

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



**LA RÉGULATION
HYDROGÉOCHIMIQUE
DU LAC TCHAD**

J.P. CARMOUZE



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

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

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

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

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré au nom de RÉGIE ORSTOM BONDY, ou par chèque postal (compte n° 9.152-54, Paris, RÉGIE ORSTOM BONDY).
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE
ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET PARASITOLOGIE
HYDROBIOLOGIE
HYDROLOGIE

OCÉANOGRAPHIE
PÉDOLOGIE
SCIENCES HUMAINES

séries trimestrielles

Abonnement: *France* 120 F.
Etranger 156 F. 36,30 US dollars

GÉOLOGIE - *série semestrielle*

Abonnement: *France* 96 F.
Etranger 120 F. 28,00 US dollars

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an
(15 fascicules)

Abonnement: *France* 115 F.
Etranger 130 F. 30,25 US dollars

Sous presse, dans la même collection :

**56 – SYNÉCOLOGIE DES CHIRONOMIDES DU LAC TCHAD
(Diptères - Nématocères) de Claude DEJOUX**

1 vol. 15,5 x 24, 161 p. 34 fig.

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM

N° 58

O.R.S.T.O.M.

PARIS

1976

«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 du copiste et non «destinées 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 ayant droit ou ayant cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40),

«Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituait donc «une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.»

LA REGULATION HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC TCHAD

**Contribution à l'analyse biogéodynamique
d'un système lacustre endoréique en milieu continental cristallin**

Jean-Pierre CARMOUZE

AVANT - PROPOS

La régulation saline du lac Tchad a été mon programme d'étude initial défini par le Comité Technique d'Océanographie et d'Hydrobiologie de l'ORSTOM, notamment sous l'initiative de B. DUSSART. Elle n'a pu être menée à bien que grâce ultérieurement à l'étude sédimentologique du milieu pour laquelle j'ai reçu les encouragements du Comité Technique de Géologie, en particulier ceux de M. H. FAURE. Placé dans un contexte scientifique privilégié, j'ai pu intégrer dans mon étude des résultats indispensables acquis par mes collègues de l'ORSTOM, en hydrologie, hydrobiologie, géologie et pédologie.

Je remercie M. G. CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM et M. J. SEVERAC, Directeur adjoint qui ont favorisé l'opération multidisciplinaire du Bassin du Tchad et qui m'ont accordé des facilités administratives et matérielles pour un recyclage en minéralogie des argiles et la rédaction de ce mémoire.

J'exprime toute ma reconnaissance et mon profond attachement à M. G. PEDRO, Directeur de Recherches à l'INRA, en qui j'ai trouvé un maître qui m'a beaucoup apporté, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. Son soutien a été tel que j'ai réalisé cette étude avec passion, sans jamais traverser de moments difficiles.

C'est à M. B. DUSSART, Maître de Recherches au CNRS, que je dois ma vocation de limnologiste. Grand défenseur de l'hydrobiologie au sens large du terme, il m'a continuellement incité à suivre la voie marginale dans laquelle je me suis engagé. En maintes occasions il m'a témoigné son amitié. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

M. H. FAURE, Professeur à l'Université Paris VI, a toujours témoigné un vif intérêt pour mon travail. Ses critiques amicales, ses conseils, ses encouragements, au cours du dernier stade de l'élaboration, m'ont été très précieux. Je le remercie vivement.

M. H. GOLTERMAN, Directeur de l'Institut de Limnologie de Nieuversluis (Pays-Bas), m'a fait l'honneur et le plaisir d'être parmi les membres du Jury. Il y a dix ans, c'est au sein de son équipe, dans le cadre d'une étude préliminaire sur le Tjeukemeer, que j'ai reçu ma première formation de limnologue. Je lui en suis très reconnaissant.

Mes remerciements s'adressent à M. G. MICHARD, Professeur à l'Université Paris VII, avec qui j'ai eu des discussions amicales et fort intéressantes. Il a bien voulu accepter de faire partie de mon Jury.

Je suis particulièrement sensible à l'honneur que me fait M. R. LETOLLE, Professeur à l'Université Paris VI, de compter également parmi les examinateurs.

Mon orientation vers la Géochimie, pour traiter le problème de la régulation saline du Lac Tchad, je la dois à M. P. AUDRY, catalyseur de l'opération multidisciplinaire en tant que Directeur du Centre ORSTOM de N'DJAMENA, ainsi qu'à MM. C. CHEVERRY, B. DUPONT, G. MAGLIONE, M. SERVANT et J.F. VIZIER, avec lesquels j'ai eu de fréquentes et fructueuses discussions.

J'exprime ma reconnaissance à M. J. DAGET, Professeur au Museum d'Histoire Naturelle, qui dirige l'équipe d'Hydrobiologie. Il m'a toujours judicieusement conseillé et encouragé. Je garde également un bon souvenir du bref séjour passé en 1971, à son laboratoire de l'ENS.

Ma reconnaissance va également à tous mes camarades de l'équipe qui n'ont pas ménagé leur peine pour faciliter ma tâche, tout en m'accordant leur amitié, en particulier MM. J.R. DURAND, A. ILTIS, C. LEVEQUE et J.J. TROUBAT.

Pour réaliser ce travail, de nombreuses campagnes sur le lac Tchad ont été nécessaires, dans des conditions parfois rudes, mais grâce à mes compagnons de terrain tchadiens qui, toujours dans la bonne humeur, m'ont apporté un concours précieux, j'en conserve un très bon souvenir. Des milliers d'analyses ont été effectuées par leurs camarades de laboratoire sous la direction de MM. C. BLANC et P. TOPART. Je les en remercie tous vivement.

J'accorderai une mention toute spéciale à M. C. BOKATIDJE, mon compagnon de tous les jours sur le terrain et au laboratoire. J'ai trouvé en lui un dévouement et un désir de perfectionnement exceptionnel. Qu'il reçoive ici l'expression de ma gratitude.

Au cours des deux dernières années passées en France, j'ai été intégré à l'équipe de M. G. PEDRO. Je remercie tout particulièrement Melle J. BERRIER qui m'a assuré, avec beaucoup de gentillesse et de compétence, sa précieuse collaboration au cours de l'étude géochimique des sédiments et la correction du mémoire. Mes remerciements vont également à MM. D. TESSIER, G. VENNEAU, M. ROBERT et B. DELMAS pour les conseils et les encouragements qu'ils m'ont prodigués.

M. Le Professeur ANGELIER m'a très gentiment reçu dans son laboratoire pour rédiger ce mémoire dans un cadre toulousain qui m'est cher. Qu'il reçoive ici l'expression de ma gratitude. Mes pensées amicales vont à toute l'équipe sympathique qu'il dirige.

J'ai également reçu le concours de M. M. ROQUES, Professeur à l'INSA de Toulouse, qui m'a aimablement proposé de lire la partie consacrée à l'étude des carbonates, ceci malgré une tâche écrasante. MM. B. VELDE, M. PEZERAT, G. BOCQUIER, à des titres divers, m'ont permis de mener une analyse plus fine sur les granules des sédiments à pseudo-sables. Qu'ils en soient ici vivement remerciés.

J'exprime enfin toute ma reconnaissance au personnel du Service Central de Documentation de l'ORSTOM Bondy qui a bien voulu m'aider à matérialiser cet ouvrage, tout particulièrement Melle C. GALVAN qui a assumé la lourde tâche de la dactylographie, ainsi que M. F. BONNET-DUPEYRON et ses collaborateurs M. J. BOUNIOL, Melle H. DARDENNE, M. C.R. HIERNAUX, Mmes M.T. TUAL et H. VIEILLARD.

Sommaire

	Page
1. INTRODUCTION GENERALE	7
PREMIERE PARTIE : CARACTERISTIQUES GENERALES DU LAC EN SITUATION HYDROLOGIQUE MOYENNE	15
2. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU LAC (Les caractéristiques morphologiques - Les milieux lacustres)	17
3. GRANDS TRAITs DE L'HYDROLOGIE LACUSTRE	35
3.A. HYDROLOGIE GLOBALE (Equilibre dynamique moyen du lac)	35
3.B. HYDROLOGIE REGIONALE (Bilans hydriques et circulation des eaux)	53
4. ETUDE HYDROCHIMIQUE (Les caractéristiques chimiques des eaux du lac)	85
4.A. HYDROCHIMIE GLOBALE (Equilibre dynamique moyen du lac en sels dissous)	85
4.B. HYDROCHIMIE REGIONALE (Bilans et caractéristiques hydrochimiques)	107
5. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE (Répartition des apports solides fluviatiles et évolution géochimique dans les sédiments)	153
DEUXIEME PARTIE : ANALYSE DES PROCESSUS MAJEURS DE LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE	213
6. CONTRIBUTION DE LA REGULATION HYDRIQUE A LA REGULATION HYDROCHIMIQUE	215
7. CONTRIBUTION DES PROCESSUS GEOCHIMIQUES A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE	219
8. CONTRIBUTION DES PROCESSUS BIOCHIMIQUES A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE	273
TROISIEME PARTIE : ESSAI D'INTERPRETATION DU FONCTIONNEMENT GENERAL DU LAC	285
9. INTERVENTION DES DIFFERENTS PROCESSUS REGULATEURS AU COURS DES PERIODES RECENTE ET ACTUELLE	287
10. CONCLUSION : ESQUISSE DE LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE DU LAC EN FONCTION DES FLUCTUATIONS INTERANNUELLES DU PLAN D'EAU	329
ANNEXES	345
BIBLIOGRAPHIE	405
TABLE DES MATIERES	413
PLANCHE DE PHOTOGRAPHIES	hors texte

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

LE CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET L'OBJECTIF PLURIDISCIPLINAIRE

Le bassin du Tchad constitue un vaste système endoréïque (1,5 millions de km²) situé au coeur du continent africain (entre 5° et 25° de latitude nord) dans la zone de balancement du front intertropical. Il s'agit donc d'un milieu continental fermé, échappant notamment à l'influence marine et subissant de profondes variations climatiques, aussi bien à l'échelle de la saison que du millénaire. Ce sont autant de particularités qui en font un lieu privilégié pour l'étude des empreintes climatiques fossiles et actuelles sur les paysages. Cet intérêt scientifique a incité l'ORSTOM à y développer dès 1966 une opération multidisciplinaire. Rappelons brièvement les principales composantes de cette opération.

Les divers climats du quaternaire récent et leurs conséquences d'ordre paléogéographique et paléoécologique sur le milieu, ont été abordés par des approches aussi variées que la sédimentologie et la stratigraphie des systèmes fluvio-lacustres (M. Servant, 1973), la paléoécologie des diatomées (S. Servant, 1973), la palynologie (Maley, 1973) et la pédologie (Pias, 1970 ; Bocquier, 1971). Esquissés par Tilho (1910), les grands événements du quaternaire ont été confirmés et complétés successivement par Faure (1969) et Servant (1973).

L'évolution actuelle du milieu a été appréhendée dans le système "bassin du Chari et du Logone - Lac Tchad - annexes lacustres (polders et dépressions interdunaires)" essentiellement sous deux grands aspects :

- Le premier aspect relève de la géodynamique externe. Selon l'axe fluvio-lacustre précité, se manifeste de nos jours une succession phénoménologique "altération-érosion-transport-sédimentation", conséquence directe d'un double gradient topographique et climatologique. L'altération et l'érosion des régions d'amont ont été étudiées par Gac et Pinta (1973), les transports fluviaux solides par Carré (1972) et Chouret (1973), le traçage salin et isotopique des eaux de l'ensemble du système hydrologique du lac par Roche (1973), la géochimie des évaporites dans les dépressions interdunaires par Maglione (1974) et enfin la dynamique des sels dans les sédiments argileux et organiques des polders par Cheverry (1974).

- Le second aspect relève de l'hydrobiologie. Un premier travail synthétique portant sur les grandes zones écologiques du lac Tchad a été effectué (Carmouze et al., 1972). Des travaux détaillés concernant les principaux niveaux trophiques du lac ont été publiés par la suite ; d'autres sont en préparation. Il s'agit du benthos avec les mollusques (Levêque, 1972) et des chironomides (Dejoux, 1974), du phytoplancton (Iltis, 1973), du zooplancton (Gras et St-Jean, en préparation), de l'ichtyologie avec la biologie et la dynamique des populations d'*Alestes baremoze* (Durand, en préparation) et le régime alimentaire des principales espèces de poissons (Lauzanne, en préparation) et enfin de la production primaire (Lemoalle, 1973).

C'est à travers cet objectif multidisciplinaire que nous avons abordé le problème de la régulation hydrogéochimique du lac Tchad. Cette étude s'y rattache directement par le biais des deux programmes sur le milieu "actuel" envisagés ci-dessus puisque, dans le cas du premier elle concerne le maillon central de la chaîne des transformations géochimiques en question ; dans le cas du second, elle apporte une meilleure connaissance de l'environnement physico-chimique dans lequel vivent les organismes lacustres. Enfin elle concerne dans une certaine mesure le programme sur le quaternaire puisqu'elle est à même de fournir des éléments qui devraient permettre une analyse plus poussée de certains milieux lacustres fossiles.

L'OBJECTIF DE L'ETUDE

Le lac Tchad (21 000 km²), situé au centre de la cuvette tchadienne se trouve au point d'arrivée des eaux du Chari. En raison de son endoréisme et de la zone climatique dans laquelle il se trouve, ce lac apparaît à première vue comme un bassin de concentration des sels dissous et d'accumulation des matériaux solides d'origine fluviatile. Force est de remarquer que, d'une part, la salure moyenne des eaux reste relativement basse et stationnaire dans le

temps et que, d'autre part, les sédiments contiennent, outre les espèces minéralogiques apportées par les fleuves, des espèces de néoformation propres au milieu lui-même.

En réalité, le lac Tchad, malgré son caractère endoréïque, doit être considéré comme un système ouvert. Il est en effet, pour les eaux d'origine fluviatile et météorique, un bassin d'évaporation, et, dans une moindre mesure, un lieu de transit, car il possède des émissaires sous-lacustres ; pour les éléments minéraux dissous provenant des fleuves, il est soit un lieu de transit, soit à la fois un lieu de transit et de sédimentation chimique lorsque ces derniers évoluent vers une forme insoluble par voie géochimique ou biochimique ; enfin, pour les espèces minérales importées, il est un milieu de sédimentation et, de plus, pour certaines d'entre elles, un lieu de transformation géochimique.

Notre but, en envisageant le lac sous cet angle, est de tenter de dégager les grands traits de la régulation hydrogéochimique du milieu, c'est-à-dire :

- tout d'abord de déterminer le mode de transfert des principales espèces minérales à travers ce milieu,
- puis d'identifier les principaux processus régulateurs et d'évaluer leur propre impact sur l'hydrogéochimie du lac, ceci afin d'en appréhender le fonctionnement. Ces processus ont d'ailleurs un double rôle, celui de contrôler l'état d'équilibre hydrogéochimique moyen du lac et celui de s'opposer à tout déplacement de cet équilibre.

LA DEMARCHE DESCRIPTIVE DU MILIEU

Une telle étude implique de préciser, au préalable, la régulation hydrique qui constitue le vecteur d'écoulement de la matière, réglant par là les concentrations des substances minérales, lesquelles conditionnent l'existence de réactions chimiques.

L'identification des processus de régulation et l'évaluation de leur importance relative ne peuvent être réalisées qu'à partir d'une description dynamique du milieu, qui seule rend compte des échanges de matière. Elle doit donc comprendre, non seulement la description des états hydriques et hydrogéochimiques mais aussi celle des apports et des pertes correspondants. Or, une description dynamique n'est simple que dans le seul cas où le milieu considéré est en état d'équilibre dynamique. Dans ces conditions en effet, il est traversé par l'élément envisagé (eau-substances minérales particulières ou dissoutes) de telle sorte que sa quantité y reste en apparence stationnaire dans le temps: les débits d'entrée et de sortie sont alors égaux et le milieu fonctionne en régime permanent.

Or, dans le cas du lac Tchad, de même d'ailleurs que dans la plupart des milieux naturels de la zone aride, le régime d'écoulement de la matière est variable. Les apports en eau et en matériaux particulaires et dissous varient d'une année à l'autre de façon très aléatoire et dans des proportions trop grandes pour qu'il y ait un *parfait ajustement* entre les apports et les pertes à l'échelle annuelle. Les écarts ne tendent à se compenser que sur plusieurs années. En conséquence, "l'état hydrogéo-chimique" du lac oscille autour d'un état *moyen* qui, si l'on envisage une période suffisamment longue, peut être considéré comme l'état d'équilibre du milieu par rapport au régime moyen des apports et des pertes relatifs à la même période.

Devant cet état de choses, si l'on voulait réellement atteindre le but fixé qui est de comprendre le fonctionnement hydrogéo-chimique du lac et de préciser plus spécialement les relations entre l'hydrochimie et la géochimie, il faudrait pouvoir retenir une période d'étude au moins égale à celle qui a été nécessaire à la constitution des sédiments de surface (200-300 ans ?). Or, c'est là une chose bien évidemment impossible ; aussi avons-nous dû adopter deux échelles de temps différentes.

Pour établir les équilibres hydriques et hydrochimiques, la période retenue est celle de 1954-1972. Cette période est assez bien représentative de la situation moyenne autour de laquelle le lac fluctue depuis le début du siècle. L'équilibre hydrique peut être dégagé de façon satisfaisante, car nous disposons de données sur toute cette période. Il n'en est pas de même pour l'établissement des équilibres hydrochimiques, pour lesquels les données ne recouvrent qu'une faible fraction de cette période. On est donc obligé d'émettre un certain nombre d'hypothèses. Quoi qu'il en soit, il reste de loin préférable de décrire l'hydrochimie du lac à partir des équilibres *moyens* de l'eau et des principales espèces minérales dissoutes, même connues de façon approximative, plutôt que de partir de données précises relatives à un milieu *hors d'état d'équilibre*. Par ailleurs, cette description présente d'autant plus d'intérêt qu'elle est relative à la situation la plus fréquente.

En ce qui concerne la description sédimentologique du milieu, on ne peut, au mieux, qu'établir le régime moyen des apports pour la période 1954-1972, (et ceci de façon très approximative), puis comparer la composition de ces apports solides à celle des sédiments de surface qui sont issus d'un alluvionnement qui s'étend naturellement sur une durée bien plus longue. Malgré cet handicap, il va être possible, en admettant que le régime actuel des apports solides ait peu varié par le passé, de dégager dans un premier temps des informations sur le devenir des matériaux fluviaux, lors de leur dépôt, lesquelles vont permettre, en retour, d'avoir des indications sur l'évolution de la composition des apports au cours de la période de dépôt des sédiments de surface.

A côté de son instabilité dans le temps, le milieu présente en outre une *forte hétérogénéité spatiale*. Aussi, serait-ce trop grandement simplifier la réalité que de décrire le lac en l'assimilant à un système homogène *unique*. D'ailleurs une telle simplification ne permettrait pas une analyse suffisante des processus de régulation. Il convient donc, en théorie, de décomposer le lac en autant de sous-systèmes qu'il existe de milieux réellement homogènes et d'établir ensuite les équilibres dynamiques hydriques, hydrochimiques et géochimiques caractéristiques de chacun d'eux.

Les descriptions hydriques et hydrochimiques présentent une forte similitude, puisqu'elles consistent à préciser, à l'échelle annuelle, les régimes moyens des apports et des pertes et à établir l'état hydrique ou hydrochimique, selon le cas, de chacun des sous-systèmes à partir des paramètres suivants :

- pour les eaux : les apports fluviaux moyens annuels, les apports météoriques moyens annuels, les pertes moyennes annuelles par évaporation, les pertes moyennes annuelles par infiltration, le volume moyen du lac et enfin son taux de renouvellement annuel moyen.

- pour chacun des éléments dissous : les apports fluviaux moyens annuels (1), les infiltrations moyennes annuelles, les éventuels dépôts moyens annuels, après transformation en une combinaison insoluble, le stock lacustre moyen et son taux de renouvellement moyen annuel.

A cet effet, le lac a été divisé en 11 sous-systèmes correspondant aux 11 grandes régions naturelles qui le constituent. En fait, à cette échelle, il est impossible de déterminer avec précision les échanges qui ont lieu dans chacun de ces sous-systèmes et, par là, d'établir des équilibres moyens. Mais, la présente division reste néanmoins fort intéressante, dans la mesure où elle permet de préciser la circulation des eaux et la répartition régionale des éléments dissous. Cette répartition, qui est la conséquence de l'antagonisme entre les régimes des apports et des pertes, révèle l'action qualitative des processus de régulation jouant à l'échelle régionale. Elle permet également de déterminer les caractéristiques hydriques et hydrochimiques des cuvettes sud et nord, pour lesquelles il devient alors possible de déterminer les équilibres dynamiques moyens. Mieux, les équilibres peuvent être établis aussi pour les parties orientales et occidentales de cette dernière cuvette. On en vient ensuite au système global du lac en état d'équilibre, par intégration des deux sous-systèmes représentant les deux cuvettes.

La description sédimentologique ne peut être réalisée à partir de paramètres analogues à ceux utilisés pour les descriptions hydriques et

(1) Une fraction des apports en sels dissous, difficile à estimer, est d'origine éolienne. Elle est certainement faible, aussi l'avons-nous négligée.

hydrochimiques, car il est impossible d'établir au niveau des deux cuvettes, encore moins à celui des régions, les transferts en matériaux solides : l'étude du cheminement des matériaux solides d'origine fluviatile à travers le lac, au contraire de celle de l'eau et des sels dissous, n'est pas envisageable en raison de la continuelle remise en suspension des sédiments de surface. En revanche, la répartition des sédiments est le reflet direct du mode d'alluvionnement et des transformations géochimiques qui s'opèrent au sein du lac. Aussi, allons-nous faire une description de la distribution spatiale des sédiments sur les plans sédimentologiques et minéralogiques. La comparaison entre cette distribution et les transports solides fluviatiles va nous donner des indications sur le devenir des différentes espèces apportées et sur les éventuels taux de transformations et néoformations solides, aux réserves près déjà formulées à propos de cette comparaison.

La démarche descriptive du milieu vient d'être précisée ; en réalité, nous allons présenter les résultats hydrologiques et hydrochimiques selon un ordre inverse, c'est-à-dire en passant de l'hydrologie et de l'hydrochimie prises à l'échelle du lac, que nous qualifierons de *globale*, à l'hydrologie et l'hydrochimie *régionales* dans le seul dessein d'en faciliter la lecture ; en effet, le passage du général au particulier évite de procéder d'entrée au développement laborieux de l'intégration, dans le temps, des données de chacune des régions en vue d'établir leur état d'équilibre moyen. Dans le cas de la sédimentologie, la démarche initiale sera respectée. Conserver le même plan par soucis d'homogénéité eut été trop artificiel, puisque l'intégration des données dans le temps n'est pas à faire dans ce cas.

L'IDENTIFICATION DES PROCESSUS REGULATEURS

La description hydrogéochimique du lac va montrer que les principales espèces particulaires et dissoutes ont, chacune, leur *propre* mode de régulation, résultat de transformations chimiques spécifiques qui s'opèrent au sein même du lac.

L'évaporation est le principal moteur de ces transformations ; elle provoque en effet, un accroissement progressif des teneurs des composants dissous et par suite une rupture d'équilibre - ou une accentuation d'un déséquilibre préexistant - au sein même de la phase liquide ou encore à l'interface eau-sédiment. Des réactions chimiques homogènes et hétérogènes s'ensuivent, en sorte qu'un nouvel état d'équilibre tend à être réalisé. Mais, la concentration des eaux par évaporation se poursuivant, il en résulte une série de déplacements successifs d'états d'équilibre par suite des modifications continues dans l'espace de la composition chimique des eaux et de celle des phases solides adjacentes. Ces réactions constituent donc les véritables processus de régulation de l'hydrogéochimie, qu'il s'agira ainsi d'identifier au cours du travail.

La thermodynamique de l'équilibre, à cet effet, sera largement utilisée. Les principaux promoteurs, en hydrogéochimie, en sont Sillen (1961) et Garrels et Christ (1965). Dans un contexte hydrogéochimique donné, la thermodynamique permet de hiérarchiser les réactions susceptibles d'avoir lieu en fonction de leurs affinités chimiques (1). Mais, l'avancement de ces dernières ne suit pas obligatoirement cet ordre, il est régi par leur cinétique, qui n'est généralement pas une fonction linéaire de l'affinité. Autrement dit, la thermodynamique n'apporte de façon sûre, qu'un éventail de réactions possibles. En conséquence, lorsque la cinétique n'est pas un facteur limitant, c'est-à-dire lorsque les réactions ont une cinétique rapide, la thermodynamique est utilisée avec profit. Encore faut-il que la vitesse de renouvellement de la matière du milieu donné reste faible par rapport à celle des réactions, car, en toute rigueur, la thermodynamique de l'équilibre ne s'applique qu'aux systèmes fermés. Ainsi, nous allons pouvoir faire référence à cette théorie pour décrire et comprendre l'évolution spatio-temporelle des diverses espèces carbonatées dans le lac. Au contraire, lorsque la cinétique des réactions est lente, complexe ou mal connue, la thermodynamique est de bien moindre utilité. Or, c'est malheureusement le cas des minéraux aluminosilicatés, auxquels nous allons avoir affaire : non seulement leurs cinétiques de dissolution sont mal connues, mais il en est de même de leurs produits de solubilité, c'est-à-dire de leurs relations d'équilibre en solution. Les prévisions des réactions éventuelles sont donc peu sûres, voire impossibles. Au demeurant, nous avons la possibilité d'établir les bilans dynamiques des principales espèces minérales, ce qui permet d'identifier les réactions majeures qui se produisent effectivement dans le lac. En retour, nous allons pouvoir préciser les relations d'équilibre entre certains minéraux (en l'occurrence des smectites) et les solutions aqueuses et, ainsi, fournir des données thermodynamiques nouvelles sur les minéraux en question.

En somme, l'étroite interdépendance mise en évidence entre certaines substances dissoutes et particulaires fait du lac Tchad un modèle servant à comprendre l'état hydrochimique et géochimique d'une cuvette lacustre. Toutefois, ce modèle serait incomplet si l'on ne prenait pas en compte l'activité biologique qui, en l'occurrence marque profondément le milieu lacustre. Elle a en particulier pour effet d'enrichir en matière organique les sédiments du lac d'origine fluviatile. Or, celle-ci retient temporairement ou définitivement certains constituants dissous, ou encore, s'associe à certaines substances particulaires, modifiant leur réactivité chimique au regard de la solution. A ce propos, nous avons pris en considération dans cette étude les cycles biologiques des macrophytes subaquatiques, des mollusques et des diatomées qui sont, parmi les divers groupes d'organismes du lac, ceux qui ont probablement le plus profond impact sur l'hydrogéochimie.

(1) Ce terme, pris dans le sens donné par De Donder (1922), est l'enthalpie libre de la réaction, changée de signe.

L'INTERVENTION DES PROCESSUS REGULATEURS ET ESQUISSE DE LA REGULATION

Après identification des principaux processus de régulation intervenant dans le lac, nous allons nous efforcer de les quantifier de façon à comprendre enfin le fonctionnement hydrogéochimique du lac Tchad.

Il n'est pas possible de comparer directement les transformations chimiques de la phase aqueuse à celles des sédiments pour évaluer l'importance relative des processus régulateurs, puisque les caractéristiques moyennes relatives aux différentes phases liquide et solide, sur lesquelles reposerait la comparaison, correspondent à des intervalles de temps totalement différents. Aussi, avons-nous été amené à procéder d'une autre manière. Nous allons d'abord tenter de pondérer l'intervention des processus régulateurs par l'intermédiaire principalement de données géochimiques et cristallochimiques relatives aux sédiments. Nous essayerons d'en faire autant pour la période actuelle à partir de données hydrochimiques, tout en nous appuyant sur les résultats dégagés de la première période. Enfin, en conclusion, nous tenterons d'esquisser la régulation à court terme et à moyen terme de l'hydrogéochimie du milieu lacustre.

LE PLAN DE L'ETUDE

Cette étude, dont nous venons de définir l'objectif et le fil conducteur, sera successivement consacrée à :

- la présentation du milieu
- l'hydrologie globale et régionale
- l'hydrochimie globale et régionale
- la sédimentologie, principalement sous son angle géochimique et cristallochimique
- l'identification des processus régulateurs de l'hydrogéochimie
- l'intervention des divers processus régulateurs au cours de la période récente (celle propre à la constitution des sédiments de surface, c'est-à-dire 2-3 siècles) et au cours de la période actuelle
- enfin, en conclusion, une esquisse générale de la régulation hydrogéochimique du milieu.

Avant d'aborder cette étude selon l'ordre qui vient d'être indiqué, soulignons que l'hydrologie du milieu, son hydrochimie, sa sédimentologie sont entre elles étroitement imbriquées. Aussi, le lecteur doit-il être prévenu dès à présent, que les premiers chapitres font fréquemment appel pour leur développement à des éléments qui sont présentés dans les chapitres ultérieurs, ceci dans le seul but d'alléger leur présentation.

Première partie

**Caractéristiques générales du lac
en situation hydrologique moyenne**

2. PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DU LAC

(Les caractéristiques morphologiques - les milieux lacustres)

2.1. INTRODUCTION

Le bassin tchadien s'étend sur 2 500 000 km² entre 5° et 25° de latitude nord et 7° et 25° de longitude est (Fig. 2.1.). Le milieu lacustre, qui est apparu à la fin du Pléistocène après une longue période aride, a connu de cette époque jusqu'à nos jours des fortunes diverses : son étendue a fortement varié en fonction des changements climatiques (Pias 1963, Servant 1970, 1973). Actuellement les bassins d'alimentation sont ceux du Chari et du Logone situés dans la partie méridionale de la cuvette. Ils ne représentent que 25 % de la superficie totale. Le lac, qui est situé entre 12° et 14°20 de latitude nord et entre 13° et 15°20 de longitude est, occupe tout ou partie d'une cuvette fermée de 25 000 km² qui ne présente un exutoire qu'au-delà de la cote 283 dans sa partie est. Les eaux du lac franchissent ce seuil à l'issue de plusieurs fortes crues fluviales consécutives pour gagner des régions plus basses dans la partie nord est du bassin. Aux alentours de cette cote, le lac prend l'aspect d'une petite mer intérieure. Tel a été le cas au cours de la seconde moitié du 19^{ème} siècle et plus récemment en 1963-1964. Il peut, en revanche, être réduit à un certain nombre de mares individuelles de quelques centaines de km², encombrées de

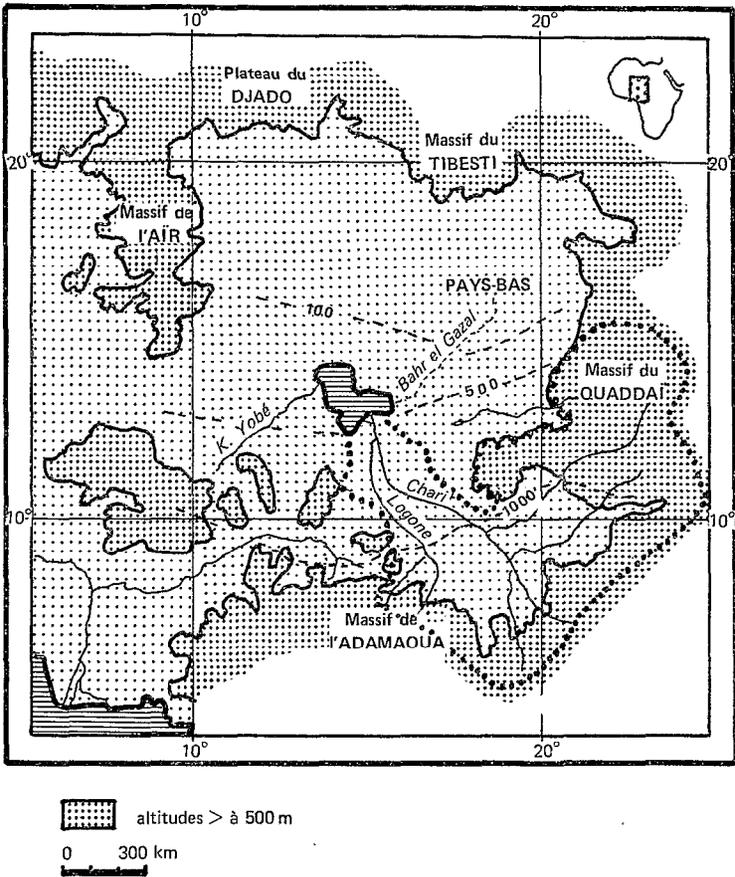


Figure 2.1 - Géographie du bassin du Tchad
 limites des bassins du Logone et du Chari
 --- isohyètes exprimées en mm/an.

végétation (Tilho 1910). Aussi, une description complète du milieu doit elle rendre compte des différentes physionomies que présente le lac entre ses cotes extrêmes, d'autant plus que de tels changements sont susceptibles d'être accomplis en l'espace de dix ans. (L'exemple d'un grand lac Tchad de 25 000 km² en 1963-1964, devenu un lac fragmenté en deux ou trois parties occupant moins de 10 000 km² en 1974, en témoigne).

Ces changements proviennent du mode de régulation hydrique du lac, de sa morphologie et du développement de végétaux aquatiques supérieurs. En effet, la régulation hydrique associée à la morphologie de la cuvette lacustre est telle que la profondeur moyenne du lac est de 4 m et que les amplitudes des variations saisonnières et pluriannuelles du plan d'eau sont respectivement de l'ordre de 0,50 m et 3,5 m. Or, le dénivelé du fond, s'il est très faible (4 m environ en ne tenant pas compte des valeurs extrêmes)

au regard des dimensions de la cuvette dont les grands axes varient de 100 à 250 km, il est en revanche très important par rapport à la profondeur moyenne et à ses variations. En conséquence, de vastes surfaces sont susceptibles d'être exondées ou immergées pour de faibles fluctuations du plan d'eau. Par ailleurs, le fond de la cuvette est plus ou moins caractérisé régionalement par un système dunaire qui détermine trois types de paysages lacustres selon l'altitude des sommets de dunes par rapport à celle du niveau d'eau (l'un d'entre eux est en outre déterminé par le développement de macrophytes). Il s'agit :

- d'un paysage d'îles lorsque les crêtes de dunes sont exondées ;
- d'un paysage d'îles de végétation, dénommées *îlots-bancs*, lorsque les crêtes sont immergées sous 0,5-1,5 m d'eau et colonisées par des phanérogames semi-aquatiques (*Cyperus papyrus* et *Phragmites* principalement) ;
- d'un paysage d'eaux-libres lorsque les crêtes sont noyées et dépourvues de végétation émergente, ce qui est généralement le cas quand elles sont situées à des profondeurs supérieures à 1,5 m.

Pour être complet, il faut ajouter un quatrième type de paysage qui peut se développer dans les régions très peu profondes et abritées. Il s'agit d'un paysage mixte d'îlots-bancs et de prairies marécageuses à *Potamogeton*, *Vallisneria* et *Ceratophyllum demersum*. En fait, l'implantation sur les hauts fonds des phanérogames aquatiques et semi-aquatiques qui créent les paysages d'îlots-bancs et de marécagés, ne suit pas toujours des règles aussi simples, car elle dépend aussi en grande partie du mode d'évolution annuelle du plan d'eau.

En résumé, la répartition et l'extension des paysages lacustres sont fonction :

- de la cote du plan d'eau ;
- du profil des fonds dunaires ;
- et de la phytogéographie qui est elle-même fonction de l'évolution annuelle du plan d'eau.

Dans ces conditions, il serait donc possible, au moins théoriquement, de décrire la physionomie du lac pour une cote donnée à partir de la topographie de la cuvette et de l'évolution du plan d'eau. En réalité la topographie, du fait de la complexité de son relief, n'est pas connue dans le détail. De plus, l'évolution phytogéographique liée à celle du niveau lacustre n'est pas prévisible de façon certaine; le nombre d'observations relatives à ce sujet étant trop restreint. Aussi, en raison de ces lacunes, allons-nous nous contenter de décrire le milieu de façon schématique pour différentes cotes du lac et en nous appuyant essentiellement sur la morphologie de la cuvette.

Les caractéristiques morphologiques, qui vont être définies à cet effet, seront par ailleurs indispensables pour connaître les volumes et les stocks en sels dissous du lac et ses grandes régions naturelles ; ce sont de plus autant de données nécessaires à l'établissement des bilans dynamiques hydriques et hydrochimiques du milieu.

2.2. MORPHOLOGIE DE LA CUVETTE LACUSTRE

Des données topographiques concernant le lac Tchad et présentées sous forme de descriptions et de représentations cartographiques ont été recueillies dès la fin du siècle dernier (Destenave, 1903 ; Tilho, 1910). Les premières cartes précises ont été dressées grâce à des couvertures photographiques aériennes réalisées sur les parties nigériennes, camerounaises et tchadiennes par l'Institut Géographique National (I.G.N.) de 1950 à 1954 et sur la partie nigérienne par le Federal Survey Department (F.S.D.) en 1957. Une première carte au 1/500 000 du lac a été jointe à l'étude monographique du lac Tchad de A. Bouchardeau et R. Lefèvre (1957). L'I.G.N. a publié par la suite des cartes au 1/200 000 (1959), dont la toponymie a d'ailleurs été remise à jour en 1965 par J. Mosrin. Le F.S.D. a également fait paraître des cartes au 1/50 000 relatives au territoire nigérian. Ces cartes, établies à des cotes du lac comprises entre 280,6 et 282,2 m, représentent la physionomie la plus fréquente du lac.

Des données complémentaires ont été recueillies de 1967 à 1974 par les chercheurs de l'ORSTOM qui ont effectué de nombreuses observations en bateau et en avion, et un grand nombre de relevés bathymétriques. Au cours de cette période, le lac a baissé de la coté 282,2 aux cotes 279-279,5. Aussi, le relief de la cuvette entre ces deux niveaux est-il maintenant beaucoup mieux connu. Carmouze et Dupont en 1970, Roche en 1971 ont respectivement établi une *carte bathymétrique* au niveau 282 et une *carte d'altitude des fonds*. En nous basant à la fois sur les deux cartes précédentes et sur des observations aériennes effectuées au cours de l'assèchement partiel du lac en 1973 (Carmouze, Chouret, Durand, 1973), nous avons pu établir une nouvelle *carte d'altitude des fonds* (Fig. 2.2.) qui a pour contour celui correspondant au niveau 281,9 (Notons ici que les parties de la cuvette lacustre au-delà de cette cote sont mal connues : les observations directes datant de 1963-1964, qui renseignent sur les parties émergentes à la coté 283, en sont les principales données).

Le relief est décrit sur la carte par des courbes d'égales altitudes de fond, qui délimitent des surfaces de mêmes profondeurs moyennes, établies à partir de plus d'un millier de mesures réparties uniformément sur l'ensemble du lac. En fait, ce type de représentation permet de définir

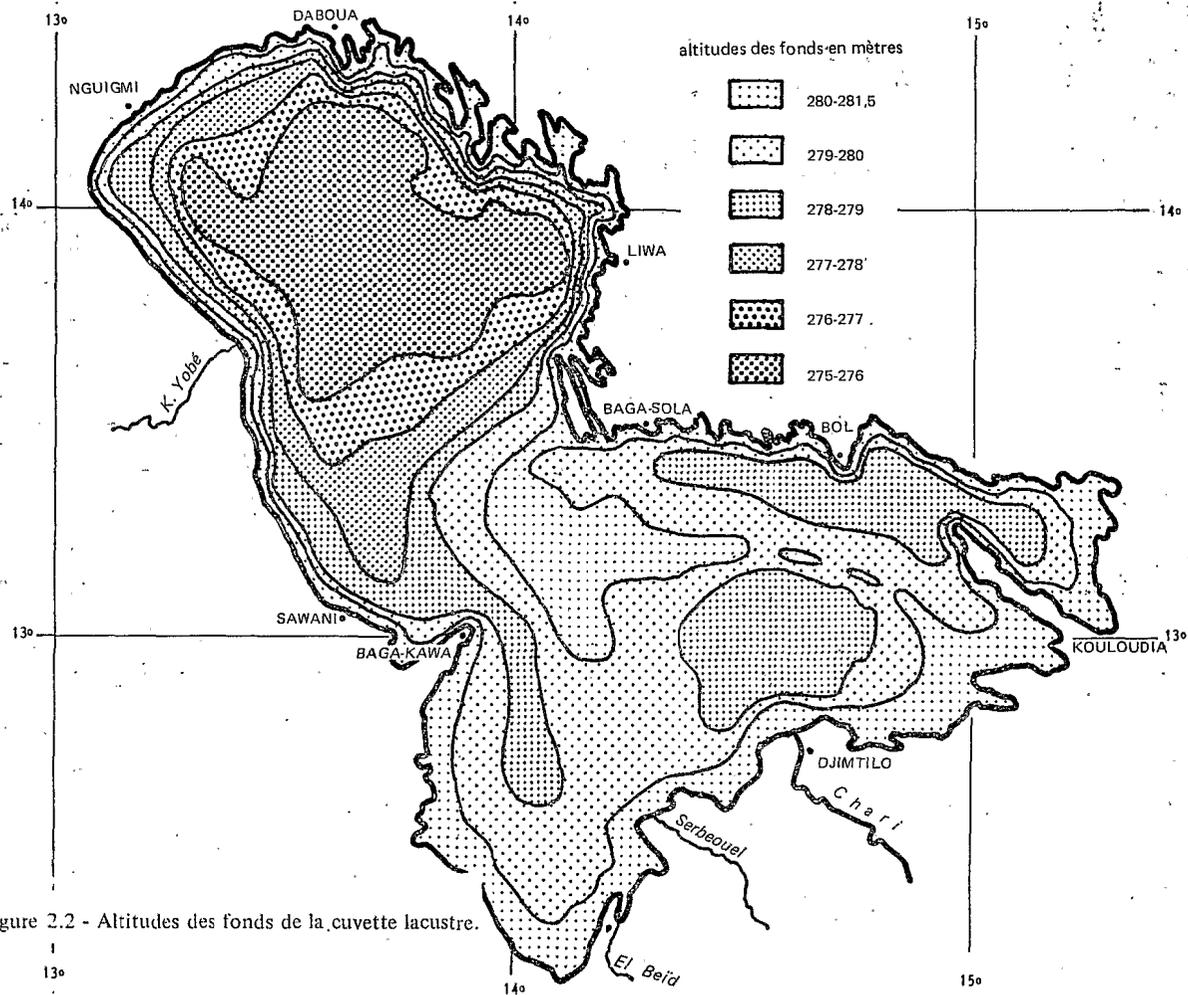


Figure 2.2 - Altitudes des fonds de la cuvette lacustre.

convenablement les zones inondables pour une cote donnée du plan d'eau, mais ne rend pas compte du relief dunaire des fonds qui détermine en grande partie la distribution des paysages. Aussi, en complément de la carte et pour figurer schématiquement le modelé dunaire, nous avons été amenés à tracer des coupes du lac selon de grands axes pour lesquelles sont mentionnées simultanément les courbes d'altitudes des fonds et des sommets de dunes en valeur lissées, (Fig. 2.3. a et b ; 2.4. a et b).

2.2.1. TOPOGRAPHIE DES FONDS

La cuvette lacustre est délimitée respectivement : dans sa partie nord-ouest, de Baga-Kawa à Daboua, par un cordon dunaire continu d'altitude toujours supérieure à 284 m ; au nord-est et à l'est, de Daboua à Kouloudia, par un erg fixé qui détermine un contour très sinueux ; enfin, au sud, de Kouloudia à Baga-Kawa, par une région basse et sans relief aux bordures faiblement soulignées (282-283 m). Les limites méridionales sont donc susceptibles d'être fortement déplacées au cours des fluctuations du niveau du lac.

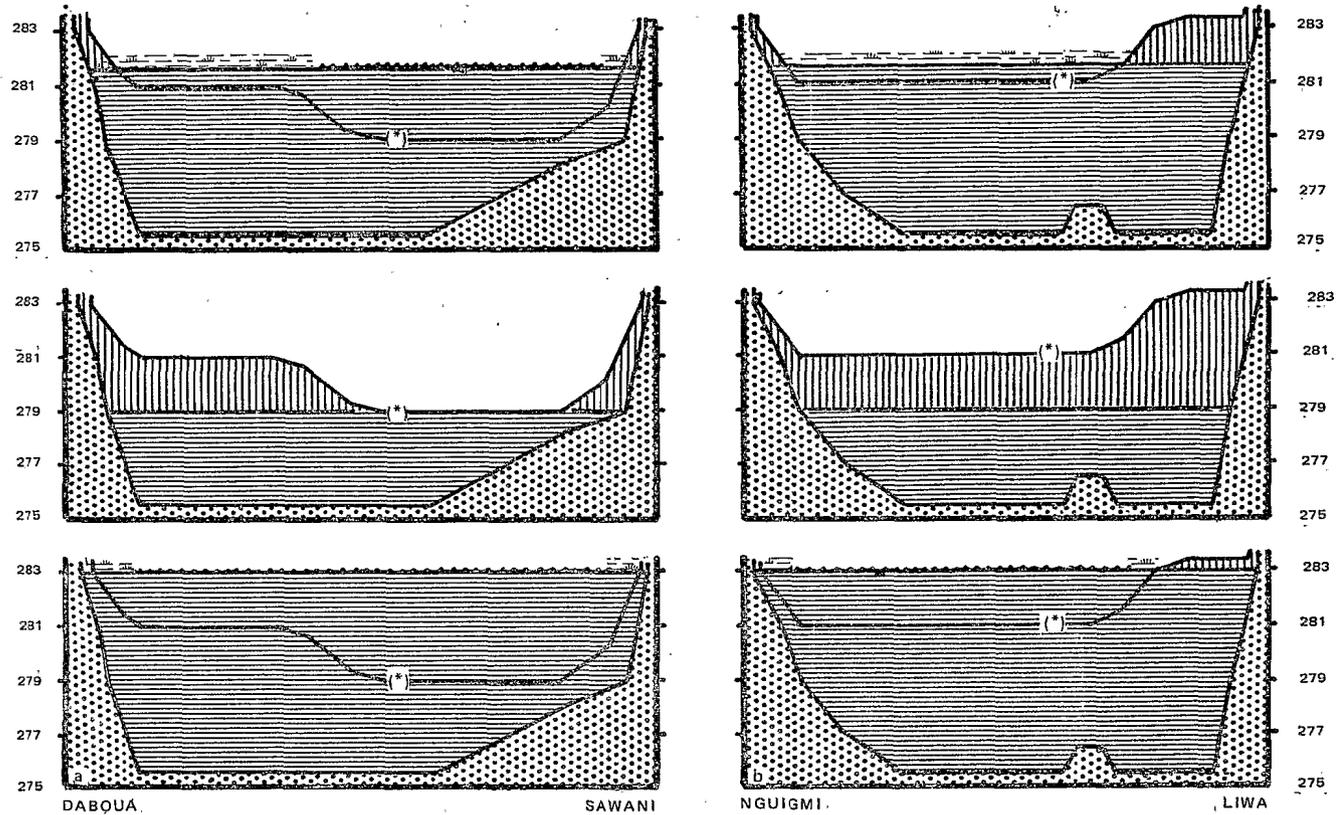
La cuvette est divisée en cuvette sud et nord de part et d'autre d'un axe passant par Baga-Sola et Baga-Kawa en raison d'un resserrement du pourtour côtier à ce niveau ainsi que d'un décrochage des fonds (Les fonds de la cuvette sud sont généralement compris entre 280 et 278,5 m, ceux de la cuvette nord entre 277,5 et 275,5 m (Fig. 2.2.).

- Dans la cuvette nord se trouve la région la plus basse du lac, d'altitude moyenne de 275,5 m, qui occupe une surface de 4 000 km². Sa position est légèrement décalée au nord par rapport au centre géographique de la cuvette. Les fonds remontent beaucoup moins rapidement au sud et à l'ouest qu'au nord et à l'est (Fig. 2.3. a et b).

- Dans la cuvette sud où le relief est plus atténué, les régions les plus basses (altitudes moyennes 278,5 m) sont au nombre de trois. La première est adjacente au delta (1 100 km²) ; la seconde est située au nord de la première (1 000 km²) et la troisième à l'ouest (550 km²). Cette dernière forme un appendice de la cuvette nord.

Les deux cuvettes sont reliées lorsque le niveau d'eau atteint et dépasse le seuil de communication de la première et de la troisième région qui est à la cote 279,5. Le seuil entre les deux premières régions est également proche de cette valeur. Le nord-ouest et le sud-ouest sont occupés par des régions élevées d'altitude supérieure à 280 m.

Des courbes morphométriques établies par Gras et Carrouze (Carrouze, 1971) permettent de déterminer graphiquement les surfaces occupées par le lac dans les cuvettes nord et sud ainsi que leur volume correspondant à un niveau donné (Fig. 2.5.).



(*) Courbes d'altitudes des sommets de dunes;



socle,



tranche d'eau.



eaux libres



flots-bancs



archipels

Figure 2.3.a et b - Courbes topographiques «lissées» des grands axes du lac : Daboua-Sawani et Nguigmi-Liwa
(de haut en bas : lac «moyen» - cote 281.8 - ; «petit» lac - cote 279 - ; «grand» lac - cote 283 -)

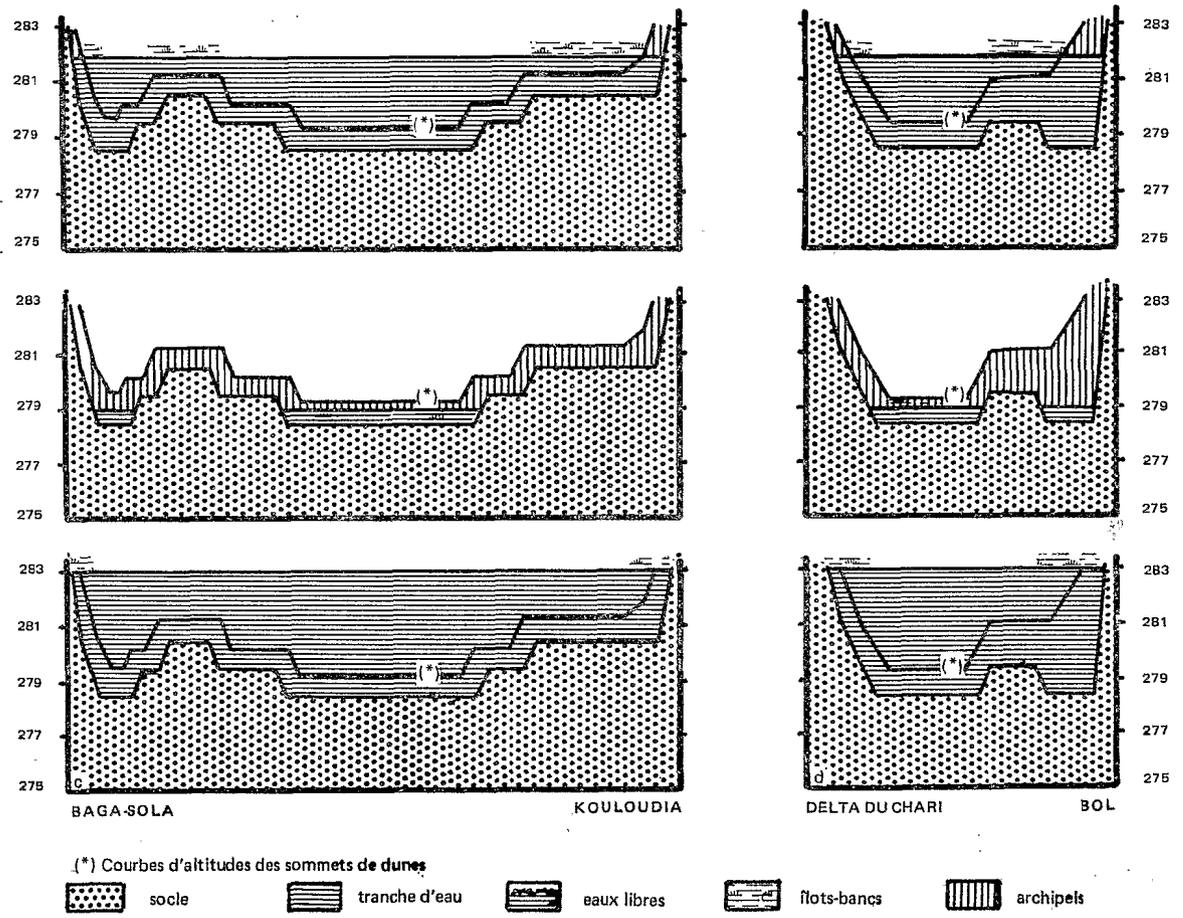


Figure 2.4.a et b - Courbes topographiques «lissées» des grands axes du lac : Baga-Kawa-Kouloudia et Bol-delta du Chari (de haut en bas : Lac «moyen» - cote 281,8 - ; «petit» lac - cote 279 - ; «grand» lac - cote 283-)

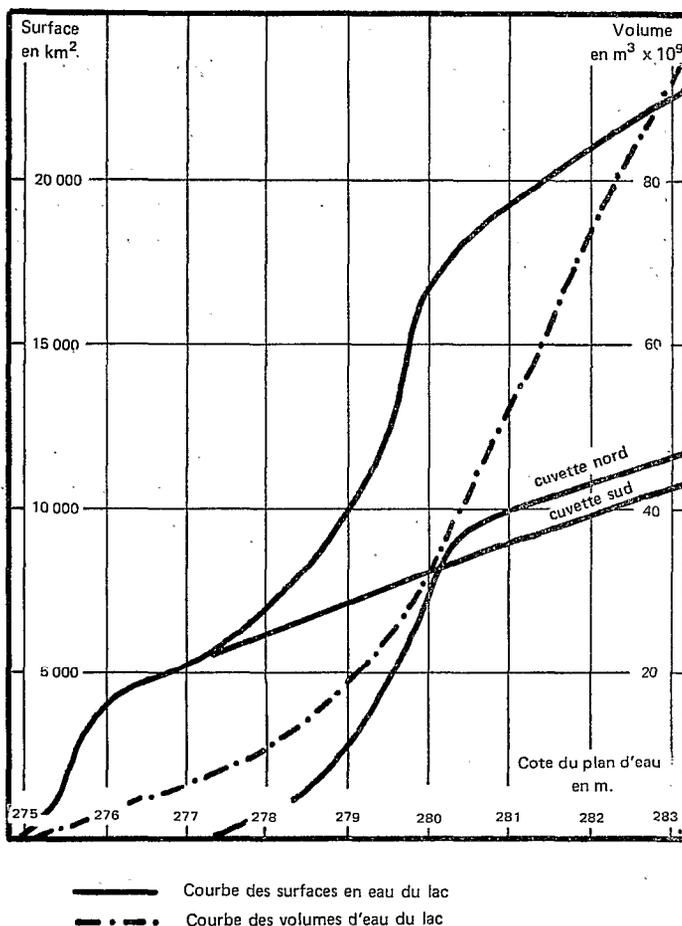


Figure 2.5 - Courbes morphométriques de la cuvette lacustre.

2.2.2. MODÈLE DUNAIRE

L'erg fixé qui borde le lac au nord et à l'est marque très inégalement le fond de la cuvette. Les dunes sont orientées sud est - nord ouest. L'altitude de leurs sommets diminue de la côte vers l'intérieur du lac ; en proportion moindre, il en est de même des altitudes des creux interdunaires. Par conséquent, les hauteurs des dunes diminuent également suivant cette même direction. Aussi peut-on dire que les fonds seront d'autant moins modulés par le système dunaire qu'ils sont éloignés des bordures septentrionales et orientales du lac.

Les dunes côtières de la cuvette sud par rapport à celles de la cuvette nord sont plus allongées (5-10 km contre 3-6 km), plus hautes (10-15 m contre 7-9 m) et plus régulièrement ordonnées selon l'axe sud est - nord ouest. En revanche, au-delà des franges côtières, le relief dunaire s'atténue plus rapidement dans la cuvette sud que dans celle du nord : l'amplitude des ondulations est généralement inférieure à 1,5 m dans la moitié sud de la cuvette sud ; elle est supérieure à cette valeur dans les trois quarts nord de la cuvette nord (Fig. 2.3. a et b ; 2.4. a et b). Les sommets de dune d'altitude inférieure à 285 m sont généralement arasés. Cette usure est probablement due à l'action érosive des crues du lac au cours des époques de transgression lacustre.

En définitive, *le fond de la cuvette sud est plus plat et plus élevé que celui de la cuvette nord*, bien qu'elle soit bordée par un relief dunaire plus accentué. L'alluvionnement du lac, qui a été beaucoup plus important au sud qu'au nord, en est peut-être la cause. Bouchardeau et Lefèvre, à partir de sondages par ultrasons ont en effet démontré que les dépôts dans les dépressions interdunaires étaient d'autant plus importants que les régions étaient proches du delta du Chari (Bouchardeau et Lefèvre, 1957).

2.3. DELIMITATION DES DIFFERENTS MILIEUX LACUSTRES

Les milieux lacustres seront décrits de façon schématique pour trois cotes différentes du plan d'eau à partir de la carte bathymétrique et des coupes de grands axes du lac. Les cotes 283, 281,9 et 279 qui correspondent respectivement à un "grand" lac, un lac "moyen" et un "petit" lac ont été retenues pour présenter les différents visages du lac et, en comparant ces derniers, pour suivre l'évolution des paysages.

2.3.1. LE LAC "MOYEN" (COTE 281,9)

Il s'agit de la situation la plus fréquente et la mieux connue (Fig.2.6.). Les cartes topographiques de l'I.G.N. et du F.D.S. ont en effet été dressées à des cotes voisines de celle-ci. Les surfaces en eau du lac (1) de la cuvette nord et de la cuvette sud sont respectivement égales à 10 000 km² et 11 000 km².

(1) On entend par surface en eau l'ensemble des terres inondées y compris les régions qui sont colonisées par une végétation émergente du type de celle des flots-bancs.

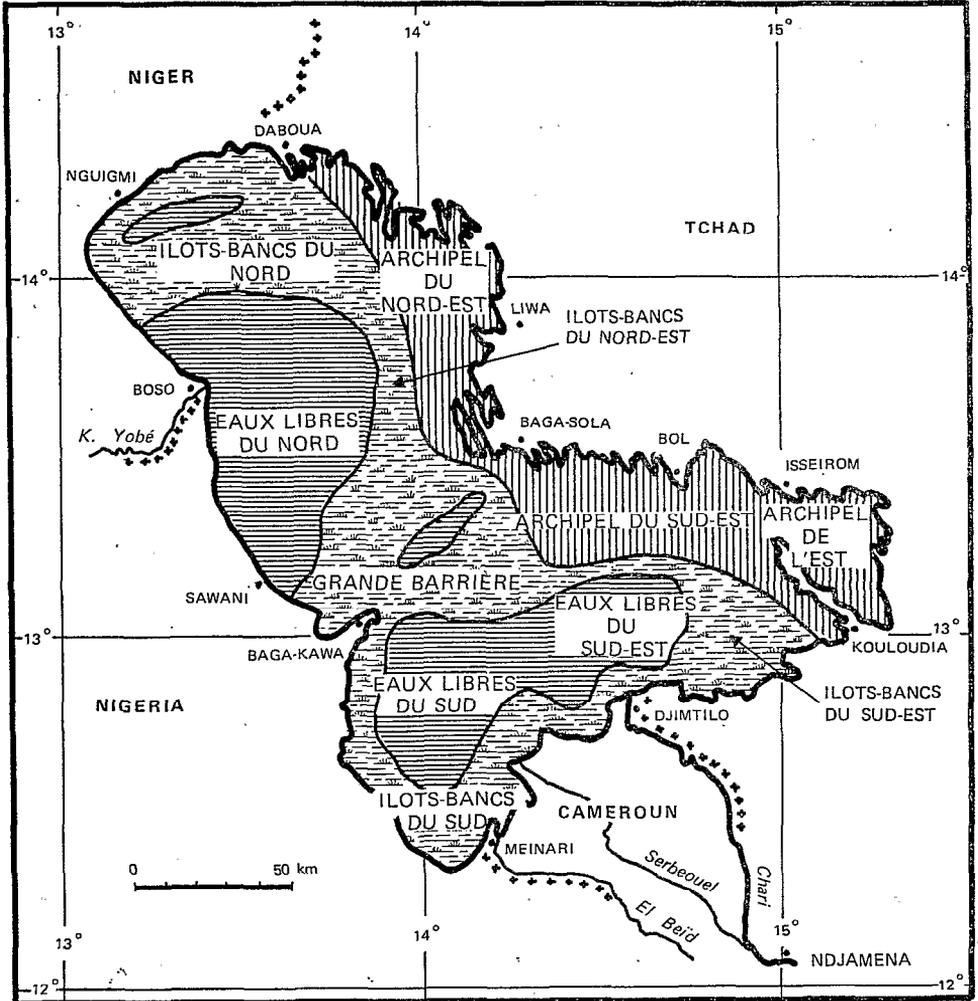


Figure 2.6 - Les grandes régions naturelles du lac Tchad à la cote 281,9

- Dans la cuvette nord, les sommets de dunes supérieurs à 282 m qui se trouvent en bordure des côtes septentrionales et orientales, créent un paysage d'archipel suivant une bande qui est large de 25 km en moyenne : c'est l'Archipel du Nord-Est (Fig. 2.3. a et b et 2.6.). Les contours du lac dans cette région, bien qu'ils soient extrêmement sinueux, sont relativement bien connus. Les îles au nombre approximatif de 500, occupent 40 % de la surface totale évaluée à 2 400 km². Ces îles plates et recouvertes d'une végétation herbacée, sont d'ailleurs fréquemment ceinturées par une étroite bande de quelques mètres de large de macrophytes (*Phragmites* principalement); parfois prolongées de *Ceratophyllum demersum* et de *Potamogeton demersum*. Les profondeurs varient de 3,5 à 6,5 m.

Au nord-ouest de l'archipel, la plupart des sommets de dunes, dont les altitudes sont comprises entre 279 et 281,5 m, sont immergés et colonisés par des macrophytes à dominance de *Phragmites*: Au paysage d'archipel, succède un paysage d'îlots-bancs qui se prolonge jusqu'à la côte nigérienne. La surface totale est de 3 600 km²; les îlots-bancs, dont la superficie moyenne de chacun d'eux est de 2,5 km², en occupent 17 %. Cette région est dans sa partie nord-ouest appelée *Îlots-Bancs du Nord* et, dans sa partie sud-est, *Îlots-Bancs du Nord-Est* (Fig. 2.3. a et b et 2.6.). A l'est de Nguigmi, il existe une petite surface à faible densité d'îlots-bancs qui offre un paysage d'eaux libres. Les profondeurs varient de 4 à 7 m.

Le sud-ouest de la cuvette est moins marqué par le système dunaire. Les crêtes de dunes sont immergées sous 1,5 à 3 m d'eau. Aussi présente-t-il une vaste zone d'eaux-libres (*Eaux-libres du Nord*), limitée à l'ouest et au sud-ouest par les plages sableuses d'un cordon dunaire. Sa surface est égale à 4 200 km². Les profondeurs, qui croissent régulièrement du sud vers le nord sont comprises entre 2 et 6,5 m (Fig. 2.3. b et 2.6.).

Les *Eaux-libres du Nord* sont bordées au sud-est par une région aux faibles ondulations dunaïres et aux fonds relativement élevés qui offrent un paysage mixte d'archipels et d'îlots-bancs. Cette région de faible profondeur et de forte densité d'îles et d'îlots-bancs se prolonge dans la cuvette sud. Par ces caractéristiques, elle contrarie les échanges d'eau entre les deux cuvettes; d'où son appellation de *Grande-Barrière* (Fig. 2.6.).

- Dans la cuvette sud, les parties émergentes bordent comme dans la cuvette nord, les côtes septentrionales et orientales. Elles forment un archipel de 20 à 35 km de large. Les îles, qui peuvent atteindre 10 m de haut en bordure, sont d'autant plus basses et plus plates qu'elles sont éloignées des côtes. Elles ne sont boisées que par quelques *Hyphaene tebaïca* (*Palmier doum*) épars; les plus basses sont recouvertes d'une végétation herbacée; enfin, certaines d'entre elles, sont partiellement bordées par une étroite bande de *Phragmites*, de *Cyperus papyrus* et de *Typha*.

Cet archipel est divisé en *Archipel Sud-Est* et en *Archipel Est* par un cordon dunaire qui va de Kouloudia en direction du nord-ouest (Fig. 2.2.). Les surfaces des *Archipels Sud-Est* et *Est* sont respectivement égales à 1 400

et 1 800 km². Les îles occupent 40 % de la surface totale dans la première région et 45 % dans la seconde. Les profondeurs sont le plus fréquemment comprises entre 2 et 4 m.

Les régions relativement basses et plates, situées immédiatement à l'est et au nord du delta, offrent une vaste zone d'eaux-libres de 3 900 km² qui est divisée en *Eaux-Libres du Sud* et *Eaux-Libres du Sud-Est* respectivement à l'ouest et à l'est de l'avancée des hauts fonds de la *Grande-Barrière* en direction de l'embouchure de l'El Beïd (Fig. 2.2. ; 2.4. a et b ; 2.6.).

Les régions environnantes sont plus élevées. Les sommets de dunes y sont immergés sous 0,5 - 1 m d'eau favorisant l'implantation des macrophytes (*Cyperus papyrus*, *Typha* et *Phragmites*). A l'est de Baga-Kawa et jusqu'à Kouloudia existe une bande côtière d'îlots-bancs de 5 à 20 km de large couvrant une surface de 1 500 km², dont 20 % sont occupés par les îlots-bancs eux-mêmes (*Îlots-Bancs du Sud*). A l'est du delta, où les fonds sont plats et élevés (280-281 m), on rencontre une zone marécageuse : entre les îlots-bancs se développent des prairies de *Potamogeton* et *Vallisneria*. Ce sont les *Îlots-Bancs du Sud-Est* (1 700 km²). Ils se prolongent le long de la bordure méridionale de l'*Archipel du Sud-Est* et rejoignent la *Grande-Barrière* qui, dans sa partie orientale, n'offre qu'un paysage d'îlots-bancs (Fig. 2.2. ; 2.4. a et b ; 2.6.). Une petite zone d'eau libre est localisée entre Baga-Kawa et Baga-Sola au niveau d'une légère dépression.

En définitive, les paysages d'eaux-libres, d'archipels et d'îlots-bancs occupent respectivement 38 %, 23 % et 39 % de la surface totale qui est voisine de 21 000 km². Quant au volume de ce lac moyen, il est de 72×10^9 m³. Il entre dans la catégorie des lacs dits *plats*, tout en représentant un cas unique en raison de sa vaste étendue. A titre de comparaison, on peut lui opposer le lac Léman. En effet ce dernier pour une surface 36 fois inférieure possède un volume 1,25 fois supérieur (Dussart, 1966).

Le tableau 2.1. regroupe les principales caractéristiques hydriques des grandes régions naturelles du lac à la cote 281,9.

2.3.2. LE "GRAND" LAC (COTE 283)

On dispose de très peu d'observations directes pour cette situation du lac, dont la dernière en date est celle de 1963-1964. Mais, en s'appuyant sur la morphologie de la cuvette, il est possible de prévoir un certain nombre d'évolution des divers paysages lacustres par rapport à ceux du lac "moyen".

Dans la cuvette nord, les Eaux-libres s'agrandissent au détriment des îlots-bancs et des archipels. Les sommets de dunes de la partie méridionale des îlots-bancs du nord sont ainsi ennoyés sous 2 m d'eau ; il en résulte une disparition des macrophytes. En revanche, ceux-ci colonisent les îles

Tableau 2.1. Caractéristiques hydriques des Grandes Régions Naturelles autour de la cote moyenne 281,9.

Z = profondeur ; S = surface ; V = volume.

Pour une région donnée et un paramètre donné, trois valeurs sont consignées : le nombre supérieur correspond à la cote de crue (282,4), le chiffre inférieur à la cote d'étiage (281,5) et le chiffre intermédiaire à la cote moyenne.

	Z (m)	S (km ²)	V (10 ⁹ m ³)		Z (m)	S (km ²)	V (10 ⁹ m ³)
Eaux-Libres du Sud-Est	3,60	2000	7,2	Archipel du Sud-Est	3,30	875	2,9
	3,20	1975	6,3		2,95	850	2,5
	2,75	1925	5,3		2,55	825	2,1
Eaux-Libres du Sud	2,75	2000	5,5	Archipel de l'Est	3,10	1075	3,3
	2,35	1975	4,6		2,70	1050	2,8
	1,95	1925	3,6		2,40	1025	2,5
Ilots-Bancs du Sud	2,05	1525	3,1	G ^{de} Barrière (partie Sud)	2,10	1700	3,5
	1,55	1475	2,3		1,80	1675	3,0
	1,10	1425	1,6		1,55	1610	2,5
Ilots-Bancs du Sud-Est	2,55	1800	4,6	Cuvette Sud	2,75	10975	30,1
	2,15	1750	3,7		2,35	10750	25,3
	1,65	1700	2,8		1,95	10435	20,4
G ^{de} Barrière (partie Nord)	3,40	1550	5,3	Ilots-Bancs du Nord-Est	6,00	975	5,8
	2,95	1525	4,5		5,65	950	5,3
	2,55	1455	3,7		5,15	925	4,7
Eaux-Libres du Nord	4,90	3750	18,3	Archipel du Nord-Est	5,35	1475	7,9
	4,40	3700	16,3		5,00	1450	7,2
	3,90	3660	14,2		4,70	1400	6,7
Ilots-Bancs du Nord	5,35	2700	14,5	Cuvette Nord	5,00	10325	51,8
	5,00	2650	13,2		4,60	10145	46,7
	4,60	2550	11,7		4,15	9865	41,1
Lac	3,85	21300	82,0				
	3,45	20900	72,0				
	3,05	20300	61,5				

nouvellement inondées. Les eaux franchissent certains seuils interdunaires et gagnent alors les zones bordières déprimées. La superficie en eau de la cuvette nord devient égale à 11 000 km² ; les *Eaux-Libres du Nord* en occupent les deux-tiers (Fig. 2.3. a et b ; 2.7. a).

La *Grande-Barrière* subit en partie le même sort que les *Ilots-Bancs du Nord*. Elle se réduit, ce qui permet une plus large ouverture entre les deux cuvettes.

