDER (J.L.) - 1967 - Carte hydrogéologique au 1/500 000. *In* Rapport de synthèse de la feuille Fort-Lamy. République du Tchad. BRGM. LAM. 67.A4.

SCHNEIDER (J.L.) - 1967 - Relation entre le lac Tchad et la nappe phréatique. *A.I.H.S. Symposium de Garde*. pp. 122-131.

SCHOELLER (H.) - 1961 - Calcul du bilan de nappes d'eau en utilisant la teneur en chlore de l'eau des nappes et celle de l'eau de pluie. *C.R. Ac. Sci., Paris*, 253, pp. 1598-1599.

SCHOELLER (H.) - 1961 - Calcul de l'évaporation par la méthode de Thornthwaite et celle des chlorures. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 253, 25, pp. 3014-3015.

SCHOELLER (H.) - 1962 - Les eaux souterraines. *Masson*. Paris. 642 p.

SCHOELLER (M.) - 1965 - Les lois de la concentration en chlore des eaux souterraines par évaporation et évapotranspiration. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 257, III, 1965.

SCHWOERER (P.), DASSIBAT (C.), RISLER (J.J.) - 1965 - Hydrogéologie du nord Cameroun. BRGM. Cameroun, YAO. 65.

SEGALEN (P.) - 1954 - Détermination des rapport silice/alumine et silice/hydroxides des sols. Méthodes analytiques utilisées pour le dosage de Si, Al et Fe et accessoirement de Si, P et Mn. *Ext. mémoires de l'Inst. Scient. de Madagascar,* sér. D, VI, pp. 87-103.

SERVANT (M.) - 1967 - Données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. *VIè congr. Parrafr. de Prehist. et Quatern.*, Dakar et Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol. 1970, 2, 1, pp. 95-114.

SERVANT (M.) - 1973 - Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. *Thèse, O.R.S.T.O.M.*, 348 p.

SERVANT (M.), SERVANT (S.) - 1970 - Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. *Rev. Géogr. phys. géol. dyn.*, 2è sér., 12, 1.

SERVANT (M.), SERVANT (S.), DELIBRIAS (G.) - 1969 - Chronologie du quaternaire récent des basses régions du Tchad. *C.R. Acad. Sci., Paris,* 269, pp. 1603-1606, 29 octobre 1969.

SERVANT (S.) - 1967 - Répartition des Diatomées dans les séquences lacustres holocènes du nord-est du lac Tchad. Premières observations et perspectives de recherches. *Cah. O.R.S.T.O.M.,* sér. Géol. 2, 1, pp. 115-126, 1970.

SERVANT (S.) - 1973 - Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pléistocène ancien du Tchad d'après l'étude des Diatomées. *C.R. Ac. Sc. Paris,* 276, pp. 2633-2636.

SHARMA (S.K.), SHARMA (T.) - 1968 - $^{18}0/^{16}0$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of some natural carbonates. *Géol. Soc. Indian. Bull.*, 5, pp. 53-55.

SHATA (A.), KNETSCH (G.), DEGENS (E.T.), MUNNICH (O.), EL SHALLI (M.) - 1962 - The geology, origin and age of the ground water supplies in some desert areas of U.A.R. *Bull. Inst. Desert,* XII, 2, pp. 61-124.

SIEVER (R.) - 1957 - The silica budget in the sedimentary cycle. *Amer. Nin.*, 42, pp. 821-841.

SIEVER (R.) - 1962 - Silica solubility, 0 -200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. *J. of Geol.*, 70, pp. 127-150.

SIFFERT (B.) - 1962 - Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 86 p.

STROM (K.M.) - 1955 - Water and sediments in the deep of lakes. *Mém. ist. Ital. Idrobiol.*, suppl., *8*, pp. 345-356.

Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad. Rapport technique présentant les principaux résultats des opérations. *U.N.E.S.C.O.*, Paris, 1969.

TAKAHASHI (T.), BROEKER (W.) - 1968 - Chemical and isotopic balances for a meromictic lac. *Limnol. and Oceanogr. U.S.A.*, 13, 2, pp. 272-292.

TALLING (J.) - 1957 - The longitudinal succession of water characteristics in the withe Nile. *Hydrobiologia*, 9, 1, pp. 73-89.

TALLING (J.) and TALLING (I.B.) - 1965 - The chemical composition of African lake waters. *Int. Rev. Gesamten Hydrobiol.*, 50, 3, pp. 63-121.

TALLING (J.F.) - 1969 - The incidence of vertical mixing, and some biological and chemical consequences in tropical african lakes. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 17, pp. 998-1012.

TARDY (Y.), (CHEVERRY (C.), FRITZ (B.) - 1974 - Néoformation d'une argile magnésienne dans les dépressions interdunaires du lac Tchad. Application aux domaines de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnésiens et ferrifères. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 278, avril 1974, pp. 1999-2002.

TILHO (J.) - 1925 - Sur l'ordre de grandeur des variations de profondeur et d'étendue du lac Tchad. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 180, pp. 1233-1236.

TILHO (J.) - 1910 - Documents scientifiques de la mission Tilho 1906-1909. *Imp. nat.*, Paris, 3 t.

TORRENT (H.) - 1966 - Carte hydrogéologique de reconnaissance de la République du Tchad au 1/500 000. *In* Feuille Bongor, Rapport de synthèse BRGM. LAM. 66. A6/1.

TOUCHEBOEUF DE LUSSIGNY (P.) - 1969 - Monographie hydrologique du lac Tchad. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 3 tomes, 300 p.

TOUCHEBOEUF DE LUSSIGNY (P.) *et al.* - 1969 - Monographie hydrologique du lac secondaires : l'El Beid et la Komadougou - Yobe. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 57 p.

TOYO HARA (Y.) - A study on the coastal ground water at yumigahama, tottori. *Mem. College of Sci. Kyoto*, 18, 5, pp. 295-308.

TRESCASES (J.J.) - 1965 - Bilan géochimique de l'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie. Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Nouméa.

VERBER (J.L.) - 1955 - Rotational water movements in western lake Erie. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 12, pp. 97-104.

VERNAKSKY (W.) - 1922 - Sur le problème de la décomposition du kaolin par les organismes. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 175, pp. 450-452.

VIGUIER (Cl.) - 1962 - Recherches sur la possibilité d'infiltration des eaux de pluie à travers les dunes du Grand Erg Occidental à Béni-Abbès (Saoura). *Trav. Labo. Hydrogéologie - Géochimie de la Fac. des Sc. de l'Univers. de Bordeaux*, IX, 51 p.

VINOGRADOV (A.P.), BOICHENKO (E.A.) - 1942 - Décomposition of Kaolin by Diatomes. *C.R. Ac. Sc. U.R.S.S.*, 37, pp. 135-138.

VIZIER (J.F.), FROMAGET (M.) - 1966 - Carte pédologique de reconnaissance au 200 000 de la République du Tchad. Feuille Bongor. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.

VIZIER (J.F.) - 1970 - Étude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Pédol., VIII, 1.

VUILLAUME (G.) - 1968 - Premiers résultats d'une étude analytique du ruissellement et de l'érosion en zone sahélienne. Bassin représentatif de Kountkouzout (Niger). *Cahier O.R.S.T.O.M.*, sér. Hydrol., V, 2, pp. 33-56.

VOGEL (J.C.) - 1963 - The use of the Carbon isotopes in Ground-water studios. *In* Radioisotopes in Hydrology, *I.A.E.A.*, pp. 383-395.

VOGEL (J.C.) - 1967 - Investigation of ground-water flow with radio carbon. *In* Isotopes in hydrology, *I.A.E.A.* 1963, pp. 383-395.

WEBB (E.K.) - 1960 - Evaporation from lake eucumbene. Division of meteorological physico-technical paper n° 10. *Commonwealth sci. and indust. research. organ.*, Australia.

WENDT (I.), STAHL (W.), GEYH (M.) and FAUTH (F.) - 1967 - Model experiments for 14 C water age determination. pp, 321-337.

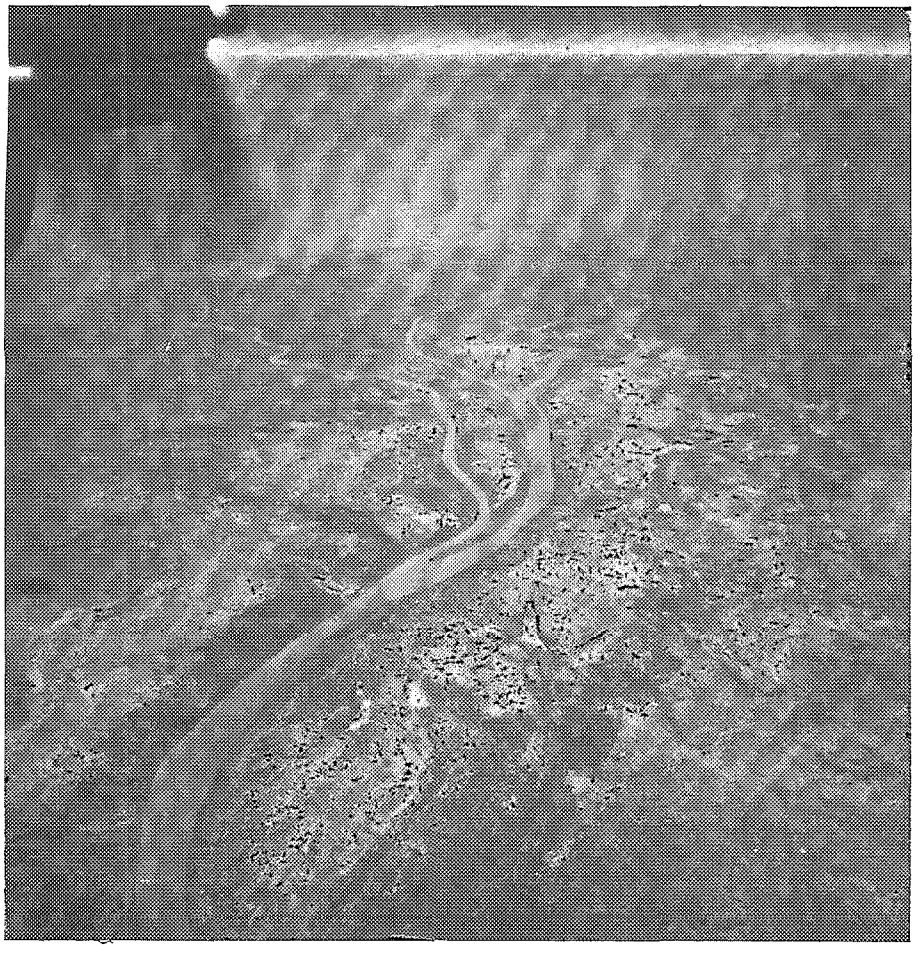
WERESCAGIN (S.J.) - 1937 - Études du lac Baikal. Quelques problèmes limnologiques. *Verh. int. Ver. Limnol.*, 5, pp. 189-207.