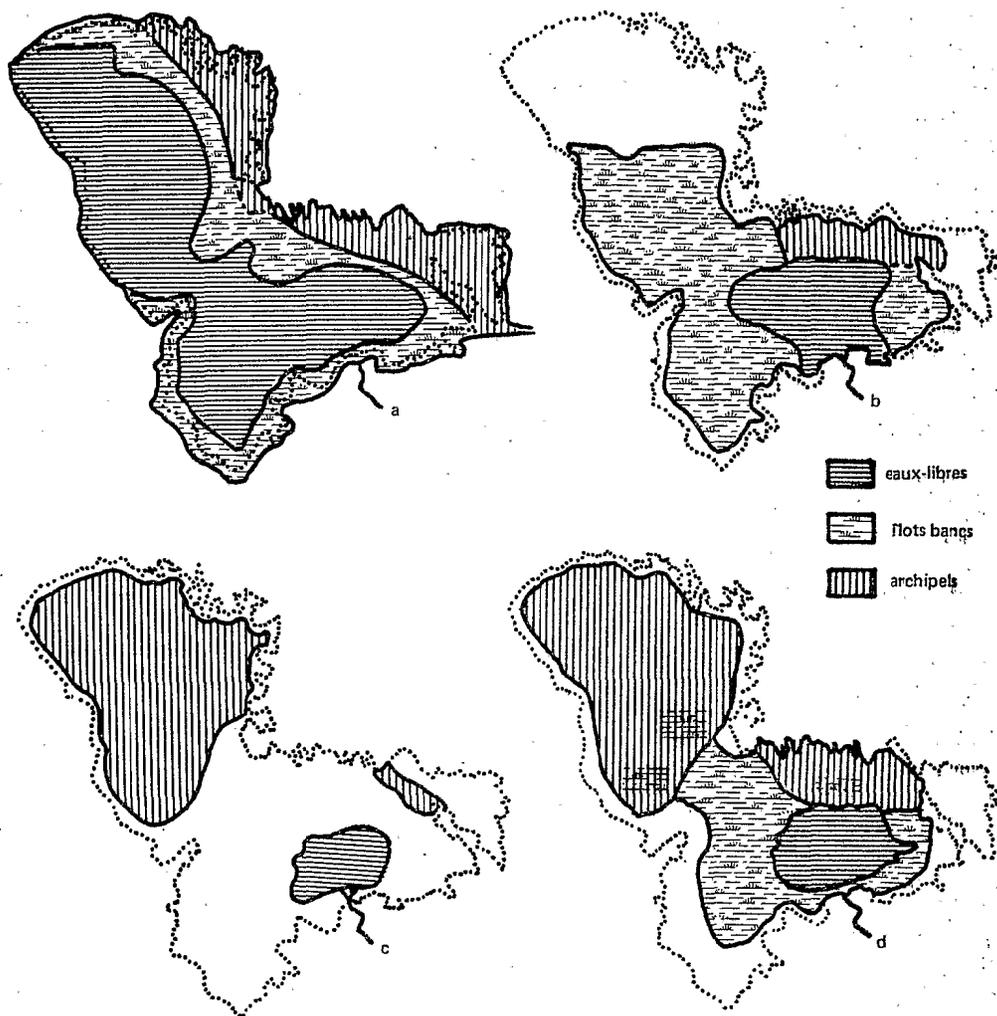
Dans la cuvette sud, il y a également un recul des paysages d'îlots-bancs et d'archipels du centre vers la périphérie du lac au profit des eaux-libres. Les *Eaux-Libres du Sud-Est et de l'Est* occupent une superficie de 5 000 km², soit 40 % de la superficie totale en eau de la cuvette sud. Les *Archipels du Sud-Est et de l'Est* sont réunis après submersion du cordon-dunatoire de Kouloudia ; ils représentent alors 2 500 km² (Fig. 2.4. a et b ; 2.7. a). Les eaux surpassent à l'est de Kouloudia le seuil du sillon du Bahr El Gazal. Celui-ci, communiquant avec les régions basses de la cuvette tchadienne joue le rôle de trop plein et oriente ainsi l'extension du milieu lacustre vers les Pays-Bas du Tchad, situés au nord-est du bassin (cf. Fig. 2.1).

Le volume total du lac devient égal à 90×10^9 m³.

2.3.3. LES "PETITS" LACS (COTE < 279)

En dessous de la cote 279,5, le lac apparaît sous forme *morcelée*. Les eaux n'occupent théoriquement plus que les trois régions basses de la cuvette sud et une grande partie de la cuvette nord. Mais, à partir de ce moment là, ces milieux isolés évoluent *chacun* de façon différente et ne se trouvent plus simultanément au même niveau. Plusieurs situations deviennent alors possibles, qui sont fonction de la durée de l'isolement et de l'importance de la réalimentation ou de la remise en eau des milieux coupés des apports directs du Chari.

- Dans la cuvette nord, la baisse du lac de la cote 281,8 à la cote 279 provoque le retrait complet des eaux de la partie méridionale et d'une frange côtière comprise entre Baga-Kawa et Nguigmi dont la largeur n'excède pas 7 à 8 km (Fig. 2.2. et 2.7. b, c et d). Dans l'archipel de Daboua à Baga Kiskra, de nombreux seuils interdunaires sont exondés créant des mares qui, isolées de l'ensemble du lac, s'assèchent rapidement : au total, plus de 3 000 km² environ sont exondés. La cuvette nord est devenue un vaste archipel (Fig. 2.3. a et b). Les sommets de dunes des *Ilots-Bancs du Nord* sont exondés et la végétation subaquatique y disparaît. Dans les



2.7 - Diverses physionomies du lac Tchad
 a - le «grand» lac à la cote 283
 b - un «petit» lac : situation en 1908 (TILHO, 1910)
 c - un «petit» lac : situation en juin 1973
 d - un «petit» lac : situation en décembre 1973.

Eaux-Libres du Nord (1), de nombreux sommets de dunes émergent également. Ces modifications ont été observées en 1973. En revanche, les macrophytes qui auraient dû théoriquement coloniser les nouveaux fonds n'ont pu se développer en raison de la baisse trop brutale du lac de 1971 à 1973 (Fig. 2.7. c, d). La cuvette nord à la cote 279, si elle est privée d'apports, s'assèche en moins de deux ans (l'évaporation annuelle est égale à 2,20 m). En fait, une telle éventualité est peu probable, du fait que le niveau de la cuvette sud remonte à la cote 279,5 (seuil de communication des deux cuvettes) à l'issue de la crue du Chari, même si celle-ci est fortement déficitaire (Fig. 2.7.d) ; (Chouret, Franc, Lemoalle, 1974). Il peut cependant arriver que les apports à la cuvette nord soient nettement insuffisants ; les eaux atteignent alors les régions les plus déprimées, comme cela s'est produit en 1908 (Fig. 2.7.b) (Tilho, 1910). D'ailleurs une partie de ces apports pourrait provenir d'infiltrations à travers la Grande Barrière.

On constate ainsi que, même dans le cas d'un isolement de la cuvette nord sur plusieurs années, subsisterait dans la partie méridionale une zone marécageuse.

- Dans la cuvette sud où les fonds sont plus élevés et plus plats que dans celle du nord, les surfaces exondées sont beaucoup plus importantes. Seuls restent en eau l'Archipel du Sud-Est, la partie basse des *Eaux-Libres du Sud* et la plus grande partie des *Eaux-Libres du Sud-Est*. Les deux premiers milieux, lorsqu'ils sont isolés, s'assèchent en quelques mois (Carmouze, Chouret, Franc, 1973) (Fig. 2.7. c). En revanche, dans les *Eaux-Libres du Sud-Est* qui sont directement alimentées par le Chari, la cote 279 constitue le niveau inférieur du plan d'eau. Le seuil de communication entre cette région et les deux précédentes est à la cote 279,5. Par suite, les *Eaux-Libres du Sud* et l'Archipel du Sud-Est sont remis en eau dès que le plan d'eau remonte de 0,50 m, ce qui est assuré par une crue du Chari même très déficitaire (soit par exemple un volume annuel deux fois inférieur au volume moyen annuel, tel qu'en 1974), (Fig. 2.7. d). Autrement dit, dans le cas d'une alimentation des plus défavorables sur plusieurs années, les *Eaux-Libres du Sud* et l'Archipel du Sud-Est sont alternativement inondés et exondés au rythme des saisons. On peut alors entrevoir que le développement de macrophytes va en quelque sorte épouser le va-et-vient des eaux dans ces régions.

(1) Les régions conservent leur appellation définie en fonction des paysages correspondant à la cote moyenne du lac, soit 281,9 m. Ainsi les *Eaux-Libres du Nord* sont au point de vue paysage un archipel, lorsque le plan d'eau est < 279 m.

2.4. CONCLUSION

Les niveaux du lac sont généralement compris entre 283 et 279 m. Ces fluctuations du plan d'eau qui sont très importantes par rapport à la profondeur moyenne du lac (3,8 m), modifient grandement les dimensions de ce dernier ; elles modifient également profondément la physionomie du milieu car le relief des fonds est fortement marqué au regard de l'épaisseur de la tranche d'eau, par l'existence d'un système dunaire ancien. La physionomie du lac comprend trois types de paysages : un paysage d'*archipel*, lorsque les sommets de dunes émergent ; un paysage d'*îlots-bancs*, quand les crêtes sont immergées sous 0,5 - 1,5 m d'eau et colonisées par des phanérogames supérieurs ; un paysage d'*eaux-libres*, lorsque les crêtes sont noyées et dépourvues de végétation émergente.

- La cote 283 correspond au niveau *supérieur* du plan d'eau, car au-dessus de cette valeur les eaux s'écoulent dans le Bahr El Gazal (Fig. 2.1.). La superficie du lac en eau approche alors 24 000 km² (la cuvette nord = 11 000 km² ; la cuvette sud = 13 000 km²). Le volume total est de 96×10^9 m³. Les paysages d'eaux-libres, d'archipels et d'îlots-bancs occupent respectivement 52 %, 27 % et 21 % de la surface totale.

- A l'opposé, le plan d'eau *ne descend probablement pas* au dessous de la cote 279 m dans les *Eaux-Libres du Sud-Est*. Cette région, adjacente au delta du Chari, reste en permanence en eau. Elle couvre moins de 2 000 km² et son volume ne dépasse pas 2×10^9 m³. En revanche, à cette cote, les autres milieux lacustres de la cuvette sud, qui sont coupés de l'alimentation fluviale, s'assèchent en quelques mois. La cuvette nord, qui est plus profonde, s'assèche théoriquement en deux ans. Saisonnièrement, lors de la crue du Chari, le niveau des *Eaux-Libres du Sud-Est* remonte au minimum de 0,50 m. A cette occasion, les milieux correspondant aux *Eaux-Libres du Sud* et à l'*Archipel du Sud-Est* sont remis en eau. Le développement des macrophytes supérieurs est fonction de leur régime d'alimentation. Lorsque les apports sont tels que les niveaux des *Eaux-Libres du Sud* et ceux de l'*Archipel du Sud-Est* dépassent la cote 279,5, la cuvette nord est directement alimentée par les eaux de crue selon le principe des vases communicants. Lorsqu'il n'y a pas alimentation directe, il est possible que des infiltrations d'eau provenant de la cuvette sud entretiennent une zone marécageuse dans la partie méridionale de la cuvette nord.

- A la cote 281,9, la superficie du lac en eau devient égale à 21 000 km² (cuvette sud = 10 800 km² ; cuvette nord = 10 200 km²) et le volume à 72×10^9 m³. Les paysages d'eaux-libres, d'archipels et d'îlots-bancs représentent alors, dans l'ordre, 38 %, 23 % et 39 % de la surface totale.

3. GRANDS TRAITES DE L'HYDROLOGIE LACUSTRE

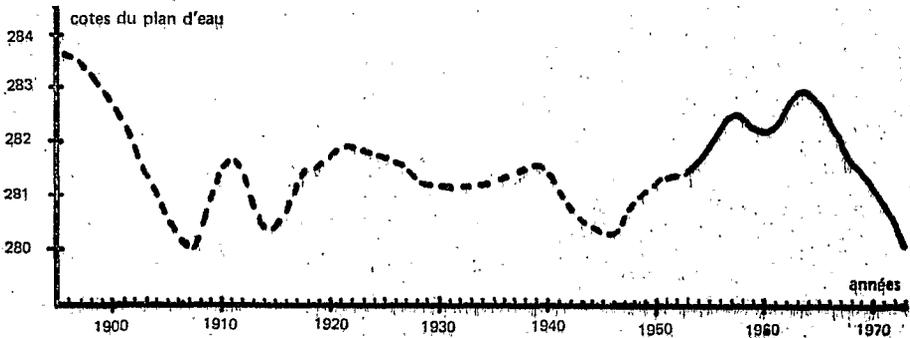
3A - HYDROLOGIE GLOBALE Equilibre dynamique du lac

3.1. INTRODUCTION

Pour définir l'hydrologie moyenne d'un lac il faut au départ envisager une période suffisamment longue, de façon à assimiler ce dernier à un système en état d'équilibre dynamique ; ceci est d'autant plus indispensable que le milieu auquel on a affaire est instable. Or, c'est le cas du lac Tchad.

En effet, les fluctuations du plan d'eau, qui sont connues par estimation de 1873 à 1953 (Touchebeuf et *al.*, 1969) et par observations directes effectuées par les hydrologues de l'ORSTOM depuis 1954 (Fig. 3.1.), montrent que le lac a connu une période de "hautes eaux" à la fin du siècle dernier (cote 284 environ en 1895), précédant une période de "basses eaux" (cote voisine de 279-279,5 de 1904 à 1907), ce qui a eu pour conséquence de provoquer son morcellement. Par la suite, le lac a remonté et s'est maintenu à une position moyenne (aux alentours de la cote 281,3) jusqu'en 1941. A cette époque le lac a connu une seconde période de "basses eaux" pendant 4 ans ; il n'a probablement pas été morcelé à cette occasion. Il a amorcé une nouvelle remontée fin 1946 pour atteindre en 1964 la cote 283,3, avant de baisser régulièrement jusqu'à son dernier morcellement observé en 1973-1974.

Au vu de ces fluctuations lacustres, deux périodes de moindre instabilité se dégagent : celle de 1910 à 1941 et celle de 1951 à 1972, qui semblent propices à établir l'hydrologie moyenne du lac. En fait, nous ne pouvons retenir que la seconde période et, même plus exactement, celle qui va de 1954 à 1972 étant donné que nous ne disposons de données directes sur les apports en eau et la cote du lac que depuis l'année 1954.



3.1 - Figure 3.1 - Courbe d'évolution de la cote moyenne annuelle du lac de 1895 à 1973.
En trait pointillé : valeurs estimées ; en trait plein : valeurs mesurées.
(d'après LEFEVRE et BOUCHARDEAU, 1958).

Nous allons ainsi successivement pour chaque année de la période envisagée :

- déterminer les apports fluviaux et météoriques
- déduire de ces derniers les pertes par évaporation et infiltration
- évaluer le volume du lac
- enfin, établir l'équilibre hydrique moyen annuel du lac

Cette étude a déjà fait l'objet de plusieurs publications (Bouchardeau et Lefèvre, 1957 ; Touchebeuf et al., 1969 ; Carmouza, 1969 ; Roche, 1973. Toutefois, grâce à des données bathymétriques et hydrochimiques nouvelles, des précisions complémentaires ont pu être apportées à propos des pertes relatives aux infiltrations, à l'évaporation ainsi que sur le volume du lac et, partant sur le renouvellement moyen annuel des eaux lacustres.

3.2. REGIME DES APPORTS

La cuvette tchadienne est soumise à une gamme de climats très divers. Elle est située entre les anticyclones de Libye et de Sainte-Hélène, qui sont à l'origine respectivement de vents secs d'origine continentale soufflant du nord - nord est (*l'harmattan*) et des vents d'origine marine de secteur sud - ouest (*la mousson*). La frontière entre ces deux masses d'air, appelée *front intertropical* (ou F.I.T.) se déplace

selon l'axe sud - nord au cours de l'année. Au sud du F.I.T. règne un climat humide, au nord un climat sec. L'harmattan souffle sur l'ensemble du bassin en hiver amenant la sécheresse, tandis que les vents de mousson porteurs de pluies se manifestent en été jusqu'au dix-huitième parallèle. La compétition entre ces deux vents est telle que le climat de la cuvette devient de plus en plus aride en allant du sud au nord : du 7-8ème au 9-10ème parallèle, la saison des pluies s'installe de mai à novembre, accompagnée de précipitations qui varient de 1 350 à 900 mm d'eau par an ; du 9-10ème au 13ème parallèle, elle dure de juin à octobre fournissant de 900 à 500 mm d'eau ; du 13ème au 15-16ème parallèle, elle se réduit à juillet, août et septembre, n'apportant plus que 500 à 200 mm d'eau. Au delà de cette limite, le caractère d'aridité du climat s'accroît rapidement en direction du nord ; les pluies deviennent alors rares (Fig. 2.1.)

Seules les régions de la partie méridionale de la cuvette soumises à une pluviosité supérieure à 500 mm par an alimentent des rivières permanentes. Ces régions sont quasiment réduites aux seuls bassins du Logone et du Chari, qui assurent la *presque totalité* des apports fluviaux au lac. Quant au bassin de la Komadougou Yobé, placé plus au nord, il fournit moins de 0,5 % des apports.

Ajoutons que le lac, situé entre 12° et 14°20 de latitude nord, reçoit lui-même de 200 à 500 mm d'eau par an.

Aussi, allons-nous envisager successivement :

- les apports fluviaux des deux principaux bassins : Logone et Chari
- et, en second lieu, les apports météoriques

La description des réseaux hydrologiques du Chari et du Logone, qui n'est pas indispensable à ce stade de l'étude, sera développé dans l'annexe lorsque sera abordé le problème de l'acquisition des substances fluviales dissoutes et particulières.

3.2.1. LES APPORTS FLUVIAUX

Le lac reçoit les eaux du Chari, de la Serbeouel, de l'El Beïd et de la Komadougou Yobé (1). Les apports du Chari inférieur, auxquels nous incluons ceux de la Serbeouel, correspondent à la somme des apports mesurés à Fort Foureau pour le Logone et à Chagoua pour le Chari ; les apports de l'El Beïd, à ceux mesurés à Meinari (cf. fig. 2.6.). Les données sont tirées des monographies du Logone (Bouchardeau et *al.*, 1968) et du Chari (Billon et *al.*, 1969) ; les plus récentes d'entre elles nous ont été communiquées par les hydrologues ORSTOM de N'Djamena.

(1) Les apports de la Komadougou Yobé qui représentent moins de 0,5 % des apports fluviaux n'ont pas été pris en considération.

a) Le Chari.

Les résultats sont regroupés dans le tableau 3.1. Les valeurs annuelles sont exprimées *en année civile* (1er janvier-31 décembre) et non en année hydrologique (1er mai-30 avril) comme c'est le cas dans les monographies, ceci dans le but d'établir plus aisément l'hydrologie annuelle du lac.

La valeur moyenne annuelle des apports, $(\bar{v})_{ch}$, relative à 1954-1972 est égale à $40 \times 10^9 \text{ m}^3$ - soit un module de $1\,260 \text{ m}^3/\text{s}$ (1). Les apports annuels varient le plus fréquemment entre 75 % et 125 % de cette valeur ; mais le rapport des valeurs extrêmes peut être égal à 2, voire à 3 (crue 1962 / crue 1972 = 3).

Quant à la répartition saisonnière des apports, elle est celle d'un régime tropical de transition, lequel est figuré par un hydrogramme (Fig. 3.2.) qui peut être décomposé en quatre périodes :

- une période de hautes eaux en octobre et novembre,
- une période de basses eaux de mars à juin,
- une période de montée des eaux de juillet à septembre
- une période de baisse des eaux de décembre à février.

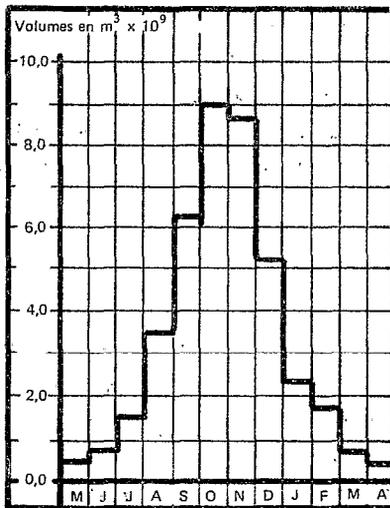


Figure 3.2 - Hydrogramme mensuel du Chari inférieur.

(1) Le Chari est un fleuve d'importance intermédiaire entre le Rhône et la Garonne dont les modules sont respectivement égaux à $1\,800 \text{ m}^3/\text{s}$ et $630 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tableau 3.1. Régimes annuels des apports et pertes en eau et caractéristiques hydriques du lac au cours de la période 1954-1972.

Années	(v) _{Ch} m ³ ×10 ⁹	(v) _{E.B.} m ³ ×10 ⁹	(v) _F m ³ ×10 ⁹	h _M m	(v) _M m ³ ×10	(v) _{F+M} m ³ ×10 ⁹	(v) _{E+I} m ³ ×10 ⁹	C m	Z m	S km ²	V m ³ ×10 ⁹
54	41,85	2,7	50,75	0,40	8,75	59,5	46,3	281,5	3,14	20200	63,5
55	54,45	2,6	55,25	0,30	6,15	61,4	48,4	282,2	3,51	21100	74,0
56	50,4	2,4	53,0	0,38	8,00	61,0	49,9	282,4	3,64	21800	79,5
57	36,15	0,6	36,95	0,28	6,10	43,0	50,5	282,5	3,81	22000	84,0
58	35,4	0,6	36,2	0,32	6,75	42,95	49,1	282,2	3,57	21400	76,5
59	40,9	1,4	42,5	0,35	7,40	49,9	48,4	282,1	3,52	21100	74,0
60	42,9	1,9	45,0	0,30	6,35	51,35	48,4	282,1	3,52	21100	74,0
61	52,65	2,3	55,15	0,35	7,45	62,6	49,1	282,2	3,71	21400	79,5
62	49,1	1,3	50,6	0,32	7,2	57,3	51,8	282,5	4,02	22600	91,0
63	44,65	1,7	46,55	0,32	7,1	53,65	51,3	282,7	3,90	22500	87,5
64	43,95	1,1	45,25	0,33	7,25	52,5	50,5	282,6	3,88	22000	85,5
65	33,4	0,6	34,2	0,30	6,60	40,8	51,6	282,6	3,85	22100	85,0
66	33,4	0,7	34,3	0,28	5,9	40,2	49,8	282,3	3,61	21700	78,5
67	37,75	1,5	39,45	0,30	6,20	45,65	47,9	281,95	3,44	20900	72,0
68	33,6	0,6	34,4	0,28	5,70	40,1	47,5	281,75	3,28	20700	68,0
69	34,1	1,4	35,7	0,23	4,5	40,2	45,5	281,3	3,10	19800	61,5
70	37,75	1,5	39,45	0,28	5,4	44,85	44,5	281,1	2,80	19400	54,5
71	32,6	0,6	33,4	0,25	4,7	38,1	43,4	280,8	2,62	18900	49,5
72	19,45	0,6	20,25	0,15	2,7	22,95	41,3	280,5	2,36	18000	42,5
Moyenne	39,95	1,35	41,5	0,305	6,35	47,85	47,85	281,9	3,44	20900	72,0

(v)_{Ch} = Apports du Chari

(v)_{E.B.} = Apports de l'El Beïd

(v)_F = Apports fluviatiles totaux

h_M = Hauteurs des pluies

(v)_M = Apports météoriques

(v)_{F+M} = Apports totaux

(v)_{E+I} = Pertes totales

C = Cotes du lac

Z = Profondeurs moyennes du lac

S = Surfaces du lac

V = Volumes du lac

Au cours de ces différentes périodes le lac reçoit en moyenne respectivement, 44 %, 6,5 %, 28 % et 21,5 % de l'apport annuel. Ces pourcentages, qui ont été calculés à partir de l'hydrogramme moyen représentatif de 1954-1972, varient peu d'une année à l'autre. En revanche, le volume écoulé au cours d'une saison donnée peut varier du simple au double d'une année à l'autre. Au demeurant, quelle que soit l'importance de la crue, les périodes précitées se succèdent à des époques bien définies de l'année : c'est ainsi que le maximum de crue a toujours lieu entre le 20 octobre et le 10 novembre.

b) L'El Beïd

La valeur moyenne annuelle des apports est égale à $1,35 \times 10^9 \text{ m}^3$ en 1972 contre $2,7 \times 10^9 \text{ m}^3$ en 1954). Elles sont regroupées dans le tableau 3.1. Il s'agit donc d'une rivière temporaire qui fonctionne d'octobre à février-mars.

En définitive, la valeur moyenne annuelle des apports fluviaux relative à la période 1954-1972 est de l'ordre de $41,5 \times 10^9 \text{ m}^3$.

3.2.2. APPORTS METEORIQUES

La saison des pluies dure de mai à octobre ; en réalité, elle se réduit quasiment à juillet - août - septembre (en mai - juin et octobre, les précipitations sont très faibles) ; le lac reçoit en août la moitié des apports météoriques.

Les estimations annuelles des pluies au lac sont faites à partir des relevés effectués plus ou moins régulièrement aux stations de Maïduguri, Bol et Nguigmi qui sont, dans l'ordre, situées au sud-ouest de la cuvette sud, au nord de la cuvette sud et au nord-ouest de la cuvette nord ; les valeurs moyennes annuelles des précipitations pour ces stations, sont respectivement égales à 640, 315 et 220 mm. La hauteur des précipitations annuelles décroît donc du sud au nord du lac de façon très sensible, ainsi que cela est indiqué sur la figure 3.3. Il est évident qu'une telle répartition spatiale de la pluviosité rend imprécises les estimations des volumes annuels d'eau qui tombent sur le lac.

Nous avons retenu les hauteurs de pluies publiées dans la monographie du lac Tchad (Touchebeuf et al., 1969) pour la période 1954-1967 et celles communiquées par les climatologues de l'ORSTOM, en ce qui concerne la période 1968-1972. Le volume des apports météoriques annuels a ensuite été calculé, pour chaque année, après avoir déterminé la surface moyenne correspondante du lac au cours de la saison des pluies en se référant à nos données bathymétriques. Les résultats sont regroupés dans le tableau 3.1. Le volume annuel des apports a varié entre $2,7$ et $8,7 \times 10^9 \text{ m}^3$; la valeur moyenne, $(\bar{v})_M$ est égale à $6,3 \times 10^9 \text{ m}^3$, soit une hauteur d'eau de 305 mm.

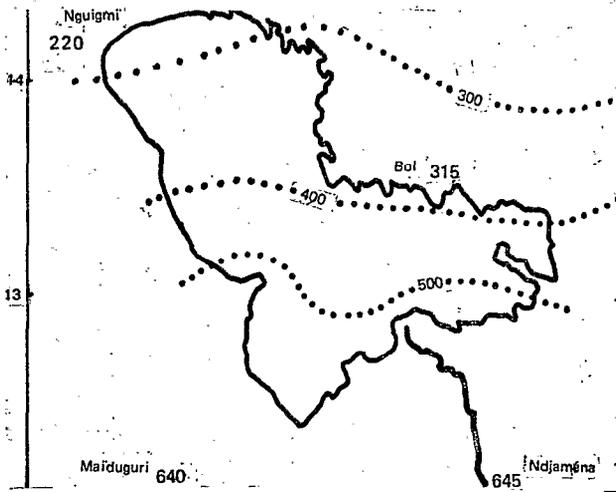


Figure 3.3 - Isohyètes 500, 400 et 300 mm/an et stations pluviométriques.

3.2.3. APPORTS TOTAUX

Les apports annuels en eau au lac, somme des apports fluviaux (Chari, El Beïd et Komadougou Yobé) et météoriques, ont été regroupés dans le tableau 3.1. et la figure 3.4. pour la période 1954-1972. Leur valeur *moyenne* annuelle est proche de $48 \times 10^9 \text{ m}^3$. Les apports fluviaux et météoriques représentent, dans l'ordre, 87 % et 13 % en moyenne des apports totaux. Le Chari à lui seul en fournit 83,5 % (1).

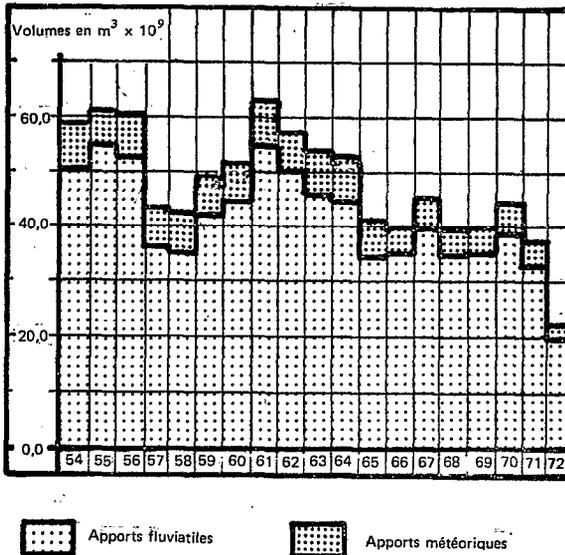


Figure 3.4 - Hydrogramme annuel des apports fluviaux et météoriques au lac.

(1) La valeur moyenne des apports de la Komadougou Yobé et de $0,2 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$ (Roche, 1973).

3.3. REGIME MOYEN DES PERTES

Nous allons successivement examiner les pertes par évaporation qui sont prédominantes puis celles par infiltration.

3.3.1. PERTES PAR EVAPORATION

Le climat auquel est soumis le lac Tchad est du type sahélien (Riou, 1972) ; aussi ses caractéristiques sont-elles propices à l'existence d'une forte évaporation. Un examen succinct des principaux facteurs qui conditionnent celle-ci, à savoir l'insolation, la température de l'air, celle de l'eau, l'humidité de l'air et la vitesse du vent (les valeurs sont tirées de Touchebeuf et al., 1969 ; Carmouze et al., 1971 et Roche, 1973) en atteste :

- l'insolation est de l'ordre de 280 heures par mois marquée par deux maximums : l'un en mai et l'autre en novembre (310 heures en moyenne) et un minimum au cours de la saison des pluies en août (210 heures en moyenne).

- la température moyenne annuelle de l'air est de 27-28°C. De mars à octobre, les valeurs mensuelles oscillent entre 28 et 32°C, sauf en août où elles sont plus basses (26 à 28°C) ; de novembre à février, elles sont comprises entre 21 et 25°C.

- les variations de la température de l'eau suivent sensiblement celles de la température de l'air. La valeur moyenne annuelle est égale à 27° C ; les valeurs mensuelles varient entre 19,5°C et 23°C de novembre à février et entre 29°C et 30,5°C de mai à octobre.

- l'humidité de l'air est généralement comprise entre 40 et 60 % : elle présente un maximum en août (75 à 80 %) et un minimum en février-mars (25 à 30 %).

- l'harmattan, qui est un vent sec d'origine continentale, souffle d'octobre à avril-mai de secteur nord - nord-est, renouvelant les masses d'air qui se chargent d'humidité sur le lac et qui tendent à ralentir l'évaporation. Il se manifeste quasiment tous les jours de minuit à midi. La mousson, vent humide d'origine océanique qui freine l'évaporation, ne relaie l'harmattan que de mai-juin au début d'octobre.

Nous allons successivement envisager l'évaporation à l'échelle annuelle, puis à l'échelle mensuelle.

a) A l'échelle annuelle l'évaporation a été évaluée à partir de formules théoriques, de mesures à la surface d'une cuve évaporométrique et du bilan hydrique et hydrochimique du lac.

- Des évaluations par formules théoriques ont été effectuées par Riquier (1963), Turc (1968) et plus récemment par Riou (1972), qui proposent des taux moyens annuels d'évaporation compris entre 2,10 m et 2,20 m.

- Des évaluations par mesures directes sur bac évaporatoire reposent sur des données recueillies depuis 1964 par les hydroclimatologues de l'ORSTOM à Matafo, localité située près de Bol en bordure de la rive septentrionale de la cuvette sud. Parmi ces données, ce sont les mesures d'évapotranspiration potentielle qui fournissent des valeurs d'évaporation se rapprochant le mieux de celles d'un grand lac (Riou, 1972). Elles permettent d'estimer à 2,15 m la valeur moyenne annuelle de l'évaporation.

- Les estimations effectuées à partir de la méthode du bilan sont fondées sur le calcul, d'une part, des pertes totales annuelles (évaporation + infiltration) obtenues par le bilan hydrique et d'autre part, des pertes par infiltration évaluées d'après le bilan hydrochimique ; par différence, on peut alors déterminer les pertes par évaporation (Bouchardeau et Lefèvre, 1958 ; Touchebeuf et al., 1969 ; Roche, 1973).

Afin de préciser les chiffres obtenus pour l'évaporation annuelle, nous avons à notre tour employé cette dernière "méthode", après l'avoir quelque peu modifiée (Carmouze, 1970, 1972). Le calcul repose sur l'hypothèse selon laquelle les pertes contrebalancent les apports, lorsque l'on envisage une période suffisamment longue, telle celle de 1954-1972, ici retenue. Ainsi, si $(\bar{v})_F$ et $(\bar{v})_M$ représentent dans l'ordre les apports fluviaux et météoriques moyens annuels et $(\bar{v})_E$ et $(\bar{v})_I$ les pertes moyennes annuelles par évaporation et infiltration, on peut écrire :

$$(\bar{v})_F + (\bar{v})_M = (\bar{v})_E + (\bar{v})_I. \text{ Comme nous venons de voir que } (\bar{v})_F + (\bar{v})_M = 47,9 \times 10^9 \text{ m}^3, \text{ il s'ensuit que } (\bar{v})_E + (\bar{v})_I = 47,9 \times 10^9 \text{ m}^3.$$

Or, le volume des infiltrations moyennes annuelles, qui sera calculé dans le paragraphe suivant à partir du bilan dynamique du sodium dans le lac est égal à : $(\bar{v})_I = 3,85 \times 10^9 \text{ m}^3$

$$D'où, (\bar{v})_E = 44 \times 10^9 \text{ m}^3$$

A partir de cette donnée, on peut aisément déduire le taux d'évaporation moyen annuel exprimé en hauteur d'eau, $(\bar{h})_E$, car les pertes par évaporation sont proportionnelles à la surface du lac. Etant donné que la valeur moyenne de cette dernière, $(\bar{S})_L$, pour la période envisagée est de 20 900 km², on aboutit finalement au chiffre suivant :

$$(\bar{h})_E = (\bar{v})_E / (\bar{S})_L = 2,11 \text{ m. (1)}$$

Notons que, quelle que soit la méthode utilisée les valeurs de $(\bar{h})_E$ concordent. Pour notre étude nous retiendrons cette dernière.

(1) Cette valeur est élevée. A titre de comparaison, notons que le taux moyen annuel d'évaporation du lac Léman, du Grand Lac du Cambodge, du lac Tanganyka, du lac Balaton, de la mer Caspienne, des Grands Lacs d'Amérique du Nord sont, dans l'ordre, de 0,85, 1,40, 1,70, 0,98, 0,87 et 0,61 m. Valeurs recueillies dans Dussart (1966) et fournies par Turc (communication personnelle).

b) A l'échelle mensuelle, il est clair que le taux d'évaporation n'est pas constant. On peut prévoir qu'il est minimal en saison humide (juillet-août) et maximal en saison chaude et sèche (avril-mai). Les mesures d'évapotranspiration potentielle le confirme (Roche, 1973). Néanmoins, la réponse d'un bac aux variations climatiques saisonnières est différente de celle d'une grande étendue d'eau qui a un volant thermique largement supérieur. Au début de la saison chaude, le bac emmagasine en effet beaucoup plus de calories que la cuve évaporométrique ; il s'ensuit que son réchauffement à cette époque est plus lent, donc son taux d'évaporation plus faible. En revanche, au début de la saison froide, le phénomène est inversé. Le lac restitue plus de calories au milieu extérieur que la cuve ; par suite, son refroidissement est moins rapide et son taux d'évaporation plus élevé. Aussi, nous a-t-il paru préférable d'évaluer les taux d'évaporation mensuels du lac (Gras, *in* Carmouze, 1970) à partir de la courbe des pertes totales mensuelles dans le lac tirées de la monographie du lac Tchad (Touchebeuf et *al.*, 1969). L'histogramme obtenu (Fig.3.5.) présente alors deux maximums, l'un en mars-avril-mai (17-18 cm), l'autre en octobre-novembre (20,5-23 cm) et deux minimums, l'un en hiver de décembre à février (15,5-16,5 cm) et l'autre en saison humide de juin à septembre (16-17 cm).

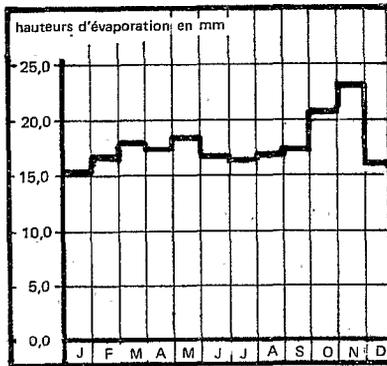


Figure 3.5 - Évaporations mensuelles du lac.

3.3.2. PERTES PAR INFILTRATION

Les rapports du lac Tchad avec les nappes littorales ont été abordés par l'intermédiaire de mesures piézométriques (Dialeman et Rider, 1963 ; Pirard, 1963 ; Schneider, 1967), puis précisés grâce à des données isotopiques relatives à la nappe phréatique qui ont été effectuées le long des rives orientales de la cuvette nord et sur les rives septentrionales, orientales et méridionales de la cuvette sud (Fontes et al., 1969 et 1970; Roche, 1970). Une esquisse synthétique en a été donnée par Roche (1973) et Maglione (1974). Nous allons en dégager l'essentiel.

Le lac est en relation directe avec une nappe phréatique de 50 à 75 m d'épaisseur, qui s'écoule dans les terrains sableux d'origine éolienne dans le nord, fluvio-lacustre dans le sud. Des lentilles argileuses de quelques mètres d'épaisseur y sont interstratifiées. En outre, les fonds interdunaires de l'erg du Kanem, région située au nord de la cuvette sud du lac, sont recouverts d'une couche argileuse craquelée aquifère, communiquant latéralement avec la nappe des sables. Par rapport à cette nappe phréatique, le lac se trouve en position haute, comme l'indique dans la figure 3.6. les dépressions piézométriques qui le ceinturent ; autrement dit, tout son pourtour est favorable aux infiltrations, qui sont par ailleurs avantagées du fait de la nature sableuse, non seulement des régions littorales, mais aussi d'une certaine fraction de la surface des fonds du lac (10 à 15 %).

Des analyses portant sur la composition isotopique de l'oxygène des eaux de nappes situées le long de la côte orientale de la cuvette nord et des côtes septentrionales, orientales et méridionales de la cuvette sud ont été effectuées. Elles mettent en évidence que ces nappes sont constituées d'eaux d'origine *mixte*, lacustre et météorique. La proportion des eaux d'origine lacustre est d'autant plus élevée que les eaux sont en position basse. Les infiltrations ont lieu préférentiellement suivant le sens axial des bras exondés et également sous les barrages sableux des polders. Sur les rives méridionales, des eaux provenant du lac ont également été mises en évidence dans la partie supérieure de la nappe. Ainsi, les mesures isotopiques ont infirmé l'idée première d'un départ massif des eaux lacustres le long des côtes septentrionales de la cuvette sud et de celles orientales de la cuvette nord ; toutefois elles n'ont pu localiser de façon précise les principales zones d'infiltration.

Au vu des conditions piézométriques, il est probable qu'il se produit également des infiltrations le long des côtes occidentales des cuvettes sud et nord, ainsi qu'à travers les fonds sableux du bassin lacustre, et ce bien qu'il n'y ait pas de sondages pour le vérifier.

Il s'agit maintenant d'évaluer les pertes par infiltration. A défaut d'une méthode directe, il est néanmoins possible de tenter de faire une estimation indirecte en s'appuyant sur le bilan hydrochimique du lac.

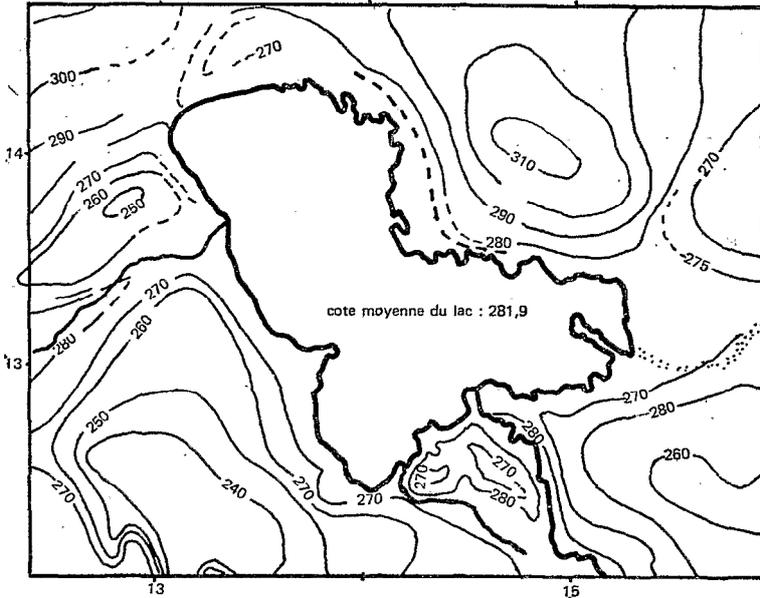


Figure 3.6 - Nappes phréatiques dans la région du lac. Courbes piézométriques.

et en émettant l'hypothèse que les sels dissous ne sont éliminés que par voie d'infiltration (ce qui revient à négliger les dépôts de sels). C'est de cette manière qu'ont procédé successivement Bouchardeau et Lefèvre (1958) ; Touchebeuf et al. (1968) et Roche (1969-1973) ; ils aboutissent ainsi à des valeurs moyennes annuelles d'infiltration qui sont comprises entre 4 et 25 % des apports d'eau annuels.

En réalité, deux modifications doivent être apportées à ces premières évaluations :

- tout d'abord le calcul qu'on est amené à développer, doit reposer sur les caractéristiques hydrochimiques moyennes du lac ;
- ensuite, il faut prendre en considération le fait que les sels dissous sont en partie éliminés par voie biogéochimique au sein du lac lui-même ; ceci pour éviter de surestimer les infiltrations.

On considère en premier lieu que, sur une période relativement longue, les pertes de tout élément dissous, i , qui procèdent de l'infiltration, $(i)_I$, et de dépôts biogéochimiques, $(i)_S$, contrebalancent les apports fluviaux de cet élément : $(i)_F = (i)_I + (i)_S$, ou encore en raisonnant sur les valeurs moyennes annuelles de la période envisagée : $(\bar{i})_F = (\bar{i})_I + (\bar{i})_S$.

A partir de là, nous admettons que cette relation est vérifiée en prenant les valeurs moyennes annuelles relatives aux années 1954-1972. $(\bar{i})_F$ peut être estimé, contrairement à $(\bar{i})_S$. Aussi, pour calculer $(\bar{i})_I$, est-on amené à négliger ce dernier terme. Toutefois, l'erreur qui en découle est fortement réduite si on utilise le sodium comme élément de référence. En effet cet élément, comme nous le verrons plus loin, n'est pas touché de façon notable par les dépôts biogéochimiques (1). En conséquence : $(\bar{Na})_F \approx (\bar{Na})_I$. Or, nous verrons dans le paragraphe relatif aux apports en sels dissous au lac, que $(\bar{Na})_F = 5,6 \times 10^{12}$ mM (§ 4.1.2.). Telle est donc la quantité de sodium qui, en moyenne, est annuellement éliminée par infiltration.

Or, cette élimination est assurée par un volume d'eau d'infiltration, $(\bar{v})_I$; on a donc $(\bar{Na})_I = (\bar{v})_I \times [\bar{Na}]_I$, $[\bar{Na}]_I$ désignant la concentration moyenne en Na^+ des eaux qui s'infiltrent au cours de l'année. En fait, nous ne connaissons pas réellement $[Na]_I$. La seule façon de l'estimer est de considérer que les infiltrations sont uniformément réparties sur l'ensemble du lac, ce qui implique qu'il n'y a pas de front d'infiltration privilégié. Dans ces conditions, la concentration moyenne en sodium des eaux qui s'infiltrent est voisine de celle des eaux du lac $[\bar{Na}]_L$. Or, cette dernière grandeur peut être estimée de façon satisfaisante. La méthode de calcul utilisée repose sur les données de 1967, année au cours de laquelle le milieu a été considéré en équilibre hydrochimique par rapport au régime moyen des apports de 1954 à 1972. Elle sera développée dans la partie consacrée à l'hydrochimie globale (§ 4.4.). En définitive on obtient : $[\bar{Na}]_L = 1,46$ mM/l $\rightarrow [\bar{Na}]_I \approx 1,46$ mM/l. D'où l'évaluation du volume moyen annuel des eaux d'infiltration :

$$(\bar{v})_I = \frac{(\bar{Na})_I}{[\bar{Na}]_I} = \frac{5,6 \times 10^{12}}{1,46}$$

$$(\bar{v})_I = 3,85 \times 10^9 \text{ m}^3$$

3.3.3. PERTES TOTALES

Nous venons de calculer les pertes par évaporation et celles par infiltration en tenant compte respectivement de deux propositions :

- d'une part, nous avons supposé que les pertes ont équilibré les apports totaux sur la période 1954-1972 ;
- d'autre part, nous avons admis que les apports fluviaux en sodium ne sont éliminés que par infiltration dans le lac.

(1) On montrera même dans le § 9.2.2.1. p.295 que l'élimination du sodium consécutive à un dépôt biogéochimique est nulle.

$$D'o\grave{u}, (\bar{v})_E = 44,0 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})_I = 3,85 \times 10^9 \text{ m}^3$$

Ainsi, les pertes par évaporation et celles par infiltration représentent dans l'ordre 92 % et 8 % des pertes totales.

Les pertes par évaporation sont proportionnelles à la surface du lac. Il en est probablement de même des infiltrations qui augmentent avec la cote du lac et diminuent avec celle-ci. Il devient alors possible, après avoir calculé les pertes moyennes annuelles par unité de surface, d'évaluer les pertes moyennes totales pour toute année dont on connaît la surface moyenne.

Or, les pertes moyennes annuelles par unité de surface $(\bar{h})_T$ sont égales au quotient des pertes moyennes annuelles $(\bar{v})_I + (\bar{v})_E$ par la surface moyenne du lac $(\bar{S})_L$; d'où : $(\bar{h})_T = 47,85 \times 10^9 \text{ m}^3 / 20,9 \times 10^9 \text{ m}^2 = 2,29 \text{ m}$. De la même façon, nous avons calculé les pertes pour chaque année, k, de 1954 à 1972 après estimation des surfaces du lac correspondant $(\bar{S})_{Lk}$. On a ainsi $(\bar{v})_I + (\bar{v})_E = (\bar{h})_T \times (\bar{S})_{Lk}$. Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau 3.1. On peut noter que les valeurs ont varié entre $41,3 \times 10^9 \text{ m}^3$ et $51,8 \times 10^9 \text{ m}^3$.

3.4. CARACTERISTIQUES HYDRIQUES GÉNÉRALES DU LAC

Les caractéristiques hydriques du lac (*volume, surface et profondeur*) qui sont la résultante du régime des apports et des pertes, peuvent être déterminées pour toute cote du lac, à l'aide des courbes morphométriques présentées au § 2.2.1. (Fig. 2.5., p.25)

La cote du lac est régulièrement relevée depuis 1954 par les hydrologues de l'ORSTOM à Bol, localité située en bordure septentrionale de la cuvette sud. C'est ainsi que de 1954 à 1972, celle-ci est passée de 281,5 m à 280,5 m, après avoir atteint un maximum de 283,3 m. Au demeurant, la courbe des variations annuelles du plan d'eau est modulée par des fluctuations saisonnières qui sont le plus souvent comprises entre 0,85 et 0,80 m à Bol (1) (Fig. 3.7.). C'est donc à partir de cette courbe que nous

(1) En réalité, l'amplitude des variations saisonnières de la cote du lac varie de 0,70 à 1,00 m du fait que la cote à Bol, qui occupe une position excentrique, est sous-estimée de 5 cm en moyenne en hiver et sur-estimée de cette même valeur en début d'été. En effet, le plan d'eau est soumis à un balancement autour du grand axe médian du lac sud-est - nord-ouest, causé par le régime des vents. Par ailleurs, le plan d'eau, en raison du mode d'alimentation du lac et de la circulation des eaux (cf. 3.9.3.p.70), présente une déclivité vers le nord-ouest en hiver, vers le sud-est en été. Néanmoins, à l'échelle annuelle la cote moyenne observée à Bol peut être confondue avec celle du lac, car les écarts dus aux mouvements de bascule du plan d'eau qui ont lieu selon les deux axes précités se compensent sensiblement.

avons déduit les cotes moyennes annuelles et, de là, les volumes, surfaces et profondeurs correspondants, lesquels sont regroupés dans le tableau 2.1.

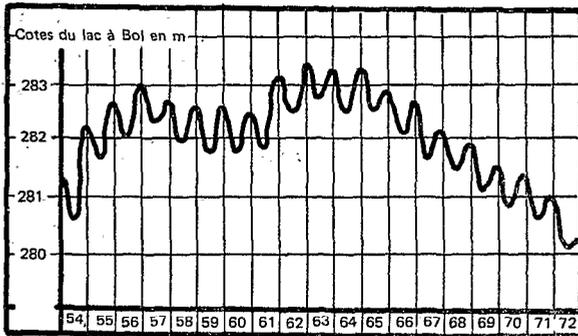


Figure 3.7 - Évolutions saisonnières et annuelles de la cote du plan d'eau à Bol entre 1954 et 1973.

- les volumes du lac sont compris entre $42,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ et $91 \times 10^9 \text{ m}^3$; la valeur moyenne $(\bar{v})_L$ est égale à $72 \times 10^9 \text{ m}^3$. Les fluctuations du volume, qui peuvent varier du simple au double (le rapport des volumes moyens du lac en 1962 et 1972 est égal à 2,2), viennent de ce que, d'une part, les apports annuels sont aléatoires et très variables (le rapport des apports totaux au lac en 1961 et en 1972 est égal à 2,7) et que, d'autre part, les pertes sont moins amples et moins brutales ; celles-ci sont, en effet, en grande partie proportionnelles à la surface du lac qui atteint une taille maximum ou minimum à la suite de plusieurs années excédentaires ou déficitaires en eau (le rapport des pertes en 1962 et 1972 est estimé à 1,2). Le lac, par son faible volume, amortit mal les effets de ce déséquilibre annuel entre les apports et les pertes. Pour la période 1954-1972, le volume annuel des apports et des pertes représente 66 % du volume moyen du lac. Autrement dit, 66 % des eaux lacustres sont renouvelées en moyenne chaque année. Evidemment, ce renouvellement peut être beaucoup plus élevé (76 % en 1971) ou beaucoup plus faible (51 % en 1957). La figure 3.8. illustre, pour chaque année, l'importance relative des apports et des volumes du lac correspondants.

Les variations annuelles du volume du lac sont modulées par les variations saisonnières. En effet, le lac reçoit en 5 mois 80 % des apports, de septembre à janvier. Au cours de cette période, les apports l'emportent largement sur les pertes : le lac monte. Au contraire, les pertes sont supérieures aux apports pour les autres périodes de l'année : le lac baisse. Ainsi les oscillations saisonnières du plan d'eau entraînent des fluctuations correspondantes du volume, lesquelles représentent en moyenne $\pm 15 \%$ du volume moyen. A un niveau bas du lac, ces fluctuations sont relativement

plus importantes. En 1972, le volume est passé de $58 \times 10^9 \text{ m}^3$ au 1er janvier à $31 \times 10^9 \text{ m}^3$ à la mi-août, soit une diminution relative du volume égale à 50 %.

- Les surfaces du lac sont comprises entre $22\,600 \text{ km}^2$ en 1962 et $18\,000 \text{ km}^2$ en 1972. La valeur moyenne est égale à $20\,900 \text{ km}^2$, toujours pour la période 1954-1972. Les fluctuations saisonnières de la surface sont en moyenne égale à $\pm 3 \%$.

- Enfin, les profondeurs moyennes annuelles du lac sont comprises entre 4,05 m en 1962 et 2,35 m en 1972. La valeur moyenne est égale à 3,45 m. Rappelons que les oscillations saisonnières sont ici de l'ordre de 0,70 à 1,00 m.

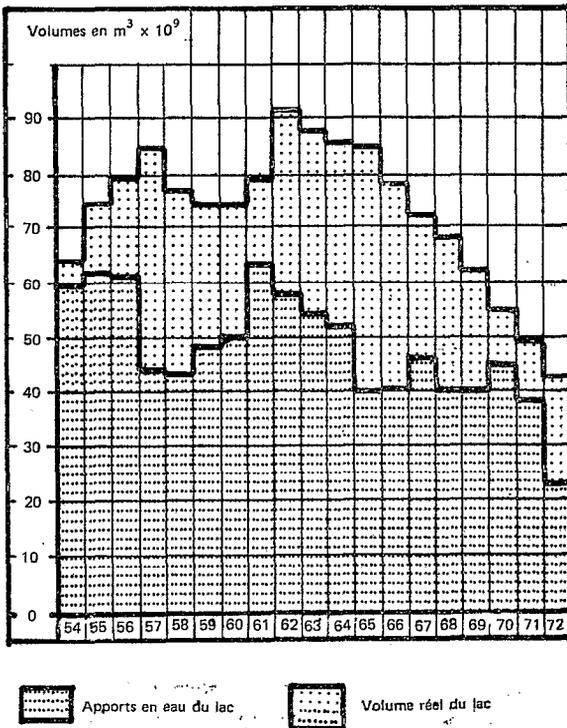


Figure 3.8 - Importance relative des apports annuels en eau au lac et des volumes lacustres correspondants, entre 1954 et 1972.

3.5. CONCLUSION : EQUILIBRE HYDRIQUE MOYEN DU LAC

A partir de l'ensemble des données qui viennent d'être établies, il est maintenant possible de préciser l'équilibre hydrique moyen du lac pris dans sa totalité, à l'échelle annuelle (Tabl. 3.2. et Fig. 3.9.)

Tableau 3.2. Caractéristiques de l'équilibre hydrique moyen du lac pris dans son ensemble.

Etat hydrique	profondeur	= 3,45 m
	surface	= 20 900 km ²
	volume	= 72 × 10 ⁹ m ³
Régime des apports	fluviatiles	= 41,5 × 10 ⁹ m ³
	météoriques	= 6,35 × 10 ⁹ m ³
	hauteurs des pluies	= 305 mm
Régime des pertes	infiltration	= 3,85 × 10 ⁹ m ³
	évaporation	= 44,0 × 10 ⁹ m ³
	taux d'évaporation	= 2100 mm
Taux de renouvellement des eaux (1)		= 66,5 %

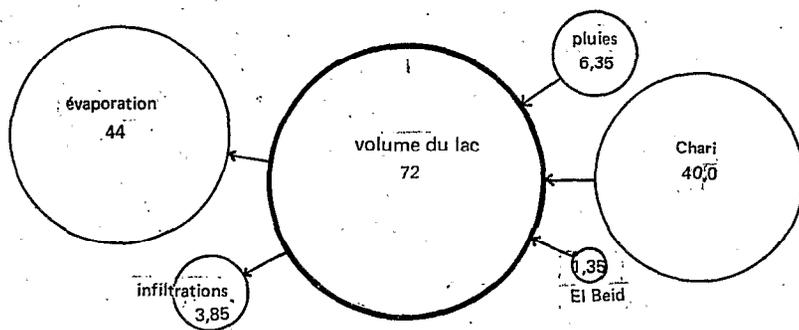


Figure 3.9 - Equilibre hydrique moyen annuel du lac.

(1) C'est le rapport du volume des apports annuels sur celui du lac, ou encore l'inverse du temps de résidence des eaux dans le lac.

Ceci nous conduit à dégager les traits suivants :

- les apports sont en grande partie d'origine fluviale (86,5% contre 13,5 % provenant des pluies) ; tandis que les pertes par évaporation prédominent sur celles par infiltration (92 % contre 8 %)

- les régimes des apports et des pertes, d'une part et la forme de la cuvette, d'autre part, sont tels que le volume du lac reste faible. Les échanges annuels sont très importants ; les 2/3 du volume lacustre sont renouvelés chaque année, ce qui correspond à un temps de séjour moyen des eaux dans le lac qui est de *un an et demi*. (1)

- A l'échelle saisonnière, il n'y a pas ajustement entre les apports et les pertes. Les apports l'emportent sur les pertes de septembre à janvier, le phénomène inverse se produit le restant de l'année. Ainsi le lac atteint sa cote maximale fin décembre-début janvier, sa cote minimale en août. A ces deux époques, les caractéristiques hydriques du lac sont celles indiquées dans le tableau 3.3.

Tableau 3.3. Fluctuations saisonnières de la profondeur, de la surface et du volume du lac autour de la cote d'équilibre du plan d'eau 281,9.

	mi - août	fin décembre
Profondeur	3,05 m	3,85 m
Surface	20 300 km ²	21 300 km ²
Volume	61,5 × 10 ⁹ m ³	82 × 10 ⁹ m ³

Notons que la fluctuation saisonnière du volume est relativement importante : elle représente 28 % du volume moyen.

(1) Cette valeur est exceptionnellement élevée pour un lac ne possédant pas d'exutoire de surface. Elle est du même ordre de grandeur que celle relative au Grand Lac du Cambodge, autre lac "plat", alors que ce dernier est assimilable à une vaste poche qui se remplit et se vide en grande partie chaque année lors de la crue et la décrue du Mékong (Carbonnel et Guiscafré, 1962). A titre d'exemple, le temps de séjour moyen annuel des eaux dans le Léman est de 11 ans (Dussart, 1966).

3B - HYDROLOGIE REGIONALE

Bilans hydriques et circulation des eaux

3.6. INTRODUCTION

Nous venons de présenter un premier schéma relatif au fonctionnement hydrique moyen du lac, correspondant à la période 1954-1972, après en avoir établi les caractéristiques hydriques ainsi que les régimes des apports et des pertes en eau.

Mais à partir de là, il est maintenant possible de décrire plus en détail l'hydrologie du lac. A cet effet, on peut, successivement, procéder à la description hydrologique des cuvettes sud et nord, qui constituent deux entités bien marquées du milieu, comme cela vient d'être réalisé pour le lac pris dans son ensemble, puis à celle des parties est et ouest de la cuvette nord. Une description plus poussée consisterait à en faire autant pour les diverses grandes régions naturelles. En réalité de telles régions sont beaucoup trop ouvertes les unes par rapport aux autres, pour qu'il soit possible de quantifier les échanges d'eau entre chacune d'entre elles. Les échanges néanmoins, peuvent être décrits de manière qualitative, et ce d'autant plus aisément que le lac présente une alimentation saisonnière qui est à l'origine des mouvements d'eau de grandes amplitudes, bien marqués à la fois dans l'espace et dans le temps. Ainsi nous décrirons la circulation générale des eaux dans le lac, après l'établissement des équilibres hydriques moyens relatifs aux deux cuvettes sud et nord.

3.7. EQUILIBRES HYDRIQUES MOYENS DES CUVETTES SUD ET NORD

La connaissance des équilibres hydriques moyens caractérisant les cuvettes sud et nord nécessite de disposer, pour chacune d'elles, des éléments suivants :

- les caractéristiques hydriques moyennes, qui sont le volume, la surface et la profondeur, symbolisées dans l'ordre par $(\bar{v})_{LS}$ et $(\bar{v})_{LN}$, $(\bar{S})_{LS}$ et $(\bar{S})_{LN}$ et $(\bar{z})_{LS}$ et $(\bar{z})_{LN}$
- le régime moyen annuel des apports fluviaux : $(\bar{v})_{FS}$ (1) et $(\bar{v})_{FN}$, et des apports météoriques : $(\bar{v})_{MS}$ et $(\bar{v})_{MN}$
- le régime moyen annuel des pertes par évaporation : $(\bar{v})_{ES}$ et $(\bar{v})_{EN}$, et par infiltration : $(\bar{v})_{IS}$ et $(\bar{v})_{IN}$
- le taux de renouvellement moyen annuel des eaux : $(\bar{\tau})_{LS}$ et $(\bar{\tau})_{LN}$.

Les apports météoriques sont déduits de la distribution spatiale moyenne des pluies dans le lac, telle qu'elle a été établie par Bouchardeau et Lefèvre (1958). Quant aux volumes, surfaces et profondeurs des cuvettes ; ils sont calculés à partir des courbes morphométriques introduites lors de la description du milieu (cf. fig.2.5., p. 25).

Dans l'ensemble, ces données sont facilement acquises. En revanche, pour connaître les apports fluviaux et les pertes par infiltration et évaporation, il s'avère nécessaire de procéder par approximations successives. Aussi les calculs que nous serons amenés à développer, sont-ils par moments quelque peu laborieux.

3.7.1. REGIMES MOYENS DES APPORTS ET DES PERTES DES DEUX CUVETTES

La démarche de calcul adoptée est la suivante :

Dans un premier temps, on évalue les apports fluviaux : $(\bar{v})_{FS}$ et $(\bar{v})_{FN}$, en supposant que les pertes totales en eau : $(\bar{v})_I + (\bar{v})_E$ par unité de surface sont les mêmes dans l'ensemble du lac. En utilisant ces valeurs des apports fluviaux, on va déduire une première fois les volumes d'infiltration $(\bar{v})_{IS}$ et $(\bar{v})_{IN}$ par la méthode qui repose sur le régime des pertes du sodium dans les deux cuvettes. Puis, en tenant compte du fait que les volumes d'infiltration ainsi estimés, ramenés à l'unité de surface, sont

(1) La cuvette sud reçoit la quasi totalité des apports fluviaux, soit $(\bar{v})_F$. De ce fait, $(\bar{v})_{FS}$ représente la quantité d'eau qui reste dans la cuvette sud : $(\bar{v})_{FS} = (\bar{v})_F - (\bar{v})_{FN}$; notons ici que ce paramètre n'est utilisé que pour établir le régime des apports et des pertes dans les deux cuvettes.

inégales, on supposera dans un second temps que seules les pertes par évaporation par unité de surface (\bar{v})_{ES} et (\bar{v})_{EN} restent constantes dans l'ensemble du lac, et non plus les pertes totales. Ainsi, des valeurs plus précises des apports fluviaux seront obtenues, qui conduiront à leur tour à déterminer de nouvelles valeurs des volumes d'infiltration et, par suite, des volumes d'évaporation.

a) La première approximation consiste à supposer que les pertes totales en eau par unité de surface sont constantes sur l'ensemble du lac, ce qui permet de calculer les pertes totales relatives aux deux cuvettes :

$$\begin{aligned}(\bar{v})_{IS} + (\bar{v})_{ES} &= [(\bar{v})_I + (\bar{v})_E][(\bar{s})_{LS} / (\bar{s})_L] \\(\bar{v})_{IN} + (\bar{v})_{EN} &= [(\bar{v})_I + (\bar{v})_E][(\bar{s})_{LN} / (\bar{s})_L],\end{aligned}$$

après avoir rappelé que (\bar{s})_L est la surface moyenne du lac.

Or, nous savons que (\bar{v})_I + (\bar{v})_E = 47,85 × 10⁹ m³. De plus, d'après les données sur les surfaces des grandes régions du lac regroupées dans le tableau 2.1. (p. 30), les rapports (\bar{s})_{LS} / (\bar{s})_S et (\bar{s})_{LN} / (\bar{s})_L sont aisément calculés : (\bar{s})_{LS} / (\bar{s})_L = 0,515 ; (\bar{s})_{LN} / (\bar{s})_L = 0,485

D'où les pertes totales des deux cuvettes :

$$\begin{aligned}(\bar{v})_{IS} + (\bar{v})_{ES} &= 24,63 \times 10^9 \text{ m}^3 \\(\bar{v})_{IN} + (\bar{v})_{EN} &= 23,22 \times 10^9 \text{ m}^3\end{aligned}$$

Reprenons maintenant l'hypothèse selon laquelle, pour la période 1954-1972, les apports équilibrent les pertes. On écrit donc :

$$\begin{aligned}(\bar{v})_{FS} + (\bar{v})_{MS} &= (\bar{v})_{IS} + (\bar{v})_{ES} \\(\bar{v})_{FN} + (\bar{v})_{MN} &= (\bar{v})_{IN} + (\bar{v})_{EN}\end{aligned}$$

D'après les données de Bouchardeau et Lefèvre (1958), les apports météoriques, (\bar{v})_{MS} et (\bar{v})_{MN}, sont respectivement égaux à 3,5 × 10⁹ m³ et 2,8 × 10⁹ m³. De là, on est amené à tirer les valeurs des apports fluviaux, soit :

$$\begin{aligned}(\bar{v})_{FS} &= (\bar{v})_{IS} + (\bar{v})_{ES} - (\bar{v})_{MS} = 21,13 \times 10^9 \text{ m}^3 \\(\bar{v})_{FN} &= (\bar{v})_{IN} + (\bar{v})_{EN} - (\bar{v})_{MN} = 20,42 \times 10^9 \text{ m}^3\end{aligned}$$

Connaissant maintenant les apports fluviaux relatifs aux deux cuvettes, nous allons pouvoir évaluer les volumes d'infiltration en établissant le régime des apports et des pertes en sodium dans les deux cuvettes.

Pour ce faire, il est nécessaire d'évaluer en premier, la quantité de sodium reçue par la cuvette nord en moyenne annuelle, (\bar{Na})_{FN}. Une partie est déversée de juillet à début octobre dans l'Archipel du Nord Est et les Îlots-Bancs du Nord-Est, (\bar{Na})_{FNE}, le restant se dirige, d'octobre à janvier, dans les Eaux-Libres du Nord, (\bar{Na})_{FNO}, les résultats qui sont illustrés par la figure 3.10 sont dégagés de la partie consacrée à la circulation des eaux (cf. § 3.9.3. p. 70).

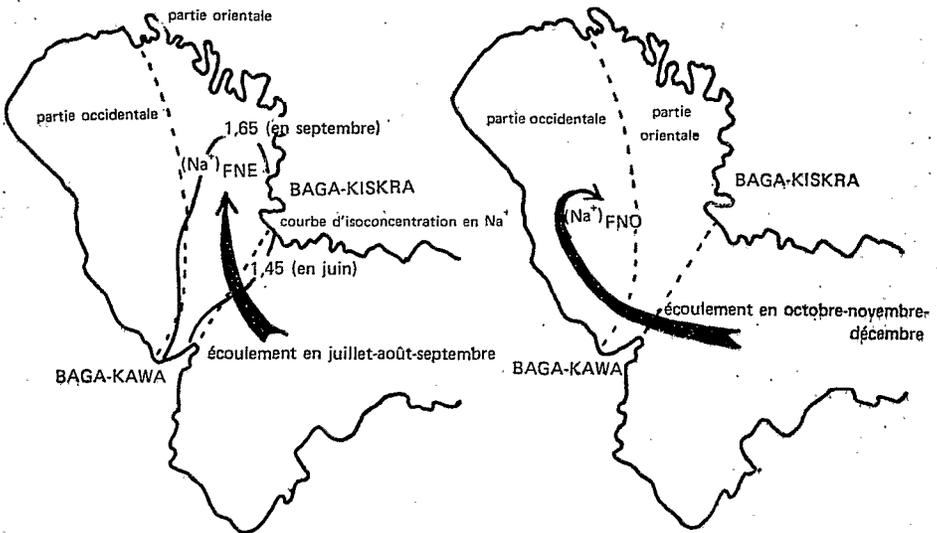


Figure 3.10 - Mode d'alimentation de la cuvette nord en eau.

- Pour le calcul de $(\bar{Na})_{FNE}$, il faut estimer le volume d'eaux nouvelles de l'Archipel du Nord-Est et des Ilots-Bancs du Nord-Est, $(\bar{v})_{FNE}$, en provenance de la cuvette sud et sa teneur moyenne en sodium, $[\bar{Na}]_{FNE}$. A cet effet, ce sont les données hydriques et hydrochimiques relatives à l'année 1968 qui ont été retenues. Elles correspondent assez bien à une situation hydrique et hydrochimique moyenne car, d'une part, le lac à cette époque était proche de son état d'équilibre moyen et, d'autre part, les apports fluviaux de juillet à début octobre étaient voisins de ceux d'une alimentation moyenne. Ceci étant, le volume des eaux nouvelles pénétrant dans la partie orientale, est évaluée d'après le déplacement des courbes d'isoconcentration en sodium : fin juin, à la frontière des deux cuvettes (axe Baga Kawa - Baga Kiskra), la concentration moyenne en sodium des eaux, qui sont sur le point de pénétrer dans la cuvette nord, est de 1,45 mM/l ; elle devient égale à 1,65 mM/l à la fin de l'écoulement dans l'archipel, début octobre (Fig.3.10.). Dans ces conditions, les eaux nouvelles correspondent à l'aire délimitée par la courbe d'isoconcentration en sodium égale à 1,65 mM/l et l'axe frontière. Cette surface est proche de 2 400 km² ; or, la profondeur moyenne étant de 3 m, cela représente un volume de $7,2 \times 10^9$ m³. Comme la teneur moyenne en sodium de ces eaux est de 0,46 mM/l ou $0,46 \times 10^3$ mM/m³, on en déduit que $(\bar{Na})_{FNE} = 0,46 \times 10^3 \times 7,2 \times 10^9 = 3,31 \times 10^{12}$ mM.

- Pour le calcul de $(\bar{Na})_{FNO}$, il faut d'abord connaître le volume d'eau qui s'écoule de début octobre à fin janvier dans les Eaux Libres du Nord, $(\bar{v})_{FNO}$, soit $(\bar{v})_{FNO} = (\bar{v})_{FN} - (\bar{v})_{FNE}$. Les apports fluviaux réellement déversés dans l'Archipel du Nord Est $(\bar{v})_{FNE}$ correspondent au volume des eaux nouvelles augmenté du volume des eaux évaporées au cours de leur écoulement et diminué de celui des apports météoriques reçus. Ces deux derniers volumes ont été respectivement estimés à $0,5 \times 10^9$ m³ et $0,25 \times 10^9$ m³ : le premier chiffre, en se référant aux taux d'évaporation mensuels établis dans le paragraphe consacré à l'évaporation (cf. § 3.3.1. p.42) ; le second, d'après les données relatives à la répartition spatiale des pluies présentée par Bouchardeau et Lefèvre (1958). Ainsi $(\bar{v})_{FNE} = 7,2 \times 10^9 - 0,5 \times 10^9 + 0,25 \times 10^9 = 7,45 \times 10^9$ m³.

$$\text{D'où, } (\bar{v})_{FNO} = (\bar{v})_{FN} - (\bar{v})_{FNE} = 20,42 \times 10^9 - 7,45 \times 10^9 = 12,97 \times 10^9 \text{ m}^3.$$

La teneur moyenne de ces eaux en sodium est évaluée, d'après les données hydrochimiques de novembre-décembre 1969, à 0,135 mM/l ou $0,135 \times 10^3$ mM/m³. Par suite $(\bar{Na})_{FNO} = 12,97 \times 10^9 \times 0,135 \times 10^3 = 1,75 \times 10^{12}$ mM.