WILLIAMS (W.O.) - 1966 - Conductivity and the concentration of total dissolved solide in Australian lakes. *Autr. J. Mar. Freshwater Res.*, 17, pp. 169-176.

WOLLAST (R.), MACKENZIE (F.T.), BRICKER (O.P.) - 1968 - Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth surface conditions. *Amer. Min.*, 35, pp. 1645-1662.

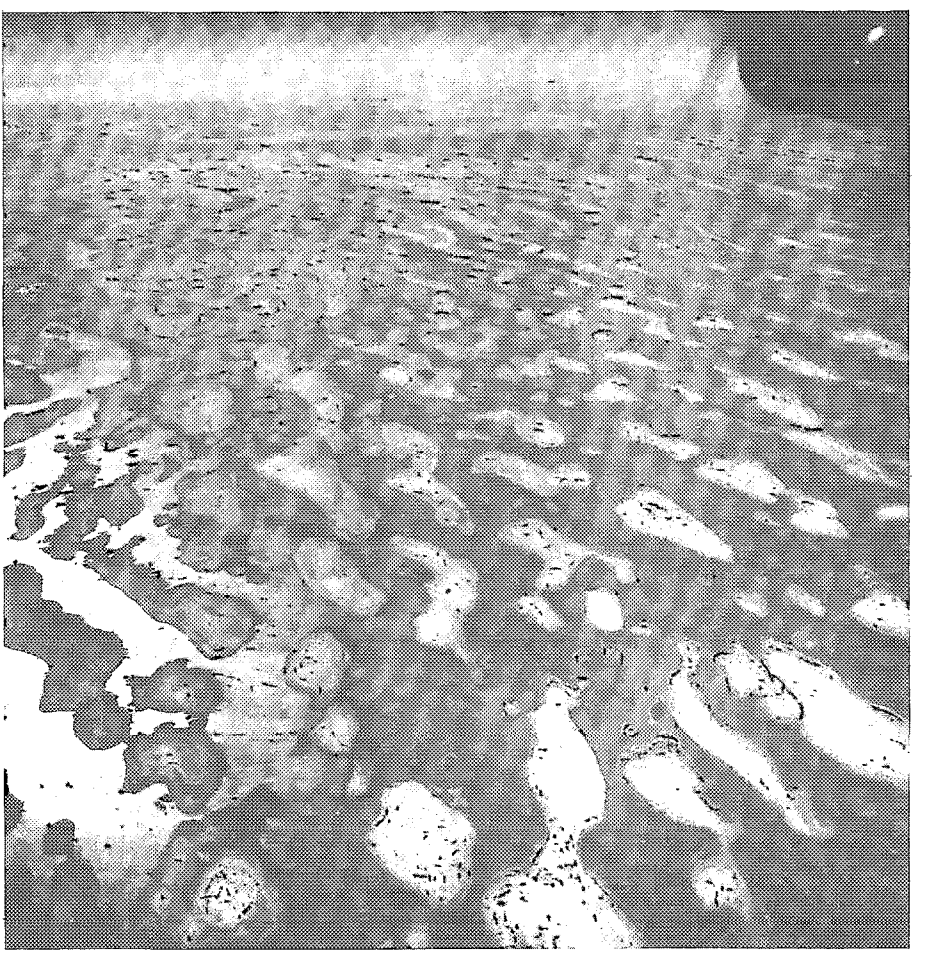
WURTZ (A.) - 1962 - Mesures physico-chimiques ou chimiques dans la vase et dans l'eau des étangs. *Ann. Sta. Cent. Hydrobiol. Appl.*, 9, pp. 247-267.

ZENDER (J.) - 1908 - Sur la composition chimique de l'eau et des vases des grands lacs de la Suisse. *Thèse*. Université Genève.

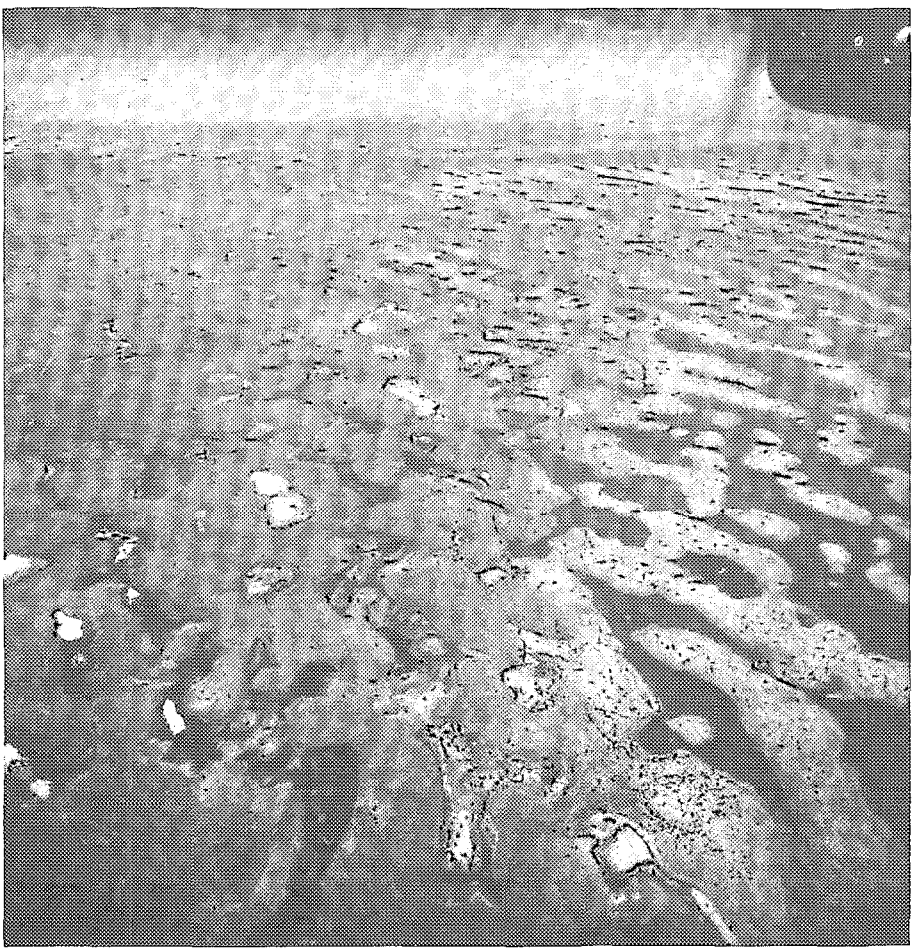


Photographie 1 : Le delta du Chari et les Eaux-libres méridionales du lac Tchad en 1945. Après quatre années de sécheresse, l'altitude du niveau du lac s'abaissait à 280,5 m, soit une valeur analogue à celle de début 1972 et inférieure d'un mètre à celle pendant laquelle nos travaux ont été menés (cliché I.G.N.).

Photographie 2 : Vue aérienne du delta de la Komadougou et des Eaux-libres nigérianes en 1944. Les petites îles que l'on aperçoit étaient totalement submergées de 1966 à 1970 (cliché I.G.N.).

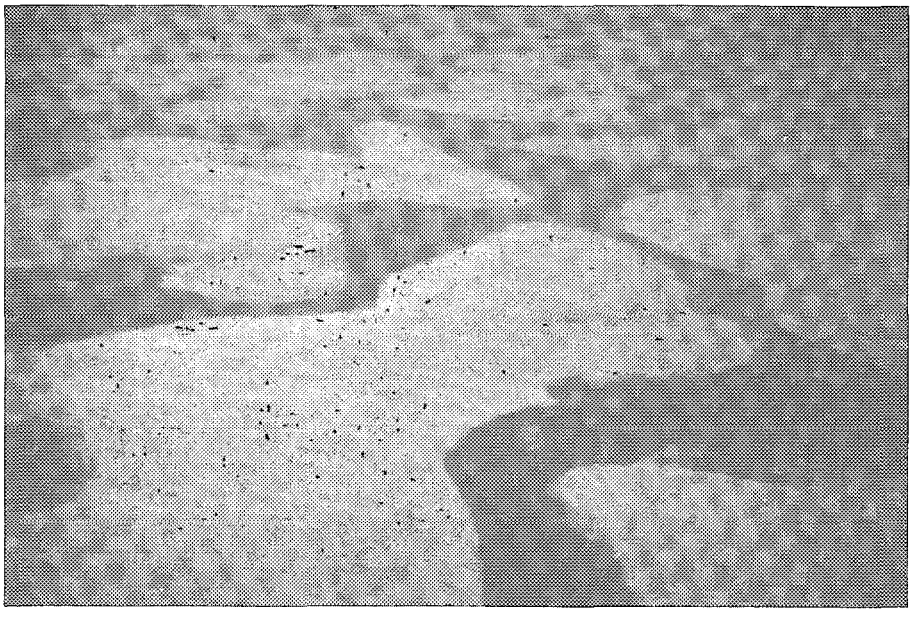


Photographie 3 : Vue aérienne de l'Archipel du nord-est au large de Baga Kiskra, en 1945. Les îles sont constituées par les sommets des dunes de l'Erg du Kanem ennoyées par le lac Tchad. En arrière plan, en direction du sud, on aperçoit la Grande Barrière. A cette date, elle apparaît très encombrée par la végétation aquatique. La passe de Baga Kawa semble dégagée et doit encore permettre l'écoulement des eaux de la partie sud vers la partie nord (cliché I.G.N.).