A partir de là, on obtient rapidement la quantité de sodium déversée en moyenne annuelle dans la cuvette nord : $(\bar{Na})_{FN} = (\bar{Na})_{FNO} + (\bar{Na})_{FNE} = 5,06 \times 10^{12}$ mM ; puis, celle qui reste dans la cuvette sud, $(\bar{Na})_{FS}$, est facilement calculée en appliquant la relation : $(\bar{Na})_{FS} = (\bar{Na})_F - (\bar{Na})_{FN}$. Or, ainsi que nous le verrons dans le paragraphe relatif aux apports en sels dissous au lac (§ 4.2. p. 87) $(\bar{Na})_F$ est estimé égal à $5,6 \times 10^9$ M. D'où :

$$(\bar{Na})_{FS} = 0,54 \times 10^9 \text{ m}^3.$$

Arrivé à ce stade, il devient possible de calculer les volumes d'infiltration en reprenant les hypothèses qui nous ont permis d'évaluer le volume d'eau s'infiltrant dans l'ensemble du lac, à savoir, d'une part, que l'élimination du sodium est uniquement effectuée par infiltration des eaux et, d'autre part, que ces eaux ont une teneur moyenne en sodium égale à celle des eaux lacustres. En vertu de cette 2ème hypothèse, si $\overline{[Na]}_{IS}$ et $\overline{[Na]}_{IN}$ sont les concentrations moyennes des eaux qui s'infiltrèrent respectivement dans les cuvettes sud et nord et $\overline{[Na]}_S$ et $\overline{[Na]}_N$ celles des eaux lacustres, on peut écrire:

$\overline{[Na]}_{IS} = \overline{[Na]}_S$ et $\overline{[Na]}_{IN} = \overline{[Na]}_N$. Or, $\overline{[Na]}_S$ et $\overline{[Na]}_N$ seront calculés dans la partie portant sur l'hydrochimie régionale (§ 4.4. p. 99).

On a donc :

$$\overline{[Na]}_S = 0,353 \text{ mM/l} = \overline{[Na]}_{IS}$$

$$\overline{[Na]}_N = 2,06 \text{ mM/l} = \overline{[Na]}_{IN}$$

Les pertes par infiltration sont alors les suivantes :

$$(\overline{v})_{IS} = (Na)_{IS} / \overline{[Na]}_{IS} = 1,53 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\overline{v})_{IN} = (Na)_{IN} / \overline{[Na]}_{IN} = 2,45 \times 10^9 \text{ m}^3$$

De ces résultats il ressort que *l'infiltration ne se fait pas d'une manière homogène ; elle est bien plus élevée dans la cuvette nord, ce dont il faut tenir compte au cours de l'étape suivante.*

b) Pour la seconde approximation, nous allons supposer que seules les pertes relatives à l'évaporation par unité de surface sont les mêmes dans l'ensemble du lac et non plus, comme dans le premier cas, les pertes totales ; ceci dans le but d'obtenir une meilleure estimation des pertes totales pour chacune des deux cuvettes et, par là, des apports correspondants.

Nous savons que $(\overline{v})_E = 44 \times 10^9 \text{ m}^3$. De plus, selon cette dernière hypothèse, on peut écrire : $(\overline{v})'_{ES} = (\overline{v})_E \times (\overline{S})_{LS} / (\overline{S})_L$ et $(\overline{v})'_{EN} = (\overline{v})_E \times (\overline{S})_{LN} / (\overline{S})_L$ comme on sait que $(\overline{S})_{LS} / (\overline{S})_L = 0,515$ et que $(\overline{S})_{LN} / (\overline{S})_L = 0,485$, il est aisé d'en déduire :

$$(\overline{v})'_{ES} = 22,65 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\overline{v})'_{EN} = 21,35 \times 10^9 \text{ m}^3$$

Dans ces conditions, les pertes totales dans chacune des deux cuvettes se présentent ainsi qu'il suit :

$$(\overline{v})'_{ES} + (\overline{v})_{IS} = 22,65 \times 10^9 + 1,53 \times 10^9 = 24,18 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\overline{v})'_{EN} + (\overline{v})_{IN} = 21,35 \times 10^9 + 2,45 \times 10^9 = 23,8 \times 10^9 \text{ m}^3$$

En écrivant que, pour chaque milieu, les apports équilibrent les pertes, on en déduit les valeurs nouvelles des apports fluviaux :

$$(\overline{v})'_{FS} + (\overline{v})_{MS} = (\overline{v})'_{ES} + (\overline{v})_{IS}$$

$$(\overline{v})'_{FN} + (\overline{v})_{MN} = (\overline{v})'_{EN} + (\overline{v})_{IN}$$

Or, nous avons vu que $(\bar{v})_{MS} = 3,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ et que $(\bar{v})_{MN} = 2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$.
En conséquence, on arrive aux valeurs suivantes :

$$(\bar{v})'_{FS} = 20,68 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})'_{FN} = 21,0 \times 10^9 \text{ m}^3$$

En tenant compte de ces valeurs plus approchées des apports fluviaux, il devient alors possible de modifier le régime en sodium dans les deux cuvettes.

$$(\bar{v})'_{FN} + (\bar{v})_{MN} = (\bar{v})_{IN} + (\bar{v})'_{EN} ; (\bar{v})'_{FS} + (\bar{v})_{MS} = (\bar{v})_{IS} + (\bar{v})'_{ES}$$

$$(\bar{v})'_{FN} = (\bar{v})_{IN} + (\bar{v})'_{EN} - (\bar{v})_{MN} = 23,78 \times 10^9 - 2,8 \times 10^9 = 21,0 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})'_{FS} = (\bar{v})_{IS} + (\bar{v})'_{ES} - (\bar{v})_{MS} = 24,18 \times 10^9 - 3,5 \times 10^9 = 20,68 \times 10^9 \text{ m}^3$$

- Modifions le régime du sodium dans les deux cuvettes en tenant compte de ces nouvelles valeurs des apports fluviaux, en l'occurrence

$(\bar{v})'_{FNO}$:

$$(\bar{v})'_{FNO} = (\bar{v})'_{FN} - (\bar{v})_{FNE} = 21,0 \times 10^9 - 7,45 \times 10^9 = 13,55 \times 10^9 \text{ m}^3$$

D'où les apports en sodium corrigés dans *les Eaux Libres du Nord*

$$(\bar{Na})'_{FNO} = 13,55 \times 10^9 \times 0,135 \times 10^3 = 1,83 \times 10^{12} \text{ mM},$$

puis les apports totaux en sodium dans la cuvette nord :

$$(\bar{Na})'_{FN} = (\bar{Na})'_{FNO} + (\bar{Na})_{FNE} = 1,83 \times 10^{12} + 3,31 \times 10^{12} = 5,14 \times 10^{12} \text{ mM}$$

et enfin ceux dans la cuvette sud :

$$(\bar{Na})'_{FS} = (\bar{Na})_F - (\bar{Na})'_{FN} = 5,60 \times 10^{12} - 5,14 \times 10^{12} = 0,46 \times 10^{12} \text{ mM}.$$

- On en déduit les nouveaux volumes d'infiltration et d'évaporation.

$$(\bar{v})'_{IN} = (\bar{Na})'_{FN} / [\bar{Na}]_N = 5,14 \times 10^{12} / 2,06 \times 10^3 = 2,50 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})'_{IS} = (\bar{Na})'_{FS} / [\bar{Na}]_S = 0,46 \times 10^{12} / 0,353 \times 10^3 = 1,30 \times 10^9 \text{ m}^3(1)$$

et de là les pertes par évaporation corrigée une seconde fois :

$$(\bar{v})''_{EN} = (23,8 - 2,5) \times 10^9 = 21,3 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})''_{ES} = (24,18 - 1,3) \times 10^9 = 22,9 \times 10^9 \text{ m}^3$$

- Calculons enfin les taux d'évaporation annuels relatifs aux deux cuvettes sud et nord, $(\bar{h})_{ES}$ et $(\bar{h})_{EN}$

$$(\bar{h})_{ES} = (\bar{v})''_{ES} / (\bar{S})_{LS} = 22,9 \times 10^9 / 10\,750 \times 10^6 = 2,13 \text{ m}$$

$$(\bar{h})_{EN} = (\bar{v})''_{EN} / (\bar{S})_{LN} = 21,3 \times 10^9 / 10\,145 \times 10^6 = 2,10 \text{ m}$$

Remarquons que les taux d'évaporation annuels $(\bar{h})_{ES}$ et $(\bar{h})_{EN}$ sont très proches, justifiant ainsi la seconde approximation.

(1) Le volume total des infiltrations ainsi calculé, soit $3,8 \times 10^9 \text{ m}^3$, est très proche de celui calculé dans le § 3.3.2. (p.45) lorsque le lac est pris dans son entier ($3,85 \times 10^9 \text{ m}^3$).

3.7.2. CARACTERISTIQUES HYDRIQUES MOYENNES DES DEUX CUVETTES ET LEURS EQUILIBRES HYDRIQUES MOYENS

Les caractéristiques hydriques des deux cuvettes sont calculées d'après celles qui sont acquises pour chacune des grandes régions (Tabl. 2.1., p. 30). A partir de là, il devient possible de préciser les équilibres hydriques moyens relatifs à chacune des deux cuvettes sud et nord, à l'échelle annuelle.

Tableau 3.4. Caractéristiques de l'équilibre hydrique moyen relatif aux cuvettes sud et nord.

		Cuvette sud	Cuvette nord
Etats hydriques	profondeur	2,45 m	4,4 m
	surface	10 750 km ²	10 145 km ²
	volume	25,3 × 10 ⁹ m ³	46,7 × 10 ⁹ m ³
Régime des apports	fluviatiles	41,5 × 10 ⁹ m ³	21,0 × 10 ⁹ m ³
	météoriques	3,5 × 10 ⁹ m ³	2,8 × 10 ⁹ m ³
	hauteur des pluies	340 mm	265 mm
Régime des pertes	infiltrations	1,30 × 10 ⁹ m ³	2,50 × 10 ⁹ m ³
	évaporations	22,9 × 10 ⁹ m ³	21,3 × 10 ⁹ m ³
	taux d'évaporation	2130 mm	2100 mm
Taux de renouvellement des eaux		65 %	45 %

Le schéma de la figure 3.11 résume la description de ces deux états d'équilibre hydrique dynamique.

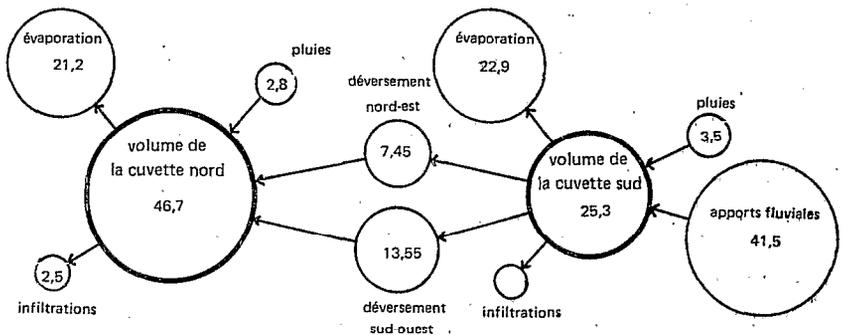


Figure 3.11 - Équilibres hydriques moyens annuels relatifs aux cuvettes sud et nord. Les volumes des cuvettes et les transferts sont exprimés en m³ × 10⁹.

À l'examen de cet ensemble de données, il ressort les points suivants :

- Le volume d'eau du lac est *inégalement* réparti, puisque *la cuvette nord contient deux fois plus d'eau que celle du sud* pour une surface voisine.

- Les pertes qui procèdent essentiellement d'évaporation sont à peu près égales dans les deux milieux, les taux annuels d'évaporation y sont en effet voisins.

- Néanmoins, les pertes par infiltration sont deux fois plus importantes dans la cuvette nord que dans celle du sud (65 % des pertes totales par infiltration contre 35 %). L'une des causes de cette différence pourrait être le colmatage plus important des fronts d'infiltration de la cuvette sud, qui est le premier réceptacle de sédimentation des apports solides des fleuves.

- Le taux de renouvellement des eaux de la cuvette sud est très élevé : les eaux n'y séjournent en moyenne que 6 mois. 50 % des apports annuels sont déversés dans le nord, 35,5 % dans l'Archipel du Nord-Est, 64,5 % dans les Eaux Libres du Nord, les eaux résident en moyenne 2 ans dans cette cuvette.

En réalité, cette description de la dynamique des eaux pour les deux cuvettes se complique dès que l'on passe de l'échelle annuelle à l'échelle saisonnière. L'irrégularité des apports provoque une *crue* et une *décru*e du lac. Ainsi, le plan d'eau atteint sa cote maximale fin décembre - début janvier et sa cote minimale en août. A ces deux époques, les caractéristiques hydriques des deux cuvettes sont celles reportées dans le tableau 3.5.

Tableau 3.5. Fluctuations saisonnières des profondeurs, des surfaces et des volumes des deux cuvettes sud et nord autour de la cote d'équilibre du plan d'eau 281,9.

Paramètres	Cuvette sud		Cuvette nord	
	Mi-août	Fin décembre	Mi-Août	Fin décembre
Profondeur	1,95 m	2,75 m	4,15 m	5,0 m
Surface	10 435 km ²	10 975 km ²	9 865 km ²	10 325 km ²
Volume	20,4 × 10 ⁹ m ³	30,1 × 10 ⁹ m ³	41,1 × 10 ⁹ m ³	51,8 × 10 ⁹ m ³

3.8. ELEMENTS COMPLEMENTAIRES CONCERNANT LES EQUILIBRES HYDRIQUES MOYENS DES PARTIES EST ET OUEST DE LA CUVETTE NORD,

Il est possible d'aller plus avant dans l'étude des transferts d'eau en apportant des précisions sur les équilibres hydriques des deux sous-régions de la cuvette nord. Il s'agit :

- d'une part de la partie occidentale qui comprend les *Ilots-Bancs du Nord*, les *Eaux Libres du Nord* et le quart sud de la portion de la *Grande-Barrière* située dans cette cuvette.

- d'autre part de la partie orientale de la cuvette nord qui représente l'*Archipel du Nord Est*, les *Ilots-Bancs du Nord-Est* et les trois quarts nord de la portion de la *Grande-Barrière* appartenant à cette même cuvette (Fig. 2.6., p.27).

En effet, il est remarquable de constater que le rapport des surfaces des parties occidentales, $(\bar{S})_{LNO}$, et orientales, $(\bar{S})_{LNE}$, lorsque le lac est à sa cote moyenne, est voisin de celui des apports en eau que ces deux régions reçoivent, soit $(\bar{v})_{FNO}$ et $(\bar{v})_{FNE}$. D'après les données du tableau 2.1. (p. 30), on peut calculer $(\bar{S})_{LNO}$ et $(\bar{S})_{LNE}$: $(\bar{S})_{LNO} = 6\,730\text{ km}^2$; $(\bar{S})_{LNE} = 3\,543\text{ km}^2$; par suite $(\bar{S})_{LNO} / (\bar{S})_{LNE} = 1,9$. D'après les valeurs de $(\bar{v})_{FNO}$ et $(\bar{v})_{FNE}$ tirées du paragraphe précédent, on obtient $(\bar{v})_{FNO} / (\bar{v})_{FNE} = 1,8$. Or, les pertes en eau sont sensiblement proportionnelles aux surfaces. Dans ces conditions on peut dire, en première approximation, *qu'il n'y a pas d'échanges massifs entre ces deux parties*, puisque les pertes équilibrent les apports pour chacune d'entre elles ; ce qui n'exclut pas évidemment des brassages d'eaux frontaliers. De ce fait, on peut déduire, à partir des régimes des apports en sodium dans les parties ouest et est de la cuvette nord, les volumes des infiltrations correspondantes $(\bar{v})_{INO}$ et $(\bar{v})_{INE}$, selon la méthode déjà utilisée à ce propos, et écrire :

$$(\bar{v})_{INO} = (\bar{Na})'_{FNO} / [\bar{Na}]_{NO}$$

$$(\bar{v})_{INE} = (\bar{Na})_{FNE} / [\bar{Na}]_{NE}$$

Or, nous savons, d'après le paragraphe précédent que :

$$(\bar{Na})'_{FNO} = 1,83 \times 10^9\text{ m}^3 ; (\bar{Na})_{FNE} = 3,31 \times 10^9\text{ m}^3$$

Par ailleurs, à partir des données hydrochimiques régionales regroupées dans le tableau 4.10 (p.127), on calcule aisément $[\bar{Na}]_{NO}$ et $[\bar{Na}]_{NE}$:

$$[\bar{Na}]_{NO} = 1,97\text{ mM/l et } [\bar{Na}]_{NE} = 2,27\text{ mM/l.}$$

Ainsi, on obtient :

$$(\bar{v})_{INO} = 0,93 \times 10^9\text{ m}^3$$

$$(\bar{v})_{INE} = 1,46 \times 10^9\text{ m}^3$$

Les apports totaux dans chacune des deux parties sont les suivants:

$$(\bar{v})_{NO} = (\bar{v})_{FNO} + (\bar{v})_{MNO} = 13,55 \times 10^9 + (\bar{v})_{MNO}$$

$$(\bar{v})_{NE} = (\bar{v})_{FNE} + (\bar{v})_{MNE} = 7,45 \times 10^9 + (\bar{v})_{MNE}$$

$(\bar{v})_{MNO}$ et $(\bar{v})_{MNE}$ désignant les apports météoriques respectivement dans les parties ouest et est. Pour les déterminer, nous supposons en première approximation qu'ils sont proportionnels aux surfaces correspondantes des deux régions : $(\bar{v})_{MNO} / (\bar{v})_{LNO} = (\bar{S})_{LNO} / (\bar{S})_{LNE}$. Ainsi, étant donné que les apports météoriques totaux sur l'ensemble de la cuvette nord sont de $2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$ et en se rappelant que $(\bar{S})_{LNO} / (\bar{S})_{LNE} = 1,9$, on obtient :

$$(\bar{v})_{MNO} = 1,83 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})_{MNE} = 0,97 \times 10^9 \text{ m}^3$$

Par suite :

$$(\bar{v})_{NO} = 15,38 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})_{NE} = 8,42 \times 10^9 \text{ m}^3$$

De là les pertes par évaporation :

$$(\bar{v})_{ENO} = (\bar{v})_{NO} - (\bar{v})_{LNO} = 14,45 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$(\bar{v})_{ENE} = (\bar{v})_{NE} - (\bar{v})_{LNE} = 6,96 \times 10^9 \text{ m}^3$$

On peut en déduire les taux d'évaporation moyens annuels relatifs aux deux régions, en sachant d'après le paragraphe 3.2.4. que :

$$(\bar{S})_{LNO} = 6\,700 \text{ km}^2 \quad (\bar{h})_{NO} = (\bar{v})_{ENO} / (\bar{S})_{LNO} = 2,15 \text{ m}$$

$$(\bar{S})_{LNE} = 3\,450 \text{ km}^2 \quad (\bar{h})_{NE} = (\bar{v})_{ENE} / (\bar{S})_{LNE} = 2,02 \text{ m}$$

La figure 3.12 illustre les équilibres hydriques des deux cuvettes à l'échelle annuelle.

Il est intéressant de noter que la région orientale est nettement plus favorable aux infiltrations que la région occidentale. Ce résultat n'est pas surprenant dans la mesure où les fronts d'infiltration que constituent les pourtours des îles sableuses sont beaucoup plus nombreux.

61 % des infiltrations ont lieu dans la partie orientale, contre 39 % dans la partie occidentale, bien que la superficie de celle-ci soit presque double.

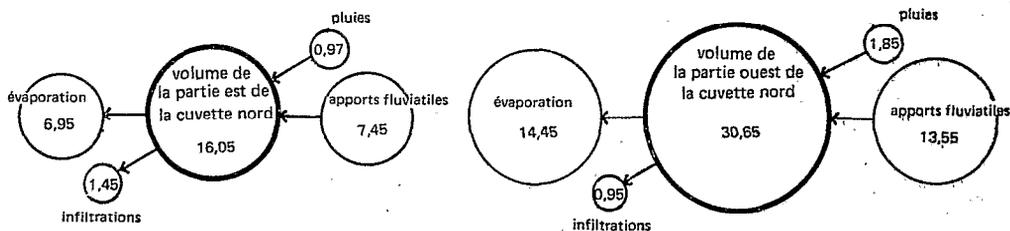


Figure 3.12. - Equilibres hydriques moyens annuels relatifs aux parties sud et est de la cuvette nord.

3.9. CIRCULATION GENERALE DES EAUX

3.9.1. INTRODUCTION

En distinguant deux cuvettes au sein du lac Tchad, nous avons pu montrer que les eaux s'éjourment en moyenne six mois dans la cuvette sud : la moitié y est éliminée, par évaporation principalement. La seconde moitié est déversée dans la cuvette nord, où son temps de séjour moyen est de deux ans, avant d'être éliminée à son tour, sous l'action de l'évaporation en grande partie. Dans un second stade, la division de la cuvette nord en deux domaines, est et ouest, a encore permis de montrer que les infiltrations étaient plus intenses à l'intérieur de la zone d'archipel. Il doit en être de même dans la cuvette sud.

En fait, cette représentation est encore fort éloignée de la réalité géographique, telle qu'elle a été décrite dans le paragraphe 2.3.1. (p.26), Chacune des cuvettes comporte, en effet, plusieurs grandes régions naturelles, dont l'extension est fonction du niveau du plan d'eau. A la cote moyenne du lac, elles sont au nombre de onze, qui sont de dimensions très différentes les unes des autres (Tabl. 2.1, p. 30) : les *Eaux-Libres du Sud-Est*, les *Eaux-Libres du Sud*, les *Ilots-Bancs du Sud*, les *Ilots-Bancs du Sud-Est*,

l'Archipel du Sud-Est, l'Archipel de l'Est, la Grande-Barrière, les Eaux-Libres du Nord, les Ilots-Bancs du Nord, les Ilots-Bancs du Nord-Est et l'Archipel du Nord-Est. Il n'est pas possible de préciser la régulation hydrique de chacune de ces régions, comme cela vient d'être réalisé pour les deux cuvettes ; il s'agit en effet de régions bien trop ouvertes entre elles, pour que l'on soit en mesure d'établir leur propre régime des apports et des pertes. Tout ce que l'on peut avancer c'est que :

- d'une part, pour une région donnée les pertes sont approximativement proportionnelles à la surface de celle-ci, et de là les apports, puisque le taux d'évaporation annuel est à peu près constant sur l'ensemble du lac.

- d'autre part, les pertes qui sont susceptibles de varier régionalement représentent une faible part des pertes totales. Ceci étant, il est très possible néanmoins de décrire le renouvellement des eaux dans chacune des régions au cours de l'année, c'est-à-dire d'établir la circulation générale des eaux dans le lac. Celle-ci a fait l'objet de deux études détaillées (Carmouze, 1970 ; Roche, 1973) sur lesquelles nous allons nous appuyer.

3.9.2. METHODE D'ETUDE

La façon idéale de connaître la circulation des eaux serait de suivre les déplacements d'une même masse d'eau dans le lac dès son arrivée. En fait, c'est là une chose impossible car la masse d'eau envisagée perd rapidement son identité : elle subit dès le début de son parcours une réduction de volume continue dans le temps par évaporation et, à un degré moindre, par infiltration ainsi que des mélanges avec des eaux l'ayant précédée - résultant elles-mêmes de mélanges antérieurs - puis avec des eaux qui lui succèdent à l'entrée du delta. Aussi la masse d'eau d'une région donnée, à une époque donnée, est-elle la résultante d'un mélange d'eaux de différentes classes d'âge - ou ayant différents temps de séjour dans le lac. On peut toutefois lui attribuer un âge ou un temps de séjour "moyen" ou "statistique" correspondant à la moyenne pondérée des âges des différents composants. Grâce à ce paramètre, on peut alors définir les déplacements "moyens" des eaux dans l'espace et le temps.

Le problème revient donc à rattacher le temps de séjour moyen des eaux à une grandeur mesurable qui lui est dépendante. A ce propos, la salure des eaux peut être retenue. En effet les eaux dans le lac subissent une réduction de volume *continue* (due en grande partie à l'évaporation), et, par là, une augmentation de la salure ; celle-ci étant principalement fonction des temps de séjour des eaux dans le milieu. Aussi allons-nous décrire l'évolution spatio-temporelle de la salure globale des eaux ou mieux celle de la

concentration en sodium (1) pour l'interpréter en termes de déplacement d'eau.

3.9.2.1. Relation entre la concentration des eaux en sodium et leur temps de séjour dans le lac

Envisageons en premier un cas simple, celui représenté par une masse d'eau qui ne subit ni mélange, ni perte par infiltration. Son volume évolue dans le temps. C'est ainsi que par suite de l'évaporation, il diminue et que, grâce aux apports météoriques, il augmente. Or, il en est de même de sa concentration en sodium puisque le stock de cet élément varie peu. Dans ces conditions, nous allons établir la relation entre la teneur en sodium et le temps de séjour de cette eau dans le lac, en précisant l'évolution de son volume dans le temps.

Le volume V de la masse d'eau est égal au produit de sa surface S par sa hauteur - ou encore par la profondeur du milieu z : $V = S \times z$, S et z sont deux variables, indépendantes entre elles, mais toutes deux fonction du temps (2). Il s'ensuit que V est une fonction "complexe" du temps : pour une période Δt donnée, on peut écrire : $\Delta V = S \cdot \Delta z + z \cdot \Delta S + \Delta z \cdot \Delta S$. Toutefois, il est possible de se contenter de n'étudier que deux cas particuliers, pour lesquels le calcul de ΔV devient aisé :

- celui relatif à une réduction de volume s'opérant à $z = c^t$ (la diminution de z due à l'évaporation est contrebalancée par l'accroissement de z provenant des apports météoriques et surtout, de la compression de la masse d'eau par les apports nouveaux);

- celui relatif à une réduction de volume s'opérant à $S = c^t$ (il n'y a pas compression de la masse d'eau).

-
- (1) La concentration des éléments de la salure, autres que le sodium et, par là, la salure globale elle-même dépendent en outre de la sédimentation chimique qui a lieu au sein du lac. Aussi leur degré de dépendance au temps de séjour des eaux est-il moins élevé que celui relatif au sodium.
 - (2) L'évaporation tend à diminuer z , les précipitations tendent à l'augmenter ; d'un autre côté les apports d'eaux nouvelles tendent par compression à augmenter z et à diminuer S . Il y a donc compétition entre la diminution de z due à l'évaporation, et qui peut être freinée par les éventuelles précipitations, et une augmentation de z due à la compression des eaux résiduelles par les eaux nouvelles. C'est ainsi que d'août à décembre, le lac monte, car la compression des eaux résiduelles sous l'effet des apports fluviaux est telle que z augmente ; l'inverse a lieu de janvier à août.

- pour $z = c^t$, on a : $\Delta V = z \cdot \Delta S$. Dans ce cas, $\Delta V = S \cdot h \cdot \Delta t$; h représente la hauteur d'eau évaporée h_E diminuée de celle des apports météoriques h_M , ceci par unité de temps. D'où, $z \cdot \Delta S = h \cdot S \cdot \Delta t$, ou $\Delta S/S = -h/z \cdot \Delta t$; par intégration, on obtient : $\frac{S_1}{S_0} = -\exp \frac{h}{z} (t_1 - t_0)$. Or, $V_0 = S_0 \cdot h$ et $V_1 = S_1 \cdot h$, d'où, $\frac{V_1}{V_0} = -\exp \frac{h}{z} (t_1 - t_0)$. D'un autre côté $[Na]_0 \cdot V_0 = [Na]_1 \cdot V_1 = (Na)$; (Na) étant le stock en sodium, qui reste constant. Il s'établit donc la relation entre $[Na]$ et t :

$$[Na]_1 = [Na]_0 \cdot \exp \frac{h}{z} \Delta t \quad \text{ou} \quad \frac{\Delta [Na]}{[Na]_0} = \exp \frac{h}{z} \cdot \Delta t - 1$$

avec $\Delta t = t_1 - t_0 =$ temps de séjour de la masse d'eau dans le lac si t_0 est l'époque de l'entrée de celle-ci.

- pour $S = c^t$, on a directement $[Na]_0 \cdot z_0 = [Na]_1 \cdot z_1$,
or $z_1 - z_0 = -h (t_1 - t_0)$. D'où la relation entre $[Na]$ et t :

$$[Na]_1 = [Na]_0 \cdot \frac{z_0}{z_0 - h \cdot \Delta t} \quad \text{ou} \quad \frac{\Delta [Na]}{[Na]_0} = \frac{z_0}{z_0 - h \cdot \Delta t} - 1$$

Ces deux formules s'appliquent toujours pour une masse d'eau constituée de n eaux d'âges différents qui, lors de leur entrée dans le lac, avaient la même concentration en sodium Na_0 . Au cours de leur séjour, Δt_n , ces eaux subissent une perte de volume ΔV_n et, par là, une augmentation de la concentration en sodium $\frac{\Delta [Na]}{[Na]_0}$. La somme $\sum \frac{\Delta [Na]}{[Na]_0}$ reste fonction de $\sum \Delta t_n$.

Grâce à ces relations, on constate ainsi que l'augmentation des concentrations en sodium des eaux est, non seulement fonction de Δt , mais aussi de h , z et $[Na]_0$. Aussi, allons nous étudier les variations de $[Na]$ consécutives aux modifications subies successivement par les trois derniers paramètres, et ce afin de préciser dans quelle mesure la teneur en sodium des eaux reste un indicateur valable du mouvement de celles-ci.

a) *Modifications propres aux variations de $[Na]_0$* : considérons les seules eaux du Chari, qui représentent 95 % des apports fluviaux. Leur teneur en sodium varie selon l'époque de l'année de 0,160 à 0,105 mM/l. En réalité, si l'on écarte les eaux de début de crue (10 % des apports) et celles de fin d'étiage (5 % des apports) pour lesquelles les teneurs en sodium varient, dans l'ordre, entre 0,105 et 0,118 mM/l et entre 0,135 et 0,160 mM/l, le restant des eaux (85 % des apports) présente des teneurs comprises entre 0,12 et 0,14 mM/l. Aussi, les variations de Na dues à celles de Na_0 ne sont-elles notables qu'entre juin et septembre et, encore uniquement dans les régions avoisinantes du delta (*les Eaux Libres du Sud-Est, les Eaux Libres du Sud, les Îlots-Bancs du Sud-Est*) du fait qu'elles n'entrent que pour une faible part dans la composition des eaux des autres régions par la suite.

b) *Modifications propres aux variations de h* : le taux d'évaporation h_E , et la hauteur des précipitations h_M et, par suite, h (égal à h_E moins h_M) varient en fonction des saisons et des régions du lac. Négligeons en première approximation les variations spatiales de h que nous connaissons

mal. Il est alors possible de calculer les taux d'accroissement mensuels moyens des teneurs en sodium des eaux $\left[\frac{\Delta [\overline{\text{Na}}]}{[\overline{\text{Na}}]} \right]_j$, en se référant aux valeurs moyennes mensuelles de h relatives à l'ensemble du lac, $(\overline{h})_j$, $(\overline{h}_E)_j$ est tiré du paragraphe 3.3.1. (p. 42) et $(h_M)_j$ de la monographie du lac Tchad de Bouchardeau et Lefèvre (1958). Les résultats sont représentés par deux graphiques (Fig. 3.13.) : l'un est relatif à une réduction de volume à surface constante, l'autre à une réduction de volume à profondeur constante - différentes profondeurs y sont considérées ($z = 1,00, 2,00, 2,50, 3,00$ et $4,00$ m). L'examen de ces graphiques permet alors de constater que le taux d'accroissement mensuel moyen des concentrations en sodium des eaux : $(\Delta [\overline{\text{Na}}] / [\overline{\text{Na}}])_j$, varie peu de décembre à juin. En revanche, de juillet à septembre, il devient nettement plus faible, voire nul en août ; d'octobre à novembre, il est en revanche bien plus élevé. Notons par ailleurs que les variations de $(\Delta [\overline{\text{Na}}] / [\overline{\text{Na}}])_j$ sont d'autant plus marquées que z est faible.

Ces variations au cours d'une année sont telles, que pour évaluer le temps de séjour absolu d'une eau n'ayant pas subi de mélange il est indispensable de connaître la date d'entrée de cette eau (ou celle des différents composants du mélange). Or, cette condition n'est généralement pas satisfaite. Dans ces conditions on ne peut estimer que le temps de séjour *relatif* des eaux (autrement dit, préciser si telle eau à un temps de séjour plus élevé ou moins élevé que telle autre) et, par suite, appréhender les mouvements *relatifs* des eaux.

c) *Modifications propres aux variations de z* : Revenons aux graphiques de la figure 3.13. qui donnent les taux mensuels d'augmentation des teneurs en sodium en fonction de différentes profondeurs. Grosso modo, on remarque que $(\Delta [\overline{\text{Na}}] / [\overline{\text{Na}}])_j$ est inversement proportionnel à z . Or, on sait que le fond de la cuvette est relativement accidenté (cf. Fig. 2.2., p. 21) en sorte que les eaux d'origine fluviale s'engagent dans des régions de différentes profondeurs. L'accroissement de leur teneur en sodium est donc fonction des profondeurs de l'itinéraire suivi. En conséquence, seules peuvent être comparées les teneurs en sodium et, par là, les temps de séjour des eaux qui sont situées sur un *même* axe de parcours.

3.9.2.2. Application et limite de la méthode

Les teneurs en sodium des eaux lacustres ne dépendent pas que de leur temps de séjour dans le milieu, car leurs valeurs originelles, l'évaporation, les apports météoriques et la profondeur qui interviennent aussi dans une certaine mesure sont des grandeurs variables :

- les variations des concentrations initiales des eaux en sodium peuvent être négligées d'une façon générale. Toutefois, on est obligé d'en tenir compte lorsque les eaux fluviales ont des teneurs en sodium éloignées de la valeur moyenne. C'est le cas de celles qui entrent de mai à août (10 à 20 % des apports) dans les *Eaux Libres du Sud-Est*, les *Eaux Libres du*

$$\left(\frac{\Delta[\text{Na}^+]}{[\text{Na}^+]}\right)_i = \frac{z}{z - h_j}$$

$$\left(\frac{\Delta[\text{Na}^+]}{[\text{Na}^+]}\right)_i = e^{\frac{hj}{z}} - 1$$

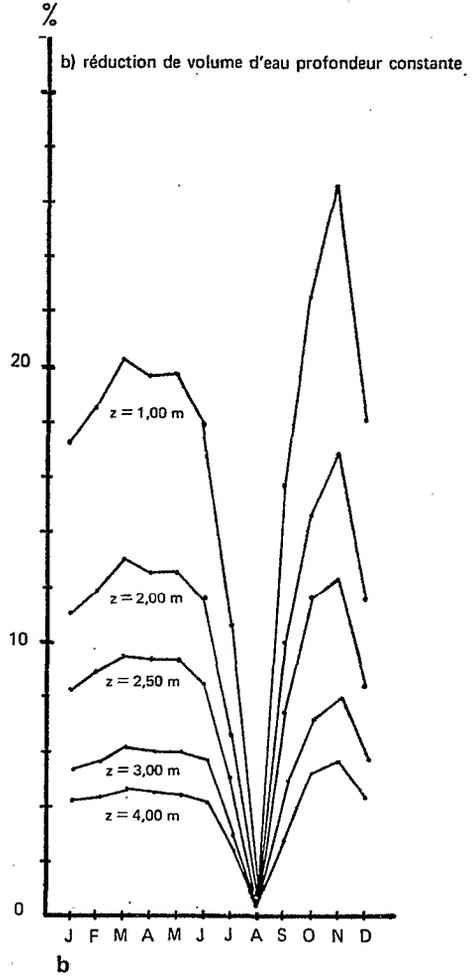
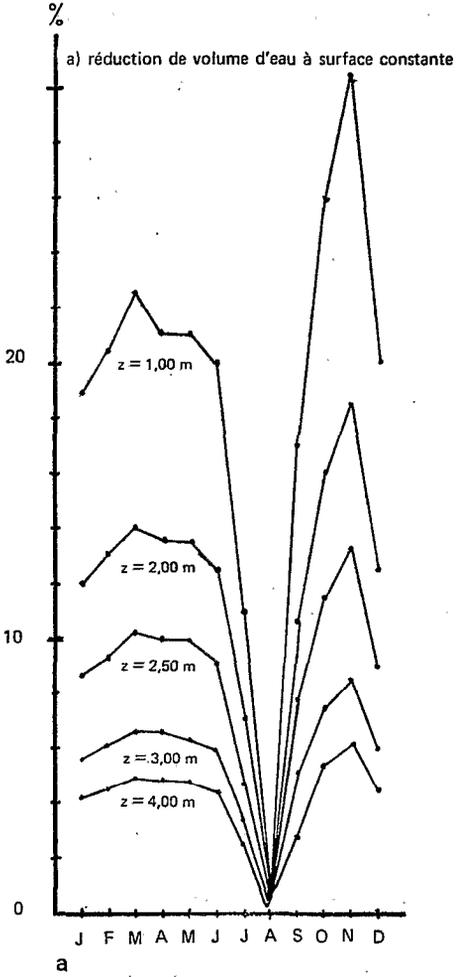


Figure 3.13 - Taux d'accroissements moyens mensuels des teneurs en sodium à différentes profondeurs, dans le cas de la réduction du volume d'eau à surface constante (a) et dans le cas de la réduction du volume d'eau à profondeur constante (b).

Sud et les Ilots-Bancs du Sud-Est où elles n'ont pas encore subi de mélange important avec les eaux résiduelles.

- Les variations saisonnières des taux d'évaporation et des apports météoriques sont trop importants, pour que l'on ne prenne pas en considération l'époque d'entrée des eaux dans le lac. Or, à l'exception des eaux proches du delta, on ne dispose pas de cette donnée. Dans ces conditions, on peut appréhender le temps de séjour *relatif* des eaux dans le lac.

- Enfin, l'inégalité des profondeurs entraîne des variations des teneurs en sodium des eaux qui sont très importantes, en particulier dans les régions à faible profondeur. C'est là un fait important qui nous limite ainsi à ne connaître que le temps de séjour relatif des eaux sur des axes de parcours donnés.

En définitive, il n'est envisageable de décrire que *les déplacements relatifs moyens des eaux suivant les grandes directions d'écoulement*. Il reste également possible de préciser, au cours d'une période définie, l'évolution de la teneur moyenne en sodium d'une masse d'eau d'une région donnée sous le seul effet de l'évaporation et ainsi de dire, par confrontation des valeurs calculées et mesurées, s'il y a conservation de la masse d'eau ou renouvellement partiel de celle-ci par des eaux plus concentrées ou moins concentrées en sodium.

3.9.3. INTERPRETATION DE LA DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA CONCENTRATION EN SODIUM DES EAUX EN TERME DE DEPLACEMENTS D'EAU LORS D'UN CYCLE ANNUEL

Nous allons décrire l'évolution spatio-temporelle des teneurs en sodium des eaux au cours de la période juin 1970 - juin 1971, grâce à des cartes de courbes d'isoconcentration en sodium. Celles-ci ont été établies pour chacune des campagnes à partir de 100 à 200 points de mesure répartis aussi uniformément que possible sur l'ensemble du lac.

Mais, pour pouvoir les interpréter en terme de déplacements d'eau - notre objectif - il faut auparavant analyser brièvement les principales forces qui, en se combinant, engendrent les grands déplacements d'eau au sein du lac. Ces forces sont notamment dues aux régimes des apports fluviaux et des vents ; leur direction et leur amplitude dépendent également de la morphologie de la cuvette.

Ainsi, nous avons vu au paragraphe 3.2.1. (p. 37) que le régime du Chari s'apparentait à un régime tropical de transition, caractérisé par une période de montée des eaux de fin juillet à septembre, une période de hautes eaux d'octobre à novembre, une période de décrue de décembre à début février et une période d'étiage de février à juillet. En conséquence, la distribution saisonnière des apports est telle que le lac est nécessairement alimenté par à-coups : il reçoit près de 50 % des apports fluviaux

d'octobre à novembre, et 75 % des apports fluviatiles de septembre à novembre. La zone deltaïque est donc soumise à un très fort gradient hydraulique au cours de cette période avec un maximum fin octobre - début novembre. Aussi, l'énorme énergie cinétique des eaux de crue engendre-t-elle de grands déplacements d'eau dès le mois de septembre, déplacements qui se poursuivent en s'amortissant dans l'ensemble du lac jusqu'en janvier.

- Le régime des vents a été décrit dans le paragraphe 3.3.1. (p. 42). Rappelons que de mi-octobre à mars l'harmattan se lève régulièrement au milieu de la nuit et tombe en fin de matinée. Il pousse les eaux vers les côtes occidentales et méridionales. De mai à mi octobre, le phénomène s'inverse : les vents de mousson tendent à accumuler les eaux sur les côtes orientales et septentrionales (1). Notons que l'action des vents dans les archipels et les îlots bancs est réduite, ceux-ci étant dirigés perpendiculairement à l'orientation des îles. Enfin, ajoutons qu'à aucun moment de l'année, les vents favorisent les mélanges d'eau entre les cuvettes sud et nord.

- La forme de la cuvette lacustre, la disposition des îles et celle des hauts fonds facilitent certains déplacements et en contrarient d'autres. Ainsi la Grande-Barrière, région peu profonde et encombrée d'îles et d'îlots-bancs, contrarie les échanges entre les Eaux-Libres du Sud-Est et de l'Est et les Eaux-Libres du Nord. De même dans toutes les zones d'archipels et îlots-bancs, les îles et hauts fonds, qui sont généralement orientées sud-est - nord-ouest, freinent la propagation des eaux dans la direction nord-est.

En définitive, la distribution des forces dont dépendent les grands mouvements d'eau (régime des vents et apports fluviatiles) est pratiquement la même d'une année à l'autre : l'époque d'inversion des vents se répète à 15-20 jours près ; celle du maximum de crue du Chari à 10 jours près. Aussi le déroulement des grands mouvements d'eau dans le lac ne subit-il pas de modifications importantes suivant les années. L'ensemble de nos données recueillies de 1968 à 1973 ainsi que celles de Roche pour la même période, en atteste (Carmouze, 1971 ; Roche, 1973). Seule, l'amplitude des mouvements qui est fonction de l'importance de la crue du Chari et du volume du lac, est variable.

Pour la description du cycle annuel, nous avons retenu la période juin 70 - juin 71 ; l'époque juin-juillet, qui est celle précédant la brusque arrivée des eaux de crue du Chari, ayant été choisie comme point de départ.

(1) A ces vents dominants se superposent des vents locaux secondaires dus au micro-climat du lac lui-même. Il s'agit d'une brise diurne qui souffle du lac vers les terres et d'une brise nocturne dirigée en sens inverse. Leur action sur les déplacements d'eau est faible du fait qu'ils sont pratiquement sans influence sur la direction des vents dominants.

a) Mouvements d'eau de la mi-juin à la mi-août (Fig. 3.14. a et b).

Les apports fluviatiles, qui sont très faibles au cours de cette période (8 % des apports annuels), ne peuvent engendrer des déplacements d'eau de grandes amplitudes. Leur équilibre devient notable fin juillet - début août la courbe 0,15 indique la présence d'eaux nouvelles dans les *Eaux-Libres du Sud-Est*), sans pour autant provoquer un renouvellement important d'eau dans les régions proches du delta ; le faible déplacement de la courbe 0,25 de juin à fin juillet en témoigne. De plus, si l'on suppose que les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* sont restées en place au cours de cette période, on peut estimer par le graphique (a) de la figure 3.13. que, pour $z = 2,50$ m, l'augmentation de leur teneur moyenne en sodium est proche de celle qui est constatée fin juillet.

Toutefois, le déplacement de la courbe 0,25 dans sa portion adjacente à la *Grande-Barrière* de mi-juin à début août, ainsi que celui des courbes 0,50, 1,00 et 1,50, indique qu'il se produit un déplacement d'eau bien marqué en direction des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et de l'*Archipel du Nord-Est*. Cet écoulement ne résulte pas - ou sinon pour une faible part - de la poussée des eaux nouvelles en provenance du Chari. En revanche, il est causé pour une grande partie par le refoulement des eaux de la *Grande-Barrière* vers les *Ilots Bancs du Nord-Est* et de l'*Archipel du Nord-Est* sous l'effet du déplacement des eaux des *Eaux-Libres du Sud*, elles-mêmes poussées par les eaux des *Ilots-Bancs du Sud*, qui résulte de l'action des vents de mousson. En effet, les teneurs en sodium des eaux des *Eaux-Libres du Sud* ont augmenté de 0,35 à 0,75 mM/l en moyenne. Or, un tel accroissement ne s'explique que par le remplacement partiel des eaux de cette région par celles des *Ilots-Bancs du Sud*, qui sont plus riches en sodium.

Les autres régions du lac ne sont pas touchées par des déplacements notables d'eau. Ainsi dans l'*Archipel du Sud-Est*, la pénétration des eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* reste faible, à en juger le déplacement des courbes 0,25 et 0,50 de juin à mi-août, qui traduisent en réalité une légère augmentation de la concentration en sodium des eaux en place. Dans les *Eaux-Libres du Nord* et dans les *Ilots-Bancs du Nord*, les déplacements d'eau sont de faible amplitude. Cette remarque est fondée sur la comparaison des courbes d'avril et de celles de juillet. Les déplacements des courbes au cours de cette période résultent de l'augmentation des concentrations en sodium des eaux qui sont restées en place. En effet, à l'aide du graphique (a) de la figure 3.13. on peut prévoir que les eaux d'avril qui ont des teneurs en sodium égales à 2,00, 2,50, 3,00 et 3,50 mM/l doivent atteindre en juillet si elles restent en place, par le seul jeu de l'évaporation 2,40, 3,00, 3,60 et 4,00, compte tenu évidemment des profondeurs. La figure 3.14. (a) montre bien que l'on retrouve effectivement en juillet des valeurs prévues.

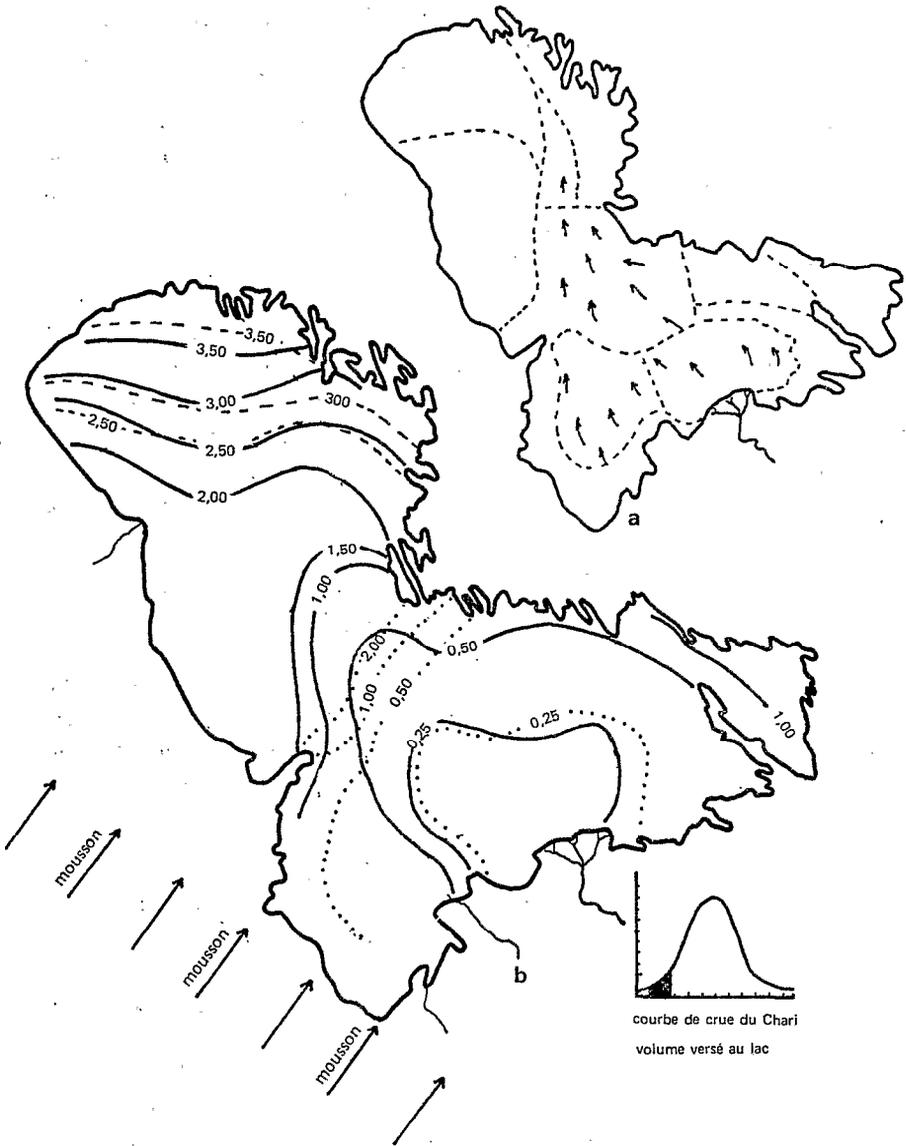


Figure 14 a et b - Grands mouvements d'eau en juin et juillet :

a - carte des courants prédominants et de localisation des régions du lac

b - carte des courbes d'isoconcentration en sodium, exprimées en mM/l

..... courbes de juin
 — courbes de juillet
 - - - courbes d'avril.

courbe de crue du Chari
 volume versé au lac

b) *Mouvements d'eau de la mi-août au début d'octobre (Fig. 3.15, a et b)*

Au cours de cette période, les apports du Chari au lac, qui correspondent à 15-20 % des apports fluviatiles annuels, provoquent un début de remontée du lac.

Les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* ont été refoulées à la périphérie d'après le déplacement des courbes 0,25 et 0,50 de mi-août à début octobre, ceci sans mélange important entre les eaux nouvelles et anciennes, car les concentrations en sodium des eaux dans cette région ont une valeur voisine de celles des eaux qui arrivent au delta (0,11 mē/l environ).

L'écoulement principal se manifeste toujours en direction de l'*Archipel du Nord-Est* et des *Ilots-Bancs du Nord-Est* ; il s'est toutefois intensifié car il est provoqué maintenant, non seulement par les vents de mousson, mais aussi par la poussée des eaux de crue du Chari qui est alors importante. L'ampleur de ce déplacement d'eau est tel que les eaux des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et de l'*Archipel Nord-Est* sont elles-mêmes déplacées en direction des *Ilots-Bancs du Nord*. Le déplacement des courbes 200, 250, 300 de juillet à septembre le montre.

Il y a également dans l'*Archipel du Sud-Est* et dans les *Eaux-Libres du Sud*, un début de pénétration des eaux, qui occupaient les *Eaux-Libres du Sud-Est* en août (voir courbes 0,25 et 0,50).

Dans les *Eaux-Libres du Nord*, peu de mouvements sensibles d'eau sont à noter. L'accroissement de la teneur moyenne des eaux en sodium, qui est passée de fin juillet à fin septembre de 1,65 à 1,75 mM/l, s'explique par la seule action de l'évaporation. On peut d'ailleurs faire la même remarque pour les *Ilots-Bancs du Nord*.

c) *Mouvements d'eau de la mi-octobre à décembre (Fig. 3.16. a et b)*

En octobre-novembre, le lac reçoit 50 % des apports fluviatiles en sorte que le niveau du lac remonte de 25-30 cm ; la poussée des eaux de crue est alors maximale. Ces eaux refoulent brutalement les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* sans qu'il y ait mélange : ainsi on trouve, au sud de la *Grande-Barrrière*, des eaux arrivées à la mi-septembre, qui sont moins concentrées en sodium que les dernières eaux arrivées en octobre dans les *Eaux-Libres du Sud Est*. En effet, en octobre, l'accroissement sous l'effet de l'évaporation de la salure des eaux qui sont arrivées en septembre est inférieur à celui de la salure des eaux du Chari, arrivées à cette époque, vis à vis de celles qui sont arrivées en septembre. Les *Eaux-Libres du Sud-Est* sont devenues à ce moment un véritable prolongement du Chari.

Les eaux ne gagnent plus l'*Archipel du Nord-Est*. Elles pénètrent maintenant directement dans les *Eaux-Libres du Nord*, comme on le constate par le déplacement des courbes 0,25, 0,50 et 1,00. Ce changement provient de l'inversion du régime des vents, car dès la mi-octobre, l'harmattan de secteur nord-est s'installe.

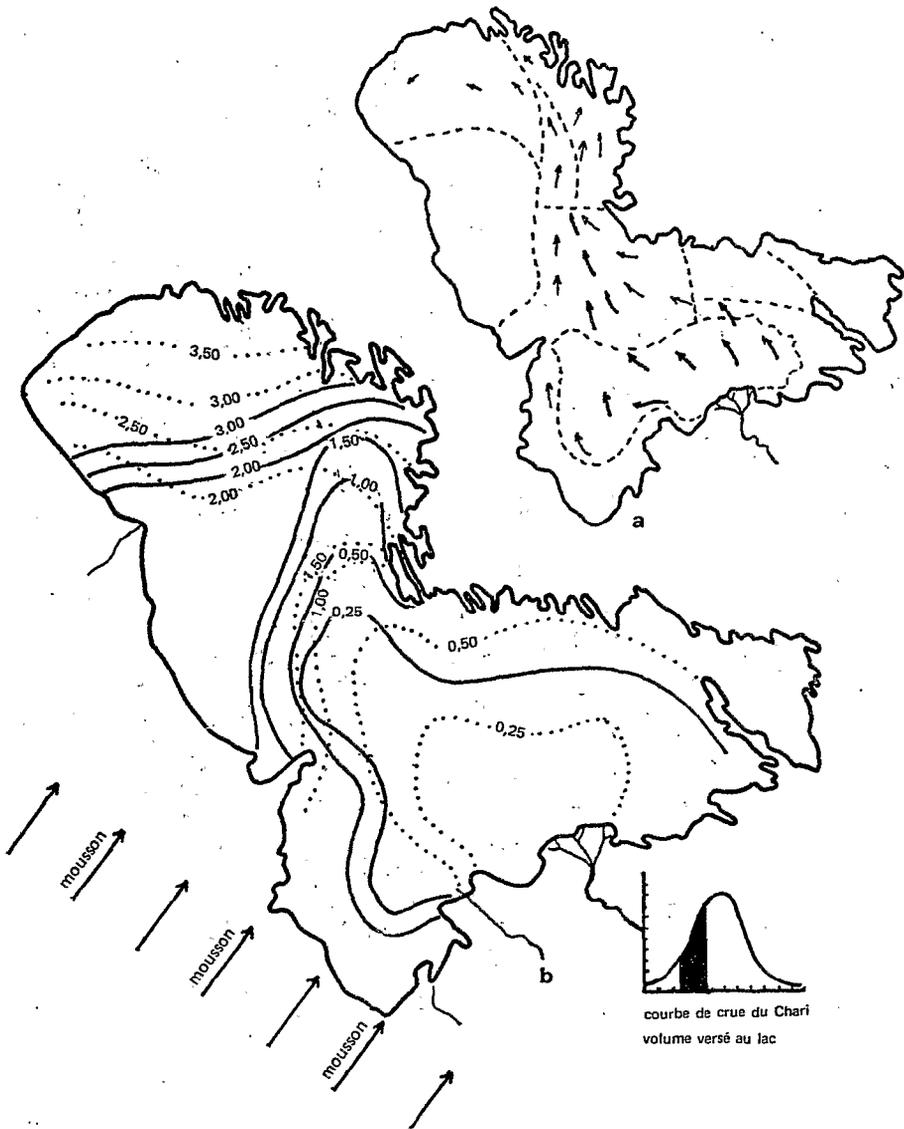


Figure 3.15.a et b - Grands mouvements d'eau en juillet, août et septembre
 a - carte des courants prédominants et de localisation des régions du lac,
 b - cartes des courbes d'isoconcentration en sodium, exprimées en mm/l
 courbes de juillet,
 — courbes de septembre.

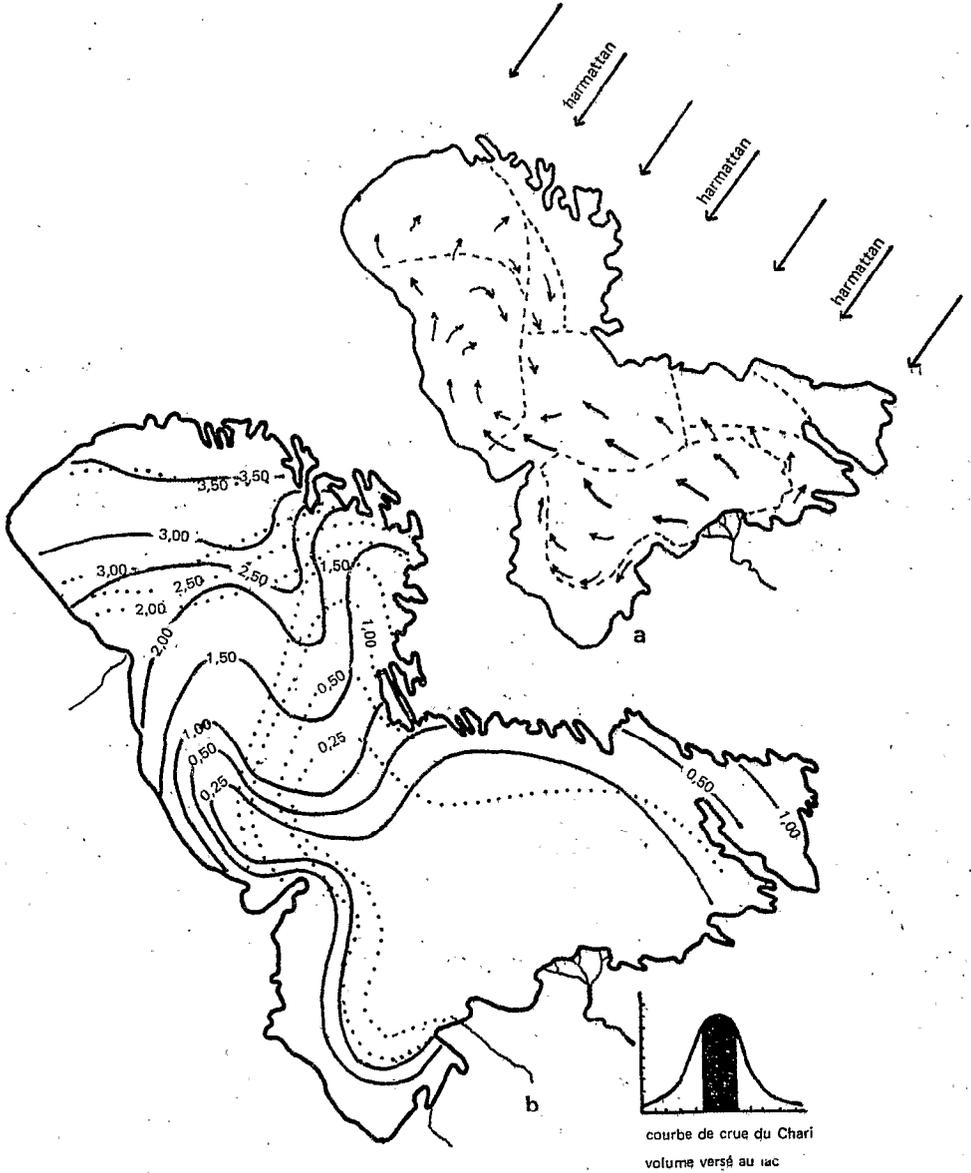


Figure 3.16.a et b - Grands mouvements d'eau d'octobre à mi-décembre
 a - carte des courants prédominants et de localisation des régions du lac,
 b - carte des courbes d'isoconcentration en sodium exprimées en mM/l
 courbes de septembre
 — courbes de novembre.

Les eaux résiduelles des *Eaux-Libres du Nord*, qui ont maintenant une teneur supérieure à 2,00 mM (en s'appuyant sur les augmentations des teneurs en sodium estimées par le graphique b de la figure 3.13.), sont refoulées vers les *Ilots-Bancs du Nord* et l'*Archipel du Nord-Est*, si l'on se réfère au déplacement de la courbe 2,00. Néanmoins, une grande partie d'entre elles sont rapidement mélangées aux eaux de crue. Le centre des *Eaux-Libres du Nord* est occupé en novembre par des eaux de mélange, qui sont comprises entre les courbes 0,25 et 2,00. C'est là un important apport d'eau, qui provoque un déplacement général des eaux vers le nord. De ce fait les eaux des *Ilots-Bancs du Nord* sont comprimées : localisées au nord de la courbe 2,5 en septembre, elles sont maintenant situées au nord de la courbe 3,00, toujours en prenant comme référence l'accroissement des teneurs en sodium donné par le graphique (b) de la figure 3.13.

Dans l'*Archipel du Nord-Est*, le déplacement de la courbe 1,50 traduit une compression et un refoulement des eaux vers la côte sous la poussée des eaux des *Eaux-Libres du Nord*. Le déplacement de la courbe 1,00 montre d'ailleurs qu'il y a homogénéisation partielle des eaux dans cette région ainsi que dans celle des *Ilots-Bancs du Nord-Est*.

Enfin, les eaux de crue s'engagent plus avant dans les *Eaux-Libres du Sud* et dans l'*Archipel de l'Est* (recul des courbes 0,25 et 0,50).

d) *Mouvements d'eau de la mi-décembre à février (Fig.3.17. a et b)*

Au cours de cette période, le lac reçoit 8 à 10 % des apports annuels ; son niveau commence donc à baisser. Le nouvel emplacement des courbes 0,50 et 1,00 en février conduit à penser qu'il n'y a plus pénétration d'eaux dans la cuvette nord. En revanche, les eaux nouvelles ont progressé en direction des *Eaux-Libres du Sud* et des *Ilots-Bancs du Sud*. Dans l'*Archipel du Sud-Est*, la courbe 0,25 a conservé sa position, ce qui prouve qu'il y a encore eu pénétration notable d'eaux. Dans le cas contraire la courbe se serait déplacée vers les régions périphériques.

Dans la cuvette nord, de profonds changements interviennent durant cette période. Dans les *Eaux-Libres du Nord*, les eaux nouvelles se sont mélangées aux eaux résiduelles. Au coeur de cette région, les eaux sont devenues homogènes. Un calcul approximatif effectué en se référant à la nouvelle concentration des eaux en sodium montre que celles-ci sont composées de 45 à 50 % d'eaux résiduelles et de 50 à 55 % d'eaux nouvelles. D'autre côté, les eaux septentrionales des *Eaux-Libres du Nord* ont été refoulées vers les *Ilots-Bancs du Nord*. En effet, ces eaux, dont les teneurs en sodium sont passées de 1,50-2,00 à 2,00-2,50 (l'estimation a été réalisée à l'aide du graphique (b) de la Fig. 3.13.) occupent bien la partie méridionale des *Ilots-Bancs du Nord*. D'après la position des courbes 2,00 et 2,50, les eaux des *Ilots-Bancs du Nord-Est* mélangées aux eaux nouvelles se sont en partie déplacées vers le sud des *Eaux-Libres du Nord*, comme l'indique la courbe 1,50.

Ainsi, les eaux nouvelles ont accompli dans les *Eaux-Libres du Nord*,

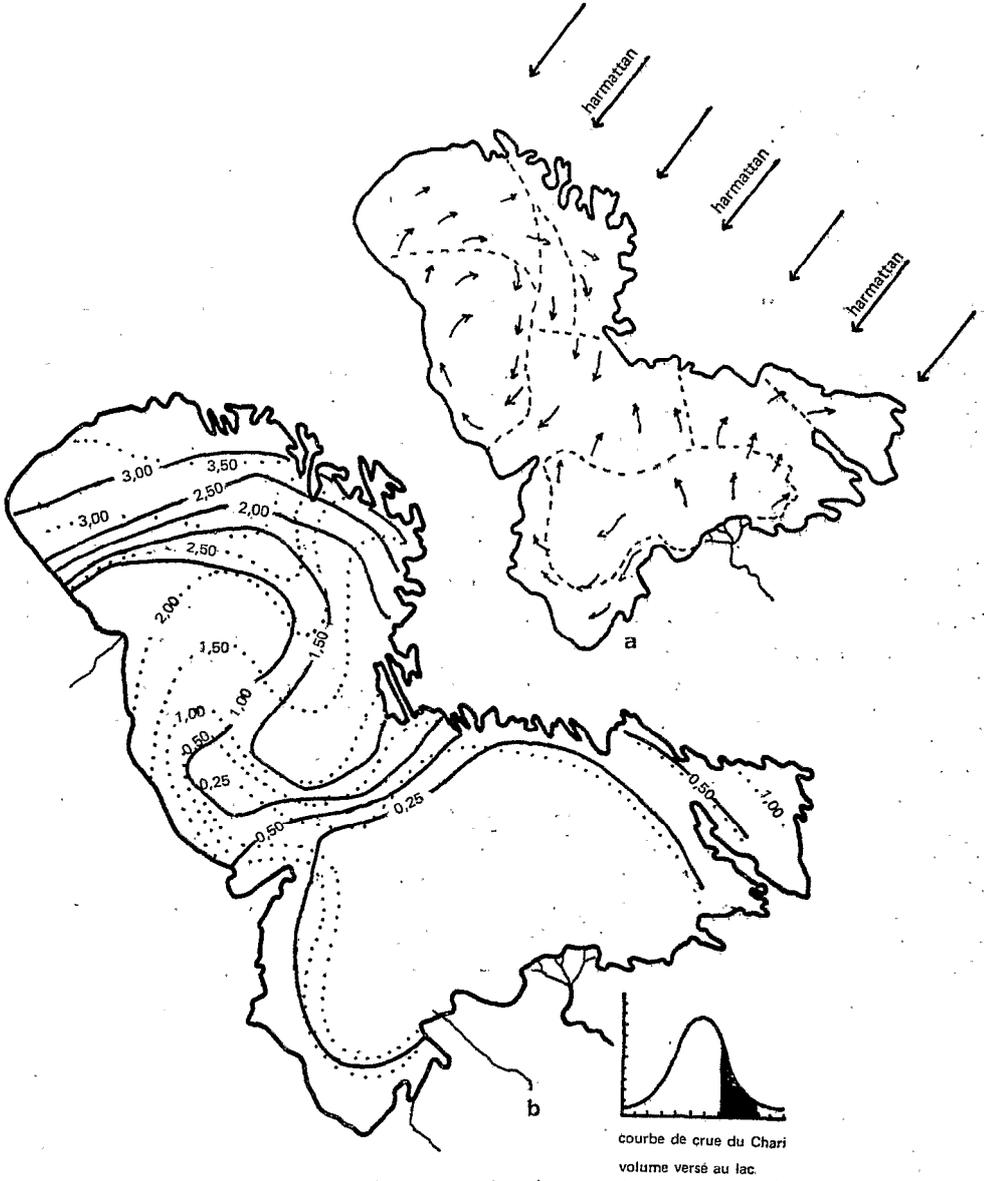


Figure 3.17.a et b - Grands mouvements d'eau de mi-décembre à février
 a - carte des courants prédominants et de localisation des régions du lac,
 b - carte des courbes d'isococoncentration en sodium exprimées en mM/l
 courbes de novembre
 ——— courbes de février.

tout en se mélangeant aux eaux résiduelles, une sorte de mouvement *circulaire*. Ce mouvement a été favorisé par la topographie du milieu (Barrière des îles et flots-bancs des *Ilots-Bancs du Nord*, des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et de la *Grande-Barrière*). Quant à la fin du mouvement elle a été entretenue par l'effet de l'harmattan.

e) *Mouvements d'eau de mars à début juin (Fig. 3.18. a et b et 3.19 a et b)*

A cette période les apports deviennent très faibles (4-5 % des apports annuels), les déplacements d'eau très réduits et le régime des vents instable. C'est la période de transition, l'harmattan étant progressivement remplacé par le vent de mousson.

Les déplacements des différentes courbes de février à juin traduisent une augmentation de la concentration en sodium des eaux dans l'ensemble du lac sous l'effet de l'évaporation. Des mélanges partiels d'eaux de régions contiguës peuvent être mis en évidence. En effet, pour savoir si les eaux ont subi ou non des mélanges avec des eaux plus riches ou moins riches en sodium, il suffit d'estimer par le graphique (a) de la figure 3.13. l'augmentation de la teneur moyenne en sodium due à l'évaporation d'une eau qui reste en place de mars à début juin dans une région donnée, puis de comparer cette augmentation à celle qui est réellement observée.

En procédant de cette manière, on note que les eaux des *Ilots-Bancs* et des *Eaux-Libres du Nord* ont augmenté de 7,7 % et de 30 %. Or, les augmentations prévues par calcul étaient de 12,5 et 17,5 % ; ce qui montre bien qu'il y a eu effectivement mélange entre les eaux plus riches en sodium des *Ilots-Bancs du Nord* et celles moins riches en sodium des *Eaux-Libres du Nord*.

Il se produit également un net mélange entre les eaux des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et celles de l'*Archipel Nord-Est*. Elles ont dans l'ordre augmenté de 12,3 % et 24,5 %, alors que les accroissements prévus étaient de 23 % et 16 %. Les eaux des *Ilots-Bancs du Nord-Est* se sont donc enrichies en sodium au détriment de celles de l'*Archipel Nord-Est*.

Dans la cuvette sud, les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* et celles de l'*Archipel Sud-Est* se sont mélangées : leurs teneurs moyennes en sodium, respectivement égales à 0,13 et 0,26 mM/l, ont atteint en juin les valeurs de 0,22 et 0,37 mM/l ; or, d'après nos prévisions nous trouvons 0,20 et 0,36 mM/l.

En revanche, il se produit un mélange entre les eaux des *Ilots-Bancs du Sud* et celles des *Eaux-Libres du Sud*. Les premières ont eu un accroissement de la teneur moyenne en sodium de 83 % contre 115 % suivant nos estimations s'il n'y avait pas eu de mélanges ; les chiffres respectifs obtenus pour les secondes sont de 210 % et de 72 %. Il y a donc eu appauvrissement des eaux des *Ilots-Bancs du Sud* au profit de celles des *Eaux Libres du Sud*.

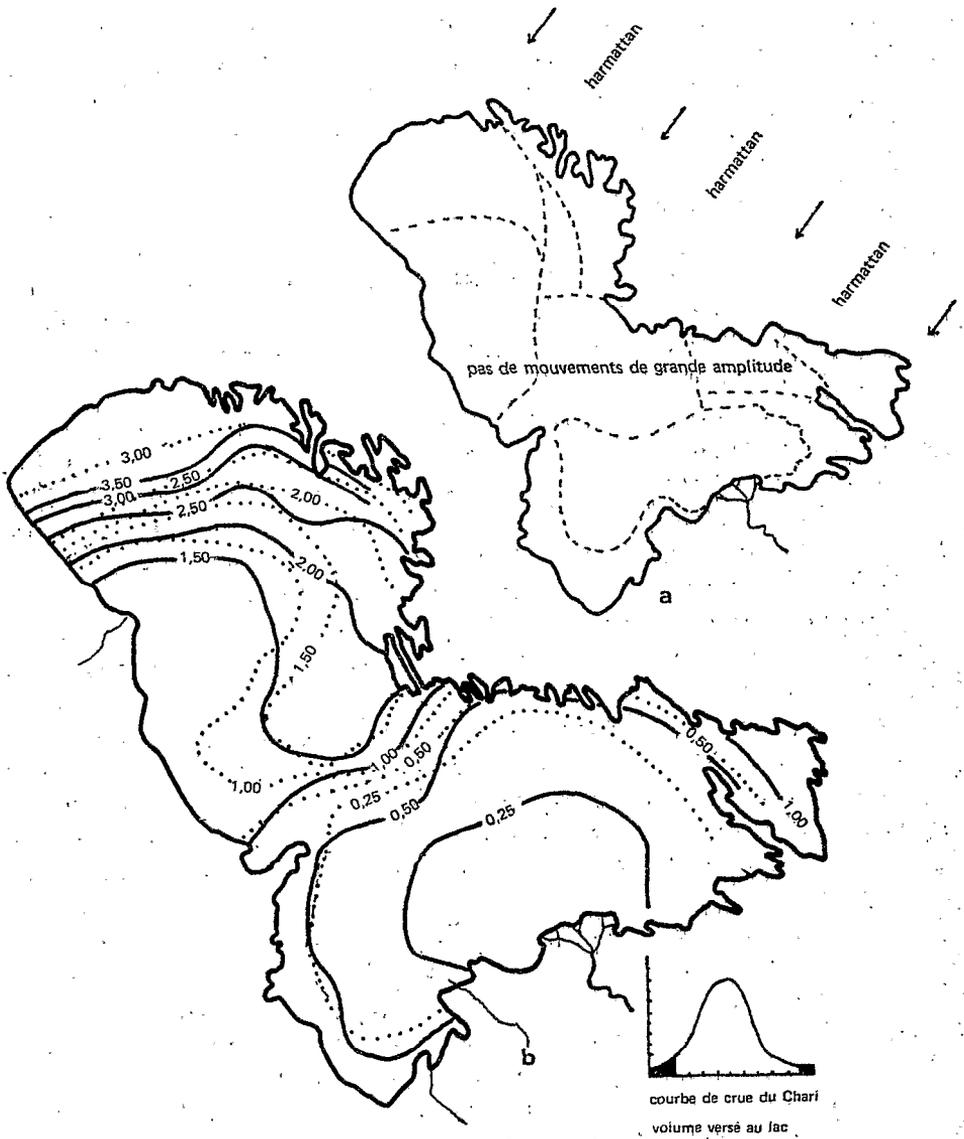


Fig. 3.18.a et b - Grands déplacements d'eau d'avril à juin
 a - carte des courants prédominants et de localisation des régions du lac
 b - carte des courbes d'isoc concentration en sodium exprimées en mM/l
 courbes d'avril
 — courbes de juin.

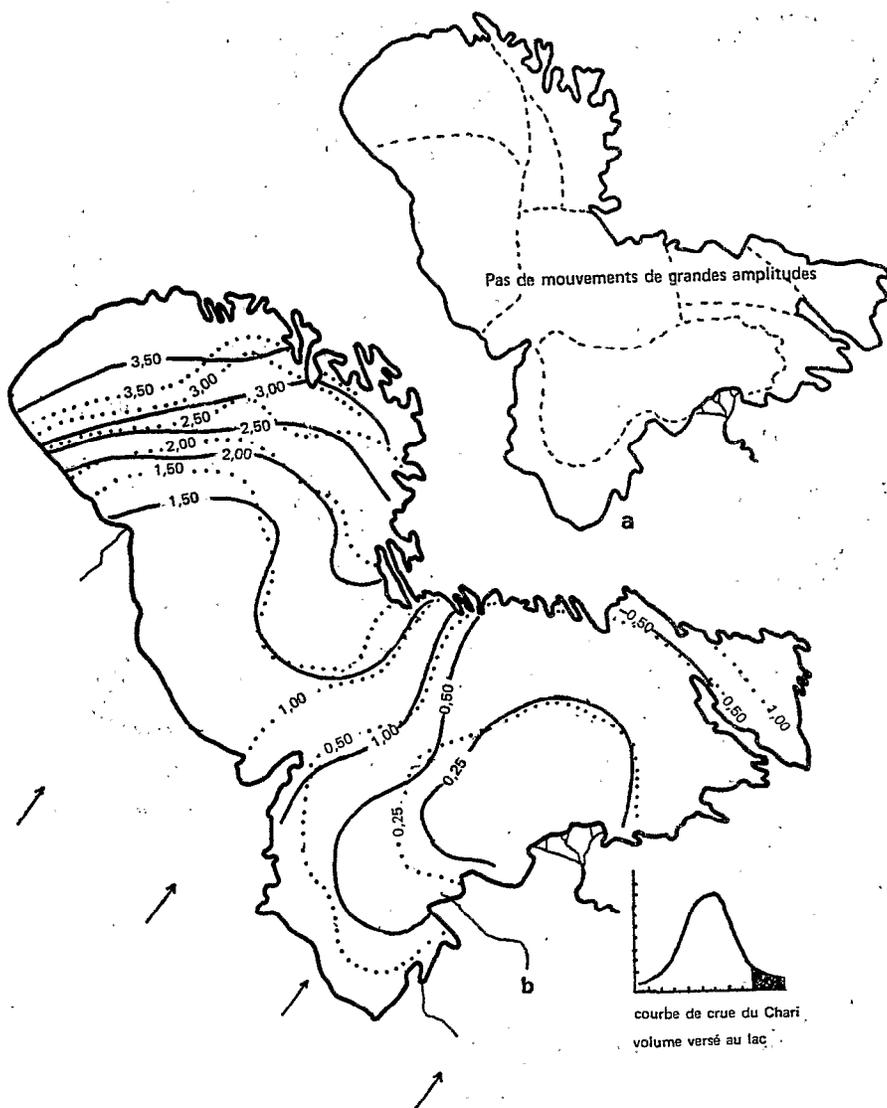


Fig. 3.19.a et b - Grands déplacements d'eau de février à avril
 a - carte des courants prédominants et localisation des régions du lac
 b - carte des courbes d'isoconcentration en sodium exprimées en mM/l
 courbes de février
 — courbes d'avril.

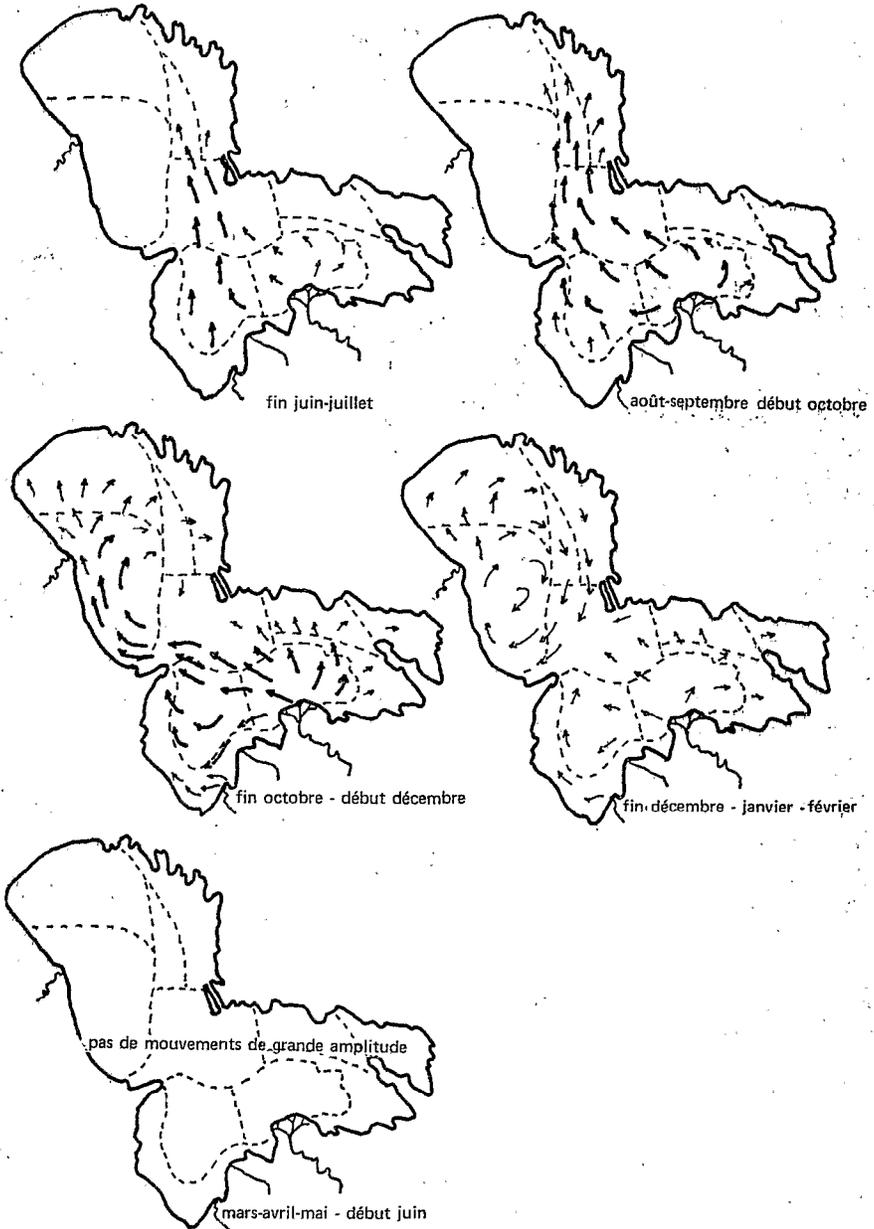


Figure 3.20. Les grands mouvements d'eau au cours d'un cycle annuel.

Ainsi, de février à début juin, même en l'absence de grands déplacements d'eau, on a pu mettre en évidence un certain nombre de brassages d'eau à la frontière des régions adjacentes.

3.9.4. CONCLUSION

En résumé, les grands mouvements d'eau, qui sont principalement engendrés par la crue du Chari et par des vents aux régimes bien tranchés (mousson et harmattan), ont aisément pu être mis en évidence. La planche récapitulative 3.20. en donne une illustration.

En juin, à la fin de l'étiage, les vents de mousson favorisent un déplacement général des eaux du sud vers le nord. Ainsi les eaux des *Ilots-Bancs du Sud* refoulent les eaux des *Eaux-Libres du Sud*, lesquelles chassent les eaux de la *Grande-Barrière* en direction des *Ilots-Bancs du Nord-Est*. Ce déversement d'eau dans la cuvette nord, d'importance modeste, est prolongé fin juillet par la poussée des premières eaux de crue du Chari, qui refoulent brutalement dans cette même direction les eaux des *Eaux-Libres du Sud* et de la *Grande-Barrière*, sans s'étaler dans les régions périphériques de la cuvette sud. Il se prolonge jusqu'au début d'octobre entraînant le déplacement des eaux résiduelles des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et de l'*Archipel du Nord* plus vers le nord. A ce moment, la mousson qui favorise l'écoulement des eaux dans la partie nord est de la *Grande-Barrière*, est remplacée par l'harmattan qui au contraire provoque un déplacement de la zone de déversement des eaux vers le sud de la *Grande-Barrière*. Les eaux de maximum de crue du Chari pénètrent alors directement dans les *Eaux-Libres du Nord* en octobre, novembre et décembre. Elles longent au début la côte nigériane, puis elles amorcent un mouvement circulaire dans les *Eaux-Libres du Nord* en refoulant une partie des eaux résiduelles vers l'*Archipel Nord-Est*. Au sein de la cuvette sud, elles envahissent progressivement les *Eaux-Libres du sud* et, à un degré moindre, les *Ilots-Bancs du Sud* et l'*Archipel du Sud-Est*.

Dès la fin janvier, on ne constate plus de déversement d'eau dans la cuvette nord. Dans les *Eaux-Libres du Nord*, au mouvement incurvé pris par les eaux de crue en novembre et décembre, fait suite un refoulement des eaux situées au nord de la *Grande-Barrière* vers la côte occidentale. Les faibles apports du Chari de février à mars s'étalent alors dans les *Eaux-Libres du Sud-Est* et de l'*Est* et dans l'*Archipel de l'Est*, provoquant un déplacement général d'eau vers la périphérie de la cuvette. Enfin d'avril à juin, il n'y a plus de déplacement notable. D'un autre côté, il faut encore noter que l'alimmentation par à-coup du lac provoque une montée des eaux de fin août à fin décembre et une baisse des eaux de début janvier à fin juillet.

4. ÉTUDE HYDROCHIMIQUE

(Les caractéristiques chimiques des eaux du lac)

4A - HYDROCHIMIE GLOBALE

Équilibre dynamique moyen du lac en sels dissous

4.1. INTRODUCTION

Nous nous proposons, comme cela a été réalisé pour l'eau, d'établir l'équilibre dynamique moyen annuel de chacun des principaux composants de la salure des eaux dans le lac pris dans son ensemble. Les éléments à considérer sont Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , CO_3H^- (1) et SiO_4H_4 (2). La salure des eaux

-
- (1) Nous désignons l'ensemble des espèces carbonatées par CO_3H^- pour simplifier l'écriture, CO_3H^- étant généralement prédominant. Toutefois nous verrons dans le §7.1.3 que notamment CO_3 et à un degré moindre CO_3Mg^0 et CO_3Ca^0 atteignent des proportions relativement importantes.
- (2) - Les chlorures dont la concentration est comprise entre 0,01 mM/l (eaux du Chari) et 0,20 mM/l (eaux septentrionales du lac) représentent toujours moins de 2 % de la salure ionisée exprimée en moles. Aussi ne sont ils pas pris en considération.
- Les sulfates sont également négligés : ils restent inférieurs à 0,10 mM/l
- Les sels dits "nutritifs" tels que les orthophosphates, les nitrates, les nitrites, bien qu'ils jouent un rôle primordial sur l'activité biologique du milieu ne sont pas à retenir, dans l'esprit de notre étude, en raison de leur faibles teneurs dans les eaux.
- Enfin des éléments abondants sous forme particulaire, comme le fer et l'aluminium, sont très faiblement représentés sous forme dissoute. A ce titre, ils ne sont pas pris en compte.

fluviatiles et lacustres, en effet, résulte principalement de la présence de bicarbonates - et de carbonates dans certaines régions du lac - de calcium, sodium, magnésium, potassium et de silicates monomères et dimères non dissociés, ou silice dissoute (1).

Pour aborder ce problème, il est nécessaire de considérer une période suffisamment longue pour que le lac puisse être assimilé à un système en état d'équilibre dynamique. Or, nos données concernant l'hydrochimie des fleuves et du lac, laquelle a débuté plus récemment que l'hydrologie, ne couvrent qu'une faible partie de la période 1954-1972, qui a été retenue pour l'étude hydrologique :

- Ainsi pour les fleuves, les premières données, qui reposent sur des mesures de conductivité des eaux du Logone et Chari, effectuées juste en amont de la confluence de ces deux fleuves, ont été recueillies à partir de 1958 par les hydrologues ORSTOM de N'Djamena. Mais les composants de la salure ne sont mesurés que depuis 1967 (Roche, 1968, 1973 ; Carmouze, 1971 ; Gac et Pinta, 1973).

- Pour le lac, les premières données détaillées remontent à 1968 (Carmouze, 1968, 1969, 1971, 1973 ; Roche, 1969, 1973).

Toutes ces données concernent une période *très courte* pour que l'on puisse définir directement les équilibres moyens annuels des composants de la charge dissoute des eaux. Il reste néanmoins possible d'atteindre cet objectif en abordant le problème par une voie approchée :

- Dans le cas des apports fluviatiles les données montrent que, pour une saison envisagée, les concentrations des sels dissous varient peu d'une année à l'autre, ceci quels que soient les débits enregistrés. De ce fait il devient possible, après avoir déterminé les concentrations mensuelles moyennes des composants de la salure, de calculer les apports saisonniers et annuels du lac correspondant à chacun d'eux, pour toute année dont l'hydrogramme est connu. Or, ceux-ci ont été établis pour la même période que celle qui a été retenue lors de l'étude hydrologique, c'est-à-dire 1954-1972.

- Dans le cas du lac, l'estimation des caractéristiques hydrochimiques moyennes est plus malaisée, car comme nous allons le voir, les stocks des composants de la salure sont en grande partie fonction du volume lacustre. Or, on sait que les caractéristiques hydriques du lac en 1967 sont celles de son état d'équilibre par rapport au régime moyen des apports établis sur la période 1954-1972. Aussi, la relation approchée existant entre les stocks des éléments dissous et le volume va-t-elle nous permettre d'extrapoler, à partir des données de 1968 à 1972, les valeurs moyennes des stocks lacustres des composants de la salure pour l'année 1967. A partir de là, nous admettons en première approximation que les valeurs ainsi obtenues caractérisent l'état d'équilibre dynamique du lac par rapport au régime moyen des apports et pertes de 1954 à 1972.

(1) SiO_4H_4 , dénommé silicates dissous et silice respectivement par les hydrochimistes et les géochimistes, sera désigné ici sous le nom de silice dissoute.

Quant aux pertes moyennes totales correspondant à cette période, elles peuvent être estimées comme étant égales aux apports. Elles procèdent d'infiltrations et de sédimentations biogéochimiques, qui sont d'importance variable selon l'élément considéré. Si l'on suppose que le sodium n'est éliminé que par infiltration, il devient possible d'estimer la part relative de ces deux types de pertes pour chacun des autres éléments.

Ainsi, la méthode suivie consiste à procéder successivement aux opérations suivantes :

- déterminer pour la période 1954-1972 les apports fluviaux annuels des différents éléments dissous,
- déduire de ces derniers les pertes moyennes annuelles par infiltration et sédimentation,
- estimer les stocks lacustres moyens,
- enfin, établir les équilibres hydrochimiques moyens annuels du lac au cours de cette période.

4.2. REGIME MOYEN DES APPORTS DISSOUS FLUVIAUX

4.2.1. APPORTS DISSOUS DU CHARI INFÉRIEUR

Avant d'évaluer les quantités de sels dissous transportées par le Chari, il faut auparavant déterminer la composition chimique des eaux.

a) Détermination de la composition chimique des eaux.

La chimie des eaux du Chari peut être étudiée à partir des seuls échantillons recueillis à Fort Foureau et Chagoua, localités situées juste en amont de la confluence du Logone et du Chari, car au cours de leur trajet inférieur les eaux conservent leurs caractéristiques chimiques.

Les premières données obtenues sur la salure des eaux sont des mesures de conductivité qui sont effectuées depuis 1958, tous les 8 à 15 jours par les hydrologues de l'ORSTOM, au niveau de ces deux localités (Touchebeuf et al., 1969). Nous en avons déduit les conductivités des eaux du Chari inférieur résultant du mélange à N'Djamena. A partir de ces nouvelles valeurs, nous avons ensuite calculé la salure globale ionisée en termes de milli-équivalents par litre, ou mé/1, en se référant à une relation entre la conductivité C et la charge totale des cations (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ et K^+), Q^+ , ou celle des anions (CO_3H^-), Q^- , établie empiriquement (Carmouze, 1968) (1):

(1) Notons dès à présent que les concentrations des eaux en sels dissous seront exprimées en millimoles par litre, ou mM/l, pour, le cas échéant, être directement utilisable en thermodynamique. Mais dans le cas où il s'agit, comme ici, de la salure globale ionisée calculée à partir de mesures de conductivité, les résultats ne peuvent être exprimés qu'en mé/1, vu que la conductivité ne renseigne pas sur la composition ionique des eaux.

$$C_{\text{umhos/cm à } 25^{\circ}\text{C}} = 95,5 Q^{+} \text{ mē/l} - 2,0(Q^{+})^2 \text{ mē/l} = 95,5 Q^{-} \text{ mē/l} - 2,0(Q^{-})^2 \text{ mē/l}.$$

L'ensemble des résultats, ainsi obtenus sur quatorze années, montrent que la salure ionisée varie entre 0,38 et 0,78 mē/l et ce, selon le rythme saisonnier suivant : en début de crue, de juillet à septembre, la salure diminue de 0,55-0,60 mē/l à 0,38-0,42 mē/l en août, puis remonte à 0,45-0,50 mē/l ; en période de hautes eaux, d'octobre à novembre, elle augmente de 0,50 à 0,55 mē/l ; au cours de la décrue de décembre à février, elle passe de 0,55-0,60 mē/l à 0,65-0,67 mē/l ; pendant l'étiage, de janvier à mai, elle est comprise entre 0,67 et 0,77 mē/l. Ces concentrations ioniques saisonnières varient peu d'une année à l'autre, quelle que soit l'importance de la crue : elles n'excèdent pas 10 % de la valeur moyenne pour les périodes de montée des eaux, de hautes eaux et de décrue ; elles peuvent être légèrement supérieures à cette valeur pour la période d'étiage. Autrement dit, la salure globale ionisée est davantage fonction de l'époque de l'année que des débits enregistrés au cours de celle-ci. Une illustration en est donnée par la figure 4.1. qui représente les diagrammes "débits-concentrations ioniques-saisons" de deux crues, l'une forte (1955), l'autre faible (1964).

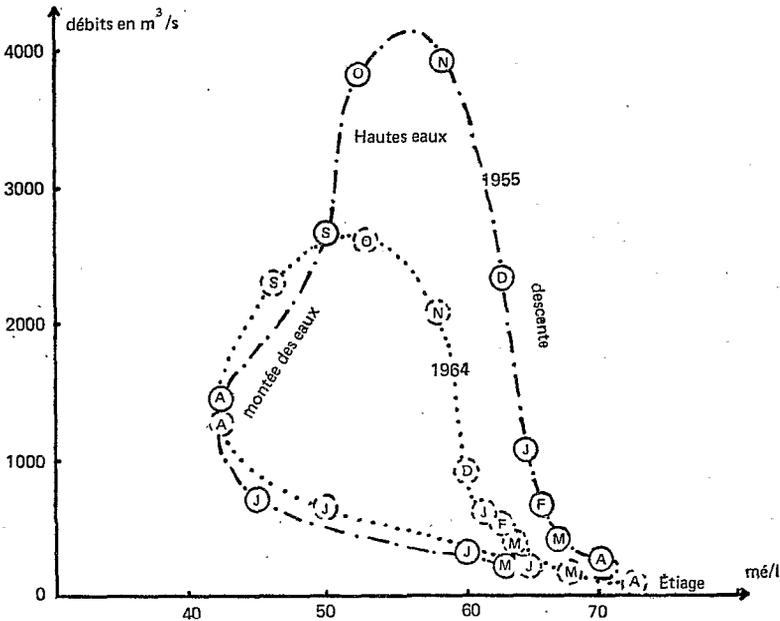


Figure 4.1 - Diagrammes «débits - concentrations ioniques - saisons» pour les crues de 1955 et 1964
J A .. symbolisent les mois de juillet, août, ..

L'étude des composants de la salure des eaux du Chari à N'Djamena est entreprise depuis 1968 par Roche (1968-1973) et nous-même (Carmouze, 1971) (1). Les concentrations moyennes mensuelles de chacun d'eux, qui ont été calculées à partir de l'ensemble des données disponibles, sont regroupées dans le tableau 4.1. Les valeurs mensuelles des bicarbonates sont comprises entre 0,41 et 0,72 mM/l, celles du calcium entre 0,071 et 0,137 mM/l, celles du magnésium entre 0,067 et 0,115 mM/l, celles du sodium entre 0,105 et 0,155 mM/l, celles du potassium entre 0,040 et 0,060 mM/l et enfin celles de la silice dissoute entre 0,300 et 0,425 mM/l (Tabl. 4.1., Fig. 4.2.a, b et c). L'ensemble des résultats, bien que ces derniers soient étalés sur une période assez courte - 1968-1972 - montre que les concentrations des différents composants de la salure, de même que celles de la salure globale ionisée, sont principalement fonction de l'époque de l'année.

La composition relative de la salure peut être définie par les paramètres suivants : $[\text{HCO}_3^-]_r = [\text{HCO}_3^-] / ([\text{HCO}_3^-] + [\text{SiO}_4\text{H}_4])$, $[\text{SiO}_4\text{H}_4]_r = [\text{SiO}_4\text{H}_4] / ([\text{HCO}_3^-] + [\text{SiO}_4\text{H}_4])$, $[\text{Ca}^{++}]_r = [\text{Ca}^{++}] / \Sigma \text{ cations}$, $[\text{Mg}^{++}]_r = [\text{Mg}^{++}] / \Sigma \text{ cations}$, $[\text{Na}^+]_r = [\text{Na}^+] / \Sigma \text{ cations}$ et $[\text{K}^+]_r = [\text{K}^+] / \Sigma \text{ cations}$.

Elle est reportée dans le tableau 4.1. L'examen de ce tableau et de la figure 4.2. d montrent alors que $[\text{HCO}_3^-]_r$ varie entre 57,7 et 62,9 %, $[\text{SiO}_4\text{H}_4]_r$ entre 37,1 et 42,3 %, $[\text{Ca}^{++}]_r$ entre 25,1 et 31,2 %, $[\text{Mg}^{++}]_r$ entre 20,8 et 24,5 %, $[\text{Na}^+]_r$ entre 32,9 et 37,1 % et enfin $[\text{K}^+]_r$ entre 12,2 et 15,3 %.

Il est possible de situer la composition chimique des eaux du Chari par rapport à celle d'autres eaux continentales ; il suffit pour cela d'utiliser les courbes cumulatives montrant la fréquence de distribution de divers constituants dissous dans les eaux continentales, établies par Davies et De Wiest (1966) à partir de données provenant principalement de rivières des U.S.A. (Fig. 4.3.).

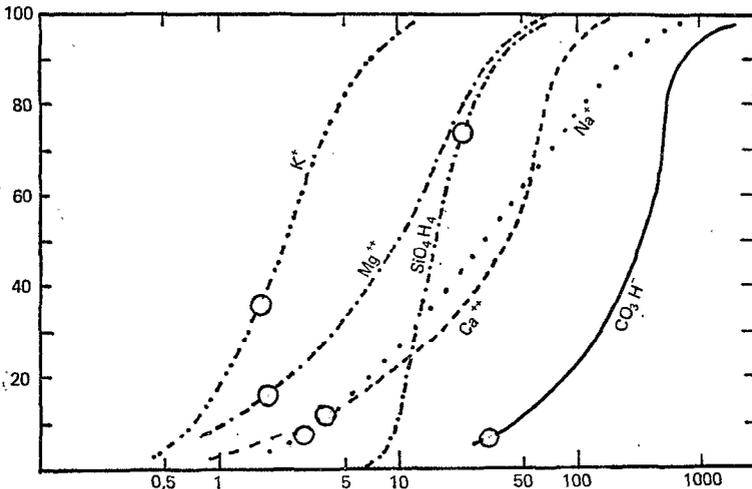
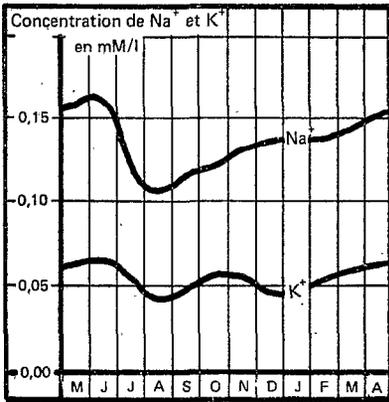
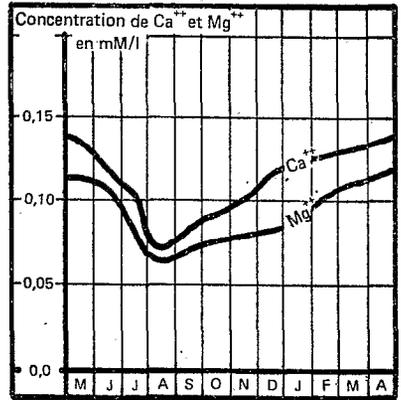


Figure 4.3 - Position des données chimiques des eaux du Chari sur des courbes cumulatives de fréquence de distribution en Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- et SiO_4H_4 (tirées de DAVIES et DE WIEST, 1966).

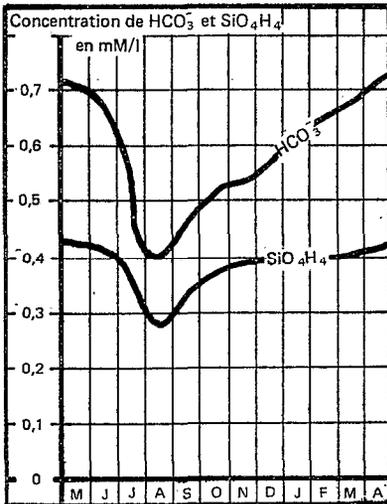
(1) Cette étude est poursuivie depuis 1973 par Gac.



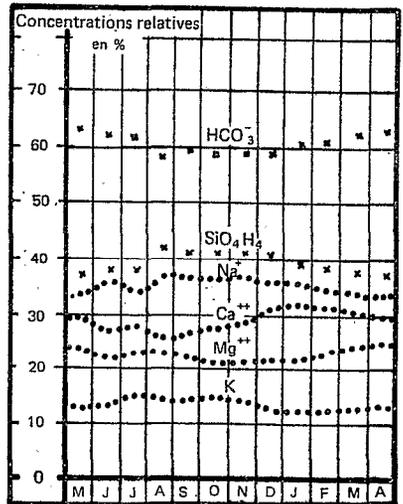
a



b



c



d

Figure 4.2.a.b.c et d - Courbes d'évolution saisonnière de la composition chimique des eaux du Chari :

- a - concentration absolue en Na^+ et K^+ ;
- b - concentration absolue en Ca^{++} et Mg^{++} ;
- c - concentration absolue en HCO_3^- et SiO_4H_4 ;
- d - concentrations relatives en Na^+ , K^+ , Ca^{++} , CO_3H^- et SiO_4H_4

Ainsi par rapport à la composition chimique moyenne de ces eaux, on remarque que la charge dissoute du Chari est près de deux fois plus faible. Ce sont les ions CO_3H^- , Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} et à un degré moindre K^+ qui présentent des concentrations franchement basses. En revanche, la silice dissoute a une concentration plus élevée que la moyenne.

b) Evaluation des transports en éléments dissous

Nous avons noté dans le paragraphe précédent que, pour une saison donnée, les variations interannuelles de la concentration de la salure globale ionisée des eaux du Chari ainsi que celles des composants eux-mêmes étaient relativement faibles. En conséquence, comme on l'a déjà dit, il devient possible, en partant des teneurs moyennes mensuelles indiquées au tableau 4.1., de calculer les apports au lac de chacun des composants de la salure pour toute année dont les données hydrologiques seraient connues.

Le calcul envisagé est le suivant : soit i l'élément i et $[i]_j$ la concentration moyenne de i au cours du mois j . La quantité de i transportée au cours de l'année k , $(i)_k$, est égale à la somme des apports mensuels : $\sum_j [i]_j \cdot (v)_{jk}$; $(v)_{jk}$ étant le volume d'eau écoulé au cours du mois j de l'année k . Les valeurs de $[i]_j$ sont tirées du tableau 4.1.; quant à celles de $(v)_{jk}$ elles proviennent des monographies du Logone (Bouchardeau et al., 1968) et du Chari (Billon et al., 1969) ; les plus récentes d'entre elles nous ont été communiquées par les hydrologues ORSTOM de N'Djamena.

De cette manière les apports annuels des différents composants de la salure ont pu être évalués pour la période 1954-1972 (Tabl. 4.2. ; Fig. 4.4.a, b, c et d). A partir de là, on a été amené à calculer les valeurs moyennes annuelles, $(\bar{i})_{\text{ch}}$. Les résultats obtenus sont les suivants :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{ch.}} &= 20,80 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_{\text{ch.}} &= 15,00 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Ca}^{++}})_{\text{ch.}} &= 4,05 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_{\text{ch.}} &= 3,10 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Na}^+})_{\text{ch.}} &= 5,10 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_{\text{ch.}} &= 1,90 \times 10^{12} \text{ mM} \end{aligned}$$

Les valeurs annuelles sont généralement comprises entre 75 et 125% de ces valeurs moyennes annuelles. Toutefois, le rapport des valeurs extrêmes avoisine 3. (crue 1955/crue 1972). On pourrait remarquer en examinant les figures 4.3. a, b, c et d (1) que le régime des apports annuels en sels dissous évolue parallèlement à celui des apports annuels en eau. Ceci vient du fait que d'une part les pourcentages des apports mensuels en eau du Chari varient peu d'une année à l'autre et que d'autre part, la salure est principalement fonction des saisons et non des débits enregistrés au cours de celles-ci.

(1) En fait, ces figures sont relatives aux apports totaux en sels. Mais les apports de l'El Beïd sont faibles devant ceux du Chari.

Tableau 4.1. Composition chimique des eaux du Chari : concentrations moyennes mensuelles absolues, [i] en (mM/l) et relatives

$$[i]_r \text{ (en \%)} : [\text{CO}_3\text{H}^-]_r = [\text{CO}_3\text{H}^-] / [\text{CO}_3\text{H}^-] + [\text{SiO}_4\text{H}_4] ; [\text{SiO}_4\text{H}_4]_r = [\text{SiO}_4\text{H}_4] / [\text{CO}_3\text{H}^-] + [\text{SiO}_4\text{H}_4] ;$$

$$[\text{Ca}^{++}]_r = [\text{Ca}^{++}] / \Sigma [\text{cations}] ; [\text{Mg}^{++}]_r = [\text{Mg}^{++}] / \Sigma [\text{cations}] ; [\text{Na}^+]_r = [\text{Na}^+] / \Sigma [\text{cations}] ; [\text{K}^+]_r = [\text{K}^+] / \Sigma [\text{cations}] .$$

i	CO ₃ H ⁻	SiO ₄ H ₄	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	CO ₃ H ⁻	SiO ₄ H ₄	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
J	0,60	0,400	0,125	0,087	0,140	0,049	60,0 %	40,0 %	31,2 %	21,7 %	34,9 %	12,2 %
F	0,63	0,408	0,127	0,100	0,140	0,052	60,6	39,4	30,3	23,8	33,4	12,4
M	0,66	0,408	0,132	0,107	0,145	0,056	61,7	38,3	30,0	24,3	32,9	12,7
A	0,70	0,425	0,137	0,115	0,154	0,062	62,2	37,8	29,3	24,5	32,9	13,2
M	0,69	0,425	0,135	0,112	0,155	0,060	61,8	38,1	29,2	24,2	33,5	13,0
J	0,65	0,415	0,120	0,102	0,161	0,060	61,0	39,0	27,1	23,0	36,3	13,5
J	0,545	0,350	0,102	0,087	0,125	0,057	60,9	39,1	27,5	23,4	33,6	15,3
A	0,41	0,300	0,071	0,067	0,105	0,040	57,7	42,3	25,1	23,6	37,1	14,1
S	0,46	0,325	0,086	0,070	0,116	0,046	58,5	41,5	27,0	22,0	36,5	14,4
O	0,49	0,375	0,094	0,073	0,120	0,050	58,2	41,8	27,9	21,6	35,6	14,8
N	0,525	0,383	0,104	0,075	0,131	0,050	56,6	43,4	28,8	20,8	36,4	13,9
D	0,57	0,390	0,120	0,082	0,135	0,047	59,4	40,6	31,2	21,3	35,1	12,2
Moy. ann.	0,515	0,370	0,101	0,077	0,127	0,047	58,2	41,8	28,7	21,8	36,1	13,3

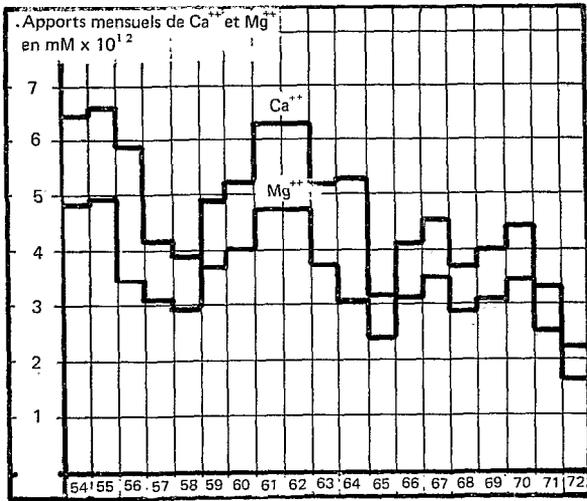
Tableau 4.2. Les quantités annuelles de sels dissous apportés par le Chari et l'El Beïd au lac (a). Les quantités totales apportées au lac en valeurs moyennes annuelles pour la période 1954-1972 (b). Les résultats sont exprimés en $\text{mM} \times 10^{12}$.

Années	C H A R I						E L B E I D					
	CO_3H^-	SiO_4H_4	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	CO_3H^-	SiO_4H_4	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+
54	21,85	15,50	4,25	3,20	5,30	1,95	3,20	2,15	0,60	0,40	0,95	0,30
55	27,35	19,40	5,30	4,05	6,65	2,45	3,05	2,10	0,55	0,40	0,90	0,25
56	26,25	18,65	5,20	3,90	6,40	2,35	2,80	1,90	0,50	0,40	0,85	0,25
57	18,85	13,35	3,65	2,20	4,60	1,70	0,70	0,50	0,15	0,10	0,20	0,05
58	18,45	13,10	3,50	2,15	4,50	1,65	0,70	0,50	0,15	0,10	0,20	0,05
59	21,35	15,35	4,15	3,15	5,20	1,95	1,65	1,10	0,30	0,20	0,50	0,15
60	22,35	15,80	4,35	3,30	5,45	2,00	2,25	1,50	0,40	0,30	0,65	0,20
61	27,45	19,50	5,30	4,05	6,70	2,50	2,70	1,85	0,50	0,35	0,80	0,25
62	25,60	18,15	4,95	3,80	6,25	2,30	1,55	1,05	0,30	0,20	0,45	0,15
63	23,30	16,50	4,50	3,45	5,70	2,10	2,00	1,35	0,35	0,25	0,60	0,20
64	22,90	16,25	4,45	3,40	5,60	2,05	1,30	0,90	0,25	0,15	0,40	0,10
65	17,40	12,35	3,30	2,50	4,25	1,55	0,70	0,50	0,15	0,10	0,20	0,05
66	17,40	12,35	3,30	2,50	4,25	1,55	0,85	0,55	0,15	0,10	0,25	0,05
67	19,70	13,95	3,80	2,90	4,80	1,80	1,80	1,20	0,35	0,25	0,50	0,15
68	17,45	12,45	3,40	2,60	4,25	1,60	0,70	0,50	0,15	0,10	0,20	0,05
69	17,80	12,60	3,45	2,65	4,35	1,60	1,65	1,10	0,30	0,20	0,50	0,15
70	19,70	13,95	3,80	2,90	4,80	1,80	1,75	1,20	0,30	0,25	0,50	0,15
71	17,00	12,05	3,30	2,50	4,15	1,55	0,70	0,50	0,15	0,10	0,20	0,05
72	10,25	7,20	2,00	1,50	2,50	0,95	0,50	0,30	0,10	0,05	0,15	0,05
Moyenne	20,35	15,00	4,05	3,10	5,10	1,90	1,60	1,10	0,30	0,20	0,50	0,15

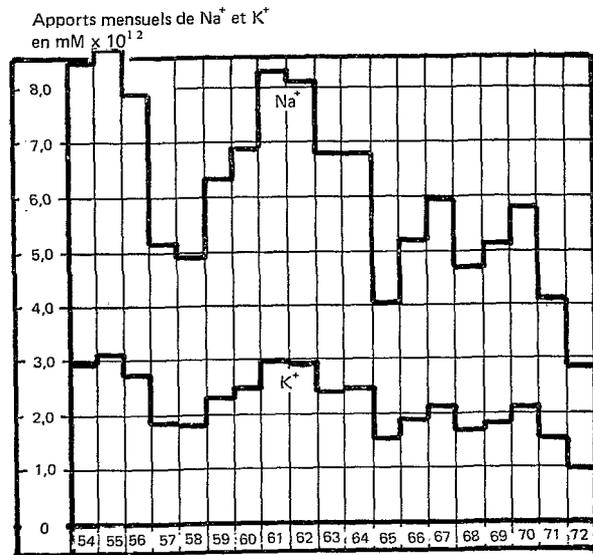
(a)

	CO_3H^-	SiO_4H_4	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+
Total annuel	22,40	16,10	4,35	3,30	5,60	2,05

(b)



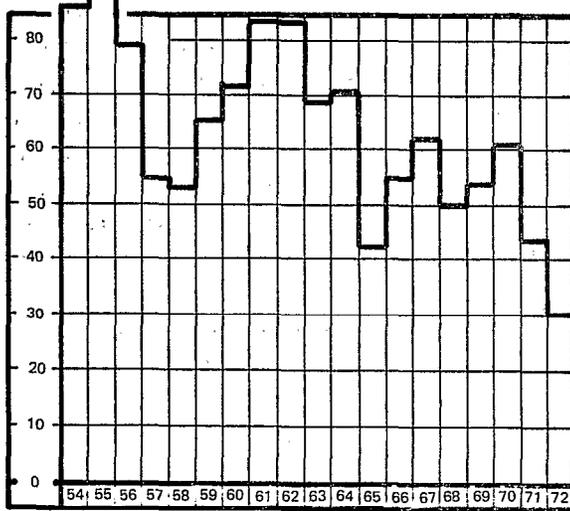
a



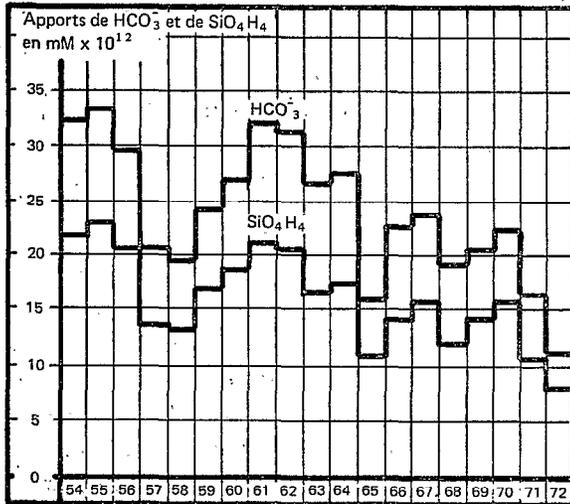
b

Figure 4.4:a et b - Les apports annuels en sels dissous au lac de 1954 à 1972 :
a - Ca^{++} et Mg^{++}
b - Na^+ et K^+

Apports totaux en sels dissous
en $\text{mM} \times 10^{12}$



c.



d.

Figure 4.4.c et d. - Les apports annuels en sels dissous au lac de 1954 à 1972 :
c.- salure totale,
d.- CO_3H^- et SiO_4H_4 .

La distribution saisonnière des apports en sels se rapproche de celle des apports en eaux par le fait que les concentrations mensuelles en sels ne varient au maximum que du simple au double, tandis que les volumes mensuels varient dans le rapport de 1 à 20. Toutefois, du fait qu'en période de basses eaux les salures sont plus élevées qu'aux autres périodes, la distribution saisonnière des apports en sels est légèrement plus étalée que celle des apports en eaux. Le lac reçoit en moyenne 44 % des apports en sels contre 44% des apports en eaux en période de hautes eaux ; 7,6 % contre 6,5 % en période de basses eaux, 24,9 % contre 28 % en période de montée des eaux, 23,5 % contre 21,5 % en période de décrue. Cette distribution des apports en sels dissous varie peu en valeur relative d'une année à l'autre. En revanche, en valeur absolue, pour un mois ou une saison donnée, ils sont susceptibles de varier du simple au double selon l'importance de la crue.

4.2.2. APPORTS EN SELS DISSOUS DE L'EL BEÏD

a) Détermination de la composition chimique des eaux.

La composition chimique des eaux de l'El Beïd est variable ; elle est fonction de l'importance de la crue (Roche, 1973). Les valeurs moyennes annuelles qui ont été obtenues sont les suivantes : $[\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}] = 1,15 \text{ mM/l}$; $[\overline{\text{Ca}^{++}}] = 0,215 \text{ mM/l}$; $[\overline{\text{Mg}^{++}}] = 0,15 \text{ mM/l}$; $[\overline{\text{Na}^+}] = 0,35 \text{ mM/l}$; $[\overline{\text{K}^+}] = 0,10 \text{ mM/l}$; Pour déterminer $[\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}]$, élément qui n'a pas été mesuré, nous allons supposer que le rapport $[\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}] / \Sigma \text{ cations}$ des eaux de l'El Beïd est égal à celui des eaux du Chari inférieur. A partir de là, on trouve $[\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}] = 0,71 \text{ mM/l}$.

b) Evaluation des transports en sels dissous.

Les estimations des apports des principaux composants de la salure sont réalisées à partir des données hydrologiques tirées de la monographie du Logone (Bouchardeau et al., 1968) et de la composition chimique moyenne des eaux établie par Roche (1973). Elles sont très approximatives, car la composition chimique des eaux varie largement en fonction du régime hydrique. Toutefois, le calcul des apports totaux en est peu affecté, étant donné la faible participation de cette rivière à l'alimentation du lac (3 % de ces derniers) (Tabl. 4.2.).

Enfin, les valeurs moyennes annuelles obtenues, $(\bar{i})_{\text{E.B.}}$, sont les suivantes :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{E.B.}} &= 1,6 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_{\text{E.B.}} &= 1,1 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Ca}^{++}})_{\text{E.B.}} &= 0,30 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_{\text{E.B.}} &= 0,20 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Na}^+})_{\text{E.B.}} &= 0,50 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_{\text{E.B.}} &= 0,15 \times 10^{12} \text{ mM} \end{aligned}$$

4.2.3. APPORTS DISSOUS TOTAUX.

Les apports totaux qui correspondent à la somme des apports du Chari et de l'El Beïd sont reportés sur les figures 4.4. a, b, c et d. On a pu ainsi calculer les valeurs moyennes annuelles des différents composants de la salure en provenance du Chari et de l'El Beïd pour la période 1954-1972 :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_F &= 22,40 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_F &= 16,10 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Ca}^{++}})_F &= 4,35 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_F &= 3,30 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Na}^+})_F &= 5,60 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_F &= 2,05 \times 10^{12} \text{ mM} \end{aligned}$$

4.3. REGIME MOYEN DES PERTES EN SELS DISSOUS

Les pertes en sels dissous résultent des phénomènes d'infiltration, d'élimination biogéochimiques (1) et de dépôts marginaux. Ce dernier type de pertes ne se produit que lors d'une décrue du lac ; à cette occasion il y a en effet isolement de mares bordières consécutif au retrait des eaux. Par suite, ces mares s'assèchent, ce qui entraîne la précipitation des sels dissous. En revanche, lorsque le lac monte il y a au contraire récupération (plus ou moins complète) des sels solubles.

L'examen de l'évolution des stocks lacustres des sels dissous de 1968 à 1972, par rapport à celle des apports va nous permettre d'estimer approximativement le régime des pertes au cours de cette période ; cela sera exposé ultérieurement dans la partie consacrée au fonctionnement du lac (§9.3.2.) Ici, notre objectif est de calculer les pertes moyennes annuelles.

Pour ce faire nous allons admettre que, sur une longue période, les phénomènes de précipitation et de remise en solution des sels en zones bordières se compensent. Nous supposons donc que les seules pertes effectives sont causées par les infiltrations et les sédimentations biogéochimiques, les dépôts en zones bordières étant exclus de ces dernières. Il faut dire qu'en procédant ainsi, c'est-à-dire en ne prenant pas en compte le fait que la remise en solution des dépôts n'est pas totale (en particulier dans le cas des sels les moins solubles tels que les carbonates de calcium et de magnésium), on surestime quelque peu les pertes par voie d'infiltration et par voie biogéochimique.

(1) L'élimination biogéochimique des éléments dissous de la phase liquide se fait par combinaison de ces éléments sous une forme insoluble, qui se dépose ; nous en préciserons plus loin la nature. Toutefois, en ce qui concerne les bicarbonates dissous, la fraction éliminée est en grande partie, due à une transformation de CO_3H^- en CO_2 gazeux qui est libéré ; dans ce cas par commodité d'écriture nous parlerons quand même de sédimentation, bien que le terme soit alors impropre.

Pour déterminer les pertes totales moyennes annuelles nous allons supposer, comme cela a été réalisé dans le cas de l'eau, que les pertes par infiltrations et sédimentations biogéochimiques ont à peu près contrebalancé les apports durant la période 1954-1972. Rappelons que les apports moyens annuels ont été déterminés dans le paragraphe précédent ; d'où les valeurs obtenues pour les pertes :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Ca}^{++}})_P &= 4,35 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_P &= 3,30 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Na}^+})_P &= 5,60 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_P &= 2,05 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_P &= 22,40 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_P &= 16,1 \times 10^{12} \text{ mM} \end{aligned}$$

Il est difficile par voie directe de préciser la part de ces pertes définitives qui revient aux sédimentations et celle qui est liée aux infiltrations. Toutefois le sodium, du fait de ses propriétés physico-chimiques et, en second lieu, des conditions hydrochimiques régnant dans le milieu considéré, subit vraisemblablement peu de pertes par sédimentation biogéochimique (1). On est donc amené à conclure que le sodium est en grande partie éliminé du milieu par voie d'infiltration. De ce fait, les pertes totales moyennes annuelles en sodium, $(\overline{\text{Na}^+})_P$, sont pratiquement égales à celles résultant de l'infiltration, $(\overline{\text{Na}^+})_I$, c'est-à-dire à $5,60 \times 10^{12}$ mM. Par ailleurs, nous allons supposer que la salure moyenne des eaux s'infiltrant est proche de celle des eaux du lac. On peut alors écrire la relation $(\overline{\text{Na}^+})_I = (\bar{v})_I \times [\overline{\text{Na}^+}]_L$. C'est ainsi que $(\bar{v})_I$ a été évalué à $3,85 \times 10^9$ m³ dans le paragraphe relatif aux infiltrations. A partir de là, on peut estimer les pertes dues à l'infiltration pour les autres éléments dissous en utilisant leurs concentrations moyennes au sein des eaux lacustres, $[\bar{i}]_L$, qui seront précisées dans la partie consacrée à l'hydrochimie régionale (cf. § 4.9., p.124) soit :

$$\begin{aligned} [\overline{\text{Ca}^{++}}]_L &= 0,625 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{Mg}^{++}}]_L &= 0,509 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{K}^+}]_L &= 0,432 \text{ mM/l} \\ [\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}] &= 4,06 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}] &= 0,779 \text{ mM/l}. \end{aligned}$$

Les résultats obtenus sont les suivants :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Ca}^{++}})_I &= 2,4 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_I &= 1,95 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_I &= 1,65 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_I &= 15,6 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_I &= 3,0 \times 10^{12} \text{ mM}. \end{aligned}$$

Il est alors aisé d'en déduire les pertes par voie biogéochimique, $(\bar{i})_S$: $(\bar{i})_S = (\bar{i})_P - (\bar{i})_I$

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Ca}^{++}})_S &= 1,95 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_S &= 1,35 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_S &= 0,40 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_S &= 6,8 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_S &= 13,1 \times 10^{12} \text{ mM}. \end{aligned}$$

Ces résultats, exprimés en pourcentage des apports ou pertes annuels sont reportés ci-après :

(1) On montrera dans le §9.2.2.1. (p.295) qu'il n'y a pas de dépôt de sodium issu des eaux, au sein des sédiments.

- Pertes par infiltration :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Na}^+})_{\text{I}} &= 100 \% ; (\overline{\text{Ca}^{++}})_{\text{I}} = 55,2 \% ; (\overline{\text{Mg}^{++}})_{\text{I}} = 59,1 \% ; (\overline{\text{K}^+})_{\text{I}} = 80,5 \% \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{I}} &= 69,6 \% ; (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_{\text{I}} = 18,6 \% \end{aligned}$$

- Pertes par voie biogéochimique :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Na}^+})_{\text{S}} &= 0 \% ; (\overline{\text{Ca}^{++}})_{\text{S}} = 44,8 \% ; (\overline{\text{Mg}^{++}})_{\text{S}} = 40,9 \% ; (\overline{\text{K}^+})_{\text{S}} = 19,5 \% \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{S}} &= 30,4 \% ; (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_{\text{S}} = 81,4 \% \end{aligned}$$

Nous commenterons ces résultats ultérieurement ; toutefois, remarquons, dès à présent, que c'est la *silice dissoute* qui est la plus touchée par la sédimentation ; parmi les composés ioniques, le calcium et le magnésium viennent en premier.

4.4. CARACTERISTIQUES HYDROCHIMIQUES DU LAC

Les stocks des composants dissous $(\bar{i})_{\text{L}}$, ne peuvent être estimés qu'à partir de 1968, époque depuis laquelle la physico-chimie des eaux du lac Tchad a fait l'objet d'études systématiques (Carmouze, 1968, 1969, 1972 ; Roche, 1969, 1973).

Théoriquement, leur estimation est simple : il suffit pour l'élément i de définir sa concentration moyenne dans les eaux du lac à l'époque envisagée, $[\bar{i}]_{\text{L}}$, et de multiplier ce terme par le volume du lac correspondant : $(\bar{i})_{\text{L}} = [\bar{i}]_{\text{L}} \times (\bar{v})_{\text{L}}$. En réalité, étant donné la forte gradation spatiale de la salure des eaux, nous avons dû décomposer le lac en onze régions de moindre hétérogénéité hydrochimique, lesquelles correspondent à ses grandes régions naturelles. De ce fait, les stocks du lac ont été calculés par l'intermédiaire des stocks régionaux plus faciles à déterminer. Une telle démarche a été appliquée pour chacune des campagnes qui ont pu être réalisées, soit sur l'ensemble du lac (avril-septembre 1968 ; avril-décembre 1969 ; février-juillet-septembre-novembre 1970 ; février-avril-juin 1971 ; janvier 1973), soit encore sur la seule cuvette sud (février-juin-décembre 1968 ; juin 1970 ; août 1972). Lors de ces campagnes 50 à 200 échantillons ont été chaque fois prélevés selon la meilleure répartition spatiale possible. Les résultats sont donnés en détail dans la partie annexe et présentés sous forme de courbes d'évolution des stocks régionaux des différents éléments dissous. C'est à partir de ces courbes que nous avons déduit les différents stocks moyens annuels reportés sur la figure 4.5.

L'examen de cette figure permet de constater que l'évolution des stocks est grosso modo parallèle à celle du volume du lac (représentée ici à titre de comparaison), du moins à l'occasion d'une décrue généralisée. Nous ne disposons pas de données nous permettant de préciser l'évolution hydrochimique du milieu lors d'une crue.

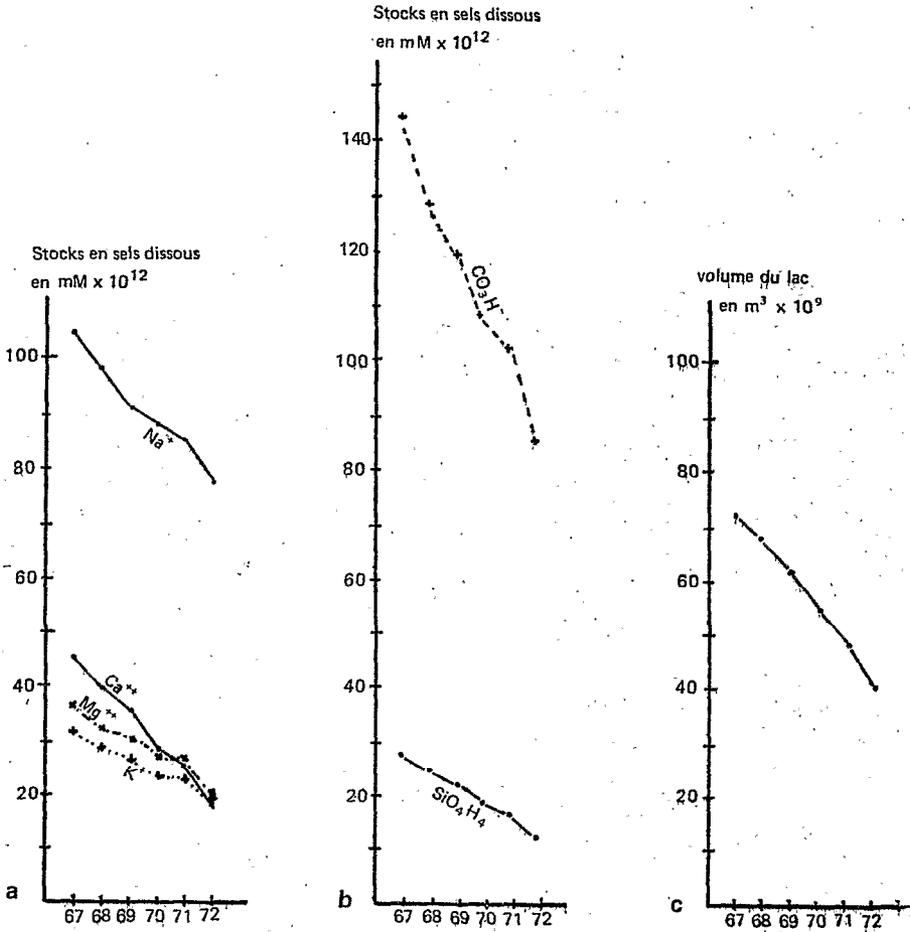


Figure 4.5.a.b et c - Évolution annuelle, entre 1967 et 1972, des stocks lacustres en
 a - Na⁺, K⁺, Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺.
 b - HCO₃⁻ et SiO₄H₄.
 c - Évolution annuelle, pour la même période du volume du lac.

Or, notre objectif ici est de décrire l'hydrochimie du lac lorsque ce dernier est en état d'équilibre par rapport au régime des apports moyens de la période 1954-1972, comme cela a été réalisé pour l'hydrologie. Aussi, nous heurtons nous pour ce projet à un obstacle majeur pour pouvoir définir l'état hydrochimique moyen : nous ne disposons pas de données hydrochimiques couvrant l'ensemble de la période considérée. Heureusement cet obstacle a pu être en partie levé du fait que l'hydrochimie est étroitement dépendante de l'hydrologie.

En effet, les stocks en sels dissous dépendent :

- du volume du lac, qui détermine directement par la surface qu'il occupe les fronts d'infiltrations et, par là, le régime des pertes en sels dissous par infiltration ; de plus, il contrôle indirectement les pertes par sédimentation. Ce dernier point sera nettement mis en évidence lors de l'étude de l'évolution hydrochimique du lac au cours de la période de décrue de 1967 à 1974 (cf. § p. 9.3.2. p. 310).

- des fluctuations du volume : le retrait des eaux des zones bordières provoque, comme nous l'avons vu, l'isolement de mares, dont l'assèchement a pour conséquence le dépôt de sels dissous ; au contraire, l'immersion de ces zones entraîne la remise en solution plus ou moins complète de sels initialement déposés. Bien que la réversibilité de ce phénomène ne soit probablement pas parfaite, l'évolution des stocks en sels dissous à la suite de ces phénomènes, reste en grande partie fonction de celle du plan d'eau, c'est-à-dire en définitive du volume.

En fonction de ces considérations, si l'on veut décrire l'état d'équilibre hydrochimique moyen de chacune des grandes régions naturelles du lac, et, par là, du lac pris dans son ensemble, on est conduit à retenir l'année 1967, qui a été l'année au cours de laquelle le milieu était en équilibre hydrique par rapport au régime moyen des apports relatifs à la période 1954-1972. Nous ne disposons pas de données hydrochimiques pour cette année-là, mais nous pouvons faire des estimations avec une bonne approximation en procédant à une extrapolation des données obtenues en 1968 et au cours des années suivantes, ainsi que cela sera exposé plus loin dans la partie consacrée à l'hydrochimie régionale (cf. § 4.9.2. p. 128).

En réalité, une telle démarche ne peut être considérée que comme un pis-aller. En effet, si le lac se trouve hors de son état d'équilibre hydrique et hydrochimique, le retour à l'équilibre hydrique est *plus rapide* que le retour à l'équilibre hydrochimique. De surcroît, ce dernier est plus ou moins long d'une part selon la région considérée et d'autre part selon l'élément envisagé.

- Ainsi, pour une région donnée, le temps de retour à l'équilibre est fonction du taux de renouvellement annuel des stocks des différents éléments dissous : il est d'autant plus lent que le taux de renouvellement est faible ; mais d'un autre côté, le déplacement de l'équilibre, lorsqu'il a lieu, est moins brutal et moins ample.

- Les stocks lacustres des différents sels dissous sont inégalement marqués lors des fluctuations du plan d'eau. Nous verrons que le taux de sédimentation propre à chaque élément augmente ou diminue selon que le lac baisse ou monte, ceci d'autant plus rapidement que sa valeur est élevée. En outre, dans les régions bordières et lors d'une remontée des eaux, la redissolution de sels déposés est d'autant plus incomplète que ceux-ci sont peu solubles. Il faut donc bien comprendre que l'état hydrochimique d'une région du lac à une époque donnée résulte de l'antagonisme entre les divers régimes des apports et des pertes, qui concourent à la constitution des stocks de sels dissous présents. Or, la période de constitution des stocks diffère d'un élément à un autre et d'une région à une autre. C'est pourquoi, en toute rigueur, le lac ne serait en équilibre hydrochimique que si le régime des apports était installé depuis une durée qui serait au moins celle de l'établissement du stock d'équilibre de l'élément le plus long à constituer, ceci dans la région la plus lente à revenir à l'état d'équilibre. Mais d'un autre côté,

ce stock, qui oppose la plus grande inertie au retour à sa valeur d'équilibre, est celui qui amortit le mieux les variations annuelles consécutives aux fluctuations des régimes des apports et pertes.

Il faudra donc se souvenir, notamment lors de l'étude hydrochimique régionale, que le fait de caractériser l'état d'équilibre hydrochimique des diverses régions du lac à partir des données extrapolées de 1967, est d'autant moins rigoureux que ces régions contiennent des stocks en sels dissous à faible taux de renouvellement annuel ; ceci de façon à apporter le cas échéant un certain nombre de nuances.

Au total, en appliquant cette démarche, l'estimation des stocks lacustres qui a été réalisée à partir des données de 1967 conduit aux chiffres suivants :

$$\begin{aligned} (\overline{\text{Na}^+})_L &= 105,2 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{Mg}^{++}})_L &= 36,65 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{Ca}^{++}})_L &= 45,05 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{K}^+})_L &= 31,10 \times 10^{12} \text{ mM} \\ (\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_L &= 292,15 \times 10^{12} \text{ mM} & ; & & (\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4})_L &= 56,1 \times 10^{12} \text{ mM} \end{aligned}$$

D'où, l'évaluation des concentrations absolues (le volume d'équilibre est égal à $72 \times 10^9 \text{ m}^3$)

$$\begin{aligned} [\overline{\text{Na}^+}]_L &= 1,46 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{Mg}^{++}}]_L &= 0,509 \text{ mM/l} \\ [\overline{\text{Ca}^{++}}]_L &= 0,625 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{K}^+}]_L &= 0,432 \text{ mM/l} \\ [\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}]_L &= 4,06 \text{ mM/l} & ; & & [\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}]_L &= 0,779 \text{ mM/l} \end{aligned}$$

et le calcul des concentrations relatives :

$$\begin{aligned} [\overline{\text{Na}^+}]_{Lr} &= 48,3 \% & ; & & [\overline{\text{Mg}^{++}}]_{Lr} &= 16,8 \% \\ [\overline{\text{Ca}^{++}}]_{Lr} &= 20,6 \% & ; & & [\overline{\text{K}^+}]_{Lr} &= 14,3 \% \\ [\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}]_{Lr} &= 83,9 \% & ; & & [\overline{\text{SiO}_4\text{H}_4}]_{Lr} &= 16,1 \% \end{aligned}$$

4.5. PRESENTATION DES EQUILIBRES HYDROCHIMIQUES MOYENS

Il devient possible d'établir l'équilibre dynamique moyen annuel de chacun des éléments, lorsque le lac est considéré comme un milieu unique et homogène en déterminant les caractéristiques suivantes :

- régime moyen des apports annuels fluviaux, $(\bar{i})_F$;
- régime moyen des pertes annuelles par infiltration, $(\bar{i})_I$, et par sédimentation, $(\bar{i})_S$;
- l'état hydrochimique moyen du lac : stocks, $(\bar{i})_L$; concentrations absolues, $[\bar{i}]_L$;
- concentrations relatives $[\bar{i}]_{Lr}$
- enfin, les taux de renouvellement annuels moyens des stocks $(\bar{\tau})_i$

Ces caractéristiques sont regroupées en valeur moyenne annuelle dans le tableau 4.3. Quant aux équilibres, ils sont illustrés par les figures 4.6. a, b, c, d, e, f et 4.7. a et b.

Tableau 4.3. Caractéristiques hydrochimiques du lac en état d'équilibre dynamique.

	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	CO ₃ H ⁻	SiO ₄ H ₄
Apports fluviatiles (en mM) { Chari El Beïd	5,10×10 ¹²	4,05×10 ¹²	3,10×10 ¹²	1,9×10 ¹²	20,8×10 ¹²	15,0×10 ¹²
	0,50×10 ¹²	0,30×10 ¹²	0,20×10 ¹²	0,15×10 ¹²	1,6×10 ¹²	1,1×10 ¹²
Pertes par (en mM) { infiltration sédimentation	5,6×10 ¹²	2,4×10 ¹²	1,95×10 ¹²	1,65×10 ¹²	15,6×10 ¹²	3,0×10 ¹²
	0	1,95×10 ¹²	1,35×10 ¹²	0,40×10 ¹²	6,8×10 ¹²	13,1×10 ¹²
Etats hydrochimiques { stocks (mM) Conc. absolues (mM/l) Conc. relatives (%)	105,2×10 ¹²	45,05×10 ¹²	36,65×10 ¹²	31,1×10 ¹²	292,15×10 ¹²	56,1×10 ¹²
	1,46	0,625	0,509	0,432	4,06	0,779
	48,3	20,6	16,8	14,3	83,9	16,1
Taux de renouvellement annuel (en %)	5,3	9,65	9,00	6,6	7,65	28,7
Temps de séjour moyen	18,8	10,3	11,1	15,4	13,05	3,5

En comparant ces différents équilibres hydrochimiques, on note immédiatement que chacun des composants de la salure a son *propre mode de régulation*. Ainsi, pour ne citer que les régimes extrêmes, celui du sodium et celui de la silice dissoute, on peut remarquer que le renouvellement annuel du stock du premier est de 5,3 %, celui du second de 28,7 % ; autrement dit, le sodium provenant des fleuves séjourne en moyenne 19 ans dans le lac avant de s'éliminer par infiltration, tandis que la silice dissoute n'y séjourne que 3,5 ans, du fait de l'importante sédimentation chimique à laquelle elle participe. En conséquence, à l'égard du sodium, le lac est essentiellement un lieu de *transit*, dans lequel les régimes des apports fluviatiles et des pertes par infiltration entretiennent un stock en cet élément relativement élevé ; au contraire, vis à vis de la silice dissoute, le lac est en grande partie un lieu de sédimentation chimique dans lequel les régimes des apports fluviatiles et des pertes par voie biogéochimique et, à un degré moindre, par voie d'infiltration, maintiennent un stock en ce dernier élément relativement faible.