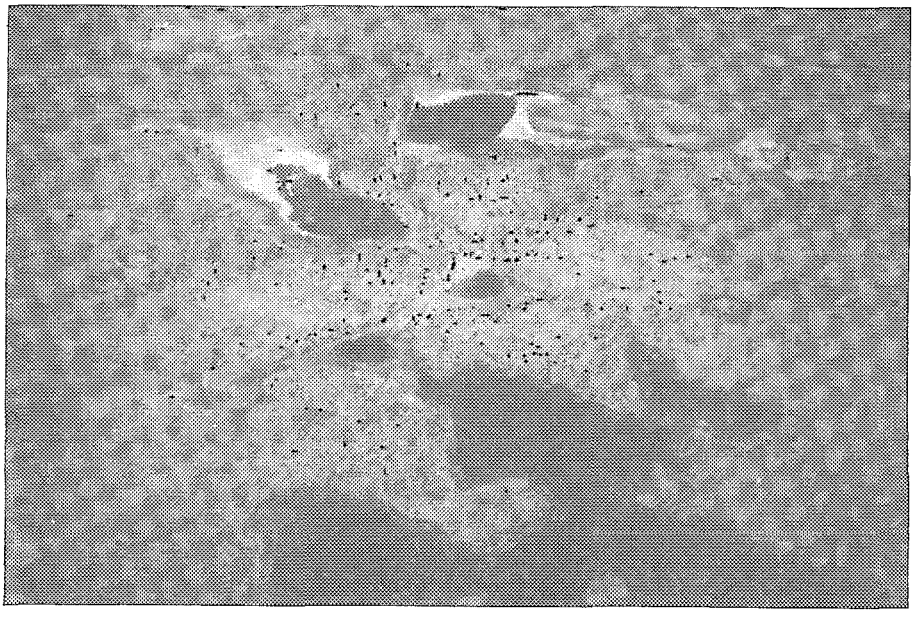


Photographie 4 : Vue aérienne du lac Tchad : l'Archipel du nord-est, les rives très circonvolutionnées et les cuvettes résiduelles du Kanem où une paragénèse bicarbonatée sodique à trona dominant se dépose. Les eaux les plus minéralisées du lac (400 à 1200 mg/l) sont abandonnées à l'extrémité des bras interdunaires lors des bas niveaux. Aux grandes crues suivantes, les évaporites sont redissoutes et rejetées plus vers l'extérieur. C'est un des processus de régulation saline du lac (cliché I.G.N.).

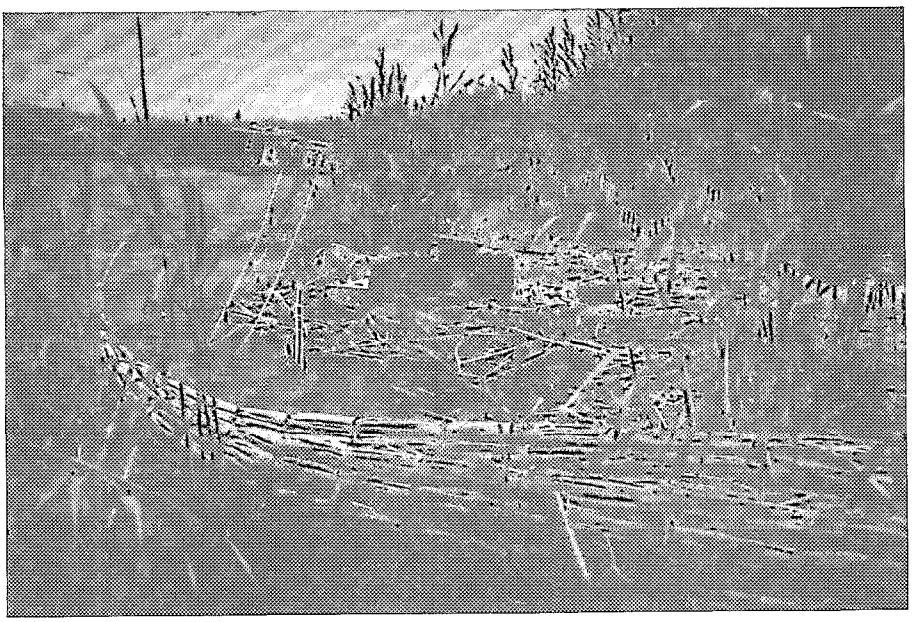
Photographie 5 : Vue aérienne des îlots-bancs du Niger, prise en 1944, au-dessus du delta de la Komadougou (cliché I.G.N.).



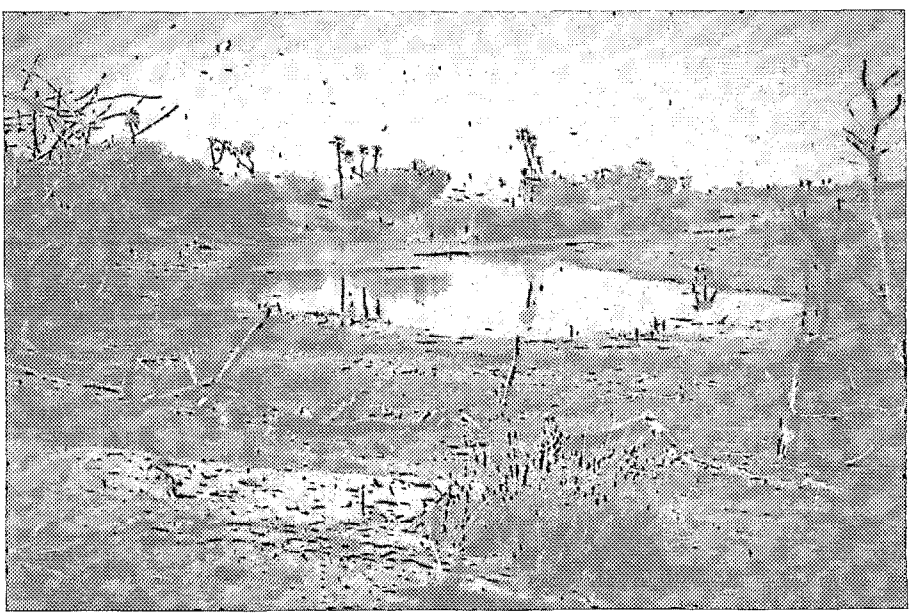
Photographie 6 : Vue aérienne de l'Archipel nord du lac Tchad en mars 1967. Les chenaux navigables forment un véritable labyrinthe (cliché M.A. ROCHE).