Quant aux autres éléments, ils ont un mode de régulation intermédiaire. Les équilibres moyens annuels relatifs d'une part à l'ensemble des cations et d'autre part, aux bicarbonates et à la silice dissoute sont

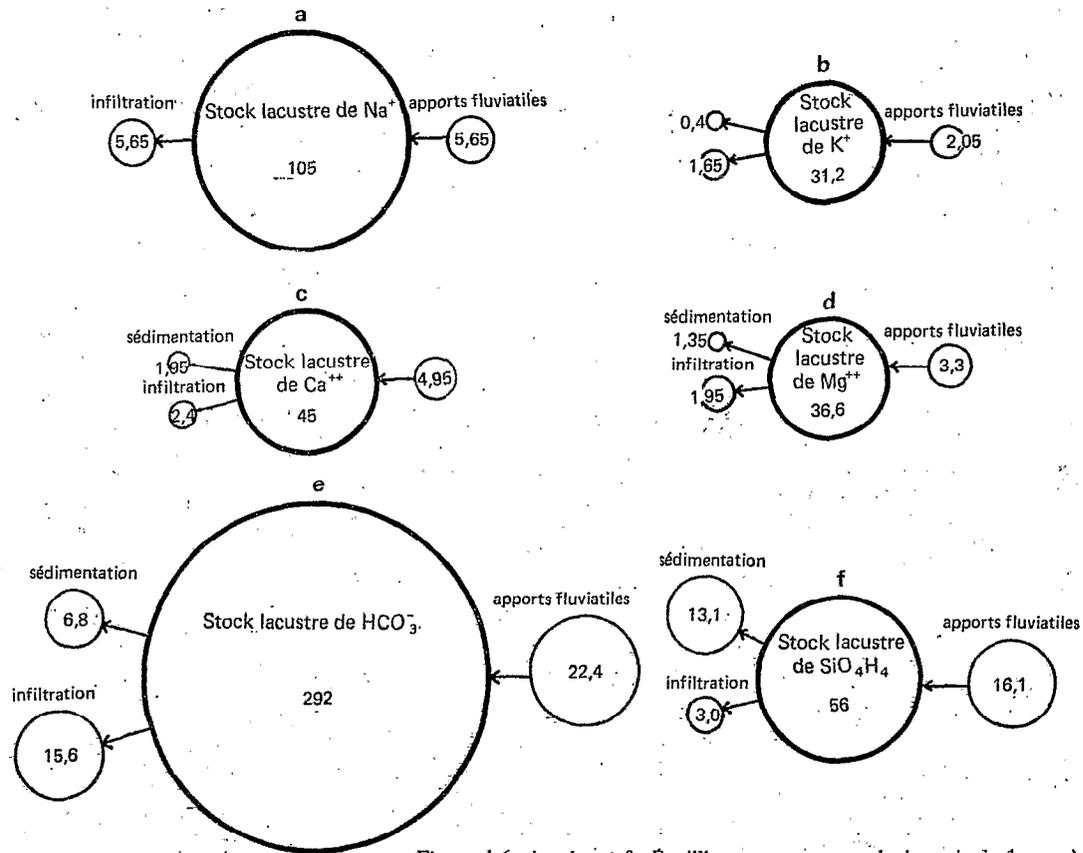


Figure 4.6.a.b.c.d.e et f - Equilibres moyens annuels des principales espèces dissoutes dans le lac, pour la période 1954-1972 :
 a - Na^+ b - K^+ c - Ca^{++} d - Mg^{++} e - HCO_3^- f - SiO_4H_4
 Les transferts et les stocks de sels sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $\text{M} \times 10^9$

représentés par les figures 4.7. a et b.

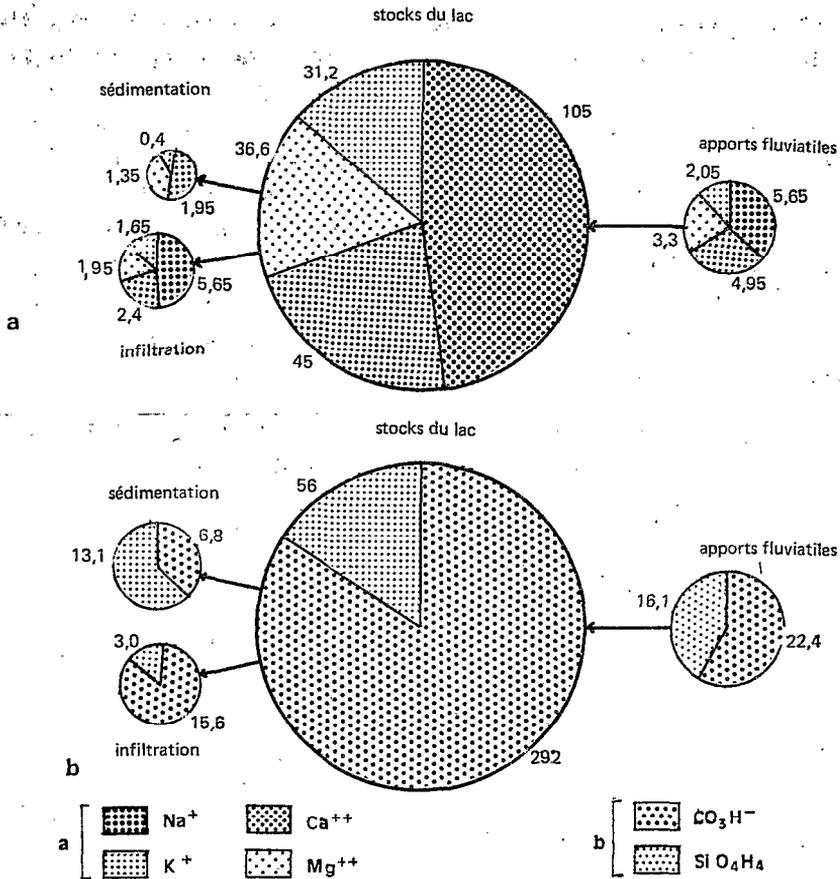


Figure 4.7.a et b - Équilibres moyens annuels de l'ensemble des cations (a) et des bicarbonates et de la silice dissoute réunis (b). Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

D'un autre côté on est amené à faire ressortir que la composition chimique moyenne des eaux lacustres, qui n'est rien d'autre que la résultante des divers équilibres salins relativement à l'équilibre hydrique, est fort différente de celle des eaux fluviales, tant en valeur absolue qu'en valeur relative. Les stocks d'équilibre des divers sels sont tels que leur taux de renouvellement annuel est très faible par rapport à celui relatif au volume du lac, qui est de 66 %. Il en résulte une augmentation des teneurs absolues des composants dissous des eaux d'origine fluviale dans le lac. Sous une forme plus explicite, on peut encore dire que l'augmentation des concentrations provient de la forte réduction de volume que subissent les eaux des fleuves dans le milieu lacustre sous l'effet de l'évaporation (92 % du volume initial). Les teneurs moyennes absolues des eaux du lac en sodium,

calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute sont dans l'ordre 12, 6, 6,5, 9, 7,5 et 2 fois supérieures à celles de ces mêmes éléments dans les eaux fluviatiles. Cet accroissement différentiel des teneurs de ces divers composants, dû à des régimes de pertes par voie biogéochimiques différents d'un élément à l'autre, provoque un certain nombre de modifications dans la composition relative des eaux lacustres par rapport à celles des fleuves (Tabl. 4.4.). C'est ainsi que les teneurs relatives des eaux en sodium et potassium augmentent dans le lac au dépens de celles du calcium et du magnésium. Il en est de même de celles des bicarbonates au détriment de celles de la silice dissoute : la composition de la salure évolue donc vers un pôle bicarbonaté sodique (Tabl. 4.4.).

Tableau 4.4. Compositions chimiques moyennes relatives des eaux fluviatiles d'apport et des eaux lacustres.

Eléments	Concentrations salines relatives en %	
	Fleuves	Lac
Na ⁺	34,3	47,8
Ca ⁺⁺	29,5	20,8
Mg ⁺⁺	22,3	16,8
K ⁺	13,9	14,5
CO ₃ H ⁻	58,7	84
SiO ₄ H ₄	41,3	16

4B - HYDROCHIMIE REGIONALE

Bilans et caractéristiques hydrochimiques

4.6. INTRODUCTION

Nous venons d'établir les équilibres dynamiques moyens annuels de chacun des composants de la salure des eaux au niveau du lac, ceci au prix d'une simplification importante, puisque ce dernier a été assimilé à un milieu unique homogène.

Une approche plus fine consisterait à procéder de la même manière pour les principales entités naturelles du lac. En réalité cette approche reste très possible si l'on s'adresse aux cuvettes sud et nord, voire même aux parties orientale et occidentale de cette dernière.

En revanche, on ne peut pas envisager de descendre à une échelle régionale plus petite du fait qu'au niveau des grandes régions naturelles, on n'est plus en mesure de préciser les régimes des apports et des pertes ; ces régions sont trop ouvertes les unes vis à vis des autres. Tout ce que l'on peut faire consiste à décrire leurs caractéristiques hydrochimiques moyennes ainsi que leurs fluctuations saisonnières, puis à les interpréter qualitativement en considérant la circulation des eaux dans le milieu. Rappelons qu'il y a une étroite interdépendance entre la circulation des eaux dans le lac et leur concentration en sodium (cf. § 3.9.2.1., p.66). Par ailleurs, les zones de dépôts différentiels des sels dissous peuvent être précisées dans les diverses régions du lac en prenant le sodium, dont on a vu que la sédimentation était négligeable, comme élément de référence. A partir de là, on obtient des informations sur le régime des pertes de chacun des éléments.

A la lumière de cette analyse, nous allons donc :

- définir en premier les équilibres hydrochimiques moyens des deux cuvettes, puis, ceux des parties est et ouest de la cuvette nord,

- enfin, nous consacrer à la description des caractéristiques chimiques des eaux des grandes régions naturelles en précisant de façon qualitative la dynamique générale des sels dissous.

4.7 . EQUILIBRES DYNAMIQUES MOYENS DES SELS DISSOUS DANS LES CUVETTES SUD ET NORD

Nous allons établir les schémas de régulation de chacun des composants de la salure dans les deux cuvettes en conservant les paramètres de description utilisés dans le cas du lac pris comme un ensemble unique, c'est-à-dire en précisant l'état hydrochimique des deux milieux par les stocks et les concentrations de chacun des éléments dissous, i : $(\bar{i})_{LS}$, $(\bar{i})_{LN}$, $[\bar{i}]_{LS}$ et $[\bar{i}]_{LN}$; les apports fluviaux : $(\bar{i})_{FS}$ et $(\bar{i})_{FN}$; les pertes par infiltration : $(\bar{i})_{IS}$ et $(\bar{i})_{IN}$ et par sédimentation : $(\bar{i})_{SS}$ et $(\bar{i})_{SN}$ et enfin, les taux de renouvellement : $\bar{\tau}_{IS}$ et $\bar{\tau}_{IN}$, toujours en retenant l'année comme unité de temps.

L'établissement de ces équilibres hydrochimiques est relativement aisé, car il repose sur l'équilibre hydrique de ces deux cuvettes.

- Les stocks et les concentrations $(\bar{i})_{LS}$, $(\bar{i})_{LN}$, $[\bar{i}]_{LS}$ et $[\bar{i}]_{LN}$ sont directement calculés à partir des données hydrochimiques des deux milieux relatives à 1967, toujours considérée comme l'année au cours de laquelle le lac était en état d'équilibre. Ils sont présentés dans le tableau 4.10 (p.127). La manière dont ces données ont été établies sera développée dans le paragraphe 4.9. (p. 124) consacré aux caractéristiques hydrochimiques moyennes des grandes régions naturelles.

- Les quantités, qui partent par infiltration $(\bar{i})_{IS}$ et $(\bar{i})_{IN}$, sont calculées à partir des volumes d'eau qui s'infiltrent $(\bar{v})_{IS}$ et $(\bar{v})_{IN}$ et des concentrations moyennes $[\bar{i}]_{LS}$ et $[\bar{i}]_{LN}$. D'un autre côté les quantités qui sont déversées dans la cuvette nord, d'une part dans les *Ilots-Bancs du Nord-Est* et l'*Archipel Nord-Est* de début juillet à début octobre, $(\bar{i})_{FNE}$ et d'autre part dans les *Eaux-Libres du Nord* d'octobre à fin janvier, $(\bar{i})_{FNO}$, sont estimées à partir des volumes d'eau déversés $(\bar{v})_{FNE}$ et $(\bar{v})_{FNO}$ et des teneurs moyennes de ces dernières eaux $[\bar{i}]_{FNE}$ et $[\bar{i}]_{FNO}$ qui sont tirées des données hydrochimiques de 1968. Quant aux pertes par sédimentation $(\bar{i})_{SS}$ et $(\bar{i})_{SN}$, elles sont déduites des bilans apports-pertes de chacune des deux cuvettes.

- Enfin, les taux de renouvellement annuels sont déterminés à partir des stocks et des apports correspondants des deux cuvettes $(\bar{i})_{LS}$, $(\bar{i})_{LN}$, $(\bar{i})_F$ et $(\bar{i})_{FN}$.

Nous appliquerons successivement cette voie d'approche au sodium, calcium, magnésium, potassium, carbonates et bicarbonates, et enfin à la silice dissoute.

4.7.1. CAS DU SODIUM

Les régimes des apports-pertes du sodium dans les deux cuvettes ont été établis dans le paragraphe 3.7. (cf. p.54). Regroupons ici les valeurs des paramètres qui caractérisent l'équilibre, lequel est illustré par la figure 4.8.

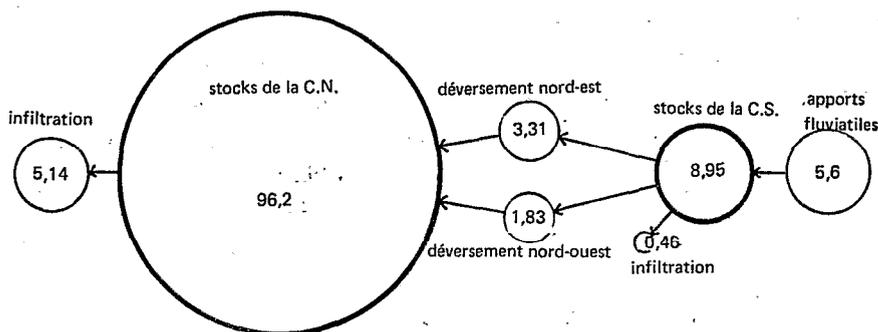


Figure 4.8 - Équilibres moyens annuels du sodium relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

- stocks : $(\bar{Na}^+)_{LS} = 8,95 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\bar{Na}^+)_{LN} = 96,25 \times 10^{12} \text{ mM}$
- concentrations : $[\bar{Na}^+]_{LS} = 0,353 \text{ mM/l}$; $[\bar{Na}^+]_{LN} = 2,06 \text{ mM/l}$
- apports à la cuvette sud (ce sont ceux relatifs à l'ensemble du lac) : $(\bar{Na}^+)_{F} = 5,6 \times 10^{12} \text{ mM}$; apports à la cuvette nord : $(\bar{Na}^+)_{FN} = 5,14 \times 10^{12} \text{ mM}$ soit $3,31 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie est, $1,83 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie ouest.
- pertes par infiltration : $(\bar{Na}^+)_{IS} = 0,46 \times 10^{12} \text{ mM}$;
 $(\bar{Na}^+)_{IN} = 5,14 \times 10^{12} \text{ mM}$
- pertes par sédimentation dans le milieu lui-même : elles ont été supposées négligeables.

$$\text{- taux de renouvellement annuels des stocks : } (\tau\text{-Na}^+)_{S} = 62,5 \text{ \% ;}$$

$$(\tau\text{-Na}^+)_{N} = 5,35 \text{ \% ;}$$

ce qui correspond à un temps de séjour moyen du sodium égal à 1,6 ans dans la cuvette sud, 18,7 ans dans la cuvette nord.

La première division du lac en cuvette sud et nord montre que la distribution du sodium est fortement hétérogène dans l'espace. En effet, le stock en sodium de la cuvette nord est 10 fois supérieur à celui de la cuvette sud, tandis que le rapport des volumes de ces deux régions n'est que de 2. Il s'ensuit que les eaux du nord sont 6 fois plus riches en sodium que celles du sud. Cette hétérogénéité résulte du jeu des apports et des pertes propre à chacun des deux milieux. L'hydrologie du lac est telle que 90 % des

des apports annuels en sodium sont déversés chaque année dans la cuvette nord.

La cuvette sud doit donc être essentiellement considérée comme une zone de passage du sodium en direction de la cuvette nord. Le temps de séjour moyen du sodium n'est que de 1,6 an ; les pertes par infiltration ne représentent que 1/10^{ème} des pertes totales ; l'augmentation moyenne de la teneur en sodium des eaux y est relativement faible : ces eaux sont 2,5 fois plus concentrées en sodium que celles des fleuves.

A l'opposé, la cuvette nord peut être assimilée à un bassin de concentration des eaux en sodium : la teneur moyenne en sodium des eaux du nord est 15 fois supérieure à celle des eaux fluviales. Elle est aussi le bassin d'élimination des apports : 90 % d'entre eux.

4.7.2. CAS DU CALCIUM

- Les stocks $(\bar{Ca}^{++})_{LS}$ et $(\bar{Ca}^{++})_{LN}$ et les concentrations Ca_{LS} et Ca_{LN} sont tirés du tableau 4,10 (cf. p. 127).

$$(\bar{Ca}^{++})_{LS} = 5,22 \times 10^{12} \text{ mM} ; (\bar{Ca}^{++})_{LN} = 38,8 \times 10^{12} \text{ mM} ; [\bar{Ca}^{++}]_{LS} = 0,206 \text{ mM/l} ;$$

$$[\bar{Ca}^{++}]_{LN} = 0,852 \text{ mM/l}.$$

- Les apports en calcium à la cuvette sud sont ceux relatifs à l'ensemble du lac : $(\bar{Ca}^{++})_F = 4,35 \times 10^{12} \text{ mM}$. Les apports à la cuvette nord comprennent ceux qui sont déversés dans l'Archipel de l'Est, $(\bar{Ca}^{++})_{FNE}$, et ceux qui sont déversés dans les Eaux Libres du Nord, $(\bar{Ca}^{++})_{FNO}$:

$(\bar{Ca}^{++})_{FNE}$ est égal au produit du volume des eaux nouvelles qui occupent la Grande-Barrière et le sud de l'Archipel du Nord-Est, soit $7,2 \times 10^9 \text{ m}^3$ (cf. § 3.7., p. 54), par la concentration moyenne de ces eaux en calcium qui est de 0,23 mM/l d'après les données de septembre 1968 (cf. annexe III, p. 374)

$$(\bar{Ca}^{++})_{FNE} = 0,23 \times 10^3 \times 7,2 \times 10^9 = 1,67 \times 10^{12} \text{ mM}.$$

$(\bar{Ca}^{++})_{FNO}$ est égal au produit du volume des eaux déversées dans les Eaux-Libres du Nord soit $13,55 \times 10^9 \text{ m}^3$ (cf. § 3.7., p. 54), par leur teneur moyenne en calcium que nous avons estimée à 0,105 mM/l.

$$(\bar{Ca}^{++})_{FNO} = 13,55 \times 10^9 \times 0,105 \times 10^3 = 1,42 \times 10^{12} \text{ mM}.$$

$$\text{D'où, } (\bar{Ca}^{++})_{FN} = (\bar{Ca}^{++})_{FNE} + (\bar{Ca}^{++})_{FNO} = 3,09 \times 10^{12} \text{ mM}.$$

- Les pertes par infiltration $(\bar{Ca}^{++})_{IS}$ et $(\bar{Ca}^{++})_{IN}$ sont déduites des volumes d'eau qui s'infiltrent $(\bar{v})_{IS}$ et $(\bar{v})_{IN}$ et des concentrations en calcium correspondantes $[\bar{Ca}^{++}]_{LS}$ et $[\bar{Ca}^{++}]_{LN}$:

$$(\bar{Ca}^{++})_{IS} = 2,3 \times 10^9 \times 0,206 \times 10^3 = 0,265 \times 10^{12} \text{ mM} ; (\bar{Ca}^{++})_{IN} = 2,5 \times 10^9 \times$$

$$0,852 \times 10^3 = 2,13 \times 10^{12} \text{ mM}.$$

- Les pertes en calcium par sédimentation peuvent maintenant être calculées à partir des bilans des apports et des pertes des deux cuvettes.

Dans la cuvette sud : $(\overline{Ca^{++}})_F = (\overline{Ca^{++}})_{FN} + (\overline{Ca^{++}})_{IS} + (\overline{Ca^{++}})_{SS}$

D'où, $(\overline{Ca^{++}})_{SS} = 4,35 \times 10^{12} - 3,09 \times 10^{12} - 0,265 \times 10^{12} = 0,99 \times 10^{12}$ mM.

Dans la cuvette nord : $(\overline{Ca^{++}})_{FN} = (\overline{Ca^{++}})_{IN} + (\overline{Ca^{++}})_{SN}$

D'où, $(\overline{Ca^{++}})_{SN} = 3,09 \times 10^{12} - 2,13 \times 10^{12} = 0,96 \times 10^{12}$ mM.

- Enfin, les taux de renouvellement annuels des stocks de calcium dans les deux cuvettes sud et nord sont dans l'ordre : $(\overline{\tau-Ca})_S = 83,9 \%$; $(\overline{\tau-Ca})_N = 8,0 \%$.

Les équilibres moyens annuels du calcium pour les deux cuvettes, établis d'après l'ensemble de ces résultats, sont indiqués par la figure 4.9.

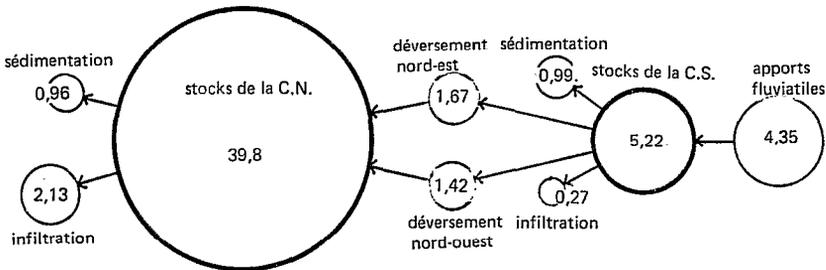


Figure 4.9 - Équilibres moyens annuels du calcium relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

Comme il a été noté pour le sodium, le calcium est encore très inégalement réparti dans le lac, mais toutefois dans des proportions moindres. Le stock en calcium de la cuvette nord est près de 8 fois supérieur à celui de la cuvette sud, les concentrations qui en résultent sont 4,2 fois plus fortes en moyenne dans le nord.

La cuvette sud peut donc toujours être considérée principalement comme une zone de passage : 71 % des apports annuels en calcium sont déversés dans la cuvette nord au cours de l'année. Les pertes de calcium y représentent toutefois près de 30 % des pertes totales : les pertes par infiltration sont faibles (6 %), mais les pertes par sédimentation atteignent ici 23 %. La cuvette sud devient donc un lieu de sédimentation relativement important pour le calcium.

La cuvette nord joue un rôle de bassin de concentration des eaux en calcium, de même que pour le sodium, mais cependant dans une plus faible proportion (la teneur moyenne des eaux en calcium est 8 fois supérieure à celle des eaux fluviales). Elle est aussi le bassin majeur pour les infiltrations qui représentent 49 % des pertes totales. Enfin, elle constitue un bassin de sédimentation du calcium (22 % des pertes totales).

4.7.3. CAS DU MAGNESIUM

Les paramètres ont été établis de la même manière que ceux relatifs au calcium. Regroupons en les valeurs caractéristiques.

- stocks lacustres : $(\overline{Mg}^{++})_{LS} = 3,85 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\overline{Mg}^{++})_{LN} = 32,8 \times 10^{12} \text{ mM}$
- concentrations moyennes : $[\overline{Mg}^{++}]_{LS} = 0,152 \text{ mM/l}$; $[\overline{Mg}^{++}]_{LN} = 0,702 \text{ mM/l}$
- apports fluviatiles à la cuvette sud $(\overline{Mg}^{++})_F = 3,3 \times 10^{12} \text{ mM}$ et à la cuvette nord : $(\overline{Mg}^{++})_{FN} = 2,5 \times 10^{12} \text{ mM}$ (soit $1,41 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie est ; $1,09 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie ouest).
- pertes par infiltration $(\overline{Mg}^{++})_{IS} = 0,195 \times 10^{12} \text{ mM}$;
 $(\overline{Mg}^{++})_{IN} = 1,75 \times 10^{12} \text{ mM}$.
- pertes par sédimentation : $(\overline{Mg}^{++})_{SS} = 0,605 \times 10^{12} \text{ mM}$;
 $(\overline{Mg}^{++})_{SN} = 0,75 \times 10^{12} \text{ mM}$
- taux moyens de renouvellement des stocks $(\tau\text{-Mg})_S = 85,5 \%$;
 $(\tau\text{-Mg})_N = 7,6 \%$

La figure 4.10 donne une représentation de ces équilibres moyens.

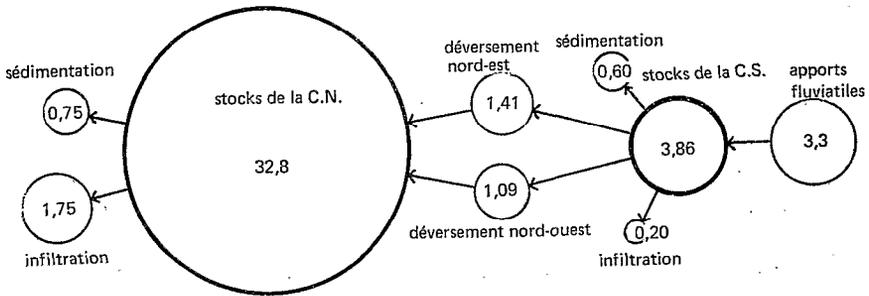


Figure 4.10 - Equilibres moyens annuels du magnésium, relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

Ainsi, la répartition du magnésium dans le lac, quoique assez voisine de celle du calcium, est légèrement plus inégale : $(\overline{Mg})_{LN}$ est 8,5 fois supérieur à $(\overline{Mg})_{LS}$ et par suite, $[\overline{Mg}]_{LN}$ est 4,6 fois supérieur à $[\overline{Mg}]_{LS}$. La cuvette sud reste essentiellement un lieu de passage, puisque 76 % des apports annuels sont déversés au cours de l'année dans la cuvette nord. Cependant, la moitié des sédimentations géochimiques du magnésium s'effectue dans la cuvette sud, soit 18 % des pertes totales. Quant aux pertes par infiltrations, elles sont faibles puisqu'elles ne représentent que 6 % des pertes totales. La teneur moyenne des eaux de la cuvette sud en magnésium

n'est que 1,9 fois supérieure à celles des eaux fluviales. En revanche, la cuvette nord fonctionne en *bassin de concentration* : la teneur moyenne en magnésium des eaux du nord est 8,9 fois plus élevée que celle des eaux fluviales. Ajoutons encore qu'elle assure également l'évacuation par infiltration de 53 % des apports et par sédimentation géochimique de 23 %.

4.7.4. CAS DU POTASSIUM

Les caractéristiques relatives au potassium, à l'équilibre moyen, conduisent aux valeurs suivantes :

- stocks lacustres : $(\bar{K}^+)_{LS} = 2,80 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\bar{K}^+)_{LN} = 28,3 \times 10^{12} \text{ mM}$.
- concentrations moyennes : $[\bar{K}^+]_{LS} = 0,111 \text{ mM/L}$; $[\bar{K}^+]_{LN} = 0,605 \text{ mM/l}$.
- apports fluviaux à la cuvette sud : $(\bar{K}^+)_{F} = 2,05 \times 10^{12} \text{ mM}$; ceux à la cuvette nord : $(\bar{K}^+)_{FN} = 1,76 \times 10^{12} \text{ mM}$ (soit $1,11 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie est, $0,65 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie ouest).
- pertes par infiltration : $(\bar{K}^+)_{IS} = 0,145 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\bar{K}^+)_{IN} = 1,51 \times 10^{12} \text{ mM}$.
- pertes par sédimentation : $(\bar{K}^+)_{SS} = 0,145 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\bar{K}^+)_{SN} = 0,25 \times 10^{12} \text{ mM}$.
- taux de renouvellement des stocks : $(\tau\text{-}\bar{K})_S = 88,4 \%$; $(\tau\text{-}\bar{K})_N = 7,2 \%$.

D'où, la représentation de l'équilibre par l'intermédiaire de la figure 4.11.

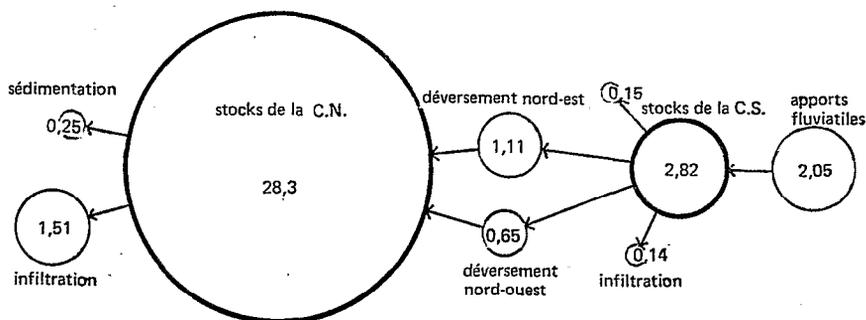


Figure 4.11 - Équilibres moyens annuels du potassium relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

A partir de ces données, on remarque que le stock en potassium du nord est 10 fois supérieur à celui du sud ; il en résulte que la concentration moyenne des eaux du nord est 5,5 fois plus élevée que celle des eaux du sud. 86 % des apports passent dans la cuvette nord. En conséquence, 14 % des

apports seulement sont évacués dans la cuvette sud : moitié par infiltration, moitié par sédimentation. Par le jeu des apports et des pertes le taux de renouvellement annuel du stock en potassium y est très élevé, autrement dit le taux de séjour de cet élément est faible : 1,4 an en moyenne. Aussi la concentration moyenne en potassium des eaux n'est que 2,25 fois supérieure à celle des eaux fluviales.

En revanche, dans la cuvette nord où le potassium séjourne en moyenne 15 ans, la concentration moyenne en cet élément des eaux est 12,3 fois plus élevée que celle des eaux d'apport. La cuvette nord est également le siège de l'évacuation de la plus grande partie des apports (86 % des apports annuels). La sédimentation biogéochimique y est 1,7 fois plus forte que dans la cuvette sud ; elle représente 12 % des pertes totales. Les infiltrations, principale voie d'élimination, assurent ici 73,5 % des pertes totales.

4.7.5. CAS DES BICARBONATES

Les équilibres des cuvettes sud et nord, en ce qui concerne les bicarbonates (1), ont les caractéristiques suivantes :

- stocks lacustres : $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{LS}} = 29,2 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{LN}} = 283 \times 10^{12} \text{ mM}$
 - concentrations moyennes : $[\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}]_{\text{LS}} = 1,15 \text{ mM/l}$; $[\overline{\text{CO}_3\text{H}^-}]_{\text{LN}} = 5,63 \text{ mM/l}$
 - apports fluviaux à la cuvette sud : $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{F}} = 22,4 \times 10^{12} \text{ mM}$
ceux à la cuvette nord : $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{FN}} = 17,6 \times 10^{12} \text{ mM}$ (soit $10,3 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie est, et $7,3 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie ouest).
 - pertes par infiltration : $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{IS}} = 1,49 \times 10^{12} \text{ mM}$;
 $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{IN}} = 14,05 \times 10^{12} \text{ mM}$.
 - pertes par sédimentation : $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{SS}} = 3,25 \times 10^{12} \text{ mM}$;
 $(\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{SN}} = 3,6 \times 10^{12} \text{ mM}$.
 - taux de renouvellement : $(\tau\text{-}\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{S}} = 76,7 \%$; $(\tau\text{-}\overline{\text{CO}_3\text{H}^-})_{\text{N}} = 6,2\%$
- C'est ce qui est illustré dans la figure 4.12.

De même que pour l'ensemble des cations, la cuvette sud est dans le cas des bicarbonates principalement un lieu de passage d'une durée moyenne de 1,3 an pendant laquelle la teneur moyenne en cet élément des eaux double par rapport à celle des eaux d'alimentation. Le stock de la cuvette sud ne représente que 10 % du stock total. 78,5 % des apports sont déversés dans la cuvette nord.

(1) On entend ici toutes les espèces carbonatées dissoutes excepté le CO_2 dissous.

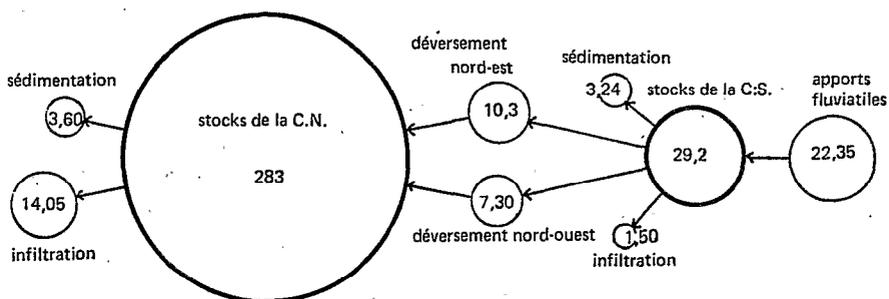


Figure 4.12 - Équilibres moyens annuels des bicarbonates, relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs. Les valeurs sont exprimées en $M \times 10^9$.

Ainsi, 21,5 % des apports sont évacués dans la cuvette sud : 6,6 % par infiltration, 14,4 % par sédimentation chimique. La teneur moyenne des eaux en bicarbonates est à peine 2,1 fois supérieure à celle des eaux fluviatiles.

En revanche, dans la cuvette nord qui détient 90 % du stock total, la teneur en bicarbonate des eaux est 10,5 fois plus forte que celle des eaux fluviatiles. Les pertes par infiltration y représentent 62,8 % des pertes totales, celles par sédimentation chimique 16 %.

4.7.6. CAS DE LA SILICE DISSOUE.

Les caractéristiques des équilibres de la silice dissoute dans les deux cuvettes sont les suivantes :

- stocks lacustres : $(\overline{SiO_4H_4})_{LS} = 15,01 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\overline{SiO_4H_4})_{LN} = 41,1 \times 10^{12} \text{ mM}$
- concentrations moyennes : $[\overline{SiO_4H_4}]_{LS} = 0,593 \text{ mM/l}$; $[\overline{SiO_4H_4}]_{LN} = 0,88 \text{ mM/l}$
- apports fluviatiles à la cuvette sud : $(\overline{SiO_4H_4})_F = 16,1 \times 10^{12} \text{ mM}$, ceux à la cuvette nord $(\overline{SiO_4H_4})_{FN} = 9,05 \times 10^{12} \text{ mM}$ (soit $4,0 \times 10^{12} \text{ mM}$ par la voie est, $5,0$ par la voie ouest.)
- pertes par infiltration : $(\overline{SiO_4H_4})_{IS} = 0,77 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\overline{SiO_4H_4})_{IN} = 2,2 \times 10^{12} \text{ mM}$.
- pertes par sédimentation : $(\overline{SiO_4H_4})_{SS} = 6,3 \times 10^{12} \text{ mM}$; $(\overline{SiO_4H_4})_{SN} = 6,85 \times 10^{12} \text{ mM}$
- taux de renouvellement des stocks : $(\tau\text{-}\overline{SiO_4H_4})_S = 107 \%$; $(\tau\text{-}\overline{SiO_4H_4})_N = 22 \%$.

Les équilibres sont schématisés dans la figure 4.13.

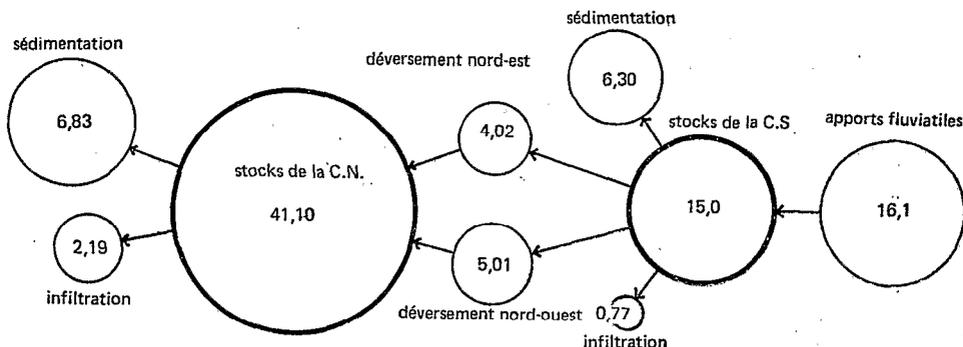


Figure 4.13 - Équilibres moyens annuels de la silice dissoute, relatifs aux cuvettes sud et nord. Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

La silice dissoute est beaucoup moins inégalement répartie du point de vue spatial que les autres composants de la salure : le stock de SiO_4H_4 de la cuvette nord n'est que 2,7 fois supérieur à celui de la cuvette sud. Le stock de la silice dissoute de la cuvette sud est maintenu à un niveau très bas. Le séjour moyen de cet élément n'atteint pas un an. Le taux de renouvellement du stock est en effet égal à 107 %. Si la principale voie d'évacuation des composés ioniques qui entrent dans la cuvette sud se trouve dans leur déversement au sein de la cuvette nord, il n'en est plus de même pour SiO_4H_4 : 59 % des apports annuels sédimentent dans le milieu lui-même. En conséquence, le temps de séjour moyen de la silice dissoute est très court (11 mois). Aussi, son stock est-il maintenu à un niveau très bas ; il ne représente que 93,0 % des apports annuels, la teneur moyenne en SiO_4H_4 des eaux n'est que 1,5 fois supérieure à celle des eaux fluviales. La cuvette sud est donc pour la silice dissoute autant un lieu de sédimentation chimique qu'une zone de passage : à peine 56 % des apports en SiO_4H_4 sont déversés dans la cuvette nord chaque année contre 70 % à 90 % des apports concernant les autres composants de la salure. Dans cette dernière cuvette la sédimentation annuelle est aussi importante que dans la cuvette sud puisqu'elle représente 42,5 % des pertes totales. Le temps de séjour moyen de la silice dissoute dans le milieu est fortement écourté par la sédimentation (4 ans et demi) ; le stock en silice dissoute reste relativement peu élevé et la teneur moyenne en cet élément des eaux est à peine 2,25 fois supérieure à celle des eaux fluviales. En raison de l'importance des sédimentations, les infiltrations constituent une voie d'élimination moins importante pour la silice dissoute que dans le cas des autres composants de la salure : au sud elles représentent 5,0 % des pertes totales ; au nord 13,6 %.

4.7.7. CONCLUSION

Si les équilibres dynamiques moyens des différents composants de la salure établis dans le cas du lac pris comme milieu homogène nous ont donné une première image globale de la régulation moyenne de chacun des éléments dissous et de la composition chimique moyenne des eaux lacustres en résultant, la division du lac en cuvette sud et nord fait apparaître que les équilibres dynamiques propres à chacun de ces deux milieux sont fort différents.

A première vue, *la cuvette sud est une zone de passage*. Le temps de séjour moyen des éléments y est bref (de 1,6 an pour le sodium à 11 mois pour les silicates). 73 % des apports sont déversés dans la cuvette nord. Là, le temps de séjour moyen des matériaux est compris entre 19 ans pour le sodium et 4,5 ans pour les silicates. En conséquence, *c'est la cuvette nord qui constitue la principale réserve en sels dissous du lac* : 88,5 % contre 11,5 % pour la cuvette sud.

Au demeurant, lorsqu'on examine de plus près les transferts de matière, on constate que la cuvette sud est le siège de processus biogéochimiques qui sont d'importance comparable à ceux qui ont lieu dans la cuvette nord. En effet, l'élimination de la silice dissoute, selon cette voie est de 48 % dans la cuvette sud contre 52 % dans la cuvette nord ; celle du calcium est de 51 % contre 49 % ; celle du magnésium est de 44,5 % contre 55,5 % ; celle du potassium est de 37 % contre 63 % ; enfin celle des bicarbonates est de 47,5 % contre 52,5 %. En revanche, l'élimination des éléments dissous par infiltration est de bien moindre importance dans la cuvette sud que dans celle du nord : 11 % des pertes contre 89 % ; ceci résulte tout d'abord du fait que le volume d'eau qui s'infiltré est plus faible (rappelons que $(\bar{v})_{IS} = 0,93 \times 10^9 \text{ m}^3$; $(\bar{v})_{IN} = 1,46 \times 10^9 \text{ m}^3$), mais surtout parce que les concentrations moyennes des eaux d'infiltration sont nettement moins élevées.

La composition chimique moyenne des eaux dans chacun des deux milieux (Tabl. 4.5.) est contrôlée, tant en valeur absolue qu'en valeur relative, par l'équilibre hydrique moyen et les équilibres relatifs aux différents éléments dissous. Ces équilibres sont tels que les eaux de la cuvette nord sont en moyenne 4 fois plus concentrées en sels dissous que celles de la cuvette sud : la somme des composants dissous est de 10,7 mM/l contre 2,55 mM/l. Les changements de la composition relative, qui sont dûs à l'action différentielle des processus biogéochimiques sur les éléments dissous, se résument à *un appauvrissement relatif de la silice dissoute par rapport aux carbonates d'une part, et parmi ces derniers, à un appauvrissement relatif des carbonates de calcium, de magnésium et à un degré moindre de potassium par rapport à celui du sodium*. La figure 4.14 a résume respectivement l'ensemble des transferts annuels et des stocks des cations dans les cuvettes sud et nord ; la figure 4.14 b en fait autant pour les bicarbonates et les silicates.

Figure 4.14.a et b - Équilibres moyens annuels relatifs aux cuvettes sud et nord de l'ensemble des cations (a) et des bicarbonates et de la silice dissoute réunis (b).
 Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $M \times 10^9$

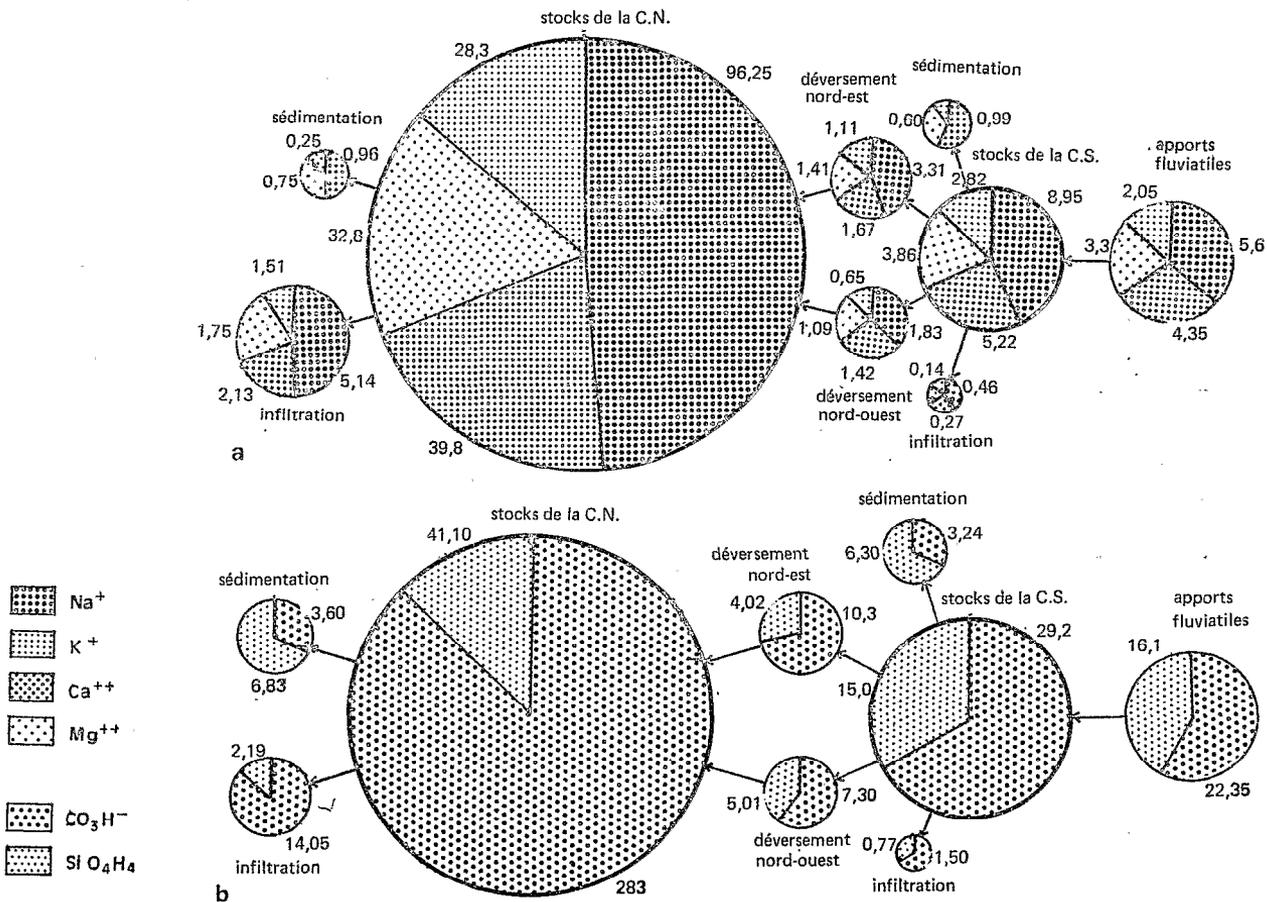


Tableau 4.5. Compositions chimiques moyennes absolues et relatives des eaux des cuvettes sud et nord.

Eléments	Concentrations moyennes absolues des eaux en sels dissous (en mM/l)		Concentrations moyennes relatives des eaux en sels dissous (en %)	
	Cuvette sud	Cuvette nord	Cuvette sud	Cuvette nord
Na ⁺	0,355	2,05	42,9	48,8
Ca ⁺⁺	0,205	0,85	25,0	20,2
Mg ⁺⁺	0,150	0,70	18,5	16,6
K ⁺	0,110	0,605	13,5	14,3
CO ₃ H ⁻	1,15	5,65	66	86,5
SiO ₄ H ₄	0,595	0,88	34	13,5

4.8. EQUILIBRES DYNAMIQUES MOYENS DES SELS DISSOUS DANS LES PARTIES EST ET OUEST DE LA CUVETTE NORD

Comme cela a été réalisé pour l'eau, (cf. § 3.8. p. 62), nous allons établir de façon approximative dans chacune des deux parties de la cuvette nord, les équilibres moyens des différents composants de la salure, ceci, afin d'arriver à préciser les régimes des infiltrations et des pertes par voie biogéochimique.

Rappelons que la partie est est alimentée de juillet à mi-octobre, la partie ouest de mi-octobre à janvier. Les apports respectifs à ces deux zones ont été établis lors de l'étude des équilibres dynamiques hydrochimiques des deux cuvettes (cf. § 4.7. p. 108). Les stocks des divers éléments dissous sont tirés du tableau 4.10 (cf. p. 127). Les concentrations sont déduites de ces derniers.

- Les volumes d'eau qui s'infiltrent en moyenne annuelle dans ces deux régions est et ouest, $(\bar{v})_{INE}$ et $(\bar{v})_{INO}$ ont été calculées en supposant que le sodium apporté est intégralement éliminé par l'intermédiaire des infiltrations (cf. § 3.8. p. 62) : $(\bar{v})_{INE} = 1,46 \times 10^9 \text{ m}^3$; $(\bar{v})_{INO} = 0,93 \times 10^9 \text{ m}^3$

- Quant aux pertes annuelles par infiltrations des éléments dissous $(\bar{i})_{INE}$ et $(\bar{i})_{INO}$ sont déduites des relations $(\bar{i})_{INE} = [\bar{i}]_{NE} \times (\bar{v})_{INE}$ et $(\bar{i})_{INO} = [\bar{i}]_{NO} \times (\bar{v})_{INO}$; rappelons ici que $[\bar{i}]_{NE}$ et $[\bar{i}]_{NO}$ désignent les concentrations moyennes de i respectivement dans les parties est et ouest.

D'où les résultats obtenus :

Tableau 4.6. Apports moyens annuels, stocks et concentrations moyens en sels dissous des parties est et ouest de la cuvette nord.

Eléments	Apports en sels dissous dans la cuvette nord (en mM×10 ¹²)		Stocks en sels dissous dans la cuvette nord (en mM×10 ¹²)		Concentrations moyennes des eaux en sels dissous de la cuvette nord (en mM/l)	
	Partie Est	Partie Ouest	Partie Est	Partie Ouest	Partie Est	Partie Ouest
Na ⁺	3,31	1,83	32	64,2	2,27	1,97
Ca ⁺⁺	1,67	1,42	12,9	26,9	0,915	0,825
Mg ⁺⁺	1,41	1,09	10,6	23,1	0,75	0,708
K ⁺	1,11	0,65	9,7	19,6	0,69	0,57
CO ₃ H ⁻	10,31	7,31	86,5	176,5	6,13	5,41
SiO ₄ H ₄	4,02	5,01	14,9	26,2	1,05	0,803

Tableau 4.7. Pertes moyennes annuelles en sels dissous dans les parties est et ouest de la cuvette nord.

Eléments	Infiltrations de sels dissous dans la cuvette nord (en mM×10 ¹²)	
	Partie Est	Partie Ouest
Na ⁺	3,31	1,83
Ca ⁺⁺	1,335	0,76
Mg ⁺⁺	1,095	0,66
K ⁺	1,00	0,53
CO ₃ H ⁻	8,95	5,03
SiO ₄ H ₄	1,54	0,75

Les pertes par sédimentation, (\bar{i})_{SNE} ou (\bar{i})_{SNO} selon que l'on considère la partie est ou ouest, sont facilement évaluées puisqu'elles sont égales aux apports totaux (\bar{i})_{FNE} ou (\bar{i})_{FNO} diminués des pertes par infiltration correspondantes (\bar{i})_{INE} ou (\bar{i})_{INO}.

On obtient, ainsi, les valeurs reportées ci-après :

Tableau 4.8. Sédimentations chimiques moyennes annuelles dans les parties est et ouest de la cuvette nord.

Eléments	Sédimentations de sels dissous dans la cuvette nord (en $\text{mM} \times 10^{12}$)	
	Partie Est (\bar{i}) _{SNE}	Partie Ouest (\bar{i}) _{SNO}
Na ⁺	0	0
Ca ⁺⁺	0,335	0,655
Mg ⁺⁺	0,315	0,433
K ⁺	0,11	0,12
CO ₃ H ⁻	1,36	2,28
SiO ₄ H ₄	2,48	4,27

Enfin pour les taux de renouvellement, dans les deux parties, de chacun des éléments, on aboutit aux chiffres suivants :

Tableau 4.9. Taux de renouvellement moyens annuels des stocks des divers sels dissous dans les parties est et ouest de la cuvette nord.

Eléments	Taux de renouvellement annuel des sels dissous dans la cuvette nord (en %)	
	Partie Est ($r-i$) _{INE}	Partie Ouest ($r-i$) _{INO}
Na ⁺	10,5	2,8
Ca ⁺⁺	12,9	5,3
Mg ⁺⁺	13,3	4,7
K ⁺	11,4	3,3
CO ₃ H ⁻	11,9	4,1
SiO ₄ H ₄	26,9	19,1

Les équilibres moyens des principales espèces chimiques dissoutes sont illustrés dans la figure 4.15. a, b, c et d.

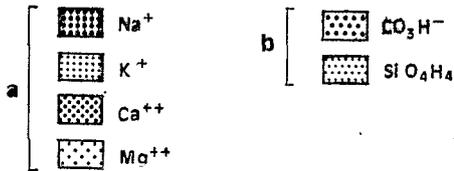
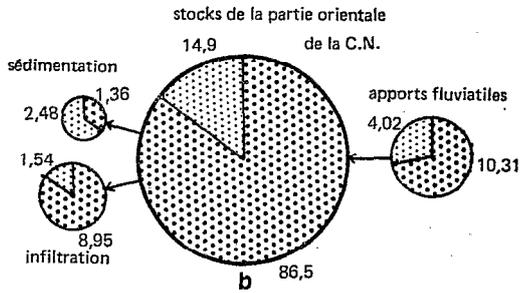
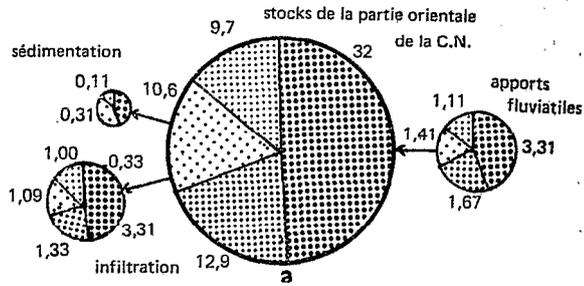


Figure 4.15.a et b - Equilibres moyens annuels relatifs à la partie orientale de la cuvette nord de l'ensemble des cations (a) et des bicarbonates et de la silice dissoute réunis (b). Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surface proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $\text{M} \times 10^9$.

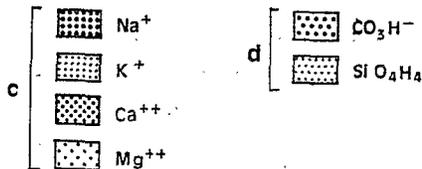
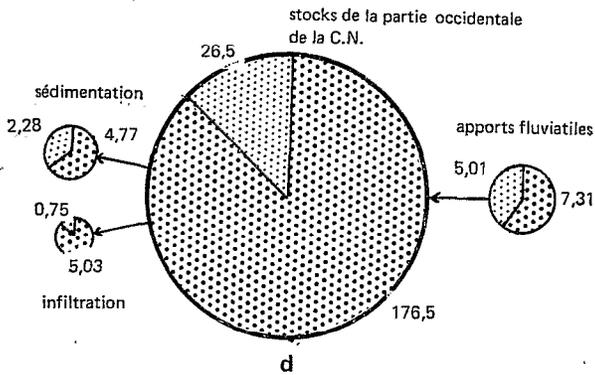
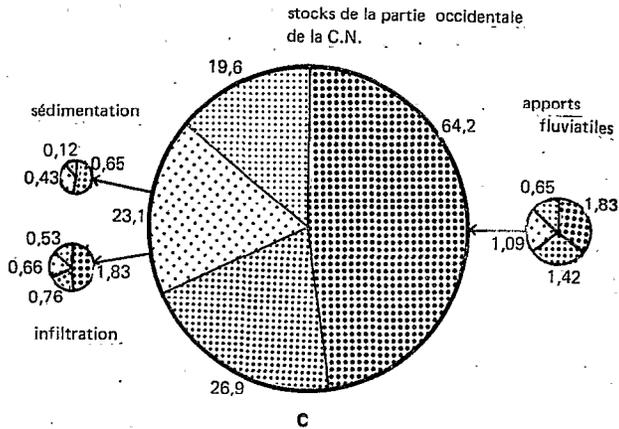


Figure 4.15.c et d - Équilibres moyens annuels relatifs à la partie occidentale de la cuvette nord de l'ensemble des cations (a) et des bicarbonates et de la silice dissoute réunis (b). Les transferts et les stocks de sels dissous sont figurés par des disques de surfaces proportionnelles à leurs propres valeurs, exprimées en $\text{M} \times 10^9$.

En définitive, on est conduit à partir de ces données à faire ressortir un certain nombre de remarques :

- Les infiltrations sont nettement plus élevées dans la partie orientale que dans la partie occidentale : elles représentent 61 % des pertes totales dans la première, 39 % dans la seconde.

- Les pertes par sédimentation biogéochimique, en revanche, sont moins importantes dans la partie orientale : les pertes en calcium, magnésium, bicarbonates et silice dissoute y représentent respectivement 34 %, 42 %, 48 %, 37,4 % et 36,7 % des sédimentations totales contre 66 %, 58 %, 52 %, 62,6 % et 62,3 % dans l'autre partie. En outre, notons que les pertes en potassium et à un degré moindre en magnésium y sont relativement plus fortes que celles des autres éléments.

Les infiltrations et les sédimentations biogéochimiques ont été calculées séparément pour chacune des cuvettes. On peut donc vérifier si l'on retrouve à partir de ces données les infiltrations et les sédimentations relatives à la cuvette nord. Or, on constate que les infiltrations calculées à partir des deux milieux séparés sont égales à $2,4 \times 10^9 \text{ m}^3$ contre $2,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ lorsqu'elles sont calculées dans la cuvette prise dans son entier (cf. § 3.7.p. 54). Les sédimentations en calcium, magnésium, potassium, carbonates et silice dissoute sont respectivement égales à $0,99 \times 10^{12} \text{ mM}$, $0,748 \times 10^{12} \text{ mM}$, $0,23 \times 10^{12} \text{ mM}$, $3,64 \times 10^{12} \text{ mM}$ et $6,75 \times 10^{12} \text{ mM}$ contre $0,96 \times 10^{12} \text{ mM}$, $0,75 \times 10^{12} \text{ mM}$, $0,25 \times 10^{12} \text{ mM}$, $3,58 \times 10^{12} \text{ mM}$ et $6,83 \times 10^{12} \text{ mM}$ (cf. § 4.7., p. 108). La vérification est dans l'ensemble assez satisfaisante.

Les taux de renouvellement des éléments dissous sont plus faibles dans la partie est (2,8-5,3 % pour les ions, 19,1 % pour la silice dissoute) que dans la partie ouest (10,5-12,9 % pour les ions, 26,9 % pour la silice dissoute).

4.9. CARACTERISTIQUES HYDROCHIMIQUES MOYENNES DES GRANDES RÉGIONS NATURELLES

Les équilibres hydrochimiques moyens de chacun des éléments de la salure sont comme nous venons de le voir, fort différents d'une cuvette à l'autre ; il en est de même naturellement dans les différentes régions. Toutefois, à ce niveau, et du fait que les échanges interrégionaux sont très difficilement quantifiables, nous avons été amenés, dans ce cas, à la seule description de l'état hydrochimique des principaux milieux.

4.9.1. PRESENTATION DE LA METHODE D'ETUDE

Ainsi que cela a été indiqué dans la partie consacrée à la détermination des caractéristiques hydrochimiques globales du lac (§4.4.p.99) nous allons procéder à la caractérisation de l'état d'équilibre hydrochimique de chacune des grandes régions (leur localisation est rappelée

dans la figure 4.16.) à l'aide de données obtenues par *extrapolation* à partir de celles relatives à la période 1968-1970 (1).



Figure 4.16 - Localisation des grandes régions naturelles du lac.

La meilleure représentation des données devrait être réalisée sous forme cartographique, vu que la distribution spatiale des éléments dissous est très hétérogène. D'une façon générale, on constate qu'il y a une *augmentation progressive de la salure des eaux au fur et à mesure que l'on s'éloigne du delta du Chari*. Les cartes de répartition spatiale du sodium, qui ont été établies pour déterminer la circulation des eaux, en sont par exemple une bonne illustration (cf. § 3.9.3. p. 73). On pourrait dans ces conditions établir autant de cartes qu'il y a d'éléments considérés et aussi de périodes

(1) De 1971 à 1973, le lac étant trop loin de son état d'équilibre les données relatives à cette période n'ont pu être utilisées pour obtenir celles de 1967 par extrapolation. Elles serviront cependant lors de l'évolution hydrochimique du lac au cours de sa décrue.

d'observation. Mais une telle forme de représentation est beaucoup trop lourde pour qu'elle soit retenue ici. Par ailleurs, en procédant de cette manière, l'extrapolation pour 1967 des données recueillies de 1968 à 1970 serait fort malaisée. Aussi, avons-nous préféré représenter les résultats sous une forme plus condensée, en nous limitant à définir les seules *caractéristiques hydrochimiques moyennes* des onze grandes régions naturelles (1).

Pour ce faire, nous avons calculé, dans un premier temps, à toutes les époques et pour les diverses régions pour lesquelles nous disposons des données (ces régions et époques sont précisées dans le paragraphe 4.4. cf. p.99) les moyennes pondérées des concentrations des différents éléments, $[\bar{i}]_R$, ($[\bar{i}]_R$ représente une valeur moyenne portant sur 4 à 10 mesures en général) ; par ailleurs les volumes v_R correspondants ont été estimés à partir de la courbe d'évolution de la cote du plan d'eau de 1968 à 1972 (cf. Fig. 3.7., p. 49) et de la courbe bathymétrique du milieu (cf. Fig. 2.5., p. 25).

A partir de ces données, nous avons calculé les stocks régionaux en sels dissous, lesquels sont reportés en annexe, puis établi leurs courbes d'évolution, également consignées en annexe.

D'après ces données, nous avons déjà indiqué que l'évolution des stocks annuels des éléments dissous du lac est restée sensiblement parallèle à celle du volume d'eau (cf. Fig. 4.5., p. 100). Or, le volume du lac a diminué de 1967 à 1971 de façon à peu près linéaire. Aussi avons-nous été amené à prolonger les courbes des différents stocks régionaux des sels dissous de façon également linéaire, afin d'estimer les valeurs des stocks de 1967, tout en tenant compte évidemment des modulations dues aux fluctuations saisonnières (cf. annexe III, p. 385). A partir de là, les valeurs des concentrations correspondantes en découlent aisément (tableau 4.10).

Les données ainsi obtenues, vont nous permettre d'écrire de façon plus détaillée l'hydrochimie du lac, car celle-ci ne peut pas, tant s'en faut, être simplement assimilée à celle de deux, voire trois milieux homogènes. Elles vont donc nous conduire :

- tout d'abord, à préciser les caractéristiques hydrochimiques des diverses régions : stocks, concentrations absolues et relatives des différents sels dissous.

- ensuite, à tenter d'évaluer les sédimentations chimiques au niveau des régions, toujours relativement au sodium, pour mieux identifier par la suite les processus régulateurs.

En fait, il ne sera généralement pas possible d'atteindre ce dernier objectif car il faut non seulement connaître la composition chimique des eaux

(1) Le découpage proposé n'est pas entièrement arbitraire, car le modelé de la cuvette lacustre et ses paysages, jouent, nous l'avons vu, un rôle relativement important sur la circulation des eaux et, par là, sur celle des sels dissous. Aussi ces régions représentent-elles effectivement des zones de moindre hétérogénéité hydrochimique.

Tableau 4.10. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des grandes régions du lac.

		(i)	[i]	[i] _r			(i)	[i]	[i] _r			(i)	[i]	[i] _r	
		×10 ¹² mM	mM/1	%			×10 ¹² mM	mM/1	%			×10 ¹² mM	mM/1	%	
Na	E.L. du S.E.	1,0	0,158	37,4	E.L. du S.	1,3	0,282	43,6	I.B. du S.	1,2	0,522	49			
Ca		0,75	0,119	28,1		0,725	0,157	24,2		0,50	0,217	20,4			
Mg		0,58	0,091	21,5		0,54	0,117	18,1		0,415	0,179	16,8			
K		0,345	0,055	13		0,42	0,091	14,1		0,34	0,147	13,8			
CO ₃ H ⁻		3,91	0,62	60		4,12	0,895	64,2		3,27	1,42	70,0			
SiO ₄ H ₄		2,6	0,41	40		2,3	0,50	35,8		1,4	0,606	30,0			
Na	I.B. du S.E.	0,90	0,240	37,6	A. du S.E.	0,80	0,32	40	A. de l'E.	2,4	0,842	45,7			
Ca		0,675	0,180	28,2		0,55	0,22	27,5		1,3	0,456	24,7			
Mg		0,52	0,138	21,6		0,40	0,16	20		0,85	0,298	16,1			
K		0,30	0,08	12,5		0,125	0,10	12,5		0,70	0,245	13,3			
CO ₃ H ⁻		3,50	0,933	63,6		2,87	1,15	64,2		7,21	2,53	70,0			
SiO ₄ H ₄		2,0	0,533	36,3		1,6	0,64	35,7		3,1	1,08	30,0			
Na	G.B. Sud	1,35	0,450	43,4	G.B. Nord	3,75	0,833	46,4	I.B. du N.E.	8,7	1,625	46,9			
Ca		0,72	0,240	23,1		1,78	0,395	22,0		3,95	0,738	21,3			
Mg		0,575	0,192	18,5		1,42	0,316	17,6		3,3	0,616	17,8			
K		0,46	0,154	14,9		1,14	0,252	14,0		2,6	0,486	14,0			
CO ₃ H ⁻		4,29	1,43	68,1		11,0	2,45	75,9		25,3	4,73	2,91			
SiO ₄ H ₄		2,01	0,67	31,9		3,5	0,777	24,1		4,6	0,86	0,52			
Na	A. du N.E.	20,5	2,827	50,5	E.L. du N.	26,0	1,59	48,6	I.B. du N.	37,2	2,82	48,7			
Ca		7,6	1,048	18,7		10,8	0,66	20,2		15,7	1,18	20,4			
Mg		6,25	0,862	15,4		9,0	0,55	16,8		12,8	0,968	16,75			
K		6,25	0,862	15,4		7,65	0,467	14,3		10,65	0,817	14,1			
CO ₃ H ⁻		53,2	7,34	87,4		70,95	4,35	85,6		102,3	7,74	88,3			
SiO ₄ H ₄		7,7	1,06	12,6		12	0,733	14,4		13,5	1,02	11,7			
Na	C. S.	8,95	0,353	42,9	C. N.	96,25	2,06	48,8	Lac	105,2	1,46	48,25			
Ca		5,22	0,206	25,1		39,8	0,852	20,2		45,05	0,625	20,6			
Mg		3,86	0,152	18,5		32,8	0,702	16,6		36,65	0,509	16,8			
K		2,82	0,111	13,5		28,3	0,605	14,3		31,10	0,432	14,3			
CO ₃ H ⁻		29,19	1,15	65,9		263	5,63	86,5		292,1	4,06	83,9			
SiO ₄ H ₄		15,01	0,593	34,1		41,1	0,879	13,5		56,1	0,779	16,09			

(i)=stocks lacustres ; [i]=concentrations absolues ; [i]_r=concentrations relatives

E.L. = Eaux Libres

A = Archipel

C = Cuvette

I.B. = Ilots-Bancs

G.B. = Grande-Barrière

d'apport, qui est à comparer à celle des eaux de la région donnée, mais encore le taux de renouvellement annuel des stocks en sels dissous de cette région. En effet, le calcul de la sédimentation chimique par rapport au sodium est le suivant :

Soit $\frac{(i)_A}{(Na)_A} = x$ le rapport des quantités annuelles en i et Na apportées

dans la région envisagée, R . En l'absence de sédimentation, le rapport des stocks en i et Na , $(\bar{i})_R$ et $(Na)_R$ serait le même ; on aurait donc :

$(\bar{i})_R / (Na)_R = x$. En réalité, on trouve, lorsqu'il y a sédimentation :

$(\bar{i})'_R / (Na)_R = x'$, tel que $x' < x$. Dans ces conditions, la diminution relative du stock de i peut s'écrire : $(\Delta i)_R / (i)_R = x - x' / x$.

Ceci étant, pour quantifier la sédimentation annuelle de l'élément i qui provoque cette diminution relative du stock, il faut connaître le rythme des échanges qui s'opèrent dans cette région, R , c'est-à-dire le taux de renouvellement annuel du stock de i , $(\tau-i)_R$. En effet, en l'absence de sédimentation $(i)_A = (\tau-i)_R \times (i)_R$; si l'on enregistre une diminution relative stationnaire dans le temps du stock de i , soit $(\Delta i)_R$, celle-ci provient du fait qu'une partie des apports en i sédimente dans le milieu, en proportion telle que $(\Delta i)_A \approx (\tau-i)_R \times (\Delta i)_R$.

En définitive, nous verrons que, même si dans de nombreuses régions il est possible d'évaluer de façon satisfaisante la diminution relative du stock de i , il n'est guère possible d'apprécier le taux de renouvellement annuel de ce stock et, par là, la sédimentation de i . Mais nous garderons toutefois à l'esprit qu'une forte diminution relative du stock d'un élément i dans une région donnée n'est pas forcément la conséquence d'un important taux de sédimentation de i , encore faut-il que le taux de renouvellement du stock de i soit suffisamment important. A l'opposé, dans une région où la diminution relative du stock de i est faible, si le taux de renouvellement de ce stock est élevé, le taux de sédimentation de i devient notable.

Il n'est pas question, non plus, d'estimer les infiltrations à l'échelle régionale, car pour ce faire, il faudrait connaître l'équilibre dynamique du sodium dans la région envisagée ; or, ceci implique la détermination non seulement des apports, mais aussi des pertes, parmi lesquelles celles qui ont lieu dans la région elle-même par infiltration et celles qui, d'un autre côté, correspondent au départ du sodium dans les régions voisines.

4.9.2. LES RESULTATS ET LEUR ANALYSE

a) Les Eaux-Libres du Sud-Est

Dans cette région, qui est adjacente au delta du Chari, les valeurs moyennes correspondant aux stocks, $(\bar{i})_R$, aux concentrations absolues, $[i]_R$, et aux concentrations relatives, $[i]_{R-r}$, sont reportées dans le tableau

suivant (Tabl. 4.11) (1).

Tableau 4.11. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Eaux Libres du Sud-Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^2$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	1,0	0,158	37,4
Ca ⁺⁺	0,75	0,119	28,1
Mg ⁺⁺	0,58	0,091	21,5
K ⁺	0,345	0,055	13
CO ₃ H ⁻	3,90	0,62	60
SiO ₄ H ₄	2,6	0,41	40

Ainsi, les stocks en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates, silice dissoute ne représentent dans l'ordre que 0,09, 1,6, 1,6, 1,1, 1,3 et 4,6 % des stocks du lac correspondants et ce, bien que le volume soit de 8,7 % du volume du lac. Dans cette région de passage, la salure des eaux qui proviennent directement du Chari augmente faiblement. Les teneurs en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute sont respectivement 1,25, 1,18, 1,18, 1,17, 1,22 et 1,11 fois supérieures à celles correspondantes des eaux du Chari. On note toutefois une sédimentation partielle de calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute puisque leurs stocks respectifs ont diminué par rapport à celui du sodium de 5,6, 5, 6,7, 4,1 et 11,5 %. *La sédimentation touche principalement la silice dissoute.* On ne peut malheureusement pas calculer la sédimentation annuelle de ces éléments, car le taux de renouvellement des stocks respectifs ne peut être estimé avec une précision satisfaisante. Notons qu'elle est certainement importante car, bien que les diminutions relatives des stocks ne soient pas très fortes, le taux de renouvellement de ceux-ci reste élevé.

L'hydrochimie des Eaux-Libres du Sud-Est est marquée par des fluctuations saisonnières, qui sont directement liées au régime des apports en eau du Chari. Aussi cette région devient-elle un véritable prolongement du Chari de septembre à décembre. A cette époque, le renouvellement des eaux et des éléments dissous est très important ; il diminue en janvier, puis devient très faible en avril-mai-juin. Il s'ensuit que les concentrations les plus basses sont notées en septembre, les plus élevées à la fin de juin. Les teneurs des composants ionisés varient par exemple du simple au double, mais

(1) Les caractéristiques chimiques moyennes des diverses régions bien qu'elles soient regroupées dans le Tabl.4.10. sont reprises régions par régions pour en faciliter l'analyse.

la concentration en silice dissoute oscille dans de plus faibles proportions (Tabl. 4.12.)

Tableau 4.12. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Eaux-Libres du Sud-Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Juin) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Septembre) (en mM/l)
Na ⁺	0,20	0,115
Ca ⁺⁺	0,15	0,085
Mg ⁺⁺	0,11	0,070
K ⁺	0,07	0,045
CO ₃ H ⁻	0,75	0,47
SiO ₄ H ₄	0,41	0,32

b) Les Eaux-Libres du Sud

De surface équivalente à celle des Eaux-Libres du Sud-Est, cette région correspond à un volume moindre, représentant 6,4 % du volume du lac. Les valeurs moyennes des stocks, des concentrations absolues et des concentrations relatives sont les suivantes (Tabl. 4.13.)

Tableau 4.13. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Eaux-Libres du Sud : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM×10 ⁻²)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	1,3	0,282	43,6
Ca ⁺⁺	0,725	0,157	24,2
Mg ⁺⁺	0,54	0,117	18,1
K ⁺	0,42	0,091	14,1
CO ₃ H ⁻	4,12	0,895	64,2
SiO ₄ H ₄	2,3	0,50	35,8

Les stocks en sels dissous sont de même ordre que ceux des *Eaux-Libres du Sud-Est*. Les stocks de sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute représentent respectivement 1,2, 1,6, 1,5, 1,35, 1,4 et 4,1 % des stocks lacustres correspondants. Les eaux de cette région proviennent en grande partie des *Eaux-Libres du Sud-Est*. Leurs teneurs en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute augmentent en moyenne de 80 %, 30 %, 65 %, 45 % et 20 %. Mais les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont diminué, par rapport à celui du sodium, de 26 %, 28,4 %, 6,3 %, 19 % et 31,5 %. Ces diminutions relatives des stocks, sont importantes, en particulier en ce qui concerne le calcium, le magnésium et la silice dissoute. De plus, leur taux de renouvellement dans cette région qui est le lieu de passage des eaux du Chari en direction de la cuvette nord, est élevé. En conséquence, les *Eaux-Libres du Sud* sont vraisemblablement le siège d'importantes sédimentations de sels dissous.

D'un autre côté, cette région est marquée par de nettes fluctuations saisonnières. En fin d'année, elle est occupée par les eaux de crue du Chari, qui se dirigent dans les *Eaux-Libres du Nord* : les concentrations sont faibles. Au contraire, en juin, c'est-à-dire à la fin de l'étiage du Chari, elle est en partie occupée par les eaux des *Ilots-Bancs du sud* qui, poussées par la mousson, refoulent partiellement en direction du nord-est les eaux qui se trouvaient sur place en avril-mai. Ces eaux nouvellement arrivées sont plus salées que les précédentes. C'est donc à cette époque que l'on note les plus fortes concentrations, ainsi que l'on peut s'en rendre compte à l'examen du tableau 4.14.

Tableau 4.14. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Eaux Libres du Sud en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Juin) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Septembre) (en mM/l)
Na ⁺	0,44	0,21
Ca ⁺⁺	0,21	0,154
Mg ⁺⁺	0,18	0,10
K ⁺	0,135	0,08
CO ₃ H ⁻	1,30	0,8
SiO ₄ H ₄ (1)	0,48	0,55

(1) Notons que par le jeu de la sédimentation, la concentration en silice dissoute, non seulement n'a pas augmenté, mais au contraire a diminué.

c) Les Ilots-Bancs du Sud

A première vue cette région constitue un cul-de-sac. En réalité, nous avons vu que les eaux étaient en grande partie renouvelées en décembre et qu'elles se mélangeaient intensivement à celles des *Eaux-Libres du Sud* en mai-juin (cf. §3.9.3 p. 72).

Les valeurs moyennes des stocks et des concentrations absolues et relatives des composants de la salure sont indiquées ci-dessous (Tabl. 4.15.)

Tableau 4.15. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Ilots-Bancs du Sud : Stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	1,2	0,522	49
Ca ⁺⁺	0,50	0,217	20,4
Mg ⁺⁺	0,415	0,179	16,8
K ⁺	0,34	0,147	13,8
CO ₃ H ⁻	3,27	1,42	70,0
SiO ₄ H ₄	1,4	0,606	30,0

Les stocks de ces différents éléments représentent à peu près 1,1% des stocks lacustres correspondants, tandis que le volume de cette région correspond à 3 % du volume du lac. Pour estimer les transformations chimiques qui y ont lieu, il faut comparer la composition chimique des eaux de ce milieu à celle des eaux d'apport. On peut considérer que ces eaux sont composées pour moitié d'eaux issues de l'El Beïd, l'autre moitié d'eaux provenant des *Eaux-Libres du Sud* (en effet les pertes totales en eau dans cette région, peuvent être estimées à $2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$; les apports sont donc du même ordre ; l'El Beïd en fournit $1,35 \times 10^9 \text{ m}^3$ en moyenne). Leurs caractéristiques chimiques ont pu alors être évaluées ; elles sont rassemblées dans le tableau 4.16.

Tableau 4.16. Concentrations moyennes absolues et relatives en sels dissous des eaux d'apport aux Ilots-Bancs du Sud.

Eléments	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	0,315	43,2
Ca ⁺⁺	0,186	25,5
Mg ⁺⁺	0,132	18,1
K ⁺	0,095	13,1
CO ₃ H ⁻	1,02	62,7
SiO ₄ H ₄	0,605	37,3

Par rapport à ces eaux d'apport, les teneurs moyennes en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont dans l'ordre augmenté de 65,5 %, 23,5 %, 35,5 %, 54,5 %, 39,2 % et 0,2 %. Il en résulte une augmentation des teneurs relatives du sodium et, pour une moindre part, du potassium au détriment de celle du calcium et du magnésium, et une augmentation de la teneur relative des bicarbonates aux dépens de celle des silicates. Les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont respectivement diminué par rapport à celui du sodium de 29,5 %, 17,4 %, 6,1 %, 15,8 % et 39,3 %. Ces diminutions relatives des stocks sont du même ordre que celles enregistrées dans les *Eaux-Libres du Sud*. Au demeurant, d'après la circulation générale des eaux, les stocks sont moins rapidement renouvelés en sorte que, les sédimentations annuelles y sont moins importantes. Toutefois, notons que, sur un plan qualitatif, la sédimentation du calcium y paraît relativement plus abondante que dans les *Eaux-Libres du Sud*, et celle du magnésium, au contraire, moins élevée.

Les *Ilots-Bancs du Sud* sont le siège d'un important renouvellement des eaux en fin d'année, causé par les crues du Chari et de l'El Beïd qui y amènent des eaux plus faiblement minéralisées. Aussi, les concentrations minimales sont-elles enregistrées en décembre-janvier, alors que, les concentrations maximales le sont en juin-juillet (Tabl. 4.17.).

Tableau 4.17. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des *Ilots-Bancs du Sud* en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Décembre) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Juin) (en mM/l)
Na ⁺	0,30	0,95
Ca ⁺⁺	0,20	0,40
Mg ⁺⁺	0,15	0,31
K ⁺	0,11	0,25
CO ₃ H ⁻	1,08	2,5
SiO ₄ H ₄	0,75	1,07

Les concentrations en sodium varient dans le rapport de 1 à 3 ; à l'opposé, celles de la silice dissoute n'évoluent que de 1 à 1,4. Quant aux concentrations des autres éléments, elles varient approximativement du simple au double ; les écarts étant d'autant plus faibles que les éléments subissent une forte sédimentation dans le milieu.

d) Les Ilots-Bancs du Sud-Est

Les valeurs moyennes des stocks, des concentrations absolues et des concentrations relatives correspondent aux chiffres suivants (Tabl. 4.18.)

Tableau 4.18. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Ilots-Bancs du Sud-Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	0,90	0,240	37,6
Ca ⁺⁺	0,675	0,180	28,2
Mg ⁺⁺	0,52	0,138	21,6
K ⁺	0,30	0,08	12,5
CO ₃ H ⁻	3,50	0,933	63,6
SiO ₄ H ₄	2,0	0,533	36,3

Les stocks des différents éléments représentent une faible part des stocks totaux correspondants : ils sont compris entre 0,8 % pour le sodium et 3,5 % pour la silice dissoute. Le volume qui est égal à $3,7 \times 10^9 \text{ m}^3$, représente 5,2 % du volume du lac. La composition cationique relative des eaux est proche de celle des eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est*. La teneur relative en silice dissoute qui est plus faible, traduit une sédimentation partielle de cet élément. Mais il se produit également une sédimentation du calcium, du magnésium, du potassium et des carbonates, quoique en plus faibles proportions par le fait que les eaux d'apport ont des caractéristiques intermédiaires entre celles des eaux du Chari et celles des eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est*. En effet, bien que ces deux régions soient contiguës, la plus grande partie des eaux qui se dirigent vers les *Ilots-Bancs du Sud-Est* proviennent de la partie méridionale des *Eaux-Libres du Sud-Est*, dans laquelle elles ont rapidement transité. Aussi, en raison de ce passage rapide, les transformations biogéochimiques susceptibles d'avoir lieu dans cette dernière région, sont certainement peu importantes.

Les fluctuations saisonnières des stocks sont peu marquées. En conséquence, les concentrations sont *maximales* en période de basses eaux (juillet) et *minimales* en période de hautes eaux (décembre-janvier). (Tabl.4.19)

Tableau 4.19. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Ilots-Bancs du Sud-Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Juin-Juillet) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Décembre) (en mM/l)
Na ⁺	0,32	0,20
Ca ⁺⁺	0,24	0,15
Mg ⁺⁺	0,185	0,115
K ⁺	0,105	0,065
CO ₃ H ⁻	1,25	0,77
SiO ₄ H ₄	0,71	0,44

e) L'Archipel du Sud-Est

Malgré sa position et aussi son encombrement dû à la présence de nombreuses îles, ce milieu est relativement ouvert en direction de la *Grande-Barière* à l'ouest et de l'*Archipel de l'Est* à l'est. Nous avons d'ailleurs vu qu'il était le siège d'un renouvellement relativement important d'eau en fin d'année.

Les valeurs moyennes des stocks et des concentrations absolues et relatives dans cette région sont rassemblées dans le tableau 4.20.

Tableau 4.20. Caractéristiques hydrochimiques moyennes de l'Archipel du Sud-Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM ¹⁰ 1 ²)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	0,80	0,32	40
Ca ⁺⁺	0,55	0,22	27,5
Mg ⁺⁺	0,40	0,16	20,0
K ⁺	0,25	0,10	12,5
CO ₃ H ⁻	2,87	1,15	64,2
SiO ₄ H ₄	1,6	0,64	35,7

Les stocks des différents composés ioniques représentent entre 0,8 et 1,2 % des stocks lacustres correspondants ; le stock en silice dissoute 2,8 % de son stock total. Le volume est égal à 3,5 % du volume du lac. Pour connaître l'évolution chimique des eaux au sein de ce milieu, prenons comme point de comparaison les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est* d'où elles proviennent.

On remarque alors que les teneurs moyennes de sodium, calcium, magnésium, potassium, carbonates et silice dissoute ont respectivement augmenté de 102 %, 85 %, 76 %, 82 %, 85,5 % et 55 %. Cette augmentation relativement importante des concentrations montre que l'élimination des eaux est beaucoup plus rapide que celle des sels dissous. Il ne s'agit donc plus à proprement parler d'une zone de passage, bien que celle-ci communique, comme on vient de le voir, avec l'Archipel de l'Est et la Grande-Barrière. Les différents taux d'accroissement observés traduisent des changements dans la composition relative des eaux, à savoir une augmentation de la teneur relative du sodium au détriment de celle des autres cations, en particulier du magnésium, et une diminution de la teneur relative de la silice dissoute au profit de celle des bicarbonates. Les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont diminué par rapport à celui du sodium respectivement de 8,8 %, 13 %, 7,7 %, 8,2 %, et 23 %. Si l'on se réfère à la circulation des eaux, les taux de renouvellement annuel des stocks, sont plus faibles que ceux enregistrés dans les régions qui viennent d'être étudiées. Il est probable que les sédimentations y sont aussi nettement moins importantes.

Les fluctuations saisonnières des stocks sont moins marquées que celles des stocks des Eaux-Libres du Sud-Est (cf. Fig. III.5. p. 389) voire nulles dans le cas de la silice dissoute. Il existe un notable renouvellement d'eau en fin d'année : en effet sous l'impulsion de la crue du Chari, des eaux de moindre salure se substituent alors en partie aux eaux en place, lesquelles sont chassées en direction de l'Archipel de l'Est et de la Grande-Barrière.

Les concentrations moyennes maximales et minimales, notées respectivement en juillet et décembre sont consignées dans le tableau 4.21.

Tableau 4.21. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales de l'Archipel du Sud-Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Juillet) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Décembre) (en mM/l)
Na ⁺	0,38	0,23
Ca ⁺⁺	0,26	0,18
Mg ⁺⁺	0,19	0,135
K ⁺	0,13	0,079
CO ₃ H ⁻	1,40	0,92
SiO ₄ H ₄	0,73	0,57

f) L'Archipel de l'Est

C'est le milieu le plus fermé de la cuvette sud. Aussi y rencontre-t-on les concentrations les plus élevées en sels dissous.

Les valeurs moyennes des stocks et des concentrations absolues et relatives sont les suivantes (Tabl. 4.22)

Tableau 4.22. Caractéristiques hydrochimiques moyennes de l'Archipel de l'Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en mM/l)
Na ⁺	2,4	0,842	45,7
Ca ⁺⁺	1,3	0,456	24,7
Mg ⁺⁺	0,85	0,298	16,1
K ⁺	0,70	0,245	13,3
CO ₃ H ⁻	7,21	2,53	70,0
SiO ₄ H ₄	3,1	1,08	30,0

Le volume de l'archipel, égal à $2,85 \times 10^9$ m³, représente 4 % du volume total ; les stocks en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute correspondent respectivement à 2,3 %, 2,9 %, 2,3 %, 2,25 %, 2,45 % et 5,5 % des stocks totaux.

Les eaux d'apport sont celles de l'Archipel du Sud-Est. Aussi, peut-on noter que les concentrations en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont respectivement augmenté de 162 %, 104 %, 84,5 %, 145 %, 120 % et 68,7 %. Cette forte augmentation vient de ce que l'évacuation des apports n'est réalisée que par les pertes par infiltration et grâce à une sédimentation géochimique au sein de ce cul-de-sac, ce qui assure le maintien élevé de stocks en sels dissous. La composition relative moyenne de la salure des eaux est modifiée. Il y a augmentation, d'une part de la teneur relative de sodium et, en proportion moindre, de potassium au détriment du magnésium et du calcium, et d'autre part, des bicarbonates au dépens de la silice dissoute. Les stocks en calcium, magnésium, bicarbonates et silice dissoute ont diminué par rapport à celui du sodium respectivement de 21 %, 30 %, 6 %, 16 % et 35,5 %. On note toujours une forte sédimentation relative de la silice dissoute. Parmi les cations, c'est le magnésium qui apparaît comme étant le plus touché.

Les fluctuations saisonnières des stocks sont ici très atténuées, celles des concentrations sont marquées par des valeurs maximales en juillet-août et des valeurs minimales en février (Tabl.4.23.)

Tableau 4.23. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales de l'Archipel de l'Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Août) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Février) (en mM/l)
Na ⁺	0,92	0,75
Ca ⁺⁺	0,50	0,40
Mg ⁺⁺	0,325	0,265
K ⁺	0,27	0,22
CO ₃ H ⁻	2,77	2,25
SiO ₄ H ₄	1,19	0,97

g) La Grande-Barrière

Cette région, zone de passage des eaux de la cuvette sud à la cuvette nord, est située à moitié dans l'une, à moitié dans l'autre (cf. Fig.4.16, p.125). Son volume, qui est égal à $7,5 \times 10^9$ m³, représente 10,4 % de celui du lac. Les stocks *moyens* des différents éléments de la salure et leurs concentrations *moyennes*, absolues et relatives, sont indiqués ci-après (Tabl. 4.24.)

Tableau 4.24. Caractéristiques hydrochimiques moyennes de la Grande Barrière : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en mM/l)
Na ⁺	5,1	0,68	45,5
Ca ⁺⁺	2,5	0,333	22,3
Mg ⁺⁺	2,0	0,266	17,8
K ⁺	1,6	0,216	14,3
CO ₃ H ⁻	15,3	2,03	73,8
SiO ₄ H ₄	5,4	0,720	26,2

Les stocks de sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute représentent dans l'ordre 4,8 %, 5,5 %, 5,1 %, 5,2 %, et 9,6 % des stocks correspondants du lac. Pour connaître les transformations chimiques qui affectent certains éléments dissous au niveau de la Grande-Barrière, il faut estimer la composition chimique moyenne des eaux d'apport qui proviennent, non seulement des *Eaux-Libres du Sud* et des *Eaux-Libres du*

Sud-Est mais aussi, pour une part moindre toutefois, des *Ilots-Bancs du Sud* et de l'*Archipel du Sud-Est*. Or, les proportions du mélange sont assez difficiles à évaluer. Toutefois, pour avoir une idée des transformations chimiques, nous allons supposer, en nous basant sur les données relatives à la circulation des eaux, que les eaux d'apport sont constituées pour 40 % par des eaux provenant des *Eaux-Libres du Sud-Est*, pour 40 % encore par des eaux des *Eaux-Libres du Sud*, pour 10 % par des eaux des *Ilots-Bancs du Sud* et 10 % par des eaux de l'*Archipel du Sud-Est*. On arrive ainsi à la composition reportée dans le tableau 4.25.

Tableau 4.25. Concentrations moyennes absolues et relatives en sels dissous des eaux d'apport à la Grande-Barrière.

Eléments	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	0,260	42,4
Ca ⁺⁺	0,154	25,1
Mg ⁺⁺	0,116	18,9
K ⁺	0,083	13,5
CO ₃ H ⁻	0,863	66,5
SiO ₄ H ₄	0,434	33,5

Les teneurs absolues de ces divers éléments ont augmenté en moyenne dans l'ordre de 160 %, 116 %, 129 %, 156,5 %, 135 % et 65,8%. Ces différents taux d'augmentation entraînent des modifications dans la composition chimique relative des eaux. On note l'augmentation de la teneur relative en sodium et dans de plus faibles proportions de celle du potassium aux dépens de celle du calcium et, pour une moindre part, de celle du magnésium. Il y a par ailleurs une forte diminution de la teneur relative en silice dissoute au profit de celle des bicarbonates. Les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont, par rapport à celui du sodium, diminué respectivement de 16,9 %, 11,9 %, 1,5 %, 9,6 % et 57,6 %. La sédimentation de silice dissoute est élevée ; celle du calcium et, pour une moindre part, celle du magnésium également.

Les fluctuations saisonnières des stocks sont bien marquées pour les composés ioniques. En août-septembre se produit un renouvellement important des eaux : des eaux de moindre salure (provenant au début des *Eaux-Libres du Sud*, auxquelles s'ajoutent, par la suite, des eaux en provenance des *Eaux-Libres du Sud-Est*) se substituent aux eaux en place qu'elles chassent en direction de l'*Archipel du Nord Est* : de ce fait, les stocks et les concentrations des sels dissous diminuent. Au maximum de la crue du Chari, en octobre-novembre, l'important afflux d'eau qui se déverse dans la cuvette nord

n'affecte qu'une zone restreinte de la *Grande-Barrière*, située dans sa partie méridionale. Il y a ensuite renouvellement partiel des eaux par brassage avec des eaux généralement plus salées ; telles celles des *Eaux-Libres du Nord*, des *Ilots-Bancs du Nord-Est* et de l'*Archipel du Nord-Est* jusqu'en mai-juin, où l'on note les concentrations maximales (Tabl. 4.26.).

Tableau 4.26. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales de la Grande-Barrière en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues	
	Valeurs maximales (Mai-Juin) (en mM/l)	Valeurs minimales (Septembre-Octobre) (en mM/l)
Na ⁺	1,28	0,30
Ca ⁺⁺	0,58	0,185
Mg ⁺⁺	0,47	0,175
K ⁺	0,39	0,148
CO ₃ H ⁻	3,98	1,18
SiO ₄ H ₄	0,90	0,69

h) *Les Ilots-Bancs du Nord-Est*

Le volume de cette région représente $5,35 \times 10^9$ m³, soit 7,4 % du volume total. Les valeurs moyennes des stocks et des concentrations absolues et relatives des divers éléments dissous obtenues sont celles rassemblées dans le tableau 4.27.

Tableau 4.27. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Ilots-Bancs du Nord-Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues		
	Stocks en sels dissous (en mM×10 ¹²)	(en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	8,7	1,626	46,9
Ca ⁺⁺	3,95	0,738	21,3
Mg ⁺⁺	3,3	0,616	17,8
K ⁺	2,6	0,486	14,0
CO ₃ H ⁻	25,3	4,73	
SiO ₄ H ₄	4,6	0,86	

Cette région est trop largement ouverte à toutes les autres régions de la cuvette nord, pour qu'il soit possible d'estimer de façon convenable la composition chimique moyenne des eaux qui y sont apportées

et, de là, les transformations hydrochimiques qui y ont lieu. A titre indicatif, comparons toutefois ses eaux à celles de la *Grande-Barrière*, dont elles sont en grande partie issues. On note alors que les teneurs en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute sont supérieures dans l'ordre de 139 %, 121 %, 131 %, 125 %, 133 % et 19,5 %. Les teneurs relatives en calcium et en silice dissoute ont sensiblement baissé. Les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute par rapport à celui du sodium ont diminué de 7,3 %, 3,2 %, 4,5 %, 3 % et 50 %. Au vu de ces chiffres, la sédimentation paraît affecter essentiellement la silice dissoute et à un degré moindre, la calcium. Mais, en raison des mélanges d'eaux entre celles de cette région et celles des *Eaux-Libres du Nord*, des *Ilots-Bancs du Nord* et de l'*Archipel du Nord-Est*, il est difficile d'évaluer, même qualitativement, les sédimentations propres à ce milieu.

Les fluctuations saisonnières sont ici bien marquées. Les stocks en sels dissous présentent un minimum en septembre, époque de l'arrivée des eaux de crû du Chari, qui refoulent vers le nord les eaux résiduelles de plus fortes salures (Tabl. 4.28).

Tableau 4.28. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Ilots-Bancs du Nord-Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Mai) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Septembre) (en mM/l)
Na ⁺	1,85	1,40
Ca ⁺⁺	0,85	0,60
Mg ⁺⁺	0,70	0,47
K ⁺	0,61	0,41
CO ₃ H ⁻	5,42	3,85
SiO ₄ H ₄	0,92	0,81

1) L'Archipel du Nord-Est

Il s'agit d'un milieu relativement fermé, puisqu'il ne communique pratiquement qu'avec les *Ilots-Bancs du Nord-Est* et la *Grande-Barrière*. Son volume égal à $7,25 \times 10^9$ m³ représente 10 % du volume total. Les stocks moyens des différents éléments de la salure et leurs concentrations moyennes absolues et relatives, ont pu être évalués ainsi que cela est rapporté dans le tableau 4.29.

Tableau 4.29. Caractéristiques hydrochimiques moyennes de l'Archipel du Nord-Est : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en mM/l)
Na ⁺	20,5	2,827	50,5
Ca ⁺⁺	7,6	1,048	18,7
Mg ⁺⁺	6,25	0,862	15,4
K ⁺	6,25	0,86	15,4
CO ₃ H ⁻	53,2	7,34	87,4
SiO ₄ H ₄	7,7	1,06	12,6

Ces stocks en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute correspondent dans l'ordre à 19,5 %, 16,8 %, 17 %, 20 %, 18,2 % et 13,7 % des stocks correspondants du lac.

On peut estimer grosso modo que les apports en eau à l'Archipel du Nord-Est proviennent pour moitié des *Ilots-Bancs du Nord-Est*, pour moitié de la *Grande-Barrière* ; à partir de là, il est possible d'écrire qualitativement les transformations hydrochimiques qui ont lieu dans le milieu. On aboutit ainsi aux caractéristiques des eaux d'apport consignées ci-après (Tabl. 4.30.)

Tableau 4.30. Concentrations moyennes absolues et relatives en sels dissous des eaux d'apport à l'Archipel du Nord-Est.

Eléments	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	1,15	46,1
Ca ⁺⁺	0,535	21,5
Mg ⁺⁺	0,441	17,8
K ⁺	0,365	14,6
CO ₃ H ⁻	3,38	81,0
SiO ₄ H ₄	0,79	19,0

Les concentrations absolues de sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont en moyenne augmenté de 146 %, 92 %, 95,5 %, 135 %, 117 % et 34 %. Ces taux d'accroissement des concentrations, qui diffèrent nettement d'un élément à l'autre, présupposent des transformations hydrochimiques notables : la teneur relative en sodium et, à un degré moindre, celle

de potassium ont augmenté au détriment de celles du calcium et du magnésium. La teneur relative en bicarbonates s'est également accrue aux dépens de celle de la silice dissoute. Quant aux stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute, ils ont diminué par rapport à celui du sodium, respectivement de 20 %, 20,3 %, 3,8 %, 11,6 % et 43,7 %.

Les fluctuations saisonnières des concentrations absolues en sels dissous sont un peu moins marquées que dans les *Îlots-Bancs du Nord-Est* (Tabl. 4.31.)

Tableau 4.31. Concentrations moyennes absolues maximales et minimales de l'Archipel du Nord-Est en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Juillet) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Septembre) (en mM/l)
Na ⁺	1,30	1,05
Ca ⁺⁺	0,60	0,45
Mg ⁺⁺	0,52	0,38
K ⁺	0,44	0,30
CO ₃ H ⁻	3,88	2,93
SiO ₄ H ₄	0,85	0,73

f) Les Eaux-Libres du Nord

C'est la région la plus étendue du lac, dont elle représente 18 % de la surface ; son volume atteint près de 23 % du volume total.

Les stocks moyens des différents éléments de la salure et leurs concentrations absolues et relatives sont les suivants. (Tabl. 4.32.)

Tableau 4.32. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Eaux Libres du Nord : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM×10 ¹²)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en %)
Na ⁺	26,0	1,59	48,6
Ca ⁺⁺	10,8	0,660	20,2
Mg ⁺⁺	9,0	0,55	16,8
K ⁺	7,65	0,467	14,3
CO ₃ H ⁻	70,95	4,35	85,6
SiO ₄ H ₄	12,0	0,733	14,4

Ces stocks en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute représentent dans l'ordre 24,7 %, 23,3 %, 24,5 %, 24,5 %, 24,2 % et 21,4 % des stocks correspondants du lac :

Les eaux d'apport sont grosso modo les eaux de crue du Chari, puisque celles-ci ont subi peu de modifications au cours de leur rapide traversée de la cuvette sud en octobre-novembre, elles ont été définies dans le tableau 4.1. (cf. p. 92).

Les concentrations absolues des eaux des *Eaux-Libres du Nord* en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute sont dans l'ordre 11,7, 6,3, 6,9, 11,5, 8,0 et 2,0 fois supérieures à celles des eaux d'apport. La composition de la salure est donc profondément modifiée : il y a une nette augmentation de la teneur relative du sodium et, à un degré moindre, de celle du potassium, au détriment de celles du calcium et du magnésium. Il en est de même de la teneur relative des bicarbonates par rapport à celle de la silice dissoute.

Les stocks en calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute ont, par rapport à celui du sodium diminué respectivement de 48,7 %, 41,5 %, 17,2 %, 31,9 % et 83 %. En conséquence, *cette région constitue très certainement le plus important lieu de sédimentation chimique de tout le lac.*

Les fluctuations saisonnières sont bien marquées. En octobre-novembre, les eaux de crue du Chari refoulent en partie les eaux résiduelles, qui sont nettement plus salées vers le nord. Il s'ensuit qu'à cette époque, les concentrations en sels dissous diminuent brutalement ; elles augmentent ensuite sous l'effet conjoint d'une part, de mélanges principalement avec les eaux des *Ilots-Bancs du Nord* qui sont plus concentrées et d'autre part, de l'évaporation (Tabl. 4.33.).

Tableau 4.33. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Eaux Libres du Nord en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (Septembre) (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (Novembre) (en mM/l)
Na ⁺	1,97	1,40
Ca ⁺⁺	0,77	0,55
Mg ⁺⁺	0,68	0,49
K ⁺	0,52	0,38
CO ₃ H ⁻	4,90	3,60
SiO ₄ H ₄	0,85	0,65

k) Les Ilots-Bancs du Nord

Cette région, de même que la précédente, a un volume relativement important : 18,3 % du volume total. Elle est caractérisée du point de vue des stocks et des concentrations absolues et relatives en sels dissous par les valeurs moyennes qui sont reportées dans le tableau 4.34.

Tableau 4.34. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des Ilots Bancs du Nord : stocks, concentrations absolues et relatives en sels dissous.

Eléments	Stocks en sels dissous (en mM $\times 10^{12}$)	Concentrations absolues (en mM/l)	Concentrations relatives (en mM/l)
Na ⁺	37,2	2,818	48,7
Ca ⁺⁺	15,7	1,18	20,4
Mg ⁺⁺	12,8	0,969	16,75
K ⁺	10,65	0,817	14,1
CO ₃ H ⁻	102,3	7,74	88,3
SiO ₄ H ₄	13,5	1,02	11,7

Les Ilots-Bancs du Nord sont la principale réserve du lac en sels dissous : en effet, les stocks de sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute représentent dans l'ordre 35,3 %, 34,8 %, 34,9 %, 34,2 %, 35 % et 24 %.

Comparons ces eaux à celles des *Eaux-Libres du Nord* dont elles sont, en grande partie, issues. Les concentrations absolues en sodium, calcium, magnésium, potassium, bicarbonates et silice dissoute sont respectivement 77,2 %, 78,7 %, 76,1 %, 74,9 %, 77,7 % et 39,1 % plus élevées. Les stocks en composés ioniques n'ont, par rapport à celui du sodium, pratiquement pas diminué. Dans ces conditions, on est amené à considérer que les sédimentations sont en apparence négligeables dans cette région. En fait, il se peut que les *Ilots-Bancs du Nord* qui constituent la plus grande réserve en sels dissous du lac, restent encore marqués par la période de "hautes eaux" de 1959 à 1966, au cours de laquelle les sédimentations annuelles étaient vraisemblablement de moindre importance, ainsi que nous le verrons dans le paragraphe 9.3. (cf. p.305). Si tel est le cas, il devient impossible, pour mettre en évidence d'éventuelles sédimentations de comparer l'hydrochimie de cette région à celle des *Eaux-Libres du Nord*. (1)

(1) Lors de la baisse du lac, nous mettrons en évidence l'existence de profondes modifications au sein de ce milieu.

Quant aux fluctuations saisonnières des caractéristiques chimiques des eaux, elles sont relativement bien marquées. La salure moyenne des eaux diminue lors de la pénétration d'une partie des eaux des *Eaux-Libres du Nord* en décembre-janvier, puis elle augmente régulièrement jusqu'en novembre sous l'effet de l'évaporation (Tableau 4.35.).

Tableau 4.35. Concentrations absolues moyennes maximales et minimales des Ilots-Bancs du Nord en sels dissous.

Eléments	Concentrations absolues Valeurs maximales (en mM/l)	Concentrations absolues Valeurs minimales (en mM/l)
Na ⁺	2,95	2,67
Ca ⁺⁺	1,25	1,10
Mg ⁺⁺	1,10	0,97
K ⁺	0,89	0,72
CO ₃ H ⁻	8,30	7,15
SiO ₄ H ₄	1,10	0,89

4.9.3. CONCLUSIONS

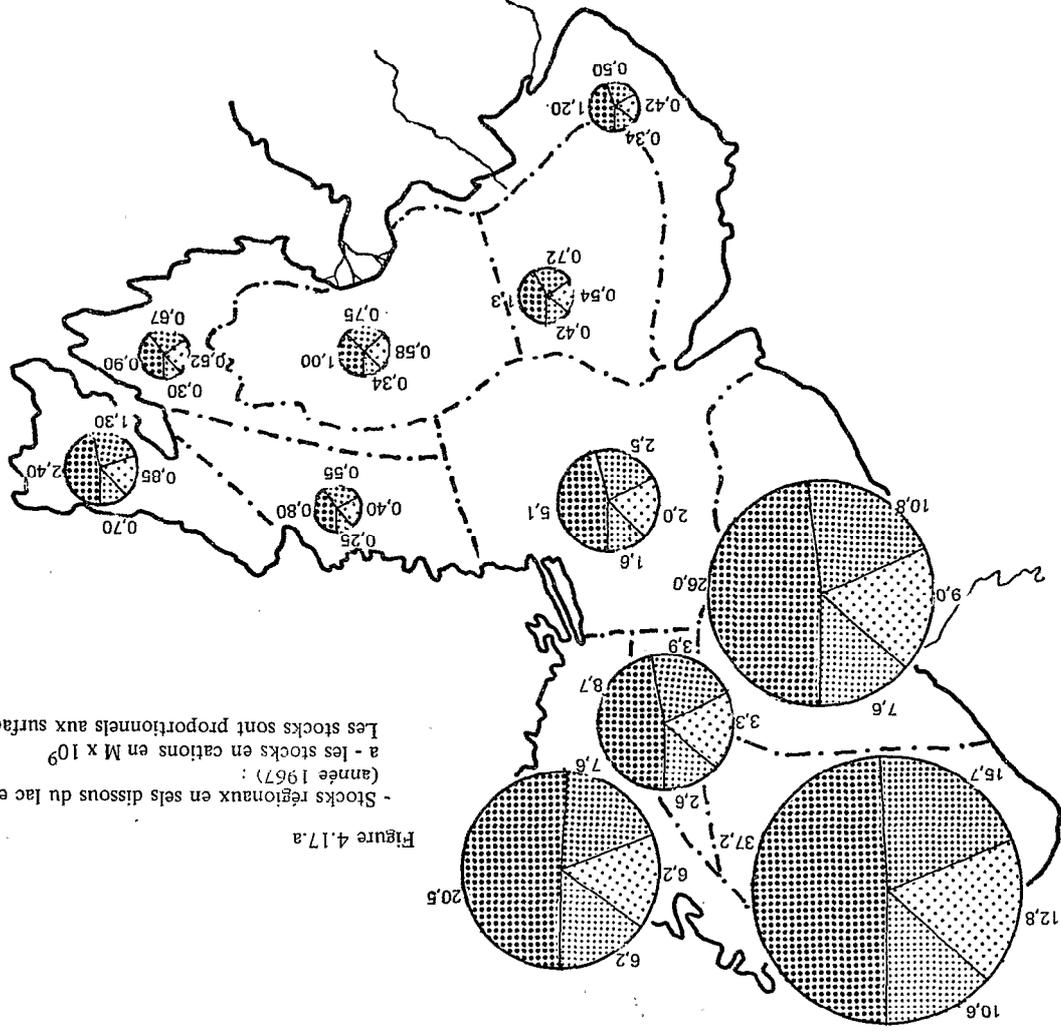
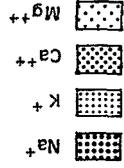
La division du lac en cuvette sud et nord nous avait permis de faire apparaître que la cuvette sud était en grande partie une zone de passage des eaux : 73 % des apports dissous sont annuellement déversés dans la cuvette nord. Cette dernière constitue donc la principale réserve en sels dissous.

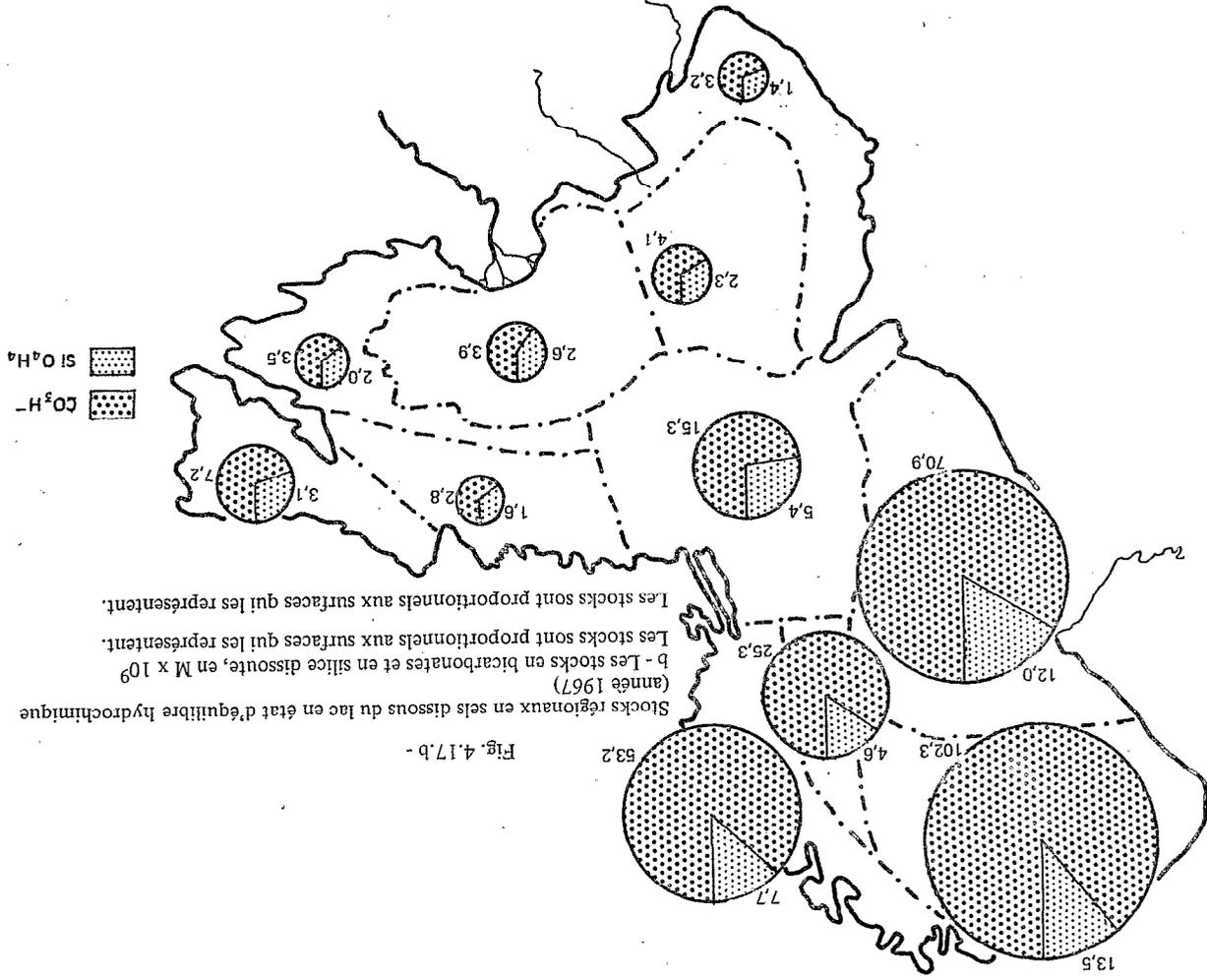
On peut maintenant préciser, à l'échelle régionale, ce schéma en considérant la répartition des stocks dissous (Fig. 4.17. a et b). On arrive ainsi aisément à montrer que ce sont les *Ilots-Bancs du Nord* qui contiennent les plus grandes quantités de sels dissous de 25 à 35 % des stocks totaux selon les éléments considérés.

Nous avons noté également que les salures des eaux de la cuvette nord étaient en moyenne respectivement 4 fois plus élevées que celles de la cuvette sud, elles-mêmes 2 fois plus élevées que celles des eaux fluviales. En réalité, on se trouve en présence d'un accroissement progressif de la charge dissoute des eaux, celui-ci étant d'autant plus élevé que celles-ci sont éloignées du delta (Fig. 4.18 a et b). Ainsi, les eaux des *Eaux-Libres du Sud-Est*, région adjacente au delta, sont à peine 1,2 fois plus concentrées que celles du Chari, tandis que celles des *Ilots-Bancs du Nord* et de l'*Archipel du Nord-Est* sont dans l'ordre 11,8 et 11,7 fois plus élevées.

Il y a également une modification progressive de la composition relative des éléments dissous ; (les figures 4.18 a et b en rendent compte). Nous avons déjà vu d'une part que les teneurs relatives en carbonates

Figure 4.17 a
 - Stocks régionaux en sels dissous du lac en état d'équilibre hydrochimique
 (année 1967) :
 a - les stocks en cations en $M \times 10^9$
 Les stocks sont proportionnels aux surfaces qui les représentent.





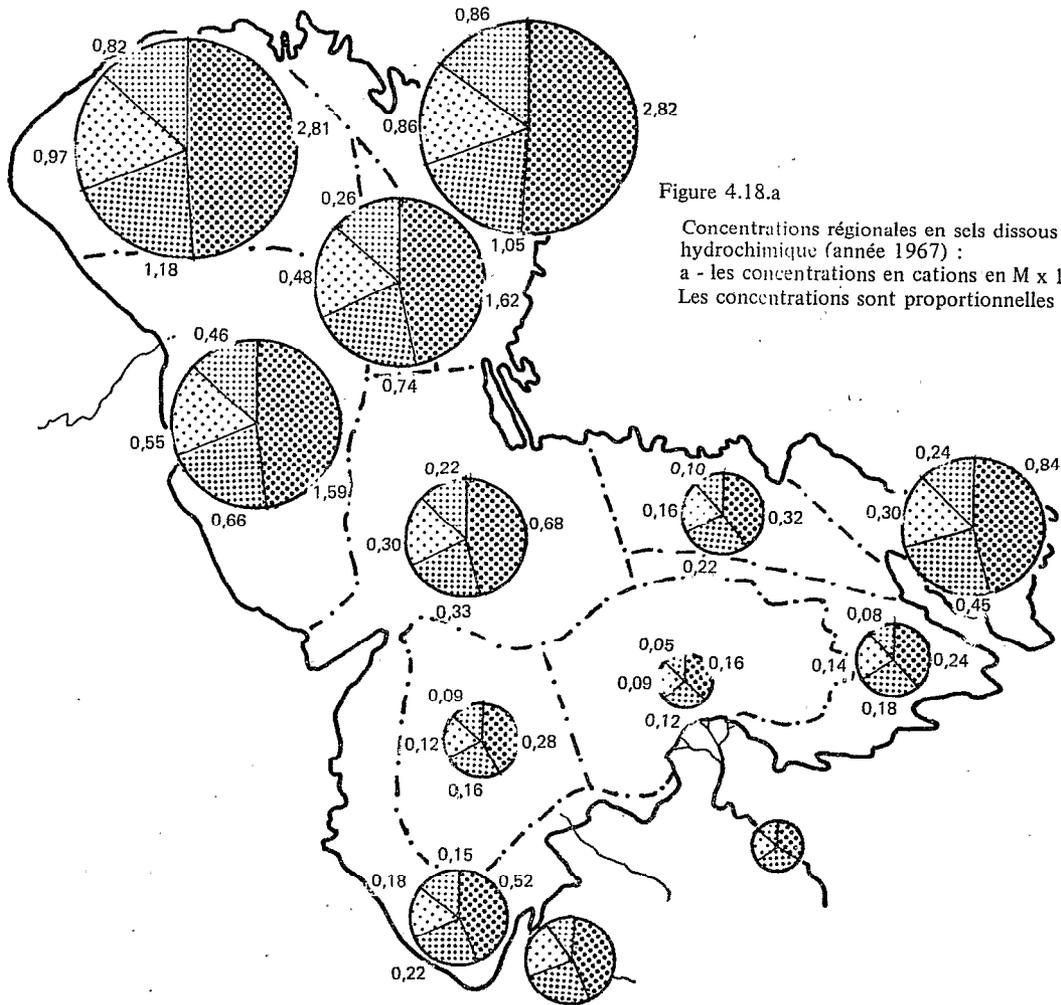
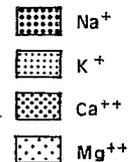


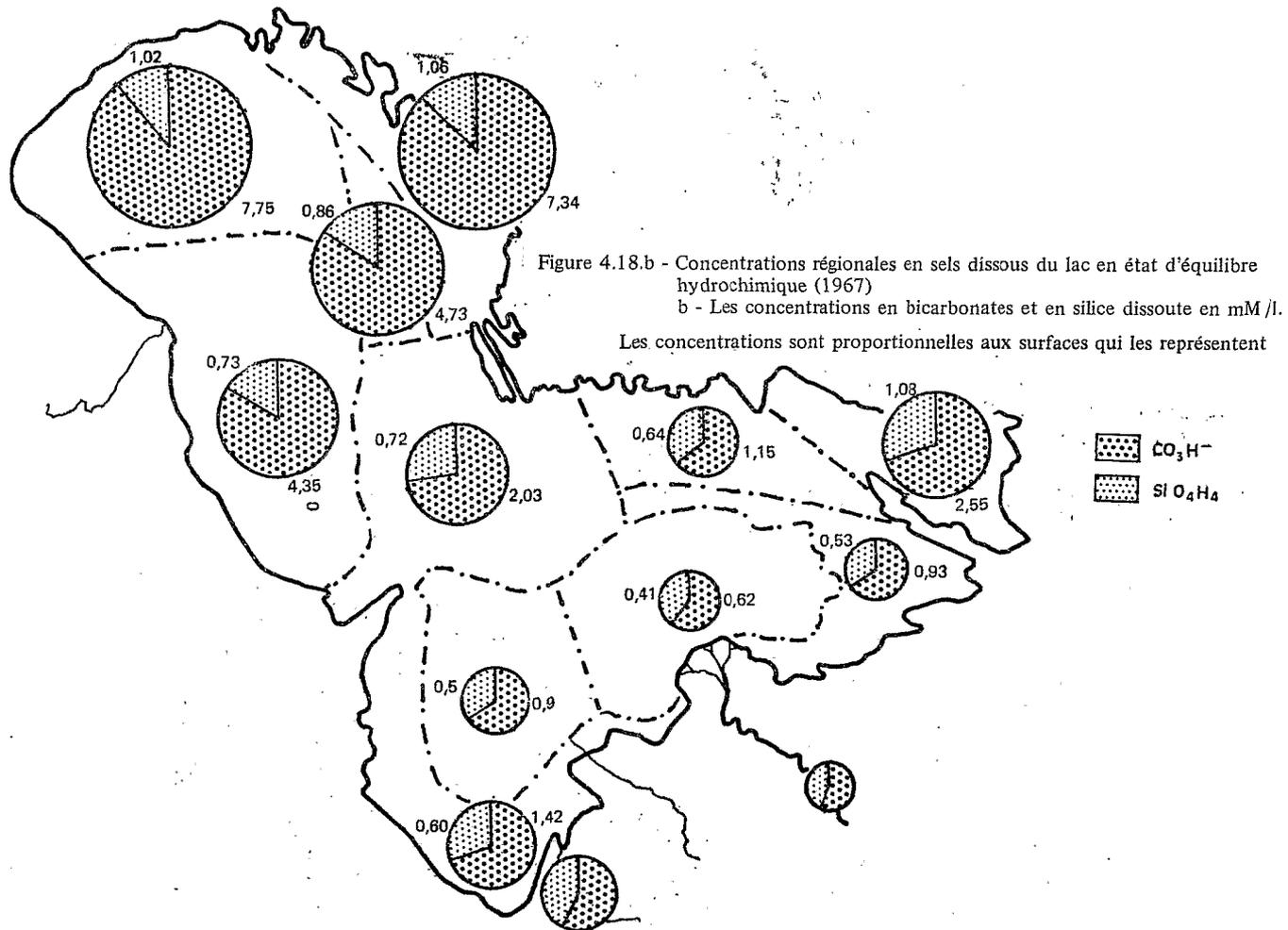
Figure 4.18.a

Concentrations régionales en sels dissous du lac en état d'équilibre hydrochimique (année 1967) :

a - les concentrations en cations en $M \times 10^9$

Les concentrations sont proportionnelles aux surfaces qui les représentent.





étaient plus élevées dans la cuvette nord que dans la cuvette sud, à l'opposé de celles de la silice dissoute qui sont plus élevées dans la cuvette sud, et, d'autre part, que les teneurs relatives en sodium et à un degré moindre en potassium étaient plus élevées dans la cuvette nord, au contraire de celles du calcium et du magnésium. En fait, toutes ces modifications sont progressives en sorte que les eaux lacustres sont d'autant plus proches du pôle bicarbonate sodique qu'elles sont éloignées du delta. La figure 4.19. illustre sous une autre forme ce résultat : elle permet de suivre l'évolution de la composition chimique relative des eaux selon l'axe sud-est nord-ouest.

Une telle évolution de la composition chimique relative est la conséquence de l'élimination *différentielle* des éléments dissous par voie biogéochimique. Or, étant donné son caractère progressif, on peut déduire que les pertes ont lieu dans toutes les régions du lac. Malheureusement, à l'échelle régionale, il n'est pas possible de préciser les pertes annuelles. Toutefois, au vu de la transformation de la composition chimique relative des eaux et de la circulation de ces dernières qui donnent une idée du renouvellement des stocks en sels dissous dans les différents milieux, il apparaît que les *Eaux Libres du Sud* et plus particulièrement les *Eaux-Libres du Nord* sont les régions dans lesquelles s'opèrent avec le plus d'intensité les transformations biogéochimiques.

Il ne faut pas oublier que la description du milieu qui vient d'être faite est relative à une situation moyenne *fictive* qui va servir dans les chapitres 9 et 10 de base de référence pour suivre l'évolution hydrochimique lors des fluctuations du plan d'eau autour du niveau moyen 281,9.

Mais maintenant nous allons aborder l'étude du régime actuel des transports solides du Chari et des sédiments de surface du lac.

5. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

(Répartition des apports solides fluviatiles et évolution géochimique dans les sédiments)

5.1. INTRODUCTION

Il n'est pas possible d'établir les équilibres dynamiques moyens des principales espèces minéralogiques afin d'étudier leur régulation, comme cela a été réalisé pour les éléments dissous. En effet :

- le cheminement des matériaux solides d'origine fluviatile à travers le lac, au contraire de celui de l'eau et des sels dissous, n'est pas envisageable en raison de la continuelle remise en suspension des sédiments de surface ;

- de plus, on ne connaît pas le degré d'enfouissement au-delà duquel les matériaux sont extraits de l'influence lacustre et, par là, considérés hors du milieu ;

- enfin, il faudrait comparer la composition des sédiments de surface à la composition moyenne des transports solides fluviatiles, cette dernière portant sur une période de durée égale à l'âge moyen des sédiments de surface ; ce qui n'est guère possible.

En fait, nous ne pouvons confronter que deux types de résultats, ceux concernant la nature des suspensions solides actuelles du Chari avec ceux relatifs à la nature des sédiments de surface, pour voir ce que nous pouvons en déduire sur le plan des précipitations, néoformations et

transformations géochimiques qui s'opèrent dans le lac.

Si cette voie géochimique et cristallochimique de l'étude sédimentologique constitue l'objet essentiel de ce chapitre, nous allons néanmoins aborder le problème en considérant l'aspect classique de la sédimentologie. Ce dernier aspect, qui comprend la description des sédiments selon leur faciès, va fournir la "toile de fond" de l'étude minéralogique des sédiments ; il va de plus apporter des indications sur la richesse des sédiments en matière organique (celle-ci étant l'un des principaux critères sur lesquels repose la différenciation des divers matériaux déposés), paramètre qui sera pris en considération à diverses reprises lors de l'étude des processus de régulation hydrogéochimique ; enfin, il aboutira à l'acquisition de renseignements sur la mise en place des sédiments et, notamment, sur la phylogénèse d'un sédiment de néoformation : les *pseudo-sables*.

Ainsi, après avoir établi le régime moyen actuel des apports fluviaux, nous aborderons l'étude de la sédimentologie du lac successivement sous son angle classique, puis sous son angle minéralogique et, en dernier lieu, nous comparerons la composition des matériaux sédimentés à celle des matériaux qui sont apportés pour mettre en évidence les éventuelles modifications géochimiques.

5.2. REGIME MOYEN ACTUEL DES APPORTS SOLIDES DES FLEUVES AU LAC

Nous allons considérer en premier le régime des apports solides globaux au lac, puis nous préciserons celui de chacune des espèces minéralogiques qui composent les suspensions solides.

5.2.1. REGIME MOYEN DES APPORTS GLOBAUX

Les hydrologues ORSTOM de N'Djamena ont entrepris depuis 1958 une étude détaillée du régime des transports solides du Chari et du Logone, qui repose sur des mesures journalières de concentration des eaux en suspensions particulières (ou turbidité, ou encore *charge solide*) à Fort-Foureau pour le Logone et à Chagoua pour le Chari. Ces mesures sont effectuées en même temps que celles des débits liquides (Billon et al. 1968 ; Carré, 1972 ; Chouret, 1973). Or, les apports solides reçus par le lac sont approximativement égaux à la somme des transports solides correspondants enregistrés à ces stations ; aussi pouvons-nous nous référer à cet ensemble de données.

Il s'agit tout d'abord de dégager les principaux traits des régimes des transports en matériaux solides du Chari et du Logone ; les transports représentant le produit des charges solides par les débits qui leur correspondent. Malheureusement, pour établir le régime *moyen* des apports solides au

lac qui constitue ici notre but, nous ne disposons pas de données de charges solides suffisamment étalées dans le temps. Malgré cela, nous allons tenter de trouver une solution indirecte en montrant que *la charge solide des eaux est fonction de la saison et non de l'importance de la crue*. Ainsi, grâce à cette relation, il sera possible d'appréhender les apports solides moyens au lac lors d'une crue moyenne du Chari et du Logone. Considérons donc en premier les charges solides des eaux.

5.2.1.1. Charges solides

Les données sur les charges solides, qui recouvrent trois années hydrologiques complètes : 1969-70 ; 1970-71 et 1971-72, sont exprimées en valeurs moyennes mensuelles (Carré, 1972 ; Chouret, 1973) (1). Pour leur analyse, nous avons établi un diagramme "débits liquides - charges solides - mois - années", ceci pour chacun des fleuves (Fig. 5.1. a et b). A l'examen de ces deux diagrammes, il est nettement perçu que *la charge solide est en grande partie fonction de l'époque de l'année et non des débits en eau enregistrés au cours de celle-ci*. Ce sont donc les eaux de début de crue, qui sont les plus chargées en matériaux solides : résultat classique, qui vient du fait que les premières pluies sont beaucoup plus érosives que celles qui suivent. Ainsi, on constate que, pour le Logone, de septembre à mai, les concentrations sont comprises entre 20 et 100 mg/l, en juin entre 170 et 250 mg/l, en juillet entre 450 et 550 mg/l et en août entre 200 et 250 mg/l ; pour le Chari, d'octobre à juin les concentrations sont comprises entre 25 et 500 mg/l, en juillet entre 45 et 80 mg/l, en août entre 125 et 150 mg/l et en septembre entre 75 et 95 mg/l. Ces valeurs varient dans le rapport de 1 à 6,5 pour le Logone et de 1 à 4 pour le Chari. Les valeurs maximales sont observées en début de crue des fleuves (juillet pour le Logone, août pour le Chari). A ces époques de forts débits solides, les eaux du Logone sont 2 à 4 fois plus chargées en matériaux solides que celles du Chari.

A partir de ces données, on peut calculer les concentrations moyennes mensuelles en suspensions solides des eaux (ou charges solides moyennes mensuelles) du Logone et du Chari, respectivement au niveau de Fort-Foureau et de Chagoua et, de là, celles du Chari inférieur (2) en tenant compte des débits liquides de chacun des deux fleuves. Les valeurs présentées dans le tableau 5.1. sont assez faibles. La charge solide moyenne annuelle du Chari inférieur est de 70 mg/l. A titre de comparaison celle du Nil inférieur est 15 fois supérieure, tandis que celle du Niger est du même ordre de grandeur.

(1) Rappelons ici que l'année hydrologique débute le 1er mai.

(2) Rappelons que le Chari inférieur est le collecteur qui se jette dans le lac Tchad.

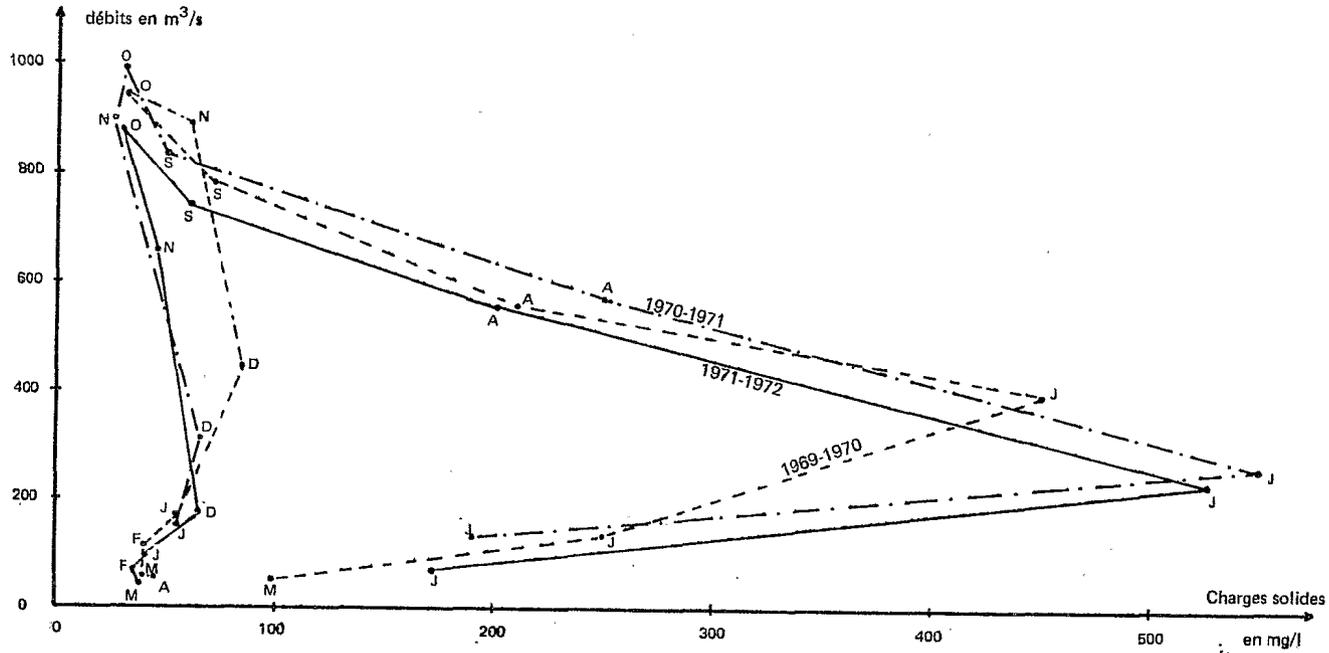


Figure 5.1.a - Diagramme de débits-charges solides-mois-années pour les crues de 1969-1970, 1970-1971 et 1971-1972, du Lozère à Fort-Foureau.

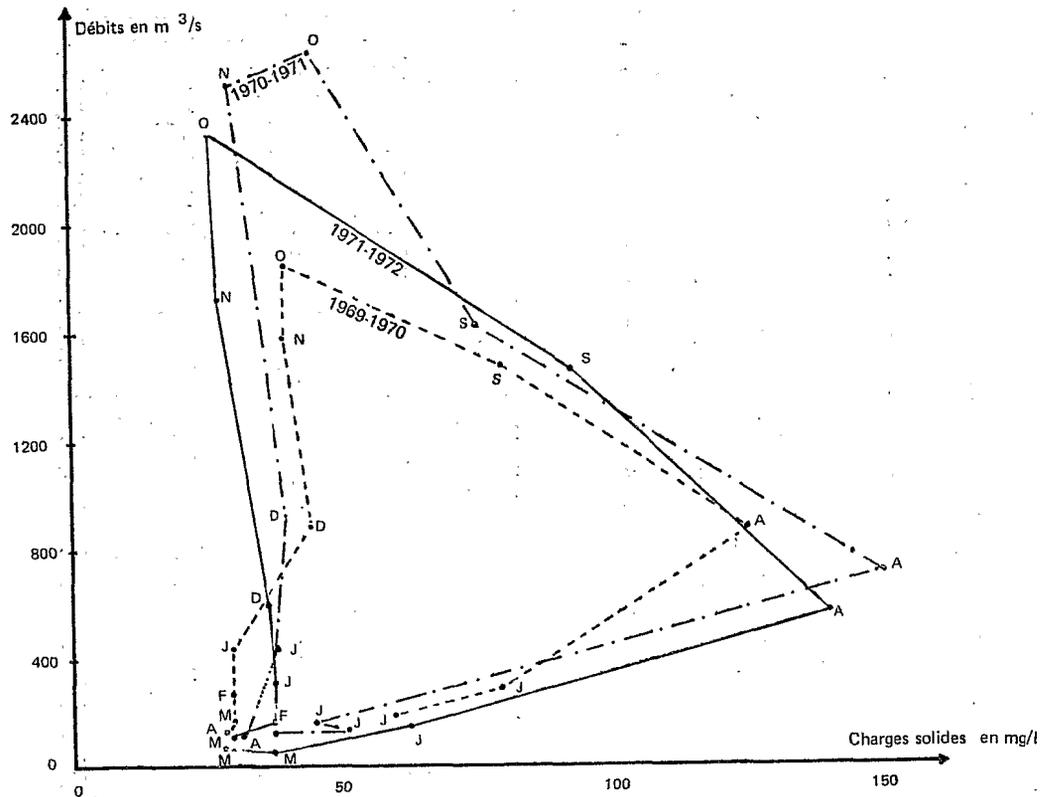


Figure 5.1.b - Diagrammes «débits-charges solides- mois-années» pour les crues de 1969-1970, 1970-1971 et 1971-1972, du Chari à Chagoua.

Tableau 5.1. Charges solides des eaux du Logone à Fort-Foureau, du Chari à Chagoua et du Chari inférieur à N'Djamena : Valeurs moyennes mensuelles.

	Charges solides moyennes mensuelles (en mg/l)											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Logone à Fort-Foureau	49,5	37,5	38,5	42	83	204	508	220	60	30	44	71,5
Chari à Chagoua	35	35	30	31	33	50	63	138	83	37	33	41
Chari inférieur	38	34	33	37	51	110	299	169	75,5	35	37,2	49

5.2.1.2. Transports solides

Carré et Chouret, en s'appuyant sur des mesures journalières des charges solides et des débits liquides, ont calculé les transports solides mensuels (Fig. 5.2.), puis annuels ; ceci pour chacun des fleuves et pour l'ensemble des deux. (Carré, 1972 ; Chouret, 1973). Ainsi le lac a reçu en 69-70, 70-71 et 71-72 dans l'ordre 2600×10^3 t, 2650×10^3 t et 2050×10^3 t.

(1)

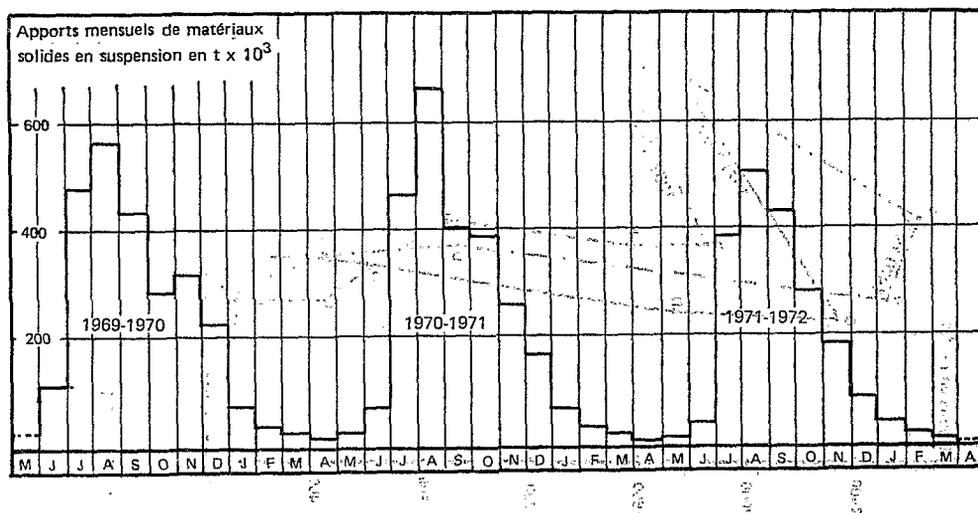


Figure 5.2 - Les transports solides du Chari inférieur de 1969 à 1972.

(1) En 72-73, le lac a reçu 2395×10^3 t (Chouret, communication personnelle).

On ne peut à partir de ces données, trop restreintes dans le temps, connaître les apports moyens annuels au lac en matériaux solides pour la période 1954-1972. Ces derniers peuvent néanmoins être estimés par voie indirecte, en utilisant la relation approchée, qui existe entre la charge solide et l'époque de l'année. Il suffit pour cela d'utiliser les valeurs moyennes mensuelles des charges solides établies au paragraphe précédent et celles correspondantes des débits relatifs aux crues moyennes du Logone et du Chari, respectivement tirées de Billon et al. (1968) et de Bouchardeau et al. (1967). Ces valeurs permettent alors de calculer, les transports moyens mensuels des deux fleuves pris séparément, puis réunis et, de là, les transports moyens annuels au lac.

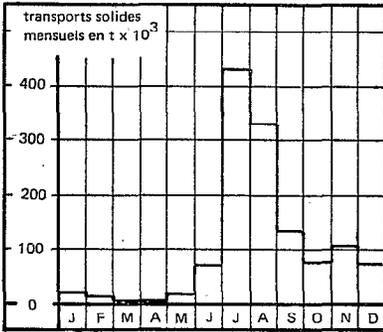
Les résultats obtenus, exprimés en tonnes $\times 10^3$, sont reportés dans le tableau 5.2.

Tableau 5.2. Transports solides globaux du Logone à Fort-Foureau, du Chari à Chagoua et du Chari inférieur à N'Djamena. Valeurs moyennes mensuelles.

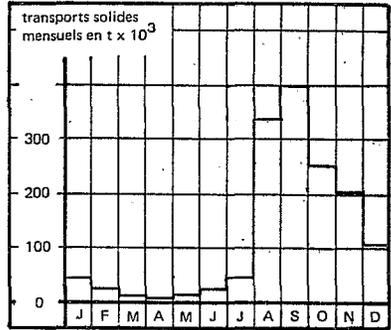
	Transports solides moyens mensuels (en $t \times 10^3$)												Moyen. ann.
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Logone à Fort-Foureau	19,8	11,25	5,4	5,04	20,75	71,4	432	330	135	76,5	103,5	71,5	1282
Chari à Chagoua	47	28	13,5	12,5	15	27,5	47	338	398	255	211	117	1510
Chari inférieur	66,8	39,2	18,9	17,5	35,7	98,9	479	668	533	331,5	314,5	188,5	2792

La valeur moyenne annuelle des apports solides au lac, ainsi calculés, est de 2790×10^3 t : 54 % proviennent du bassin du Chari, 46 % de celui du Logone. A titre de comparaison, signalons que l'Amazonie, le Congo, le Danube, le Mékong, transportent dans l'ordre 290×10^6 t, 50×10^6 t, 60×10^6 t, 60×10^6 t chaque année (Meybeck et Carbonnel, 1975).

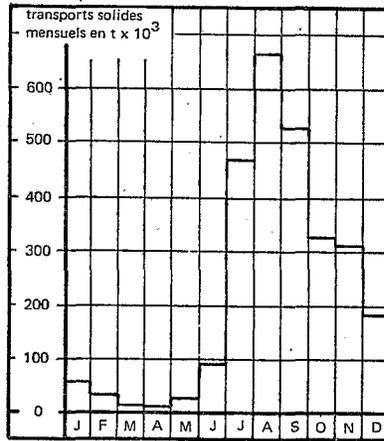
Quant à la distribution saisonnière, elle est très irrégulière : la crue en matériaux solides du Logone est peu étalée dans le temps puisque, en moyenne 73,5 % des apports annuels sont véhiculés entre juillet et novembre ; celle du Chari à Chagoua l'est encore moins : 87,5 % des apports annuels s'effectue d'août à décembre. De plus, ces crues sont décalées d'un mois, en conséquence, la crue du Chari inférieur en matériaux solides est légèrement plus étalée. Néanmoins, le lac reçoit 90 % des apports au cours de la seconde moitié de l'année, dont 60 % en juillet, août et septembre ; août, à lui seul, en représente 25 %. (Fig. 5.3. a, b et c).



a



b



c

Figure 5.3 - Les transports solides moyens mensuels :
 a - du Logone à Fort-Foureau ;
 b - du Chari à Chagoua.
 c - du Chari inférieur

5.2.2. REGIME MOYEN DES APPORTS DES PRINCIPALES ESPECES MINERALOGIQUES

Le régime moyen des apports solides globaux vient d'être établi. Nous allons maintenant préciser celui de chacune des principales espèces minéralogiques qui composent les suspensions solides. Il faut donc auparavant déterminer la composition minéralogique des suspensions.

5.2.2.1. Composition minéralogique des suspensions solides

a) Teneurs relatives des principaux constituants

A cet effet, des suspensions solides ont été recueillies à Fort Foureau et à Chagoua au cours de l'année 1972 à partir d'échantillons d'eau de 50 à 100 l. Elles ont été séparées par décantation après sédimentation de 4 à 6 jours dans des bouteilles de prélèvement en l'absence de tout traitement

chimique, puis séchées à 50° C et enfin réduites à l'état de poudre. Un prélèvement a été effectué une fois par mois, voire deux fois, excepté en mars et en avril. L'absence de contrôle au cours de cette période n'est pas très gênante, car les débits solides sont alors très faibles.

- Les analyses minéralogiques qualitatives utilisées reposent sur la diffraction des rayons X et l'analyse thermique différentielle :

Par diffraction des rayons X sur les poudres, la kaolinite, l'illite et une smectite (1) ont été mises en évidence sur tous les échantillons ; par analyse thermique différentielle, le quartz ainsi que des traces de gibbsite ont été en outre décelées.

- Les analyses minéralogiques quantitatives procèdent d'une démarche classique qui est la suivante :

Les données de base sont la composition chimique globale, l'analyse thermopondérale et les analyses chimiques sélectives. La proportion de kaolinite est calculée directement à partir de la courbe thermopondérale. Le quartz et les feldspaths d'un côté et les constituants labiles, à savoir la silice, l'alumine, et l'hydrate ferrique amorphe, d'un autre côté, sont dosés sélectivement par voie chimique (2). Les quantités des différents oxydes, revenant à ces divers minéraux ainsi déterminés, sont déduites de celles données par l'analyse globale. Les parts d'oxydes, obtenues par différence sont relatives aux minéraux restant, c'est-à-dire à l'illite et à la smectite. On peut calculer alors la teneur relative de l'illite à condition d'en connaître la formule structurale et d'admettre que tout le potassium restant lui appartient. Dans ce but, nous avons retenu la formule structurale de l'illite proposée par Gac (3) pour le bassin versant amont. Enfin, après une nouvelle déduction des oxydes relatifs à ce minéral, on suppose que les quantités résiduelles sont celles de la smectite et l'on en tire la teneur relative et la formule structurale de cette dernière. En fait, il s'agit là d'une méthode quantitative par différence, sur laquelle pèsent naturellement les incertitudes inhérentes à la détermination des autres espèces minéralogiques. Aussi, nous a-t-il paru préférable, pour déterminer la formule structurale de la smectite, d'opérer directement sur les seules fractions argileuses des suspensions, d'où sont exclus les quartz et les feldspaths.