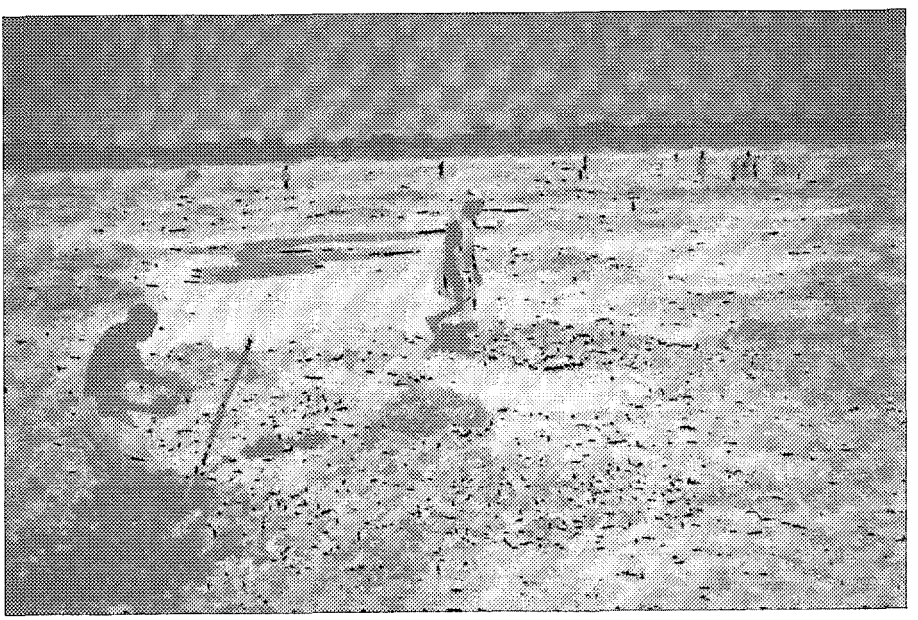
Photographie 7 : Vue aérienne de la partie septentrionale du lac Tchad en mars 1967. Les communications très complexes qui existent entre les cuvettes littorales dépendent du niveau du lac (cliché M.A. ROCHE).



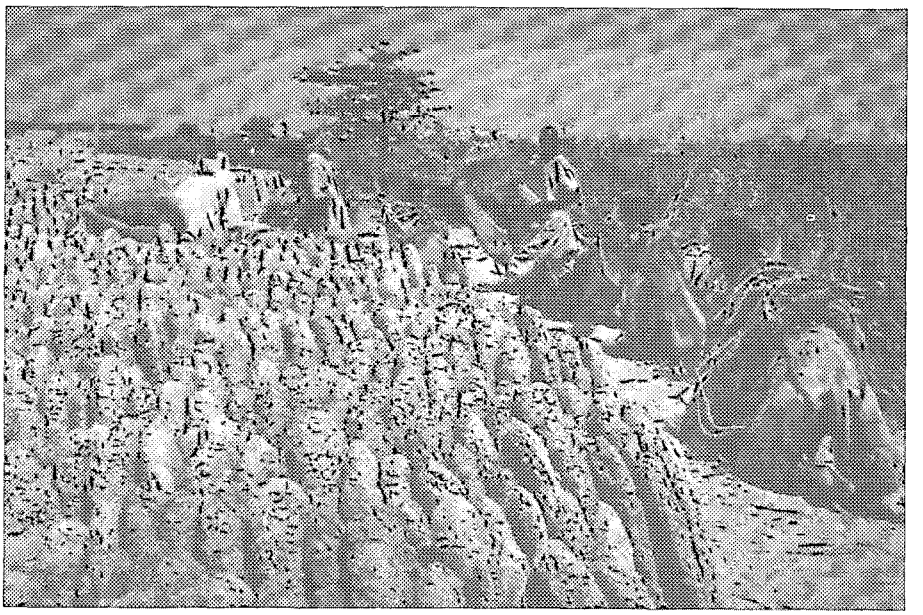
Photographie 8 : Un aspect des îlots-bancs du Niger en mars 1967. Au premier plan, on distingue une pirogue en papyrus et un campement de pêcheurs et, en arrière plan, un des bateaux avec lesquels certaines campagnes ont été effectuées (cliché M.A. ROCHE).



Photographie 9 : Extrémité d'un bras interdunaire sur la rive nord de la partie méridionale du lac Tchad, en mai 1967 (cliché M.A. ROCHE).



Photographie 10 : Exploitation de la "natronière" de Kaya. Le trona représente le minéral quantitativement le plus important d'une paragénèse bicarbonatée sodique (cliché M.A. ROCHE).



Photographie 11 : Stockage des pains de trona sur les rives du lac Tchad, à l'embarcadaire de Baga Sola. Ce sel est amené à dos de chameau depuis les « natronières » de la région de Liwa et de Kaya, distantes d'une cinquantaine de kilomètres, puis embarqué sur des pirogues ou des barges à destination de Baga Kawa à la Nigéria et de Fort-Lamy. Il est utilisé pour la minéralisation des eaux d'abreuvage du bétail et secondairement pour assaisonner la nourriture et en pharmacopée locale (cliché M.A ROCHE).