Les compositions chimiques globales des suspensions solides du Chari et du Logone sont regroupées respectivement dans les tableaux 5.3. a et b. Quant aux proportions en poids des espèces minéralogiques de ces mêmes suspensions, elles sont reportées dans les tableaux 5.4. a et b. Celles de kaolinite, quartz, feldspaths et constituants labiles ont été évaluées directement ; celle

(1) On entend par smectite une phyllite 2/1 gonflante (cf. Brindley et Pedro, 1972).

(2) Les méthodes d'analyse sont citées en annexe.

(3) Formule de l'illite proposée par Gac, en % de poids (Gac et Pinta, 1973)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mn ₂ O ₄	H ₂ O
52,5	25,2	3,5	2,7	0,68	0,50	0,16	8,17	0,09	5,82

Tableau 5.3. a et b. Compositions chimiques globales des charges solides du Logone à Fort-Foureau (a) et du Chari à Chagoua (b), à diverses époques de l'année, exprimées en pourcentage pondéral.
(Δp = perte au feu).

	10-1	15-2	24-5	7-6	21-6	20-7	7-8	15-9	13-10	10-11	3-12	28-12
SiO ₂	44,07	46,07	58,96	44,43	45,34	45,56	47,04	49,57	50,99	50,80	49,84	45,36
Al ₂ O ₃	18,39	19,09	13,40	25,68	20,24	22,79	21,77	20,27	20,29	19,35	18,02	20,11
Fe ₂ O ₃	7,70	7,56	6,44	8,98	7,85	8,32	8,65	8,69	8,96	8,68	8,53	7,66
CaO	0,17	0,22	0,46	0,17	0,21	0,20	0,20	0,45	0,42	0,42	0,43	0,16
MgO	0,75	0,75	1,01	0,65	0,65	0,40	0,81	0,55	0,53	0,63	0,61	0,48
Na ₂ O	0,60	0,95	1,20	1,31	0,73	1,05	0,46	1,07	0,61	0,57	0,52	0,45
K ₂ O	1,44	1,91	2,63	1,10	1,29	1,45	1,72	2,09	2,13	1,99	2,03	1,46
Δp	15,70	17,49	9,76	17,59	17,56	18,82	14,41	13,95	14,24	14,25	13,24	15,56

(a)

	25-1	15-2	24-5	7-6	20-7	10-8	14-9	12-10	10-11	23-11	6-12
SiO ₂	44,05	46,07	53,60	46,23	38,31	41,29	46,70	51,2	49,92	44,69	47,36
Al ₂ O ₃	18,19	18,62	16,84	18,99	17,61	22,55	23,96	19,49	20,37	23,18	22,19
Fe ₂ O ₃	5,34	5,51	6,82	4,30	5,05	6,44	6,90	7,22	7,90	6,53	6,56
CaO	0,07	0,05	0,22	0,06	0,02	0,10	0,11	0,15	0,26	0,07	0,07
MgO	0,48	0,47	0,83	0,45	0,51	0,55	0,50	0,50	0,65	0,49	0,46
Na ₂ O	0,29	0,28	0,50	0,28	0,24	0,28	0,26	0,41	0,37	0,22	0,23
K ₂ O	1,15	1,09	1,62	1,01	0,86	1,13	1,06	1,52	1,46	0,99	1,22
Δp	24,12	24,02	13,98	21,73	33,48	19,17	17,07	16,84	17,47	20,57	18,05

(b)

Tableau 5.4. a et b. Compositions minéralogiques des charges solides du Logone à Fort-Foureau (a) et du Chari à Chagoua (b) à diverses époques de l'année, exprimées en pourcentage pondéral.

	10-1	15-2	24-5	7-6	21-6	20-7	7-8	15-9	13-10	10-11	3-12	28-12
Quartz	8,26	6,53	20,38	5,34	9,95	7,41	7,30	16,60	14,34	13,51	17,11	8,15
Illite	11,00	18,00	22,50	5,24	8,00	8,50	15,20	20,60	13,75	12,00	19,30	9,11
Feldspaths	5,30	4,47	10,23	5,96	5,45	7,19	5,00	6,49	10,06	9,89	6,69	6,75
Kaolinite	35,70	34,90	24,60	41,62	38,00	40,10	33,78	31,80	31,10	31,40	33,00	36,40
Silice am.	1,98	2,17	1,89	2,27	2,99	4,10	2,47	1,40	1,31	1,70	1,67	1,92
Fer am.	1,25	1,23	0,35	2,24	1,81	2,07	2,04	0,97	0,89	0,86	0,70	1,35
Alumine am.	2,62	2,68	3,48	3,95	3,14	2,50	3,02	3,53	3,25	2,70	3,41	3,50
H ₂ O	15,70	17,49	9,64	17,59	17,56	18,82	14,41	13,91	14,24	14,20	13,24	15,56
Smectite	18,0	12,53	6,93	15,80	13,10	9,31	16,60	4,70	11,06	13,74	4,90	17,20

(a)

	25-1	15-2	24-5	7-6	20-7	10-8	14-9	12-10	10-11	23-11	6-12
Quartz	8,74	8,62	10,93	10,09	4,44	8,55	8,43	15,70	11,64	7,17	8,85
Illite	8,62	8,87	11,12	5,88	7,25	9,00	8,58	13,00	11,37	7,00	8,12
Feldspaths	5,00	3,97	7,87	5,63	3,06	4,25	4,25	7,30	5,43	4,33	7,20
Kaolinite	41,50	40,30	35,60	46,00	35,00	44,50	44,40	34,50	38,30	43,90	44,00
Silice am.	2,10	2,37	2,55	2,18	5,92	2,70	2,31	1,78	2,27	2,24	1,91
Fer am.	0,50	0,82	0,42	0,31	2,37	1,12	1,32	0,74	0,51	1,16	0,90
Alumine am.	2,09	2,09	2,99	2,24	3,44	1,84	2,12	3,18	3,20	3,07	2,64
H ₂ O	24,12	24,02	13,98	21,73	33,48	19,17	17,03	16,84	17,47	20,57	18,05
Smectite	7,33	8,94	14,54	5,95	5,05	8,90	12,14	6,95	9,81	10,56	8,33

(b)

d'illite est obtenue indirectement : on suppose en effet que la quantité totale de K_2O de l'échantillon envisagé, $(K_2O)_T$ (Tabl. 5.3. a et b), diminuée de celle qui est contenue dans les feldspaths potassiques (K_2O -feldspath-K) appartient à ce minéral, soit (K_2O -illite). Or, les feldspaths potassiques contiennent en moyenne 16,96 % de K_2O . Donc la teneur relative de ce feldspath étant connu, on peut évaluer (K_2O -feldspath-K), et par suite (K_2O -illite). L'illite, d'après la formule choisie, contient 8 % de K_2O . On peut alors calculer la teneur relative d'illite dans l'échantillon. Les résultats sont portés sur les tableaux 5.4. a et b.

Enfin, le pourcentage en smectite est obtenu par différence :

$$[\text{smectite}] \approx 100 - [\text{kaolinite}] - [\text{quartz}] - [\text{feldspaths}] - [\text{SiO}_2 \text{ amorphe}] - [\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ amorphe}] - [\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ amorphe}] - [\text{illite}] - [\text{H}_2\text{O}]$$

Les valeurs de H_2O étant tirées des tableaux 5.3. a et b.

A partir des valeurs relatives obtenues pour chacun des minéraux dans les divers échantillons récoltés, nous avons déduit les courbes d'évolution saisonnières, ceci dans le but de déterminer de façon plus précise les teneurs moyennes mensuelles et delà, les teneurs moyennes annuelles ; une telle démarche a été réalisée pour le Chari et le Logone pris séparément, puis réunis. (Fig. 5.4. a et b ; Tabl. 5.5. a et b).

Ceci étant, il est possible de procéder à une analyse portant sur les compositions minéralogiques moyennes annuelles des suspensions solides du Chari et du Logone. Ainsi, les suspensions du Chari, à Chagoua contiennent en moyenne pondérée 10 % de quartz, 5,2 % de feldspaths (parmi lesquels 2,7 % d'orthose et 2,5 % de plagioclase), 9,8 % d'illite, 41 % de kaolinite, 9,5 % de smectite, 2,2 % de silice amorphe, 3,4 % d'alumine amorphe et 2,5 % d'hydrate ferrique amorphe ; celles du Logone à Fort-Foureau contiennent en moyenne 8,7 % de quartz, 6,6 % de feldspaths (parmi lesquels 3,1 % d'orthose et 3,5 % de plagioclase), 13 % d'illite, 35,3 % de kaolinite, 10,6 % de smectite, 2,4 % de silice amorphe, 1,6 % d'alumine amorphe et enfin 2,95 % d'hydrate ferrique amorphe. Au vu de ces résultats, les compositions minéralogiques moyennes annuelles des suspensions des deux fleuves sont voisines. Toutefois, les suspensions du Chari sont sensiblement plus riches en kaolinite que celles du Logone, mais plus pauvres en illite et constituants amorphes.

Enfin, les suspensions solides du Chari inférieur, qui résultent du mélange de celles du Chari et du Logone à N'Djamena, point de confluence des deux fleuves ont une composition minéralogique moyenne qui est consignée dans le tableau 5.6.

Tableau 5.6. Composition minéralogique moyenne annuelle de la charge solide du Chari inférieur, exprimée en pourcentage pondéral.

Quartz	Feldspaths	Illite	Kaolinite	Smectite	SiO ₂ _{am.}	Al ₂ O ₃ _{am.}	Fe ₂ O ₃ _{am.}
9,4	5,8	11,3	38,4	10,7	2,3	1,3	2,75

Tableau 5.5. a et b. Compositions minéralogiques moyennes mensuelles des charges solides du Logone à Fort-Fourreau (a) et du Chari à Chagoua (b), exprimées en pourcentage pondéral.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Quartz	8,7	8,7	9,0	10,0	9,0	6,0	9,0	8,0	9,0	14,5	12,0	8,5
Illite	8,6	8,9	10,0	11,0	6,5	7,5	9,0	8,0	9,0	12,5	11,5	8,5
Feldspaths	6,0	4,5	6,0	7,0	5,0	3,5	4,0	6,5	5,0	6,5	5,0	7,0
Kaolinite	41,5	40,5	38,0	37,0	45,0	37,0	44,0	43,0	35,0	35,0	40,0	43,0
SiO ₂ am.	2,1	2,4	2,5	2,4	2,4	2,2	3,1	2,1	1,9	1,9	2,1	1,9
Al ₂ O ₃ am.	0,6	0,7	0,8	0,7	0,5	2,0	12,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Fe ₂ O ₃ am.	1,9	2,1	2,5	2,8	2,5	3,2	2,0	2,2	3,1	3,2	3,2	2,5
Smectite	7,5	8,5	10,0	12,0	6,0	5,5	10,0	11,0	8,0	8,0	10,0	8,0

(a)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Quartz	7,5	8,0	11,0	17,0	19,0	8,0	5,7	5,7	15,5	14,0	14,0	12,5
Illite	13,0	17,0	20,0	22,0	23,0	8,0	17,0	19,0	19,0	13,5	13,5	14,5
Feldspaths	5,0	5,0	6,0	8,5	10,0	6,5	6,5	5,5	5,3	10,0	9,5	7,0
Kaolinite	36,0	35,0	31,0	27,0	25,0	36,0	34,0	34,0	31,0	31,0	31,0	35,0
SiO ₂ am.	1,9	2,1	2,1	1,8	1,9	2,6	2,4	2,4	1,5	1,6	1,7	1,7
Al ₂ O ₃ am.	1,2	0,9	0,5	0,4	0,4	2,1	1,9	1,1	1,1	0,9	0,8	1,0
Fe ₂ O ₃ am.	2,7	2,7	3,0	3,2	3,4	3,6	2,6	3,0	3,5	3,2	2,7	3,4
Smectite	17,0	12,0	8,0	5,0	5,5	11,0	11,0	10,5	8,0	12,0	12,0	10,0

(b)

Les compositions minéralogiques des suspensions, tant celles du Chari que celles du Logone, subissent des modifications *saisonnnières* bien marquées. Les teneurs relatives de chacun des minéraux peuvent en effet varier du simple au double au cours de l'année, comme en témoignent, les courbes des figures 5.4. a et b.

Sans entrer dans le détail, remarquons toutefois à l'examen de ces figures que les constituants primaires, à savoir le quartz, les feldspaths et l'illite, suivent des évolutions sensiblement parallèles. Leurs teneurs sont élevées au maximum d'étiage et en période de hautes eaux. Quant aux constituants labiles : silice, alumine et hydrate ferrique amorphes, ils suivent, uniquement pour le Logone, des évolutions également parallèles.

b) *Caractérisation minéralogique de la smectite (Etablissement de sa formule structurale).*

Nous allons maintenant tenter de préciser la nature de la smectite. La détermination de sa composition est basée comme on l'a vu sur une méthode par différence ; ce qui signifie que les erreurs portant sur les autres espèces sont cumulatives, en sorte qu'elles entachent d'autant plus le résultat que ces espèces sont nombreuses. Aussi a-t-il été préférable de faire les analyses et de mener les calculs sur les fractions argileuses d'échantillons des deux fleuves, dans lesquelles seraient exclus les quartz et feldspaths.

Deux échantillons, l'un du Chari, l'autre du Logone, de composition minéralogique moyenne, ont été retenus. Les résultats des analyses globales portant sur leur fraction argileuse sont reportés dans le tableau 5.7. (Ils correspondent à la moyenne de deux déterminations).

Tableau 5.7. Compositions chimiques globales des fractions argileuses de deux suspensions solides, l'une du Logone, l'autre du Chari, exprimées en pourcentage pondéral.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Chari	42,29	26,68	8,63	0,95	0,66	0,43	0,05	0,62
Logone	40,53	26,52	10,57	1,43	0,85	0,42	0,06	0,83

Les valeurs des taux de kaolinite, d'illite et des constituants labiles ont été ensuite déterminées, comme il vient d'être indiqué précédemment (Tabl. 5.8.)

Tableau 5.8. Compositions minéralogiques des fractions argileuses de deux suspensions solides, l'une du Logone, l'autre du Chari, exprimées en pourcentage pondéral.

	Kaolinite	Illite	SiO ₂ am.	Al ₂ O ₃ am.	Fe ₂ O ₃ am.
Chari	54,32	7,5	1,85	0,765	3,94
Logone	53,8	10,37	1,95	1,37	5,66

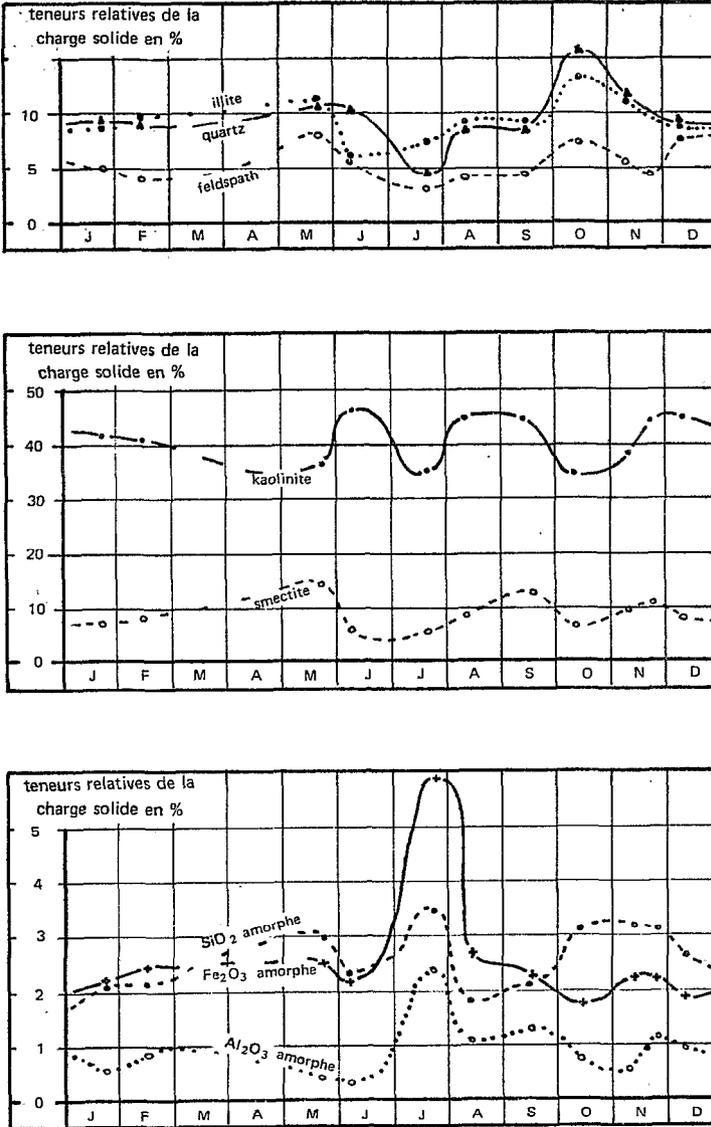


Figure 5.4.a - Evolution saisonnière des teneurs relatives de la charge solide des eaux du Logone à Fort-Foureau.

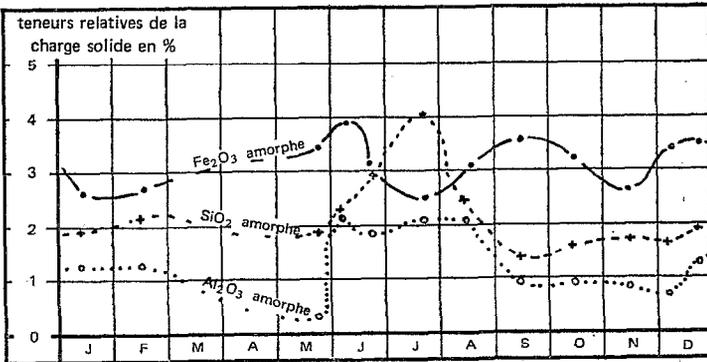
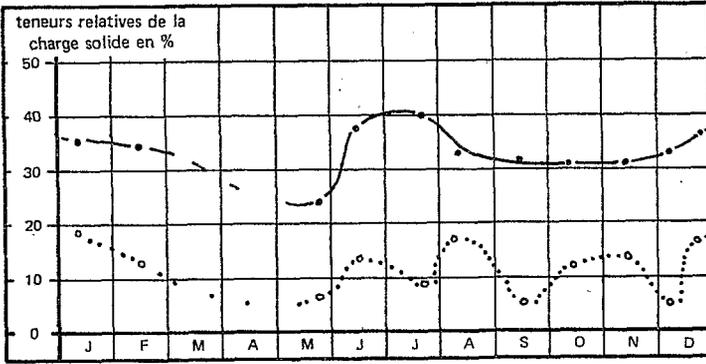
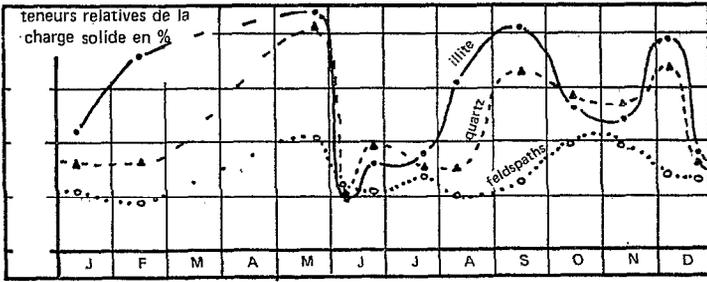
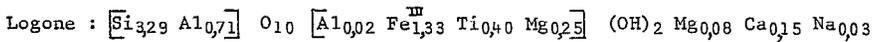
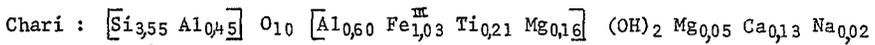
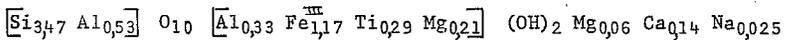


Figure 5.4.b - Évolution saisonnière des teneurs relatives de la charge solide des eaux du Chari à Chagoua.

A ce stade on calcule alors les quantités restantes des divers oxydes, après déduction de celles appartenant aux espèces ci-dessus ceci en partant du fait que la kaolinite contient classiquement 46 % de SiO_2 et 39 % d' Al_2O_3 et que l'illite de référence (Gac et Pinta, 1973) est constituée de 52,5 % de SiO_2 , 25 % d' Al_2O_3 , 3,5 % de Fe_2O_3 , 0,68 % de TiO_2 , 2,7 % de MgO , 0,5 % de CaO , 8 % de K_2O et 1,2 % de Na_2O . Les quantités restantes des oxydes sont ensuite exprimées en moles des constituants et ramenées à l'unité de maille structurale d'une smectite. On aboutit finalement aux deux formules indiquées ci-après :



Il s'agit donc de deux *beïdellites ferrifères*, relativement voisines. Aussi est-il raisonnable de donner une composition *moyenne* de la smectite, qui est transportée jusqu'au lac ; celle-ci s'écrit :



5.2.2.2. Les transports spécifiques

En ce début de chapitre, nous avons mis en évidence que, sur trois années d'observation, les charges solides du Logone et du Chari sont principalement fonction des saisons, ceci quelle que soit l'importance des crues. Nous ne pouvons en dire autant de la composition minéralogique des suspensions solides, puisque leur étude ne porte que sur une seule année (1972). Nous ne savons donc pas si elles subissent ou non des modifications inter-annuelles notables pour une même saison. Aussi, faute de mieux, nous admettons que les teneurs solides spécifiques mensuelles restent constantes d'une année à l'autre, ceci de façon à calculer, comme on l'a déjà fait pour les sels dissous, les apports spécifiques au lac de toute année dont on connaît l'hydrogramme. Mais, étant donné le caractère approximatif de ces données dans le temps, nous nous bornerons à ne considérer que les apports relatifs à des crues *moyennes* du Chari et du Logone, en retenant les compositions minéralogiques mensuelles des suspensions observées en 1972.

Les apports solides mensuels d'un minéral donné sont obtenus aisément. Il suffit de faire le produit des apports solides mensuels par les teneurs mensuelles correspondantes de ce minéral. Les calculs ont été réalisés pour le Logone et le Chari à leur confluence, puis pour le Chari inférieur, les résultats sont regroupés dans le tableau 5.9. a, b, et c.

Les valeurs moyennes annuelles des apports du Chari inférieur au lac en quartz, feldspaths, illite, kaolinite, smectite, silice amorphe, alumine amorphe et hydrate ferrique sont dans l'ordre égales à $263 \times 10^3 \text{ t}$

Tableau 5.9. a, b et c. Transports solides des principales espèces minéralogiques du Logone à Fort-Fourreau (a), du Chari à Chagoua (b) et du Chari inférieur (c). Valeurs moyennes mensuelles exprimées en $t \times 10^3$.

	(a)													
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy. ann. % ann.	
Quartz	1,48	0,896	0,59	0,85	3,93	5,72	24,62	18,81	20,92	10,70	14,49	8,93	111,9	8,7
Illite	2,57	1,90	1,08	1,10	4,76	4,64	34,56	56,10	25,65	10,32	13,97	10,36	167	13
Feldspaths	0,99	0,56	0,32	0,425	2,07	4,64	28,08	18,15	7,15	7,65	9,83	5,00	84,8	6,6
Kaolinite	7,13	3,92	1,67	1,35	5,17	25,74	172,8	112,2	41,85	23,71	32,10	25,00	452,5	35,3
Silice am.	0,375	0,235	0,11	0,095	0,39	1,86	16,41	7,92	2,02	1,22	1,76	1,21	33,6	2,6
Alumine am.	0,237	0,134	0,048	0,025	0,082	1,43	9,07	6,27	1,485	2,45	0,83	0,715	37,9	1,6
Fer am.	0,53	0,30	0,16	0,16	0,70	2,57	11,23	9,90	4,72	2,45	2,79	2,43	21,0	2,95
Smectite	3,36	1,34	0,432	0,25	1,13	7,86	47,52	34,65	10,80	9,18	12,42	7,15	136	10,6
Quartz	4,08	2,43	1,17	1,12	1,50	2,47	2,82	27,04	35,82	39,97	25,32	9,94	150,7	10,0
Illite	4,94	2,49	1,35	1,37	1,72	1,78	3,52	30,04	35,92	31,90	24,26	9,94	148,3	9,8
Feldspaths	2,82	1,26	0,61	0,75	1,05	1,375	1,64	13,52	19,90	16,60	10,55	8,19	78,25	5,2
Kaolinite	19,50	11,34	5,13	4,43	5,55	12,37	17,40	148,72	171,10	89,25	34,40	50,31	619,50	41,0
Silice am.	0,99	0,672	0,32	0,31	0,36	0,66	2,44	10,48	9,15	4,84	4,43	2,22	36,85	2,4
Alumine am.	0,28	0,196	0,11	0,08	0,075	0,137	0,94	4,056	4,77	2,04	1,69	0,94	15,31	1,01
Fer am.	0,89	0,59	0,34	0,35	0,435	0,69	1,50	6,76	8,75	7,90	6,75	2,92	37,90	2,5
Smectite	3,52	2,38	1,35	1,5	1,95	1,65	2,58	33,80	43,78	20,40	21,10	9,39	143,40	9,5
Quartz	5,56	4,23	1,76	1,97	5,43	8,19	27,44	45,85	56,74	47,67	39,71	18,87	262,4	9,45
Illite	6,61	4,39	4,19	2,47	6,48	6,42	38,08	86,14	61,57	42,22	38,23	20,3	317,0	11,35
Feldspaths	3,81	1,82	0,93	1,175	3,12	6,015	29,72	31,67	27,05	24,25	20,38	13,19	163,0	5,85
Kaolinite	26,63	15,26	6,8	5,78	16,72	28,11	190,2	260,9	112,95	112,96	116,5	75,31	1078	38,50
Silice am.	1,365	0,91	0,43	0,405	0,75	2,52	18,85	18,4	11,17	6,06	6,19	3,43	70,5	2,52
Alumine am.	0,52	0,33	0,158	0,105	0,157	15,67	10,01	10,32	6,25	2,73	2,52	1,655	36,3	1,30
Fer am.	1,42	0,89	0,50	0,51	1,135	3,26	12,73	17,66	13,47	10,35	9,54	5,35	75,8	2,75
Smectite	6,88	13,72	1,78	1,75	3,08	9,51	50,1	68,45	54,58	29,58	33,52	16,54	299,5	10,4

(Ch.:57,4 % ; Log.:42,6 %) (1), 163×10^3 t (Ch.:48 % ; Log.:52 %), 315×10^3 t (Ch.:47 % ; Log.:53 %), 1072×10^3 t (Ch.: 57,8 % ; Log.: 42,2 %), 300×10^3 t (Ch.:47,9 % ; Log.:52,1 %), 64×10^3 t (Ch.:52,3 % ; Log.:47,7 %), 36×10^3 t (Ch.:42,1 % ; Log.:57,8 %), 76×10^3 t (Ch.:50 % ; Log.:50 %). Quelles que soient les espèces considérées, on remarque donc que les contributions des deux fleuves sont voisines.

La distribution saisonnière des apports spécifiques au lac, de même que celle des apports globaux, est fort irrégulière. En effet, pour les 5 mois, compris entre juillet et novembre, on trouve que les pourcentages des transports annuels du Chari inférieur en quartz, feldspaths, illite, kaolinite, smectite, silice amorphe, alumine amorphe et hydrate ferrique amorphe sont, dans l'ordre, égaux à 83 %, 81,5 %, 84,5 %, 83,5 %, 79 %, 86 %, 77 %, 83 %, 85,5 % et 90 %.

5.3. CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DES FONDS LACUSTRES

Les premiers renseignements sur la nature des fonds du lac ont été obtenus à partir de sondages aux ultrasons, réalisés en 1957 ; ceux-ci ont permis ainsi de mettre en évidence *deux couches de sédiments de compacité différente* :

- une couche supérieure molle et perméable aux ultrasons ; elle est de nature argilo-vaseuse,

- une couche inférieure plus dure ; elle dévoile sa nature sableuse lorsqu'elle affleure (Bouchardeau et Lefèvre, 1957).

A l'examen des profils, Bouchardeau et Lefèvre ont conclu que le niveau inférieur est constitué de dunes, qui sont partiellement recouvertes par des alluvions récentes : les vases et limons occupent les creux interdunaires, alors que ce sont les crêtes de dunes qui apparaissent à la surface en certains endroits. Il ressort également de cet examen que d'une manière générale l'alluvionnement récent est plus faible dans la cuvette nord que dans la cuvette sud ; dans cette dernière, l'épaisseur des dépôts peut atteindre une quinzaine de mètres, l'alluvionnement est maximum à proximité du delta du Chari, mais au-delà toutefois du périmètre des *Eaux-Libres du Sud-Est*.

Une étude sur le *faciès* des sédiments de surface et sur leur *distribution géographique* a ensuite été entreprise par Dupont (Dupont 1967-1970). Les sédiments, classés selon des critères aussi variés que leur forme, leur couleur, leur degré de cohérence, leur granulométrie, leur richesse en matière

(1) Pourcentage pondéral des apports respectifs des deux fleuves au niveau de la confluence à N'Djamena.

organique, ont été ramenés à 4 types principaux : vase, argile, sable et pseudo-sable, eux-mêmes subdivisés en variétés. En retenant cette classification, nous allons pour chacun d'eux décrire leurs caractéristiques, puis préciser leur localisation. A ces matériaux sont associés des incrustations calcaires dans certaines zones du lac que nous définirons également. Pour ce faire, nous avons naturellement tenu compte des données nouvelles recueillies entre 1970 et 1973 par Dupont et par nous-mêmes, en sorte qu'une nouvelle carte de répartition des sédiments va être proposée, qui s'appuie sur plus de 1 500 observations uniformément réparties sur l'ensemble du lac (Fig. 5.5.).

5.3.1. LES MATERIAUX A FACIES ARGILO-VASEUX

- La vase est un matériau astructure qui se présente généralement sous forme de suspension fine et homogène de couleur gris noire, parfois sous forme de gros flocons de couleur brunâtre. Sa phase aqueuse est toujours très importante : de 250 à 500 % du poids sec. Sa fraction minérale, qui représente en moyenne 80 % du poids sec, se répartit en trois lots granulométriques d'importance sensiblement égale : argile jusqu'à 0,002 mm, limon de 0,002 à 0,050 mm, sable de 0,050 à 2 mm. Sa fraction organique, qui est principalement composée de débris de macrophytes en cours de décomposition, est relativement élevée : elle est généralement comprise entre 10 et 16 % du poids sec ; mais elle peut atteindre plus de 30 % et on se trouve alors en présence d'une véritable tourbe ; les teneurs moyennes de la matière organique en carbone et azote sont respectivement égales à 90 % et 8 % du poids sec, le rapport carbone sur azote, ou C/N, est voisin de 11, valeur indicatrice de la part prépondérante que prennent des végétaux supérieurs dans l'accumulation de cette matière organique.

Il s'agit du matériau le plus abondant. Il est particulièrement bien représenté dans les zones d'Ilots-Bancs et d'Archipels. Ainsi les fonds de l'Archipel du Sud-Est, des Ilots-Bancs du Sud-Est, des Ilots-Bancs du Sud, la plus grande partie de la Grande-Barrière et enfin de la bordure est et sud des Eaux-Libres du Nord sont principalement constitués de vase de couleur gris-noire. Les Ilots-Bancs du Nord et l'Archipel du Nord sont tapissés à 60 % environ d'une vase brune d'aspect floconneux (les flocons peuvent atteindre un diamètre de l'ordre du cm). La moitié orientale de l'Archipel de l'Est en est également recouverte. C'est en bordure des côtes septentrionales et orientales de la cuvette nord que la vase prend un caractère tourbeux ; cette dernière variété est également retrouvée dans certaines extrémités de bras de l'Archipel du Sud-Est et de l'Archipel de l'Est.

- L'argile est un matériau à consistance très variable, mais toujours supérieure à celle de la vase. Elle se présente en effet, soit sous

Zone dans laquelle
se trouve des dépôts
de calcite

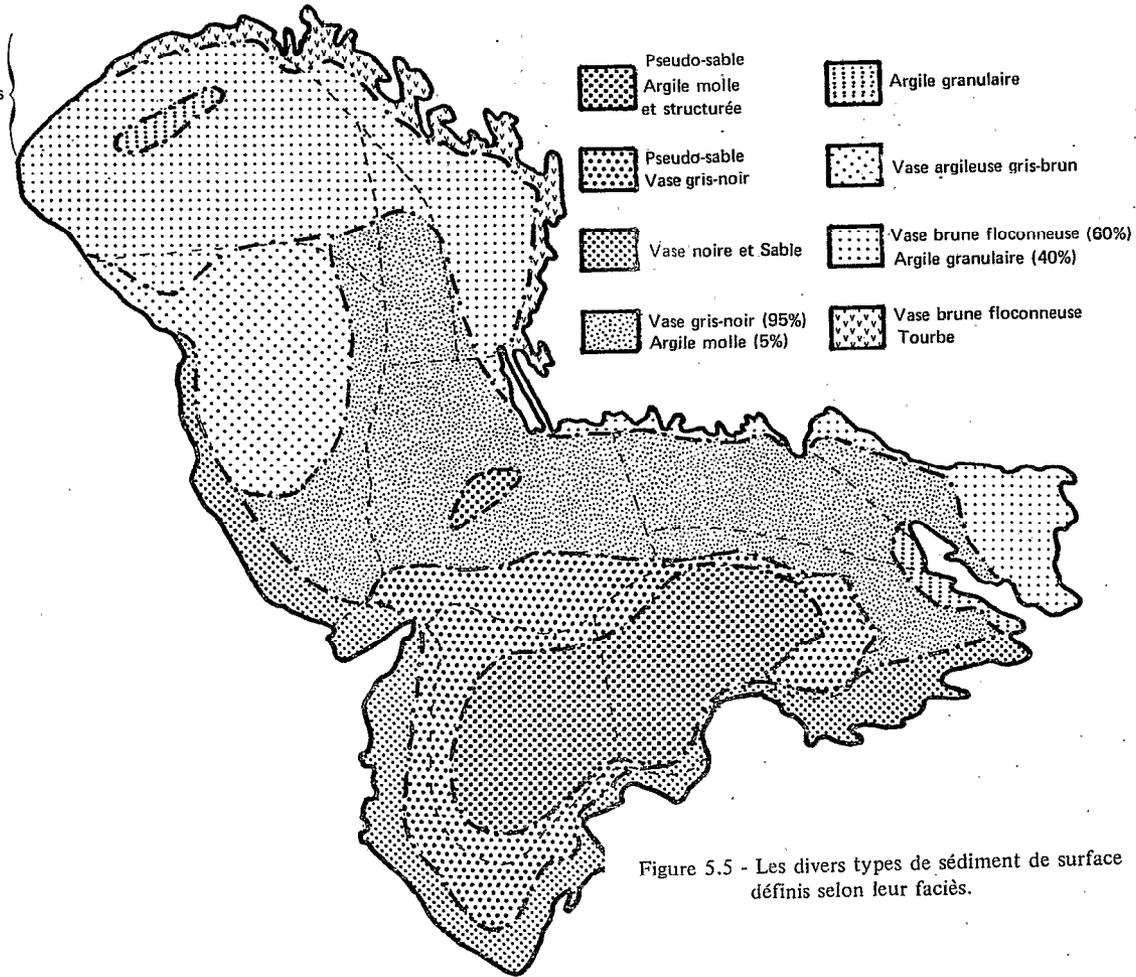


Figure 5.5 - Les divers types de sédiment de surface
définis selon leur faciès.

forme d'argile molle homogène et sans structure, soit sous forme d'argile plus ou moins structurée se débitant en polyèdres anguleux de quelques centimètres et en agrégats de plus petites tailles, soit enfin en argile d'aspect granulaire composée de petits éléments de quelques mm à 2-3 cm résistant à l'effritement manuel. Quelle que soit la variété, l'argile est caractérisée par une fraction minérale renfermant plus de 50 % d'éléments inférieur à 2 μ . Elle comprend généralement 10 à 40 % de limon et 10 à 20 % de sable. Sa phase aqueuse représente 120 à 130 % du poids sec lorsqu'il s'agit d'argile molle et 40 à 120 % du poids sec lorsqu'on a affaire à de l'argile structurée. La fraction organique est plus faible dans les argiles que dans les vases ; elle ne dépasse pas 5 % du poids sec. Les teneurs moyennes de la matière organique en carbone et azote sont respectivement égales à 25 % et 2,5 %, le rapport C/N égal à 10 est donc voisin de celui des vases.

L'argile n'est largement représentée que dans les zones d'eaux libres : Eaux-Libres du Sud-Est, Eaux-Libres du Sud et Eaux-Libres du Nord. Dans les deux premières régions, elle est sous forme d'argile molle ; elle y occupe les zones déprimées, les hauts fonds étant recouverts de pseudo-sables, comme nous le verrons plus loin. Dans la seconde région, il s'agit même plus exactement d'un matériau intermédiaire entre l'argile molle et la vase de couleur gris-brun, présentant souvent un aspect légèrement floconneux. Les *Ilots-Bancs du Nord* et l'*Archipel du Nord* sont également tapissés à 30-40% d'argile, soit molle, soit granulaire. On retrouve encore de l'argile, sous l'une ou l'autre de ces deux formes, dans les fonds de l'*Archipel du Sud-Est*, de l'*Archipel de l'Est*, de la *Grande-Barrière* et des *Ilots-Bancs du Sud-Est*, qui sont balayés par les courants ; ce qui représente environ 5 à 15 % de la surface de ces régions.

Cette répartition schématique dans l'ensemble du lac des matériaux vaseux et argileux, dont la frontière n'est pas toujours aisée à définir, nous conduit à faire plusieurs remarques relatives à leur individualisation.

- La vase qui est le matériau le plus abondant, est particulièrement bien représentée dans les zones d'ilots-bancs et d'archipels. La raison en est que les *macrophytes*, dont les débris entrent pour une grande part dans la composition de ce sédiment y sont abondants. Ainsi la couche de vase atteint des épaisseurs de 30 à 80 cm dans les régions de forte production de macrophytes telles la *Grande-Barrière* et les *Ilots-Bancs du Sud-Est*. Toutefois, par sa nature de suspension fine, elle est absente des endroits balayés par les courants. Enfin, la vase floconneuse est localisée dans les régions à forte salure des eaux où sont créées des conditions favorables à la floculation. C'est généralement le cas lorsque le pH est > à 8,8.

- L'argile, à l'opposé de la vase, n'est largement représentée que dans les régions pauvres en végétaux supérieurs telles les *Eaux-Libres du Sud-Est*, les *Eaux-Libres du Sud* et les *Eaux-Libres du Nord*. L'étude de la répartition des différentes variétés a permis à Dupont de proposer une interprétation

générale. Il a remarqué en effet que l'argile *molle* se trouvait dans les zones les plus profondes, telles que la végétation n'a généralement pu s'implanter lors des décrues du lac, l'argile *structurée*, en revanche, est située dans des zones moins profondes, sur lesquelles les macrophytes ont pu occasionnellement se développer ; enfin, l'argile *granulaire* correspond à des régions venues à l'émergence, soit par suite de leur faible profondeur, soit en raison de leur position éloignée par rapport au delta du Chari, ce qui les expose à l'assèchement temporaire lors des sévères décrues du lac. Il en a déduit que l'argile molle, qui constitue le *matériau originel* pourrait subir une structuration résultant du développement d'un réseau racinaire dû à l'implantation des macrophytes (laquelle a le double effet d'isoler les polyèdres et d'abaisser la teneur en eau). Lorsque les sédiments sont exondés, il y a encore intensification du processus précédent, ce qui a pour effet de provoquer la formation de granules d'argile. La dessiccation, qui isole les polyèdres, est parfois accentuée par l'action des feux allumés par les cultivateurs.

5.3.2. LES MATERIAUX A FACIES SABLEUX

Les sables, fins et bien triés, proviennent de deux stocks distincts. Le premier correspond aux bordures est et nord de l'erg noyé. Il est constitué de sable quartzeux d'origine éolienne, dont la taille moyenne se situe autour de 0,250 mm. Le second, qui est micacé, provient des apports fluviatiles. Il est principalement localisé dans les zones côtières des *Îlots-Bancs du Sud* et du *Sud-Est*. La taille moyenne des grains est de l'ordre de 0,160 mm. Les deux stocks sont souvent mélangés. Leur teneur en matière organique reste faible, égale ou inférieure à 1 % du poids sec.

Notons ici que les sables sont plus abondants que cela n'apparaît sur la carte des fonds, car ils constituent en réalité, la plupart des hauts fonds du lac sur lesquels reposent les îlots-bancs et évidemment le pourtour noyé des îles.

5.3.3. LES MATERIAUX A FACIES GRANULAIRE (PSEUDO-SABLE)

Ces matériaux sont ainsi dénommés, du fait qu'ils sont constitués par de petits granules. Guichard (1957) en a donné une première description, les présentant sous l'aspect d'un "marc de café". Nous allons décrire en détail la taille, la couleur, la dureté de ces granules, leur localisation et leur association avec les autres matériaux sédimentés, car ce sont autant de données qui nous permettront d'appréhender leur phylogénèse. Nos observations, qui ont été effectuées sur le terrain, puis en laboratoire à la loupe binoculaire, sont jointes à celles de Dupont (1970).

Les tailles des granules sont relativement variables. Dupont en a fait l'étude granulométrique (1970). Les courbes de fréquences, qui sont unimodales, présentent un pic aux alentours de 0,250 mm. Dans l'échantillonnage étudié, les médianes sont comprises entre 0,205 et 0,283 mm. En fait, il existe aussi des échantillons de pseudo-sables à taille moyenne nettement plus faible dans lesquels les granules, qui sont cimentés par de l'argile ou de la vase, sont difficiles à mesurer. Les courbes cumulatives sont très redressées, montrant qu'il s'agit d'un matériau bien trié. (Fig. 5.6.)

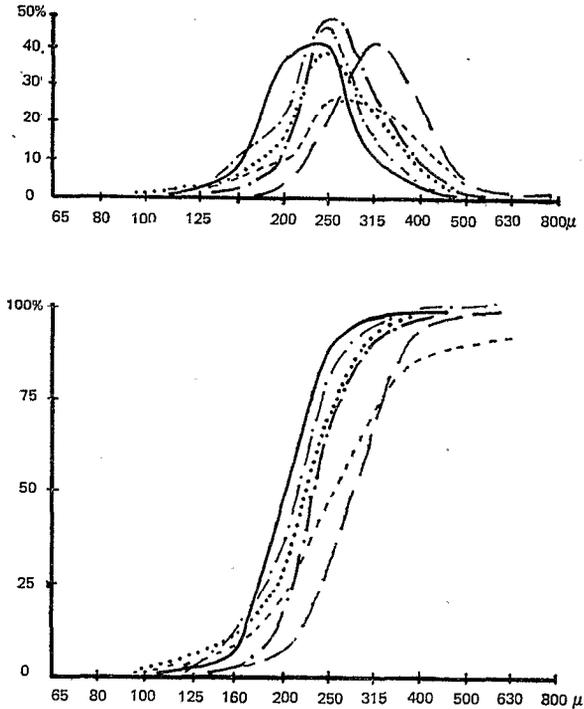


Figure 5.6 - Courbes de fréquences et courbes cumulatives de 6 échantillons de pseudo-sables du lac (DUPONT, 1970).

Les granules présentent entre elles différentes formes, couleurs et duretés allant de la forme sphérique, noire, lisse et non friable à la main, à la forme ovoïde parfois tronquée, présentant en surface de fortes irrégularités arrondies de couleur jaune-verdâtre et facilement friable à la main.

Sur le plan de leur localisation, ces sédiments à pseudo-sables, sont principalement situés dans les *Eaux-Libres du Sud-Est* et dans les *Eaux-Libres du Sud*. Disposés en banc, ils reposent presque toujours sur de l'argile, soit molle, soit le plus souvent structurée. Ils sont parfois recouverts d'une couche d'argile molle ou de vase de 5 à 20 cm d'épaisseur (l'épaisseur de la vase atteint jusqu'à 50 cm dans la *Grande-Barrière*). La tranche de pseudo-sable, elle-même, est habituellement de 5 à 15 cm ; elle arrive à 50 cm en certains endroits ; il peut quelquefois s'y intercaler un ou deux lits d'argile

molle de 5 à 15 cm, ce qui semble indiquer que le dépôt de granules est variable dans l'espace et discontinu dans le temps. Dans les zones déprimées, les pseudo-sables sont peu abondants et largement mêlés à de l'argile. Hors des eaux libres, les pseudo-sables existent encore dans les *Ilots-Bancs du Sud*, les *Ilots-Bancs du Sud-Est* et la *Grande-Barrière*. Ils sont toutefois très peu abondants dans ces régions, intimement mêlés à de la vase, excepté dans une zone d'eau libre située au sud-est de la *Grande-Barrière* où ils sont en plus grande quantité.

Nous avons constaté, à l'issue de nombreuses observations effectuées à la loupe binoculaire que les granules présentent différents faciès dont la répartition dépend à la fois de la distance au delta et de la nature des sédiments associés (ces deux facteurs sont d'ailleurs liés dans l'aire considérée).

- A la sortie du delta, dans une zone de quelques kilomètres, sont localisés des granules de couleur marron clair à noire, de forme plus ou moins ovoïde à surface lisse, de nature d'autant moins friable à la main qu'ils sont plus noirs. 5 à 10 % d'entre eux sont des billes quasi sphériques de plus grande taille qui, lorsqu'elles sont brisées à l'aide d'une pince, dévoilent une structure oolithique avec un coeur brun-rougeâtre entouré d'un cortex brun noir à structure plus ou moins pelliculaire. Les pseudo-sables reposent sur de l'argile molle. Ils sont parfois mêlés à du sable, qui existe alors toujours en faible proportion ; dans ce cas, leurs tailles sont souvent plus petites. (Fig. 5.7.)

- Au-delà de cette zone péri-deltaïque très restreinte, il n'y a plus au sein des *Eaux-Libres du Sud-Est* et des *Eaux-Libres de l'Est* de granules noirs à forme oolithique. Toutefois, certains granules de forme ovoïde à surface lisse parfois fissurée, de couleur marron mais, présentant des plages noires, semblent s'apparenter à ces derniers. On y trouve des bancs de granules de couleur jaune à marron foncé ayant une surface lisse, fissurée, ou bosselée, friable à la main et de tailles variables. Dans les fonds déprimés, où ils sont beaucoup moins abondants, leur taille est généralement plus petite. Mais, tant à l'intérieur des *Eaux-Libres du Sud-Est* que des *Eaux-Libres du Sud*, on ne remarque pas un sens d'évolution des granules en fonction de leur distance par rapport au delta.

- Dans les régions bordières des eaux libres qui sont des paysages à îlots-bancs, la nature des fonds est franchement vaseuse ; les pseudo-sables ne sont plus alors disposés en banc. Ils sont beaucoup moins abondants que dans les eaux libres. Leur taille est plus petite ; en outre, ils sont souvent très étroitement mêlés à l'argile ou à la vase. Dans certains cas, ils sont même à peine individualisés tellement ils sont insérés dans le ciment argilo-vaseux. Ils restent encore repérables à leur couleur rougeâtre, mais on ne peut plus vraiment parler de granule. Par endroits, en particulier dans les *Ilots-Bancs du Sud*, les matériaux fins de certains sédiments dépourvus

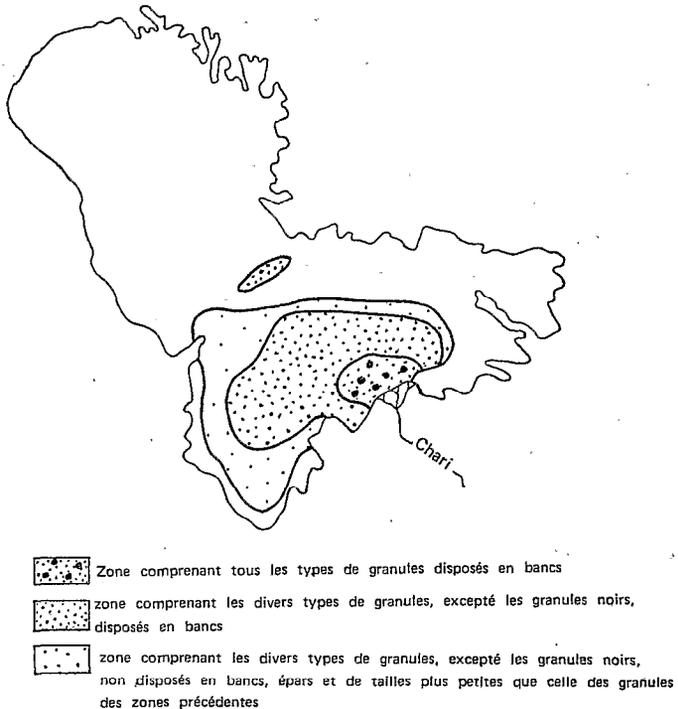


Figure 5.7 - Distribution et mode d'accumulation des pseudo-sables dans la cuvette sud du lac.

de granules, par leur couleur rougeâtre, font penser qu'ils résultent d'une désagrégation des granules, qui a été suivie d'un mélange avec les argiles du lac.

Toujours dans cette région, on trouve aussi d'autres types de granules de forme polyédrique, de couleur gris noire et de taille nettement plus grande que ceux précédemment décrits. En fait, ces éléments n'ont aucun rapport avec ces derniers, provenant de la dessiccation du matériau argileux qui se débite de la sorte lors du retrait des eaux. En revanche, on trouve des petits cailloux rougeâtres de quelques millimètres qui pourraient être le résultat d'un remaniement par dessiccation du mélange - granule fin ou désagrégé + argile -. Quoi qu'il en soit, sur le plan quantitatif, ces deux dernières observations restent d'un intérêt minime.

Au total, les pseudo-sables ne sont rencontrés que dans les régions adjacentes au delta du Chari. On pourrait penser à première vue qu'ils proviennent simplement des apports solides du Chari. En réalité, ils n'ont

jamais été observés, ni dans les suspensions fluviatiles, ni dans le lit du Chari. Par ailleurs, Dupont fait judicieusement remarquer que le rapport du poids des grains de pseudo-sables à celui des grains de sables fluviatiles est égal à 3,6 (pour un diamètre moyen de 0,23 mm pour les premiers, de 0,13 mm pour les seconds). Or, la forme des grains étant semblable, le Chari ne remplit pas les conditions permettant un transport mécanique des grains de la taille et du poids des pseudo-sables. On ne peut donc conclure qu'à l'*autochtonie* de ce matériau au sein du milieu lacustre.

Sous l'éclairage des seules descriptions qui viennent d'être faites, quelques précisions concernant leur phylogénèse peuvent alors être apportées. En effet, nous avons noté que, dans la seule zone restreinte attenante au delta, les bancs de pseudo-sable contiennent les différents types de granules décrits. Hors de cette zone, il n'y a plus de grains noirs. Mais les granules marron foncé, de moindre sphéricité, et tachetés de noir qui se trouvent dans les autres zones - comme d'ailleurs dans la première - rappellent les grains noirs : *leur apparemment nous paraît fort probable ; ils évolueraient donc eux-mêmes vers des granules de couleur plus claire aux formes plus irrégulières et de plus grande friabilité.* Le fait qu'on ne trouve des granules noirs qu'à proximité du delta, nous conduit à penser que ces derniers constitueraient le *premier* stade de la formation du sédiment à faciès granulaire, laquelle se limiterait actuellement à cette zone attenante au delta. Au delà, des grains noirs se seraient formés à une époque plus reculée, puis auraient progressivement disparu au cours du temps en se transformant en granules marron d'abord foncés, puis plus clairs.

Signalons enfin que le milieu dans lequel se forment ces granules, est très ouvert, agité, peu profond et reçoit de faibles dépôts terrigènes. sont d'ailleurs ces mêmes facteurs qui ont été retenus par Odin (1973, 1976) pour expliquer la répartition des granules verts dans les sédiments marins actuels, en particulier dans les zones deltaïques.

5.3.4. LES MATERIAUX A FACIES CALCAIRE

Les sédiments situés en bordure des côtes septentrionales et orientales de la cuvette nord peuvent contenir jusqu'à 10 % de carbonates (cf. Tabl. 5.11., p. 183). Dans cette zone la surface de nombreux blocs et granules d'argile présente un encroûtement carbonaté blanchâtre, en l'occurrence de la calcite. Dans les ouadis et les anciens bras du lac, aujourd'hui asséchés, ces encroûtements sont beaucoup plus largement développés. (Dupont, 1970).

5.4. CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES DES FONDS LACUSTRES

5.4.1. METHODES DE DETERMINATION DES COMPOSANTS MINERALOGIQUES

Pour cette étude, 36 échantillons de sédiments de surface, provenant de points répartis de manière approximativement uniforme sur l'ensemble du lac (Fig. 5.8.), ont été recueillis. Ils ont été séchés à 80° C, puis réduits à l'état de poudre.

Les analyses minéralogiques qualitatives et quantitatives ont été menées de la même façon que celle préconisée dans le cas des suspensions fluviatiles.

L'utilisation conjointe de la diffraction des rayons X sur les poudres et de l'analyse thermique différentielle a permis de montrer que la kaolinite, l'illite, une smectite et du quartz sont présents dans *tous* les échantillons ; de la calcite à en outre été mise en évidence dans quelques sédiments situés au nord du lac.

Les analyses chimiques globales des sédiments, qui constituent les données de départ pour la réalisation des analyses minéralogiques quantitatives, sont regroupées dans le tableau 5.10. Les teneurs relatives, d'une part, en kaolinite et éventuellement en calcite (qui sont calculées à partir de la courbe de l'analyse thermopondérale) et, d'autre part, en quartz, en feldspaths et en hydrates de fer, d'alumine et de silice amorphe (qui sont évaluées à la suite d'analyses chimiques sélectives), sont consignées sur le tableau 5.11.

Rappelons que dans le cas des suspensions solides des fleuves, le calcul de la teneur relative en illite est fondée à la fois sur le fait que la quantité de potassium du sédiment, diminuée de celle relative au feldspath potassique, appartient à l'illite et que, ce dernier minéral contient 8 % de K₂O. Ici, pour éviter de surestimer le pourcentage d'illite, nous avons également déduit de la quantité totale de potassium la fraction contenue dans la matière organique des sédiments. Cette dernière quantité de potassium a été évaluée grosso-modo de la façon suivante : la matière organique des sédiments est principalement constituée de débris de macrophytes (Cheverry, 1974). Or, d'après des analyses chimiques correspondant aux principaux types de macrophytes du lac (cf. Tabl. 8.1. et 8.2. p. 279) on peut estimer, compte tenu de l'abondance relative des différentes espèces, que le potassium représente 0,9 % des débris macrophytiques en poids sec, ou encore 1,55 % du carbone organique en moyenne. Il a donc fallu procéder à la détermination de ce dernier. A cet effet, on a dosé le carbone total des sédiments par coulométrie (1), et on l'a assimilé en général au carbone

(1) Les mesures coulométriques ont été effectuées aux Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy.

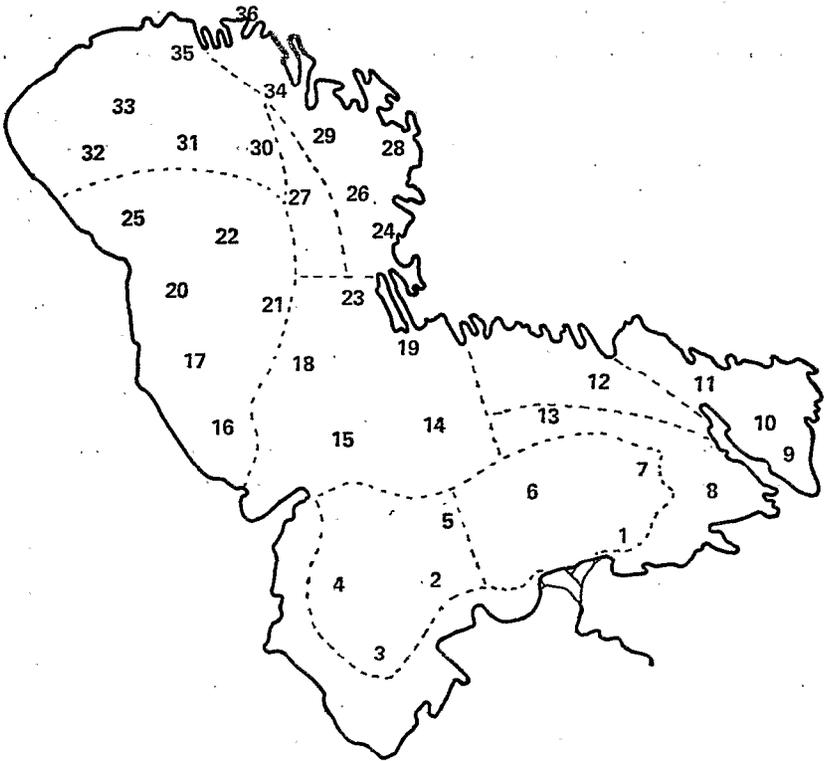


Figure 5.8 - Localisation des échantillons de sédiments des surfaces étudiés.

Tableau 5.10. Analyses chimiques totales de divers sédiments du lac exprimées en pourcentage pondéral. (Ap = perte au feu).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,5	49,8	55,3	51,2	53,3	60,9	53,2	62,3	42,1
Al ₂ O ₃	12,15	5,09	11,1	5,80	12,4	11,7	16,0	12,1	14,2
Fe ₂ O ₃	14,84	19,8	5,75	18,1	6,40	5,29	7,28	6,78	6,44
Ti O ₂	0,80	0,25	0,66	0,33	1,18	1,01	1,06	0,84	0,59
MgO	1,0	0,95	0,63	1,07	0,72	0,82	0,85	0,72	1,0
CaO	1,0	1,47	0,74	1,80	0,69	0,61	0,67	0,44	1,33
Na ₂ O	0,23	0,26	0,30	0,37	0,52	0,63	0,26	0,25	0,17
K ₂ O	0,97	0,87	0,95	1,08	1,76	1,87	1,31	1,04	0,83
Ap	16,89	16,7	19,6	19,2	20,6	15,2	17,5	13,2	29,7

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	53,47	48,89	46,27	54,01	51,08	56,32	46,42	50,12	46,06
Al ₂ O ₃	14,80	13,10	16,92	11,09	13,14	10,59	14,17	14,33	13,45
Fe ₂ O ₃	8,79	6,08	7,33	5,58	6,12	10,55	12,80	7,01	7,23
TiO ₂	0,72	0,53	0,74	1,08	1,01	0,86	0,55	0,84	0,87
MgO	1,08	0,97	0,91	0,82	0,80	0,99	1,28	1,03	1,00
CaO	0,69	0,71	0,62	0,96	0,69	0,84	0,80	0,65	0,96
Na ₂ O	0,19	0,20	0,16	0,52	0,42	0,83	0,22	0,35	0,37
K ₂ O	0,99	0,82	0,71	1,54	1,31	1,98	0,96	1,21	1,29
Ap	16,2	16,6	26,0	20,0	24,2	15,1	23,0	21,92	26,50

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	44,9	49,8	60,55	48,2	46,7	50,8	57,7	51,5	46,7
Al ₂ O ₃	15,0	13,8	9,11	15,53	14,20	15,7	14,27	14,62	15,12
Fe ₂ O ₃	6,68	7,44	9,96	7,15	7,85	8,02	7,13	7,89	6,60
TiO ₂	0,92	0,71	0,77	0,83	0,86	0,72	0,72	0,87	0,58
MgO	1,26	1,12	0,83	1,04	1,09	1,39	0,85	1,18	1,22
CaO	0,98	1,32	0,74	0,86	0,86	1,66	1,02	0,96	1,10
Na ₂ O	0,76	0,38	0,79	0,29	0,29	0,27	0,52	0,28	0,29
K ₂ O	1,14	1,29	1,81	1,07	1,11	1,28	1,75	1,24	1,00
Ap	27,0	21,3	12,4	22,3	24,4	18,3	14,2	19,9	25,4

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	40,0	40,1	34,3	49,6	44,9	46,2	47,6	46,8	56,9
Al ₂ O ₃	9,47	8,41	7,24	17,58	14,29	13,28	13,64	14,3	5,71
Fe ₂ O ₃	3,48	4,13	3,14	6,76	6,59	6,44	5,95	2,84	2,55
TiO ₂	0,44	0,51	0,36	0,95	0,70	0,71	0,76	0,37	0,37
MgO	1,66	1,61	3,40	2,88	1,74	1,62	1,49	3,39	2,65
CaO	4,56	6,65	8,0	0,68	1,03	3,53	3,17	9,77	9,23
Na ₂ O	0,31	0,33	0,30	0,62	0,40	0,29	0,26	0,40	0,30
K ₂ O	0,74	0,92	0,88	1,29	1,06	1,25	1,16	0,86	0,84
Ap	38,7	35,8	38,5	17,1	26,6	24,1	22,6	19,0	18,8

Tableau 5.11. Compositions minéralogiques de divers sédiments du lac exprimées en pourcentage pondéral.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Quartz	10,3	15,1	11,1	6,35	17,05	15,45	17,80	23,75	16,9
Feldspaths	4,35	5,50	4,35	3,15	9,5	9,8	5,50	4,85	8,15
Illite	6,35	3,5	7,95	8,6	8,7	11,2	8,2	6,8	6,5
Kaolinite	28,0	18,7	27,0	19,8	18,1	19,0	28,8	26,95	29,9
Silice am.	2,52	0,88	4,67	0,81	4,47	4,12	2,7	2,29	5,74
Alumine am.	0,23	0,08	0,23	0,06	0,18	0,18	0,33	0,26	0,18
Fer am.	3,6	3,20	1,50	3,34	1,95	0,63	2,10	1,52	1,51
Calcite									
Smectite	25,3	36,0	20,6	38,6	19,4	24,4	16,40	20,3	6,4
Perte au feu	18,8	16,7	22,6	19,25	20,65	15,2	17,45	13,21	24,7

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Quartz	14,3	6,80	2,65	16,6	8,30	13,65	5,4	7,6	7,95
Feldspaths	2,20	2,65	1,65	9,70	3,85	10,25	2,15	6,95	4,55
Illite	9,3	5,0	4,6	6,05	9,8	17,0	7,75	5,7	7,4
Kaolinite	31,7	29,7	32,0	19,7	19,0	18,0	31,9	25,6	25,7
Silice am.	1,83	8,55	7,33	3,97	4,73	2,27	1,33	6,10	6,15
Alumine am.	0,34	0,20	0,22	0,19	0,16	0,19	0,25	0,19	0,21
Fer am.	1,35	1,4	1,74	1,5	1,5	2,0	1,88	1,69	2,9
Calcite									
Smectite	21,76	19,0	23,80	22,35	28,45	24,5	25,3	24,2	18,64
Perte au feu	16,22	26,6	26,0	19,9	24,2	15,1	23	21,92	26,5

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Quartz	5,8	8,9	19,65	6,0	5,95	10,15	29,4	7,1	5,7
Feldspaths	2,05	4,55	4,2	2,25	3,25	4,35	9,4	2,60	1,35
Illite	9,8	8,5	8,5	7,8	7,5	9,4	8,65	10,9	7,8
Kaolinite	30,5	25,1	15,8	38,1	33,0	26,55	23,0	30,2	30,0
Silice am.	5,78	7,65	3,8	9,5	4,52	4,80	7,43	4,40	5,2
Alumine am.	0,17	0,19	0,24	0,18	0,27	0,21	0,13	0,18	0,15
Fer am.	7,79	0,8	1,64	0,5	1,6	0,55	0,70	0,65	0,99
Calcite									
Smectite	16,1	22,5	34,3	13,44	19,5	26,2	7,54	24,2	22,50
Perte au feu	27,0	21,30	12,0	22,25	24,35	17,25	14,20	19,05	25,35

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Quartz	7,6	7,8	6,1	5,7	4,05	5,35	6,7	6,75	36,8
Feldspaths	1,75	3,10	2,40	2,55	1,35	2,35	3,40	2,50	1,40
Illite	3,95	4,85	8,0	12,8	8,0	10,2	9,03	8,5	3,2
Kaolinite	34,0	26,42	16,2	36,1	37,7	27,8	30,3	29	17,6
Silice am.	4,9	7,35	6,31	3,73	8,23	6,97	5,21	5,40	3,22
Alumine am.	0,18	0,10	0,10	0,21	0,07	0,18	0,20	0,08	0,17
Fer am.	0,5	0,54	0,27	0,5	0,79	1,14	0,6	0,8	0,73
Calcite	23,0	23,5	212			5,0	25,0	10,0	10,0
Smectite	6,1	11,0	18,6	22,03	13,2	16,9	17,0	17,95	7,45
Perte au feu	38,35	35,85	38,50	16,05	26,6	24,1	22,6	19	18,80

organique, à l'exception de certains échantillons où le carbone provenant de la calcite a été déduit au préalable (Tabl. 5.12.).

Tableau 5.12. Teneurs en carbone total de divers sédiments du lac, exprimées en pourcentage pondéral.

n°	C%.	n°	C%.	n°	C%.	n°	C%.
1	14,1	10	17,3	19	24,7	28	155
2	17,8	11	86,8	20	45,0	29	133
3	50,4	12	77,7	21	17,7	30	149
4	23,6	13	60,1	22	61,0	31	15,3
5	50,6	14	84,3	23	67,2	32	84,9
6	18,6	15	30,7	24	37,0	33	63,6
7	16,3	16	37,5	25	30,4	34	49,6
8	17,0	17	57,2	26	36,9	35	52,2
9	103	18	75,4	27	74,2	36	51,6

Enfin, la quantité de smectite, de même que pour les suspensions des fleuves, a été obtenue par différence, selon la relation :

$$[\text{smectite}] \approx 100 - [\text{Kaolinite}] - [\text{Quartz}] - [\text{Feldspaths}] - [\text{SiO}_2 \text{ amorphe}] - [\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ amorphe}] - [\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ amorphe}] - [\text{Illite}] - [\text{H}_2\text{O}]$$

Les résultats définitifs sont reportés sur le tableau 5.10.

5.4.2. DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE DES COMPOSANTS - COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES DES SÉDIMENTS

La répartition de chacune des espèces minéralogiques est illustrée sur une carte (Fig. 5.9. a, b, c, d, e, f et g) sur laquelle en chaque point de prélèvement, la quantité du constituant considéré est figurée par un cercle, dont le rayon est proportionnel à sa valeur.

- *Le quartz* : Etant donné que cet élément minéralogique est disposé en bancs de sable, sur lesquels nous avons évité de faire des prélèvements, sa répartition est mieux rendue par la carte de distribution des sédiments selon leur faciès (cf. Fig. 5.5. p.173). Toutefois, on remarque à l'examen des résultats que, dans les sédiments étudiés qui sont de nature argilo-vaseuse, le pourcentage en quartz varie de 2,6 à 36,8 %. Les valeurs élevées viennent de ce que les prélèvements correspondants ont été effectués à proximité d'un banc de sable immergé ou en bordure d'une île. Signalons cependant que les valeurs restent le plus fréquemment comprises entre 5 et 15 %.

- *Les feldspaths* (Fig.5.9.a) : les teneurs en feldspaths sont assez variables d'un point à l'autre (1,4 à 11,6 %). Néanmoins, il apparaît que dans les *Ilots-Bancs du Nord*, les *Ilots-Bancs du Nord-Est* et l'*Archipel du*

Nord, les teneurs relatives sont généralement plus faibles : elles sont, en moyenne, égales à 2,5 % contre 4,25 % sur l'ensemble du lac. La pauvreté relative de ce matériau dans les régions éloignées du delta provient certainement du fait que les particules feldspathiques restent moins longtemps en suspension que les matériaux argileux et, par là, qu'elles sont véhiculées moins facilement que ses derniers sous l'action des courants.

- *L'illite* (Fig. 5.9.b) : Ce minéral est, contrairement aux feldspaths, réparti de façon sensiblement plus uniforme sur l'ensemble du lac. Toutefois, il faut noter qu'entre deux points voisins la teneur en illite est susceptible de varier du simple au triple (4 à 13 %). Quant à la valeur moyenne, elle est de 7,85 %.

- *La kaolinite* (Fig. 5.9. c) : C'est le constituant dont la teneur varie dans les plus faibles proportions : un peu plus que du simple au double. Les teneurs relatives sont comprises entre 16 et 38 % ; la valeur moyenne est de 26,5 %.

- *Les smectites* (Fig. 5.9. d) : Les sédiments, dans lesquels ces minéraux sont les plus abondants, sont les sédiments à pseudo-sables (25-38 %), ce qui s'expliquera aisément lorsque nous aurons montré que les granules sont principalement constitués de nontronite. Dans les sédiments argilo-vaseux, la teneur varie généralement du simple au double. Elle fluctue autour de 20 %.

- *La silice amorphe* (Fig. 5.9. e) : Les teneurs en silice amorphe varient fortement d'un point à un autre (de 0,8 à 8,5 %) : ainsi les sédiments contenant des pseudo-sables, tels ceux correspondant aux points 21, 4, 5, 1 et 2 ont généralement une teneur nettement plus faible que celle des sédiments argilo-vaseux (moins de 2 % contre 5,3 %). La valeur moyenne pour l'ensemble des sédiments est de 5,0 %.

- *L'hydrate ferrique amorphe* (Fig. 5.9. f) : Contrairement à la silice amorphe, l'hydroxyde de fer atteint de fortes teneurs dans les sédiments contenant des granules (2,5-3,5 %). C'est dans le nord du lac que les pourcentages sont en moyenne plus faibles (0,3-0,8 %). La moyenne générale est de 1,5 %.

- *L'alumine amorphe* (Fig. 5.9.g) : La teneur relative varie le plus fréquemment autour de 0,20 %. Les plus faibles valeurs (0,06-0,08 %) sont notées dans la région des sédiments à granules.