TABLE DES MATIERES

Pages

INTRODUCTION 7
1. Les travaux antérieurs 7
2. Les objectifs 8
3. Les travaux sur le terrain 9
4. Les travaux de laboratoire 9
5. Les bases théoriques du traçage isotopique naturel 11

I. PREMIERE PARTIE

REGIME DES ALTERATIONS, TRANSPORT ET SEDIMENTATION DANS LE BASSIN VERSANT ACTIF DU LAC TCHAD

LES APPORTS DE MATIERES AU LAC 15
1. Les facteurs conditionnels des régimes 17
2. Régimes hydrologiques des tributaires et apports liquides au lac Tchad 23
2.1. Le régime tropical des hauts bassins 23
2.2. Le régime sahélien dégradé des bassins inférieurs 24
2.3. Les apports liquides au lac Tchad par les tributaires 24
2.4. Les apports pluviaux au lac Tchad 26
2.5. Conclusion et choix des stations 27
3. Régimes de l'altération mécanique, des transports et de la sédimentation des suspensions dans le bassin versant du lac Tchad . 27
3.1. L'exportation des suspensions des bassins amont 27
3.2. Le transport et la sédimentation des suspensions dans les bassins inférieurs 28
3.3. Nature minéralogique des matériaux transportés en suspension 30
4. Régimes de l'altération chimique, du transport et de la sédimentation des matières dissoutes dans le bassin versant du lac Tchad 30
4.1. Expression des salures et corrélation conductivité-salure globale 30
4.2. Méthode de calcul des concentrations moyennes, des débits et des quantités d'ions transportées 32
4.3. Variations spatio-temporelles des salures dans les tributaires 33
4.3.1. Variations saisonnières des salures aux stations amont 33
4.3.2. Evolution des salures dans le cours inférieur des tributaires, L'hydrochimie des plaines d'inondation 45

4.4. Salures moyennes des apports fluviaux au lac Tchad 63
4.4.1. Salures moyennes du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua, à Fort-Lamy et au Delta 63
4.4.2. Salures moyennes de l'El Beïd à Meïnari 69
4.4.3. Salures moyennes de la Komadougou à Gueskérou ... 70
4.4.4. Salures pluriannuelles de l'apport fluvial au lac Tchad . 70
4.5. Quantités de matières dissoutes transportées par les tributaires. Apports au lac Tchad 73
4.5.1. Evolution longitudinale des transports ioniques annuels 73
4.5.2. Altération ionique spécifique 73
4.5.3. Variations saisonnières des transports ioniques dans l'ensemble du bassin. 75
4.5.4. Apports de matières dissoutes au lac Tchad par les tributaires en 1969-1970 75
4.5.5. Apports pluriannuels de matières dissoutes au lac Tchad par les tributaires 76
5. Apports météoriques de poussières au lac Tchad 78
5.1. Apports de poussières insolubles par les vents 78
5.2. Apports de matières par les pluies 78
6. Compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des eaux d'alimentation du lac Tchad 80
6.1. Compositions isotopiques des pluies 82
6.2. Compositions isotopiques des eaux fluviales 83
6.3. Compositions isotopiques moyennes des apports au lac Tchad 86
7. Conclusion 86

II. DEUXIEME PARTIE

TRACAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE LAC TCHAD 89

Premier chapitre — Le cadre physique du lac Tchad 91
1. La morphologie du lac Tchad 93
2. Nature et distribution des fonds du lac Tchad 102
3. Le climat sahélien du lac Tchad 106
4. Le régime hydrologique du lac Tchad 109
4.1. Bilan hydrologique du lac Tchad 109
4.1.1. Alimentation fluviale et pluviale 111
4.1.2. Pertes par évaporation et infiltration 111
4.2. Variations du niveau du lac Tchad 111
5. Conclusion sur le cadre physique du lac Tchad 114

Deuxième chapitre — Variations des caractéristiques physico-chimiques des eaux du lac Tchad 115
1. Températures des eaux du lac Tchad 117
2. Transparences des eaux du lac Tchad 122
3. pH des eaux du lac Tchad 124
4. Salures ioniques globales des eaux du lac Tchad 124
4.1. Représentativité de l'échantillonnage 124
4.2. Relations entre la conductivité et la teneur ionique 128

4.3. Présentation des résultats de base sur les salures globales . . 129
4.4. Répartition spaciale des salures globales 132
4.5. Variations temporelles des salures globales 151
5. Salures ioniques spécifiques des eaux du lac Tchad 164
5.1. Evolution spatio-temporelle des teneurs ioniques 165
5.2. Evolution spatio-temporelle des teneurs ioniques relatives . . 170
5.3. Causes de l'évolution des compositions cationiques 182
6. Teneurs en silice dissoute des eaux du lac Tchad 184
7. Compositions isotopiques des eaux du lac Tchad 184
7.1. Oxygène 18 188
7.2. Deutérium 202
7.3. Corrélation entre la composition isotopique de l'exygène et de l'hydrogène 202
7.4. Teneurs en tritium 203
8. Conclusion sur les teneurs en sels et en isotopes des eaux du lac Tchad 205

Troisième chapitre — Bilan salin du lac Tchad. Régulation saline. Evaluation des pertes par infiltration 209
1. Salures moyennes et quantités d'éléments dissous dans l'ensemble du lac 211
1.1. Méthode d'estimation 211
1.2. Variations saisonnières des teneurs moyennes en éléments dissous dans l'ensemble du lac Tchad. Valeurs annuelles 213
1.3. Quantités d'ions dissous dans l'ensemble du lac 213
2. Nature des ions piégés dans le lac 217
2.1. Teneurs et proportions ioniques 217
2.2. Comparaison des rapports de concentrations observés et estimés 218
2.3. Temps moyens de résidence des sels dans le lac 219
3. Evolution des pertes d'éléments dissous dans le lac 220
3.1. Evolution spatiale de la sédimentation des ions et de la silice dans le lac 220
3.2. Sédimentation moyenne des ions et de la silice dans le lac Tchad 220
4. Les phénomènes biochimiques et physico-chimiques modificateurs et régulateurs des salures dans le lac Tchad 222
4.1. Sédimentation biochimique 222
4.1.1. Absorption par la faune 222
4.1.2. Absorption par la flore 224
4.2. Précipitation de carbonates 228
4.3. Phénomènes d'interactions avec les minéraux argileux 229
4.3.1. Hypothèse d'une dégradation de la kaolinite 230
4.3.2. Néoformation de montmorillonites 230
4.3.3. Absorption de cations par les argiles 232
5. Evaluation des pertes en éléments minéraux et en eaux par infiltration et abandon superficiel littoraux 234
5.1. Estimations antérieures 234
5.2. Nouvelle estimation 234

6. Erreurs sur l'estimation des taux de sédimentation et d'infiltration 236
7. Conclusion sur l'évaluation de la régulation saline du lac Tchad par sédimentation et infiltration 237
7.1. Sédimentation des éléments minéraux dans le lac 237
7.2. Pertes en eaux et en éléments minéraux 239

Quatrième chapitre — Traçage hydrochimique naturel des mouvements des eaux dans le lac Tchad 241
1. Principe et méthode du traçage hydrochimique naturel du mouvement des eaux dans le lac Tchad 243
1.1. Principe 243
1.2. Estimations des variations de salure par influences climatiques 245
1.2.1. Présentation du problème 245
1.2.2. Principe et démonstration mathématique des modèles . 245
1.2.3. Validité temporelle des modèles 248
1.2.4. Les éléments numériques des modèles 249
1.2.5. Valeurs des coefficients de variation de salure 251
2. Chronologie et sens des mouvements des eaux dans le lac Tchad 253
2.1. Exemple de détermination du mouvement des eaux 253
2.2. Les mouvements annuels dans l'ensemble du lac 256
3. Estimation des vitesses de déplacement par le traçage hydrochimique naturel 261
4. Estimation des volumes déversés dans la partie septentrionale du lac Tchad 263
5. Causes de la circulation des eaux dans le lac Tchad 263
5.1. Rôle directeur de la morphologie 264
5.2. Déversement des eaux d'alimentation 264
5.3. Le frottement des vents 266
5.4. Le gradient évaporation-pluie 267
5.5. Infiltration des eaux 268
6. Essai d'estimation du temps de séjour des eaux dans le lac Tchad en fonction des teneurs en sodium 268
6.1. Expression du temps 268
6.2. Valeurs moyennes et écarts des paramètres 269
6.3. Exemples d'application 269
7. Conclusion sur les mouvements et l'âge des eaux dans le lac ... 272

TROISIEME PARTIE

TRACAGE NATUREL ISOTOPIQUE ET SALIN DES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD ET LA NAPPE PHREATIQUE COTIERE ... 275
1. Introduction 277
2. Conditions de gisement des eaux souterraines 278
2.1. Les grands systèmes aquifères de la cuvette tchadienne ... 278
2.2. Conditions de gisement de la nappe phréatique des rives du lac Tchad 281
3. Paléohydrologie du bassin tchadien 287
4. Profondeur de la surface piézométrique 290

5. Piézométrie de la nappe phréatique 290
6. Traçage isotopique et salin de la nappe phréatique du Kanem . . 296
6.1. Compositions isotopiques et salures de la nappe phréatique de Kanem 296
6.2. Origines et âges des eaux souterraines du Kanem 321
A. L'origine pluviale 321
B. L'origine lacustre et mixte 324
C. L'hypothèse d'une alimentation ancienne par le Paléo-Tchad 324
D. La confirmation de l'infiltration actuelle des pluies par les teneurs en tritium 325
E. Les conséquences de l'échange isotopique entre les eaux et les sels dissous 325
6.3. Répartition et dynamique des eaux de la nappe du Kanem 326
A. Le mélange latéral des eaux du lac aux eaux pluviales dans la partie supérieure de la nappe littorale 327
B. Le mélange vertical des eaux pluviales aux eaux lacustres . 328
C. L'infiltration des eaux du lac dans le sens longitudinal des bras 329
D. L'évaporation des eaux dans les argiles craquelées 331
6.4. Origine et dynamique des sels dissous dans la nappe du Kanem 331
A. Les salures selon l'origine des eaux 331
B. L'héritage salin pléïstocène à actuel 336
C. Les processus d'échanges ioniques entre l'aquifère et la nappe 337
7. Traçage isotopique et salin de la nappe phréatique au sud du lac Tchad 337
8. Le mode de régulation saline du lac Tchad par infiltration et abandons superficiels 339
9. La régulation saline quaternaire du bassin Tchadien 342
9.1. La sédimentation chimique quaternaire 342
9.2. L'érosion éolienne 343
9.3. Les sels dissous dans les nappes 343
9.4. Le problème de l'évaluation du bilan salin quaternaire 344
10. Conclusion sur les rapports entre le lac Tchad, les pluies et la nappe phréatique 345

CONCLUSION GENERALE 349

Bibliographie 355

Photographies 375

Achevé d'imprimer le 1er trimestre 1980
sur les presses de COPÉDITH
75019 PARIS
Dépôt légal n° 641

O.R.S.T.O.M.

Direction générale :

24, rue Bayard - 75008 PARIS

Services Scientifiques Centraux :

Services Central de Documentation :

70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

Imprimerie COPEDITH - Paris 19e
© O.R.S.T.O.M. 1980
Dépôt Légal : 1er trimestre 1980
I.S.B.N. 2-7099-567-1