5.4.3. ETUDE ET CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES SMECTITES

Des smectites viennent d'être mises en évidence dans tous les échantillons étudiés, que ces derniers soient à faciès argilo-vaseux ou granulaire. Leurs teneurs relatives ont généralement été estimées soit par différence, soit de façon approximative. Il nous reste maintenant à tenter de préciser la nature géochimique et cristallogénique de ces espèces

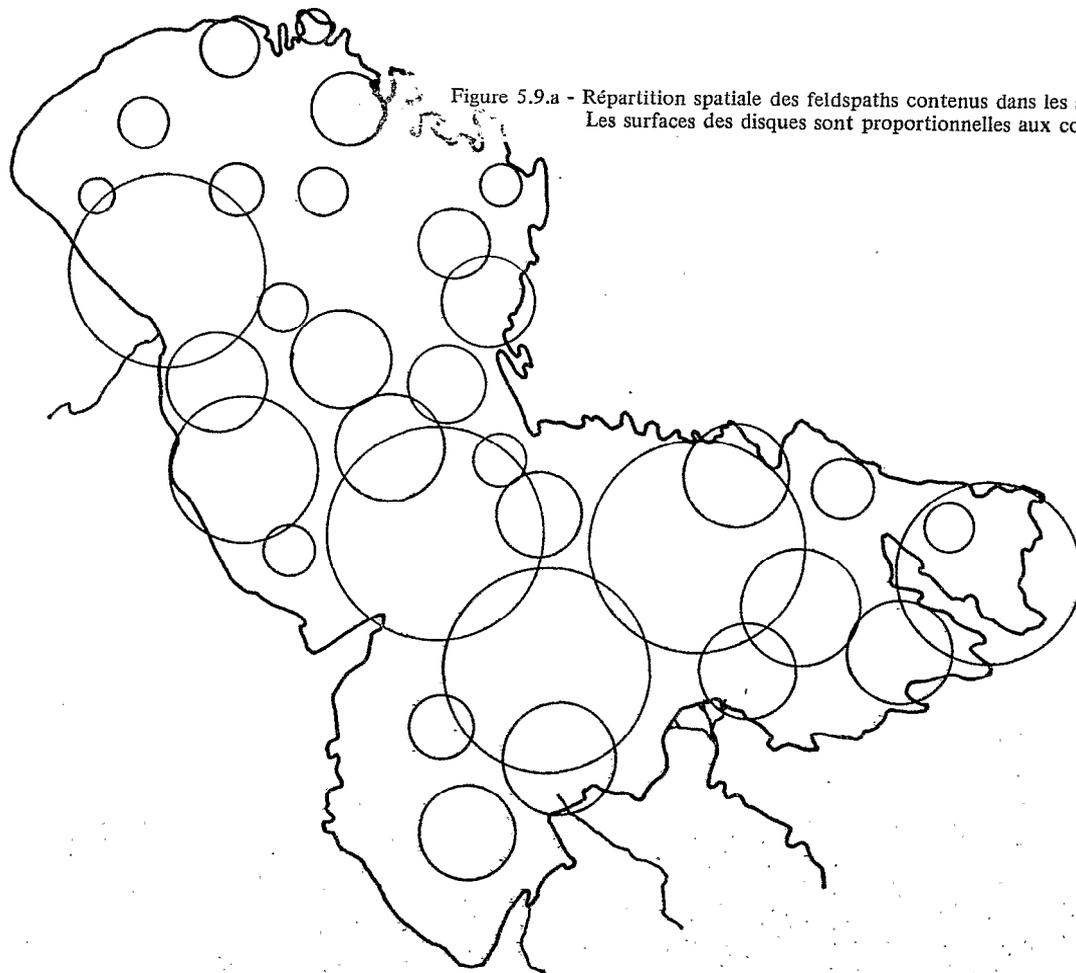


Figure 5.9.a - Répartition spatiale des feldspaths contenus dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.

Figure 5.9.b - Répartition spatiale de l'illite contenu dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.

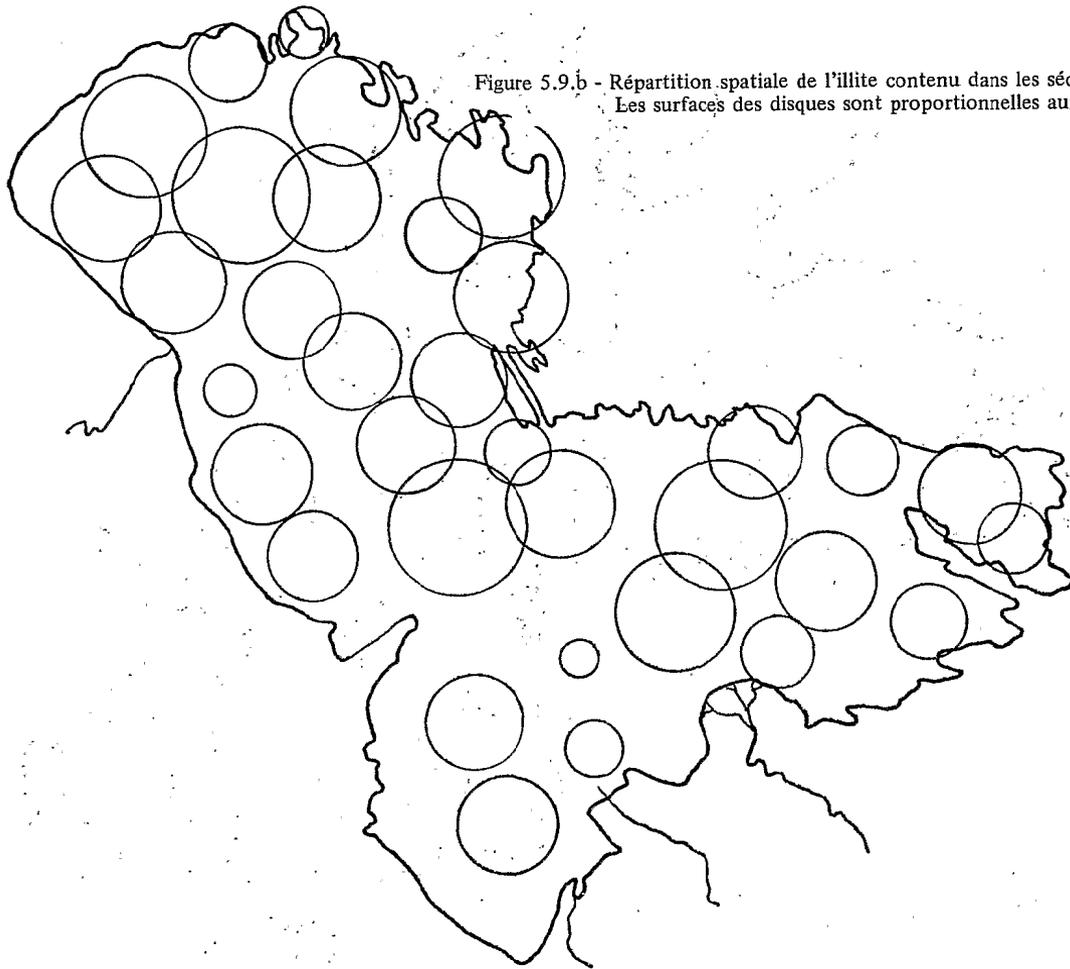
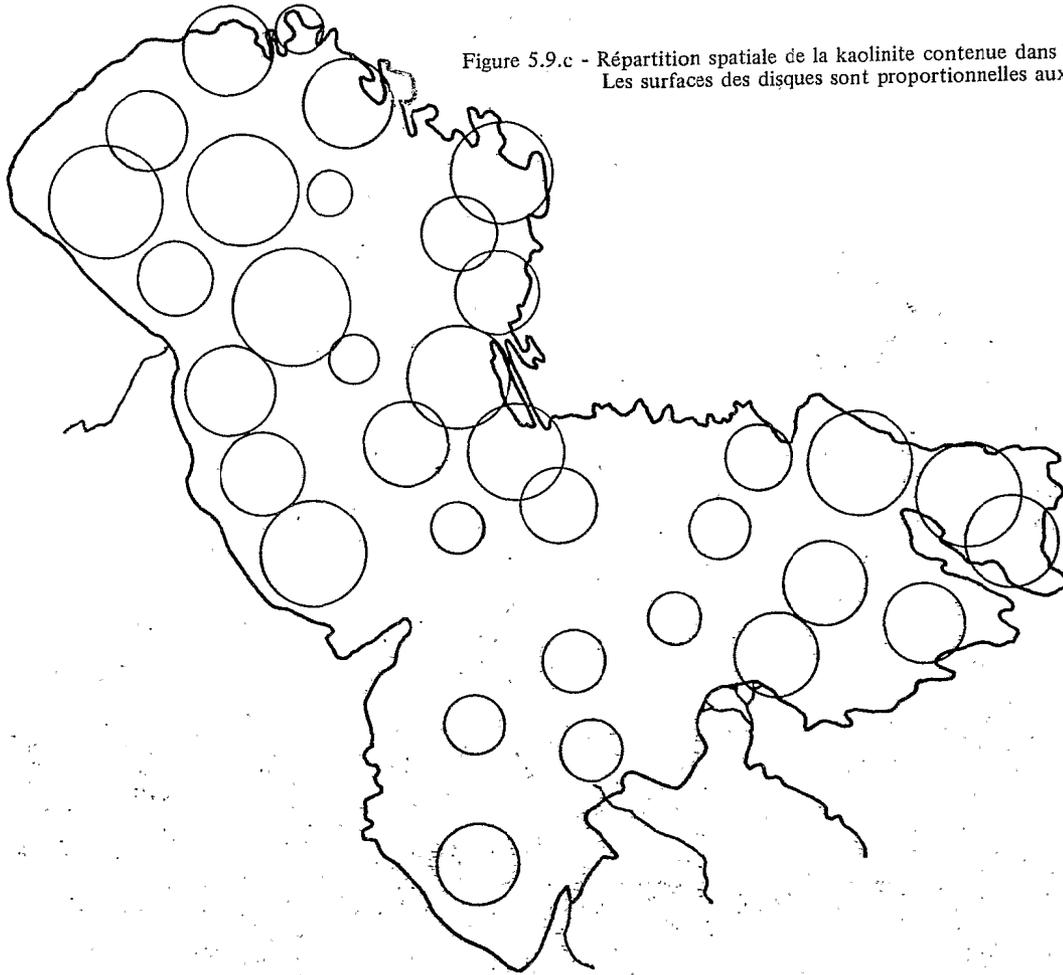


Figure 5.9.c - Répartition spatiale de la kaolinite contenue dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.



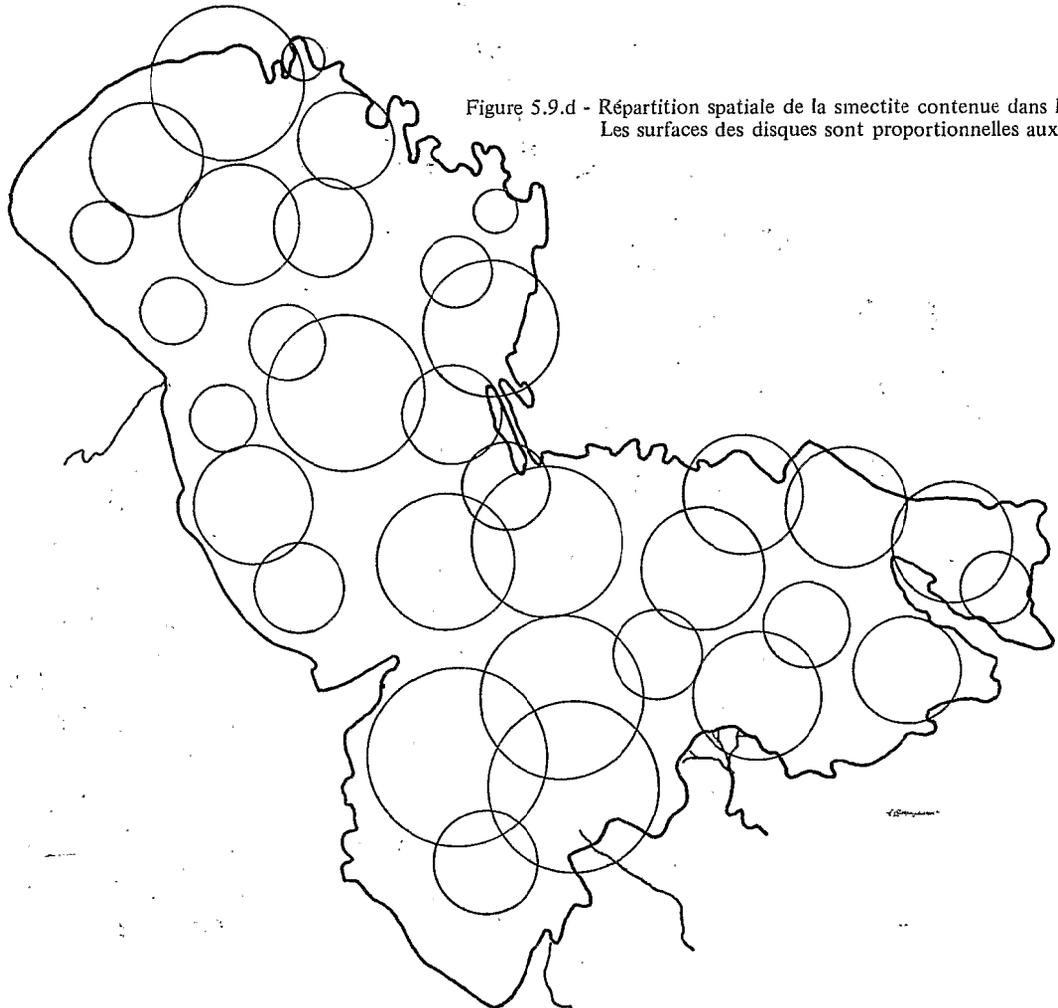
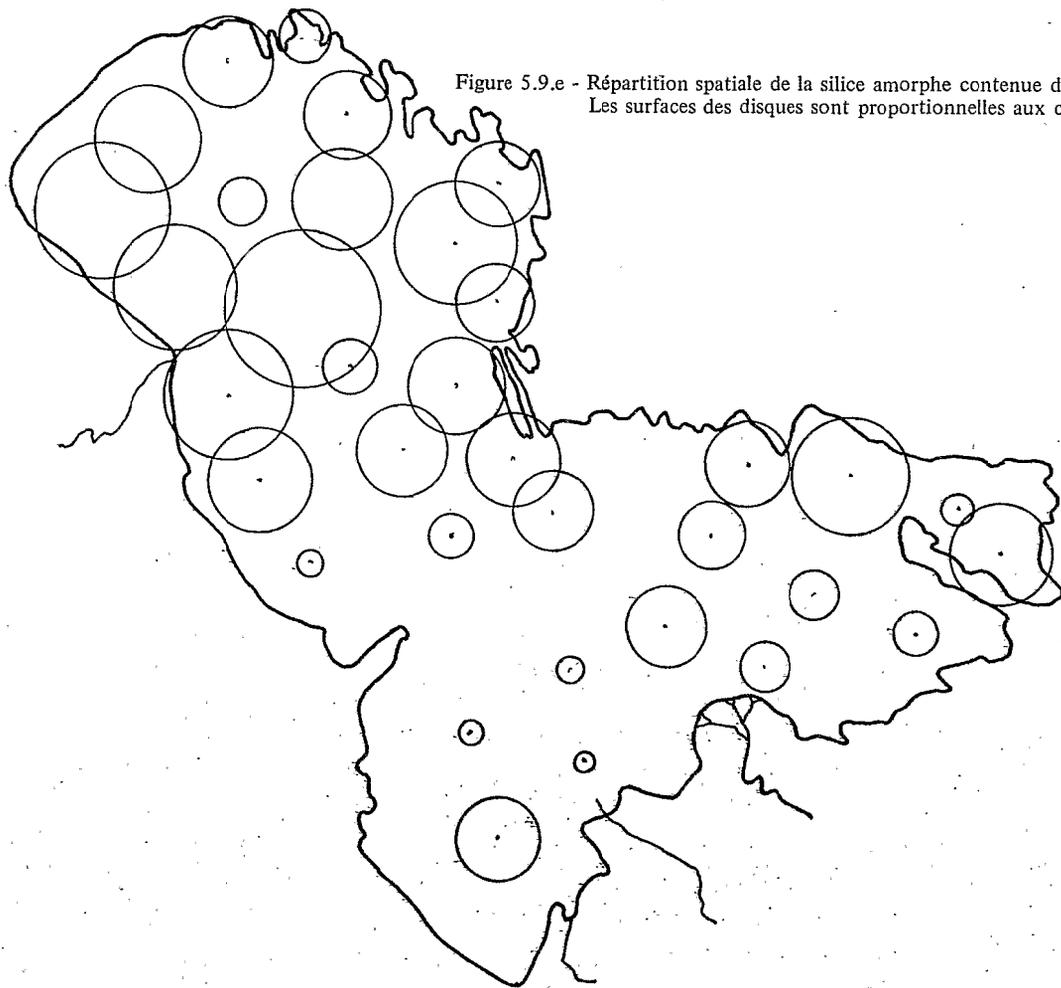


Figure 5.9.d - Répartition spatiale de la smectite contenue dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.

Figure 5.9.e - Répartition spatiale de la silice amorphe contenue dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.



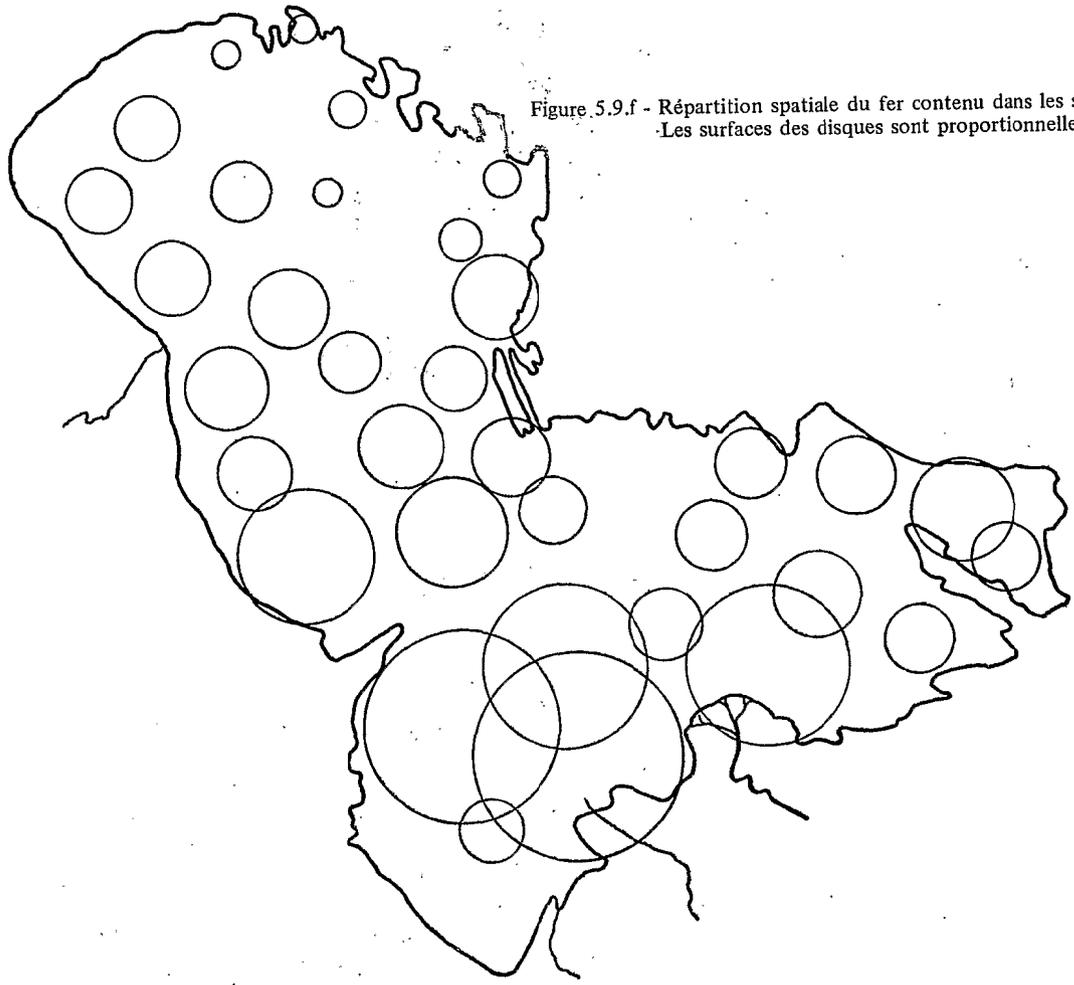


Figure 5.9.f - Répartition spatiale du fer contenu dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.

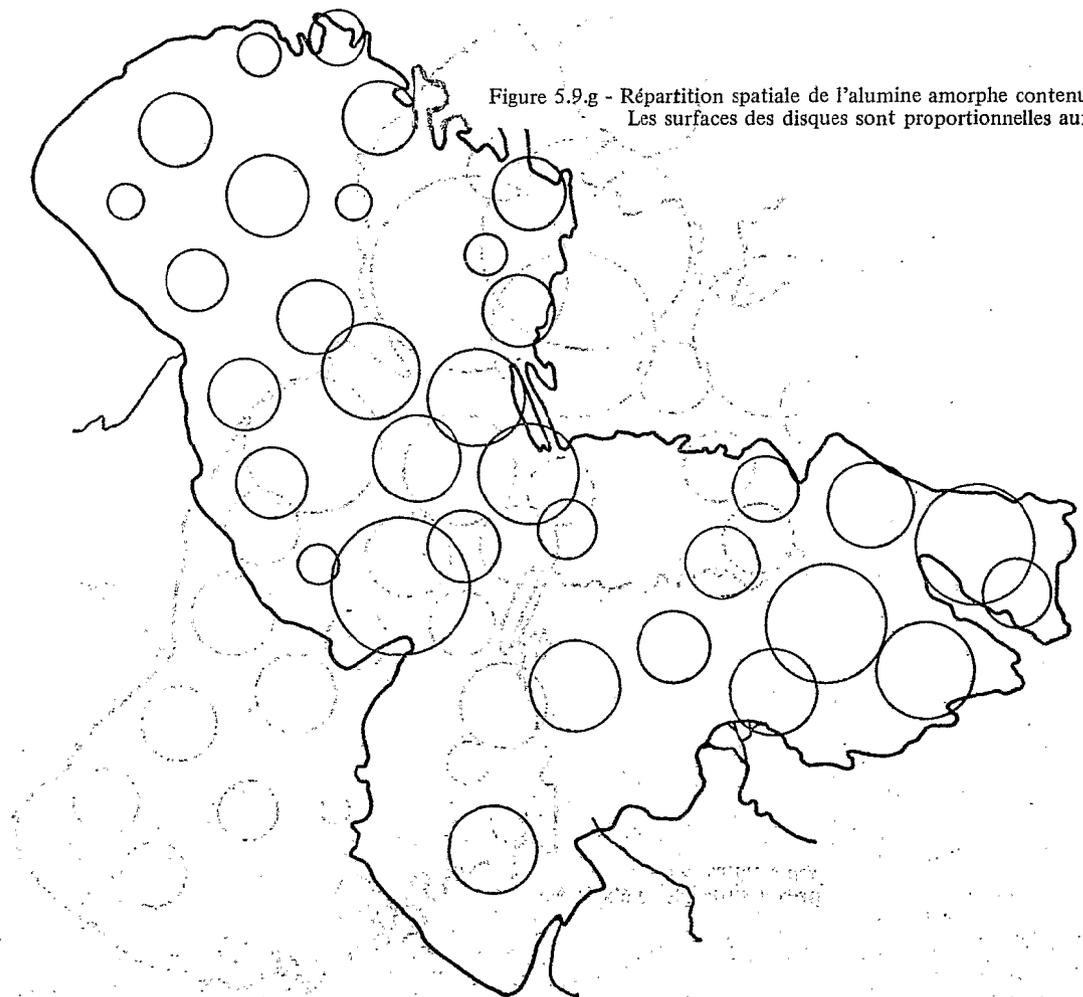


Figure 5.9.g - Répartition spatiale de l'alumine amorphe contenue dans les sédiments de surface.
Les surfaces des disques sont proportionnelles aux concentrations.

gonflantes. En effet, on peut se demander si ces dernières sont de même composition, suivant qu'elles proviennent des matériaux granulaires ou argilo-vaseux, ou encore suivant que les sédiments sont situés à proximité du delta du Chari ou au contraire éloignés de celui-ci. La réponse à cette question n'est pas toujours facile à obtenir, car la détermination de la formule structurale d'une phyllite *dans un mélange* contenant plusieurs espèces minéralogiques présente un certain nombre de difficultés que nous avons soulignées lors de la détermination des smectites apportées par les fleuves. La formule établie dans ces conditions n'a alors qu'une valeur indicative. Aussi, pour différencier de façon certaine deux smectites faut-il que celles-ci soient de composition bien distincte. Or, dans la plupart des cas, les résultats des analyses chimiques totales des sédiments, qui seuls pourraient nous guider sur le choix des échantillons à étudier ne nous permettent pas de dire si la composition chimique des smectites varie d'un échantillon à l'autre de façon notable ; ceci découle du fait que la composition minéralogique des sédiments ne reste pas constante. Toutefois, à cet inconvénient près, on peut supposer que les smectites contenues dans les sédiments proches du delta, en particulier celles des sédiments contenant des *granules*, ont une composition différente de celles présentes dans les sédiments occupant la frange septentrionale de la cuvette nord, car les premiers sédiments sont nettement plus riches en fer qu'ailleurs ; les seconds sont eux plus riches en magnésium. Ces deux régions exceptées, il semble au contraire que dans le restant du lac et compte tenu de la variabilité de la composition minéralogique des sédiments, la composition chimique globale diffère peu d'un point à l'autre ; par suite, on peut penser qu'il doit en être de même de la nature de la smectite.

Ainsi, en fonction de cet ensemble de considérations, nous nous bornerons à déterminer ici la composition de la smectite dans des sédiments localisés à proximité du delta, à l'extrémité nord de la cuvette nord et enfin, dans la zone médiane. Indiquons toutefois que dans le cas des premiers qui sont individualisés sous forme de granules, il est aisé d'isoler les smectites du restant du sédiment, en sorte que leur analyse en est facilitée. C'est la raison pour laquelle nous profiterons de cet avantage pour en faire une étude plus fine et pour tenter d'élucider ainsi le problème de leur *génése*.

5.4.3.1. La smectite des sédiments à granules. Problème de la phylogénèse des granules.

Nous allons préciser la nature de ces granules et tenter de voir si l'évolution de leur faciès, telle qu'elle a été observée antérieurement (cf. § 5.3.3. p.175) correspond effectivement à des modifications d'ordre minéralogique.

Dans un premier temps, nous avons choisi d'étudier les échantillons bien représentatifs de l'ensemble des sédiments à pseudo-sables, à savoir :

- G 1 et G 2 d'une part, qui sont composés de différents types de granules allant du noir au jaune,

- et d'autre part, G 3 qui est uniquement composé de granules marron et jaunes ; notons, par ailleurs, que dans ce dernier, deux fractions granulométriques seulement ont été retenues : l'une constituée par l'intervalle 50 μ - 100 μ (G 3a), l'autre par celui 100 μ - 200 μ (G 3b).

Tous ces échantillons ont été préalablement débarrassés de leurs impuretés, telles que sable, limon, argile et coquillage, par séparation magnétique.

Dans un second temps, nous avons isolé sous la loupe binoculaire différents types de granules, par tri manuel : les grains noirs sphériques de l'échantillon G 4, (G 4n), les grains noirs plus ou moins fissurés, de forme ovoïde bosselée de G 5, (G 5n), les grains marron foncé de G 6, (G 6m), enfin, les grains marron clair et jaunes de G 7, (G 7j), et G 8, (G 8j).

C'est sur cette sélection de sédiments et des granules que nous avons procédé aux déterminations minéralogiques qualitatives, telles que la diffraction des rayons X sur poudre et l'analyse thermique différentielle, puis aux estimations quantitatives en se référant aux analyses chimiques globales et sélectives.

La diffraction des rayons X effectuée sur les poudres des échantillons précités, signale la présence d'une smectite par suite d'une réflexion (001) très nette à 14 Å, qui passe à 17 Å lorsque le spectre est réalisé en présence de glycérol. Des analyses plus fines conduisent à identifier de la nontronite, mais ils révèlent de plus une phase supplémentaire de goéthite (cf. planche photos : diagrammes) ; celle-ci est prédominante dans les grains noirs de l'échantillon G 4.

Quant à l'utilisation de l'effet Hoffman Klemen (cf. annexe p.346) elle conduit à montrer que la smectite est caractérisée par des substitutions en couches tétraédriques, précisant par là sa nature beïdelitique.

Les analyses thermiques différentielles confirment la présence de nontronite, le crochet endothermique dû à la deshydroxylation se trouvant à une relativement basse température 453-478 ° C. (Fig. 5.10.).

Ainsi, les analyses qualitatives montrent que les granules sont composés de nontronite et de goéthite en proportions variables. Il s'agit donc maintenant de préciser, par des analyses chimiques, à la fois la teneur relative de ces deux minéraux et la composition chimique de la nontronite.

Les résultats des analyses totales sont présentés à l'état d'oxydes sous forme pondérale dans le tableau 5.13.(a) et en nombre de moles

Tableau 5.13 a, b. Compositions chimiques de divers granules du lac, exprimées en pourcentage pondéral.
* mesures à la sonde.

(a)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ libre	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Ap
G4n	6,17	0,52	71,05	-	-	2,83	0,55	0,11	0,135	15,4
G5n	31,26	0,677	45,27	-	-	2,92	1,36	0,125	0,367	16,1
G1	35,25	2,66	38,61	9,14	0,09	2,65	0,83	0,22	0,22	18,00
G6m	36,5	0,89	37,7	-	-	2,45	1,21	0,104	0,17	19,07
G2	36,66	2,98	35,49	9,8	0,14	2,2	0,21	0,19	0,38	19,85
G7j	39,95	0,50	31,92	7,9	-	2,97	1,59	0,12	0,32	20,06
G3a	45,62	2,48	33,9	-	-	2,13	1,39	0,14	0,14	13,47
G3b	41,02	1,98	31,51	6,3	0,04	2,1	1,36	0,13	0,12	20,15
G8j	42,49	0,91	34,67	6,07	-	3,28	1,59	0,11	0,29	20,01

(b)	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Na	K
G4n	0,699	0,067	6,03	0,339	0,095	0,027	0,02
G5n	2,87	0,064	3,10	0,29	0,18	0,02	0,04
G1	3,37	0,35	2,20	0,27	0,12	0,037	0,028
G6m	3,59	0,055	2,14	0,285	0,204	0,02	0,04
G2	3,28	0,31	2,38	0,21	0,22	0,033	0,042
G7j	3,28	0,16	2,53	0,23	0,160	0,018	0,019
G3a	3,63	0,23	2,01	0,18	0,16	0,02	0,01
G3b	3,60	0,20	2,06	0,21	0,17	0,02	0,01
G8j	3,57	0,05	2,18	0,30	0,18	0,017	0,031
G4n*	1,12	0,15	5,38	0,056	0,40	-	0,021
G4n* écorce	1,20	0,22	5,53	0,061	0,69	-	0,011
G4n* noyau	1,50	0,12	5,17	0,083	0,82	-	0,053
G3*	3,36	0,088	2,48	0,097	0,32	-	0,014
G8j*	3,42	0,11	2,40	0,20	0,14	-	0,03

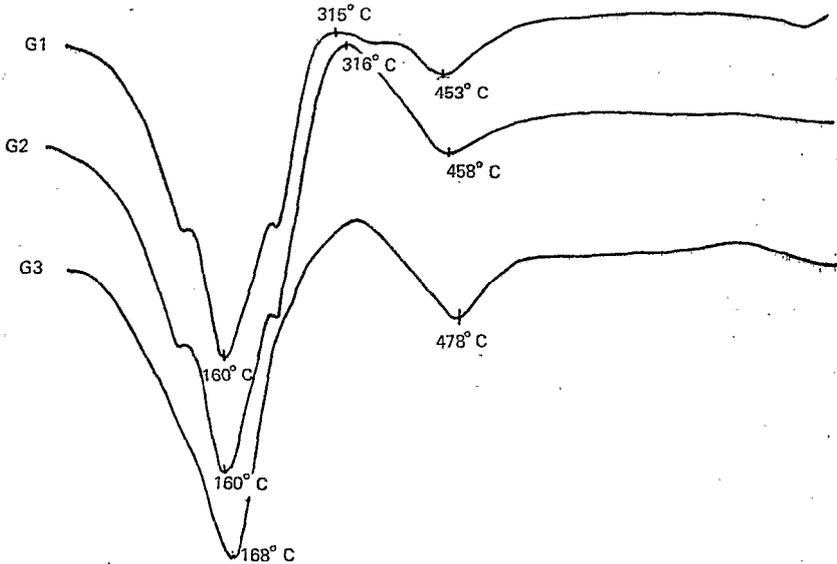


Figure 5.10 - Courbes d'analyses thermiques différentielles relatives aux échantillons de granules G1, G2 et G3.

contenues dans une maille d'une smectite dans le tableau 5.13 b (1) (2). Ils sont regroupés de haut en bas *selon un ordre bien défini* : c'est ainsi que les échantillons sont d'autant plus riches en granules noirs qu'ils sont situés en haut et, au contraire, ils contiennent d'autant plus de granules marron-clair et jaunes qu'ils sont situés en bas. Il apparaît nettement à l'examen des résultats :

- que la teneur en aluminium est toujours faible voire négligeable dans certains cas (3)

- qu'il y a une diminution progressive des teneurs en Fe_2O_3 des échantillons examinés de haut en bas, accompagnée d'une augmentation des teneurs en SiO_2 .

-
- (1) Le choix de cette unité ne présente pas d'intérêt en soi puisqu'il y a souvent deux phases en présence. Toutefois les résultats ainsi transformés vont être avantageusement utilisés pour le calcul des proportions relatives de chacune de ces deux phases.
 - (2) Dans le tableau 5.13.b, aux résultats d'analyses chimiques classiques effectuées par voie humide sont joints des résultats obtenus à la microsonde de Castaing du Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris VI (responsable B.Velde). Ces derniers représentent la moyenne de mesures ponctuelles opérées sur divers granules.
 - (3) G1, G2, G3, obtenus après séparation magnétique, contiennent quelques granules de nature différente, qui sont en fait des fragments d'argile du lac. Ceci a été vérifié à la microsonde. Aussi leur teneur en Al sont-elles supérieures à celles des autres échantillons. Toutefois nous les avons maintenus afin de vérifier la corrélation Si-Fe.

Ces derniers résultats appuient ainsi ceux fournis par la diffraction des rayons X : la forte teneur en fer de 18 D s'explique par la prédominance de la phase goethite ; à l'opposé, la plus faible valeur en fer de 31.0 vient de ce que cette phase y est très faiblement représentée. Il existe donc une corrélation inverse entre SiO_2 et Fe_2O_3 , ou encore entre Fe et Si. (Fig. 5.11.).

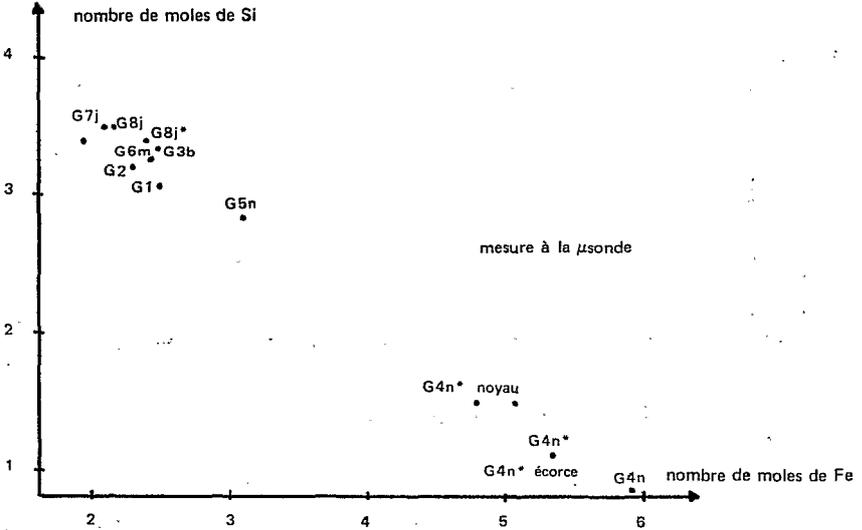


Figure 5.11 - Relation entre le nombre de moles de Si et de Fe contenu dans divers échantillons de pseudo-sables.

Nous avons ensuite cherché à savoir, en utilisant la microsonde de Castaing, si la corrélation $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$, observée au niveau des échantillons, se retrouvait au niveau des granules d'un même échantillon. Ainsi, les échantillons G 4n, G 3 et G 8j ont été analysés. Les résultats de Si et Fe exprimés en mole par maille d'une smectite sont reportés sur la figure. 5.12. La corrélation est bien retrouvée d'un grain à l'autre, quelque soit l'échantillon analysé.

En revanche ce qui diffère, c'est le domaine de variabilité du rapport : Si/Fe. G 8j et G 3 ont la même limite supérieure : Si/Fe = 1,9 ; par contre, la limite inférieure est plus basse pour G 3 (0,76). Or, il ne faut pas oublier que pour G 8j, seuls les grains marron-clair et jaunes ont été analysés. Pour les grains noirs de G 4 (G 4n), le domaine de variabilité du rapport Si/Fe est plus étalé ; il est en outre décalé vers les basses valeurs du rapport (0,68-0,14). Mais, l'échantillon complet de G 4 contient également des grains marron foncé et clair et des grains jaunes. De ce fait, si l'analyse avait porté sur tous les types de granules de cet échantillon, aurait-on très probablement obtenu une distribution continue des points représentatifs du rapport Si/Fe entre les valeurs limites 1,9 et 0,14. A l'examen de ces résultats, tout laisse à penser qu'il y aurait ainsi évolution

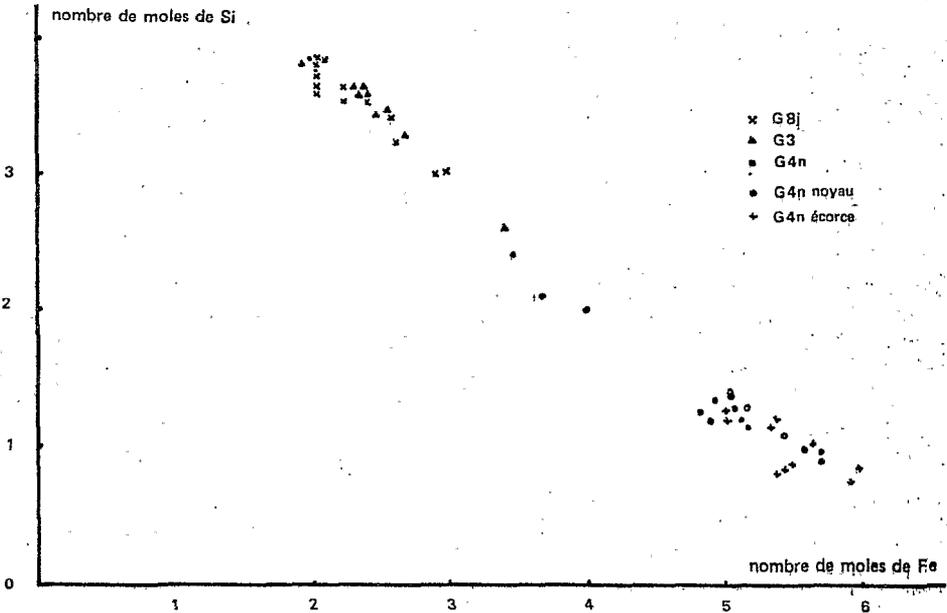


Figure 5.12 - Relations entre le nombre de moles de Si et de Fe contenu dans divers types de granules.

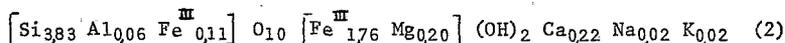
des grains noirs, riches en fer, vers des grains plus clairs par silicification progressive. En fonction de ces résultats, on peut ajouter que les granules des échantillons G 3 et G 8j sont en moyenne à un stade de silicification plus avancé que les grains noirs de G 4. D'autre part, les grains noirs présentent souvent une structure plus ou moins *oolithique*, avec écorce et noyau. Les analyses effectuées à la microsonde montrent que la valeur moyenne de Si/Fe relative aux écorces est toujours plus basse que celle relative aux noyaux (Fig. 5.12.). Toutefois, au niveau des granules, les plages de distribution des valeurs relatives à chacun des grains se chevauchent en partie. La différenciation chimique, au regard de Si et Fe, est moins marquée que ne le laisse paraître la configuration oolithique extérieure (cf. planche photos). Néanmoins, le noyau en moyenne est à un stade de silicification légèrement plus avancé que l'écorce. Tout laisse donc à penser que les granules évoluent du pôle de la goéthite à celui de la nontronite.

On peut même en fournir une preuve. En effet, il est possible de déterminer la quantité de goéthite ou plus exactement dans notre cas, la quantité de fer qui n'est pas intégrée dans la nontronite. Bien que cette fraction de fer ne soit pas nécessairement organisée en totalité sous forme de goéthite, nous la considérerons comme telle. Nous avons utilisé à ce propos une méthode de dissolution sélective préconisée par De Endredy. Cette méthode consiste à attaquer l'échantillon par de l'acide oxalique à pH 4,4 sous l'action de rayons UV au cours de trois expositions successives suivies d'extraction, de 10 mn chacune. Un tel traitement, effectué sur de la

nontronite pure, montre bien que la quantité de fer qui en est libérée est négligeable ; en revanche, il est insuffisamment énergique pour extraire toute la goéthite des échantillons, tels que G 4n et G 5n, dans lesquels cette phase est prédominante.

Ainsi, en connaissant après l'attaque la quantité de fer non combinée (Tabl. 5.14.a), on peut alors déduire la formule de la nontronite. A cet effet, nous avons choisi les granules triés de l'échantillon G 7j (1).

La formule structurale obtenue est la suivante :



Il devient alors facile de calculer d'une façon approchée les teneurs des échantillons étudiés en nontronite et goéthite. En effet, dans la nontronite, le rapport Fe/Si en mole est égal à 0,490. Donc le nombre de moles de fer appartenant à la goéthite $[\text{Fe}_G]$ autrement dit le nombre de moles de goéthite elle-même, est égal au nombre total de moles de Fe de l'échantillon envisagé $[\text{Fe}_T]$ diminué de $0,490 \times [\text{Si}]$, $[\text{Si}]$ étant le nombre de mole de Si dans cet échantillon : $[\text{Fe}_G] = [\text{Fe}_T] - 0,490 [\text{Si}]$.

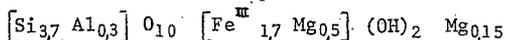
Quant au nombre de moles de nontronite dans chacun des échantillons, il est égal au nombre de moles de Si divisé par 3,83 : $[\text{Si}] / 3,83$. On en déduit alors les proportions en mole de nontronite et de goéthite ou encore les pourcentages en poids, sachant que les poids moléculaires de ces deux minéraux sont respectivement de 395 et de 90.

Les résultats sont illustrés par les figures 5.13. a et b. Il apparaît ainsi clairement que *l'enrichissement en silice, qui marque l'évolution des granules noirs vers des granules jaunes, correspond à une disparition progressive de la goéthite et à l'individualisation concomitante de nontronite.*

A ce propos notons qu'en Nouvelle-Calédonie, Trescases (1973) a constaté que la goéthite individualisée dans les zones d'altération des plateaux pourrait être silicifiée et conduire à la nontronite, lorsque après déblaiement elle se trouvait dans les zones déprimées.

(1) La dissolution de la goéthite, qui est en faible pourcentage dans les granules de G 7j doit être ici certainement totale.

(2) Citons à titre d'exemple celle définie par Trescases (1973) :



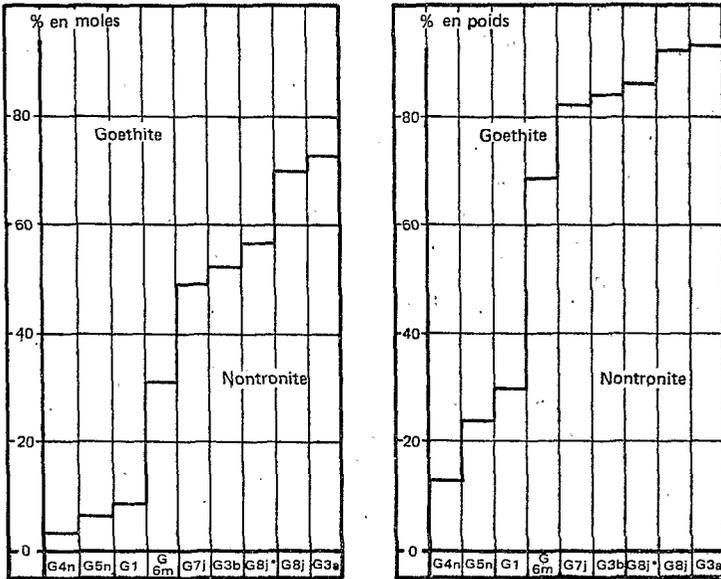


Figure 5.13.a et b - Proportions relatives de goéthite et de nontronite contenues dans divers types de granules.

5.4.3.2. La smectite des sédiments argilo-vaseux de la zone médiane du lac

Nous avons d'abord procédé à un mélange, en proportions sensiblement égales de plusieurs sédiments correspondant aux échantillons 3, 9, 11, 12, 13, 16, 17, 20 et 21 ; ceci afin d'obtenir un nouvel échantillon bien représentatif de la zone médiane du lac. La matière organique de cet échantillon a ensuite été détruite par une attaque à l'eau oxygénée (55 volumes à 70° C) dans le but d'éliminer les éléments chimiques, qui n'entrent pas dans la constitution de la fraction minérale.

Les analyses totales ont été réalisées en double. Les résultats moyens obtenus sont regroupés dans le tableau 5.14.

Tableau 5.14. Composition chimique globale d'un mélange de sédiments de la zone médiane du lac, après élimination de la matière organique, exprimée en pourcentage pondéral.

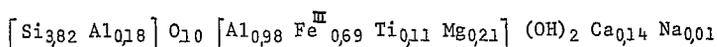
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
55,06	16,16	7,85	0,84	0,99	0,83	0,33	1,31

Pour connaître les quantités d'oxydes relatives à la smectite, il faut déduire des quantités totales celles qui appartiennent aux autres espèces minéralogiques : quartz, feldspaths, kaolinite, illite et constituants labiles. Les teneurs relatives de ces espèces ont été déterminées selon les méthodes qui ont déjà été signalées dans le paragraphe 5.2.2.1. (Tabl. 5.15).

Tableau 5.15. Composition minéralogique d'un mélange de sédiments de la zone médiane du lac exprimée en pourcentage pondéral.

Quartz	Feldspath-K	Feldspath-Na	Kaolinite	Illite	Fe ₂ O ₃ _{am.}	Al ₂ O ₃ _{am.}	SiO ₂ _{am.}
12,63	3,24	2,3	19,01	9,38	2,55	0,13	4,50

A partir de là, il est aisé d'évaluer les quantités en question, sachant que les feldspaths contiennent en moyenne 66 % de SiO₂ et 19 % de Al₂O₃, que la kaolinite contient 46 % de SiO₂ et 39 % d'Al₂O₃ et enfin que l'illite contient 52,5 % de SiO₂, 25 % d'Al₂O₃, 3,5 % de Fe₂O₃, 0,68 % de TiO₂, 2,7 % de MgO, 0,5 % de CaO, 8 % de K₂O et 1,2 % de Na₂O. D'où, l'évaluation des teneurs restantes des oxydes exprimées en moles des constituants et ramenées à l'unité de maille structurale d'une smectite et la formule qui s'ensuit :



Il s'agit d'un mélange de smectites apportées par le Chari et de smectites néoformées au sein du lac.

5.4.3.3. La smectite des sédiments argilo-vaseux du nord du lac.

Nous avons retenu à cet effet un échantillon de sédiment de surface situé en bordure septentrionale de la cuvette nord et comportant peu de calcite, ceci dans le but de réduire l'imprécision supplémentaire introduite lors de la détermination de la formule structurale de la smectite, par la détermination de ce minéral. Le calcul a été mené de façon identique à celui effectué dans le cas de la zone médiane, exposé antérieurement, tout en tenant compte ici de la présence de la calcite.

Les analyses chimiques totales ont été réalisées en double, après destruction de la matière organique. Les résultats, exprimés en pourcentage de poids d'oxydes sont indiqués dans le tableau 5.16.

Tableau 5.16. Composition chimique globale d'un sédiment du nord du lac, après élimination de la matière organique, exprimée en pourcentage pondéral.

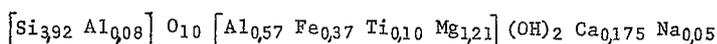
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
48,15	19,11	4,15	0,67	3,89	4,59	0,49	1,25

Les teneurs des espèces minéralogiques autres que la smectite ont ensuite été évaluées (Tabl. 5.17.)

Tableau 5.17. Composition minéralogique d'un sédiment du nord du lac après élimination de la matière organique, exprimée en pourcentage pondéral.

Quartz	Feldspath-K	Feldspath-Na	Kaolinite	Illite	Fe ₂ O ₃ _{am.}	Al ₂ O ₃ _{am.}	SiO ₂ _{am.}	Calcite
4,0	2,26	2,77	33,0	10,7	1,26	0,22	2,54	5,5

De la sorte, on aboutit alors à la formule structurale d'une smectite qui aurait une trop forte charge foliaire. Comme cela est impossible, c'est donc la calcite qui a été sous estimée. En adoptant alors une valeur de bases échangeables moyenne, soit 0,40 mé on obtient la formule suivante :



Cette formule qui, ne l'oublions pas, est celle d'une smectite de mélange, laisse penser à l'existence d'une montmorillonite relativement riche en magnésium.

5.5. CONCLUSION : MODIFICATIONS MINÉRALOGIQUES AU SEIN DU LAC

Nous allons maintenant comparer la nature minéralogique des transports fluviatiles solides *actuels* à celle des sédiments de *surface*, ce faisant nous garderons à l'esprit que nous n'avons aucun indice nous permettant d'être assuré que, tout au long de la période de constitution de la couche superficielle des sédiments étudiés, la composition minéralogique de la charge solide du Chari n'ait pas varié. Autrement dit, une telle comparaison ne présente pas les garanties habituelles de validité. Elle va cependant nous permettre d'avoir une idée sur les modifications minéralogiques, qui s'opèrent dans le lac et en particulier de préciser la nature cristallographique des smectites de néoformation.

5.5.1. COMPARAISON ENTRE LES COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES MOYENNES DES SUSPENSIONS FLUVIATILES ET DES SÉDIMENTS LACUSTRES

Au vu des compositions minéralogiques moyennes des suspensions solides du Chari et des sédiments de surface du lac (Tabl. 5.18.), on remarque, d'une façon générale, que les teneurs relatives des différents constituants des sédiments, autres que la smectite sont plus faibles que celles des suspensions fluviatiles ; au contraire, la teneur relative de la smectite est nettement plus élevée.

Tableau 5.18. Composition minéralogique moyenne annuelle de la charge solide du Chari inférieur et composition minéralogique moyenne des sédiments du lac, exprimées en pourcentage pondéral.

	Quartz	Kaolinite	Illite	Feldspaths	Smectites	SiO ₂ _{am.}	Fe ₂ O ₃ _{am.}	Al ₂ O ₃ _{am.}	Perte au feu
Suspensions fluviatiles	9,45	38,60	11,35	5,83	10,7	2,30	2,75	1,30	18,1
Sédiments du lac	11,2	26,55	7,85	4,25	21,0	4,85	1,39	0,18	22,85

Ces résultats peuvent découler d'un certain nombre de modifications : destruction de certains constituants, transformation minéralogique d'autres espèces et enfin néoformations (1). Aussi, pour préciser chacun de ces aspects, il est indispensable au départ de faire des comparaisons valables et à ce titre de choisir un constituant de référence qui soit tel qu'il ne subisse aucune modification minéralogique au cours de sa sédimentation. Le quartz qui, sur le plan géochimique répondrait à cette condition, est à exclure puisque une partie de ce matériau est d'origine autochtone et que d'autre part, son alluvionnement n'est pas uniforme dans l'espace. De ce fait on ne peut alors se rapporter qu'à l'illite, aux feldspaths ou à la kaolinite, c'est-à-dire à des minéraux pour lesquels on n'est pas entièrement sûr qu'ils ne subissent pas les uns ou les autres d'éventuelles transformations. Toutefois, si l'on se réfère par exemple aux valeurs moyennes des rapports des teneurs de ces trois espèces dans les suspensions solides fluviatiles (kaolinite/illite ; kaolinite/feldspaths ; illite/feldspaths) (Tabl. 5.19.), on constate qu'elles sont très voisines de celles des rapports correspondants qui sont relatifs aux sédiments.

Tableau 5.19. Valeurs moyennes des rapports des teneurs moyennes en kaolinite, feldspaths et illite des charges solides du Chari inférieur et des sédiments du lac.

	Kaolinite/Feldspaths	Kaolinite/Illite	Illite/Feldspaths
Fleuve	6,6	3,4	1,95
Lac	6,25	3,4	1,85

(1) Indépendamment de ceci, la perte au feu est plus élevée dans les sédiments que dans les suspensions fluviatiles, ce qui a pour conséquence d'abaisser les pourcentages des constituants des premiers et d'augmenter ceux des constituants des seconds.

Il en résulte donc qu'il est fort improbable que ces minéraux soient l'objet de transformation (1). Aussi allons-nous retenir la somme de leurs teneurs relatives comme grandeur de référence pour mettre en évidence les éventuelles modifications minéralogiques dans le lac. A partir de là, en admettant que les suspensions fluviatiles ont peu varié au cours de la période correspondant à la formation des sédiments de surface, tant sur le plan quantitatif que qualitatif, on peut alors aisément calculer les éventuels gains ou pertes des constituants labiles et des smectites lors de la sédimentation. Il suffit de procéder de la façon suivante : pour un élément i donné, on compare ses teneurs moyennes exprimées *relativement* à la somme $[Kaolinite] + [Illite] + [Feldspaths]$, ou $[KIF]$, dans les suspensions fluviatiles, $[i] / [KIF]_F$, et dans les sédiments du lac, $[i] / [KIF]_L$. Si x et y désignent dans l'ordre les valeurs de ces rapports, en pourcentage, on en déduit les pertes ou les gains dans les sédiments du lac relativement à $[KIF]$, $\Delta [i]_r = (x - y)$. En retenant le régime des apports actuels en matériaux solides, c'est-à-dire en posant : $(KIF) = 1558 \times 10^3$ t, on obtient les gains et pertes absolus, Δi , dans le lac exprimés en valeur moyenne annuelle $\Delta i = (x - y) \times 1558 \times 10^3$ t.

En utilisant les données du tableau 5.18., on aboutit aux résultats rapportés dans le tableau 5.20.

Tableau 5.20. Teneurs des constituants amorphes et de la smectite relativement à la somme Kaolinite-Illite-Feldspaths, (KIF) , dans la charge solide du Chari et dans les sédiments du lac. Enrichissement ou appauvrissement de ses composés dans le milieu lacustre en valeur relative $\Delta [i]_r$ et en valeur absolue Δi .

i	$[i] / [KIF]_F$ (en %)	$[i] / [KIF]_L$ (en %)	$\Delta [i]_r$ (en %)	Δi (en $t \times 10^3$)
$SiO_2_{am.}$	4,1	12,55	8,45	+ 132
$Fe_2O_3_{am.}$	4,95	3,59	- 1,36	- 21,20
$Al_2O_3_{am.}$	2,34	0,46	- 1,88	- 29,3
Smectite	19,27	54,3	+ 35	+ 545

(1) Il faudrait en effet que leur accroissement ou leur diminution relatifs se fasse dans les mêmes proportions pour que les valeurs des rapports restent inchangées. Ceci est peu probable. Au contraire, de ce résultat on peut penser que la composition des suspensions relativement à ces trois composants a peu varié au cours de la période de constitution des sédiments de surface.

Ainsi, en s'appuyant sur le fait que les trois espèces kaolinite, feldspaths et illite ne subissent pas de transformation lors de leur sédimentation, nous arrivons à montrer qu'il y a :

- d'un côté, appauvrissement des sédiments en hydrate ferrique et en alumine amorphe
- d'un autre côté, net enrichissement en silice amorphe et en smectite.

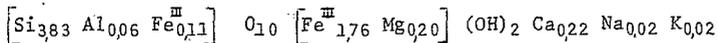
Au rythme des apports actuels, cela représente $21,2 \times 10^3$ t de Fe_2O_3 amorphe et $29,3 \times 10^3$ t d'alumine amorphe (soit dans l'ordre 30 % et 80 % de leurs apports moyens annuels), qui, en moyenne chaque année, participent à de nouvelles combinaisons, tandis que 120×10^3 t de silice amorphe et 526×10^3 t de smectites (ce qui représente 200 % et 45 % de leur apport moyen annuel respectif) viennent enrichir les sédiments.

Or, un tel enrichissement des sédiments du lac en smectite, ne peut provenir, sinon en totalité, du moins en grande partie, que de néoformation au sein même du milieu lacustre. En effet, il n'est pas plausible d'expliquer un tel enrichissement par le fait qu'il y a eu par le passé des apports en smectite nettement plus élevés relativement aux autres constituants. Il faudrait de surcroît admettre, ce qui est fort peu probable, que les phyllites transportées étaient beaucoup moins ferrifères que celles qui parviennent actuellement au lac pour arriver à comprendre la composition moyenne de ce minéral dans le lac. Aussi allons-nous supposer que la composition minéralogique des suspensions fluviatiles est restée inchangée au cours de la période de formation de sédiments de surface, du moins en ce qui concerne les smectites, les feldspaths, la kaolinite et l'illite, pour tenter de préciser la composition des smectites de néoformation. Dans ces conditions, on peut déjà évaluer que 34,5 % des smectites des sédiments sont d'origine allochtone et 65,5 % d'origine autochtone.

5.5.2. ESSAI DE CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES SMECTITES DE NEOFORMATION

5.5.2.1. Smectite néoformée des pseudo-sables

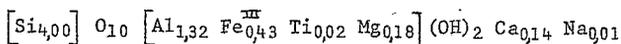
La smectite néoformée, nous l'avons déjà montré au paragraphe 5.4.3.1. (p.193) est une nontronite. Sa formule structurale a pu être établie directement car ce minéral se présente sous forme de granules, qui peuvent être parfaitement isolés du restant du sédiment, en particulier de la smectite apportée par le Chari. Rappelons donc la formule structurale de la nontronite observée dans les fonds des régions lacustres attenantes au delta :



5.5.2.2. Smectite néoformée de la zone médiane du lac

La formule structurale de la smectite de la zone médiane du lac, telle qu'elle a été établie dans le paragraphe 5.4.3.2. (p. 200) correspond en réalité à un mélange de smectites en provenance des fleuves et de smectites formées sur place. Aussi, pour établir la formule de cette dernière faut-il connaître les proportions du mélange. Or, ces proportions, qui dépendent à la fois du taux de sédimentation moyen annuel de la smectite d'origine fluviale et de celui de production sur place de la smectite de néosynthèse, sont autant de données inconnues que l'on peut toutefois tenter d'évaluer de façon très approximative, moyennant certaines hypothèses.

Il faut se référer au rythme actuel des apports spécifiques, c'est-à-dire que 35 % des smectites sont d'origine allochtone et 65 % d'origine autochtone, ceci en pourcentage pondéral. Ces valeurs sont peu modifiées en pourcentage molaire, car les poids moléculaires des diverses smectites sont voisins. En admettant que ces proportions se vérifient dans la zone médiane, comme on connaît la formule de la smectite de mélange et celle provenant du Chari, il est aisé d'en déduire la formule de la smectite de néoformation:



Il s'agit ainsi d'une montmorillonite ferrifère.

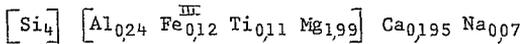
Nous avons implicitement admis que le rapport du taux de smectite autochtone sur celui de smectite allochtone ne varie pas d'une région à l'autre du lac. En réalité, ce rapport est toujours supérieur à la valeur moyenne dans les sédiments à granules ; en conséquence, il devient inférieur dans les sédiments argilo-vaseux. Or, si l'on retenait un rapport plus faible, on obtiendrait une smectite contenant plus de 4 moles de Si par maille, ce qui ne peut être. Cette remarque nous conduit à estimer que les apports annuels en smectite se sont en moyenne effectués au cours de la période de formation du sédiment de surface, dans des proportions telles que le rapport moyen [smectite] / [KIF] a été le même que de nos jours, sinon légèrement inférieur.

5.5.2.3. Smectite néoformée dans le nord du lac

La smectite contenue dans les sédiments de cette région est nettement plus riche en magnésium (cf. § 5.4.3.3., p.201). En fait, il s'agit d'un mélange de smectite magnésienne néoformée sur place, de smectites néoformées en d'autres régions du lac et enfin de smectites détritiques d'origine fluviale. Les teneurs relatives de ces diverses formes de smectites ne peuvent être évaluées. Aussi n'est-il pas possible à partir de la formule du mélange d'établir celle de la smectite magnésienne. Toutefois, en se référant à la formule du mélange ($[\text{Si}_{3,92} \text{Al}_{0,08}] \text{O}_{10} [\text{Al}_{0,57} \text{Fe}_{0,37}^{\text{III}} \text{Ti}_{0,10} \text{Mg}_{1,21}] (\text{OH})_2 \text{Ca}_{0,175} \text{Na}_{0,05}$), on constate que la nouvelle espèce est voisine d'une montmorillonite. Cette hypothèse est d'autant plus plausible, que Cheverry (1974) a mis en évidence dans des sols de polders, qui dans un passé relativement récent faisaient partie du milieu lacustre, une montmorillonite magnésienne présentant la formule ci-après :

$[\text{Si}_4]_{010} [\text{Al}_{0,51} \text{Mg}_{1,90} \text{Fe}_{0,16}^{\text{III}}] (\text{OH})_2 \text{Na}_{1,90}$. Nous allons donc admettre que la smectite néoformée est une montmorillonite.

D'un autre côté nous allons également supposer que les deux autres variétés de smectite sont dans les *mêmes* proportions dans les sédiments du nord que dans les sédiments de la zone médiane. Dans ces conditions, le mélange de ces deux espèces contient 3,82 moles de Si par mole de smectite comme il a été montré dans le paragraphe 5.4.3.2. (p. 200). Il devient alors aisé d'évaluer la teneur relative en montmorillonite magnésienne, $x : 4 \times x/100 + 3,82 \times (1-x)/100 = 3,92 \rightarrow x = 56,0 \%$. A partir de là, c'est-à-dire en tenant compte de ce taux, la montmorillonite de néoformation est calculée en se référant à la smectite de mélange de la zone médiane du lac et à celle de la zone nord : on aboutit à la formule suivante qui correspond à une montmorillonite franchement magnésienne :



5.5.2.4. Conclusion : Comparaison des divers types de smectites

Des trois smectites de néoformations identifiées, deux d'entre elles sont, sinon des montmorillonites, du moins des smectites qui en sont proches. Celle de la zone médiane est ferrifère, celle de la zone nord est magnésienne. La smectite qui se forme dans la région du lac adjacente au delta est en revanche une beïdellite fortement ferrifère du type nontronite qui se caractérise par sa pauvreté en aluminium. Les smectites d'origine fluviatile enfin sont des beïdellites à caractère nettement plus prononcé, riches en fer.

Deuxième partie

**Analyse des processus majeurs
de la régulation hydrogéochimique**

Si l'on veut brièvement résumer les résultats des études hydriques, hydrochimiques et sédimentologiques qui viennent d'être réalisées on est conduit à formuler deux remarques essentielles :

- la dynamique des eaux et celle de chacun des éléments dissous sont telles que la charge dissoute des masses d'eaux est d'autant plus élevée que celles-ci sont éloignées du delta. Cet accroissement de la salure des eaux dans l'espace s'accompagne, par ailleurs, d'une augmentation progressive des bicarbonates par rapport à la silice dissoute et du sodium relativement au calcium, au magnésium et, à un degré moindre, au potassium. Autrement dit, le lac est le siège d'une "sédimentation chimique", qui touche principalement la silice dissoute et les cations alcalino-terreux.

- d'autre part, la composition des sédiments est certes fonction de la circulation des eaux en ce qui concerne la distribution spatiale des matériaux apportés. Mais, elle est surtout marquée par la néoformation de smectites, dont la composition structurale est fonction de leur localisation. Il s'agit dans la région du delta d'une nontronite, dans la zone médiane d'une montmorillonite ferrifère et dans le nord du lac d'une montmorillonite magnésienne qui est accompagnée par de la calcite de précipitation. En contrepartie, le milieu enregistre un appauvrissement en aluminium amorphe et, à un degré moindre, en hydrate ferrique des sédiments relativement aux suspensions solides.

Ceci posé, notre objectif principal consiste maintenant à tenter de déterminer les processus qui régulent ces évolutions de la composition chimique des eaux et de la constitution minéralogique des sédiments dans l'espace. Cela revient à identifier d'une part les réactions qui ont lieu au sein même de la phase liquide, en relation ou non avec la phase atmosphérique, entre éléments dissous, et d'autre part, celles qui se produisent à l'interface eau-sédiments entre éléments dissous et particulaires.

Les premières réactions, auxquelles on pense, sont évidemment celles qui sont à l'origine des produits de néoformation. En ce qui concerne les smectites lacustres, divers types de réaction a priori pourraient conduire à leur néoformation. Dans ce cas toutefois et pour diverses raisons, la thermodynamique de l'équilibre ne permet pas de préciser de façon certaine la réaction qui doit avoir lieu effectivement en fonction du contexte hydrogéo-chimique du milieu. En revanche, la réponse va pouvoir être apportée en se référant aux

bilans dynamiques qui viennent d'être établis dans le lac pour les différents composés susceptibles de réagir ; ce qui, en retour, va nous permettre de fournir des indications de nature thermodynamique sur ces smectites. En ce qui concerne la calcite, le problème ne se pose évidemment pas, les conditions de précipitation de carbonate de calcium étant parfaitement définies. Notons cependant que le lac est un système ouvert et que de ce fait il faut s'attendre à ce que les conditions de précipitation effective diffèrent des conditions théoriques applicables à un système fermé. Le seuil de précipitation est atteint à l'issue d'un accroissement progressif de la salure des eaux en contact avec l'atmosphère. Aussi, la distribution des espèces carbonatées va donc être contrôlée par les échanges de CO_2 à l'interface eau-atmosphère. Là encore, le thermodynamique de l'équilibre va nous fournir un canevas, sur lequel nous allons nous appuyer pour juger de ces échanges qui contrôlent en partie la précipitation de la calcite.

Si ces diverses réactions sont autant de processus de régulation de l'hydrogéochemie du milieu, cette dernière est également marquée de diverses manières par l'activité biologique. Trois groupes d'organismes semblent jouer un rôle important sur l'hydrochimie : ce sont les mollusques benthiques, les macrophytes et les diatomées. Aussi, allons-nous essayer de préciser, du moins de façon qualitative, leurs influences propres.

Enfin, il faut noter que si la régulation hydrogéochemie du lac, est effectivement fonction de tout cet ensemble de processus de nature hydrobiogéochemie, elle est avant tout réglée par la régulation hydrique, car c'est l'eau qui, en dernière analyse, le vecteur d'écoulement de la matière. Pour les éléments, qui sont chimiquement inertes, la dynamique de l'eau est même le seul facteur de régulation.

En ce qui concerne l'analyse du système, il serait vain de chercher à expliquer, zone par zone, l'évolution de la composition chimique des eaux et celle de la constitution minéralogique des sédiments, étant donné la complexité du milieu tchadien. Toutefois, on peut contourner la difficulté en traitant isolément les différents processus régulateurs de l'hydrogéochemie du lac et en déterminant leur propre contribution à cette régulation.

C'est donc dans cet esprit, que nous aborderons successivement les aspects suivants de la régulation :

- contribution de la régulation hydrique
- contribution des processus de nature géochimie qui peuvent être réduits à 4 systèmes :
 - le système $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, qui comporte l'étude des divers équilibres des espèces carbonatées et celle de la précipitation de calcite,
 - le système $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{H}_2\text{O}$ relatif à la néoformation de nontronite,

- le système $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - MgO - CaO - H_2O$ en relation avec la néoformation de montmorillonite ferrifère,
- le système $Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - MgO - CaO - H_2O$ relatif à la néoformation de montmorillonite magnésienne ;
- enfin, contribution de l'activité biologique et en particulier :
 - les mollusques benthiques,
 - les macrophytes,
 - et les diatomées.

Au demeurant, il ne faut pas oublier que l'hydrogéochimie du lac est conditionnée au départ par la nature des éléments dissous et des éléments particuliers en provenance des fleuves. Mais il n'est pas nécessaire ici de connaître le mode d'acquisition de la charge solide et dissoute des eaux fluviales pour l'identification des processus régulateurs. En revanche, dans le chapitre suivant, consacré à l'intervention de ces processus sur la régulation hydrogéochimique, nous serons amené à envisager une durée de temps relativement longue pour laquelle nous ne disposons pas de données sur les apports fluviaux au lac. Le seul point de repère dont nous disposerons résidera dans l'analyse des processus qui président à l'acquisition de ces apports, laquelle nous permettra d'évaluer dans quelle mesure il est possible d'utiliser les données sur le régime actuel des apports pour étudier la régulation à moyen terme. Pour cette raison, les processus qui président à l'acquisition de la charge dissoute et solide des eaux fluviales sont étudiés dans l'annexe II (cf. p. 347).

6. CONTRIBUTION DE LA RÉGULATION HYDRIQUE A LA RÉGULATION HYDROCHIMIQUE

La régulation hydrogéochimique d'un milieu est avant tout sous la dépendance de la régulation hydrique. En effet l'eau, en tant que vecteur d'écoulement, détermine l'alluvionnement des matériaux particuliers et pré-règle les concentrations des sels dissous, lesquelles conditionnent l'existence d'un certain nombre de réactions chimiques homogènes et hétérogènes qui marquent dans un second temps l'hydrogéochimie du milieu. On voit ainsi que pour les substances qui ne participent à aucune réaction chimique, l'eau constitue le *seul* facteur de régulation.

S'il n'est pas nécessaire de revenir sur l'action des courants sur la distribution dans le lac des matériaux particuliers apportés par les fleuves, il est en revanche intéressant d'examiner de plus près la façon dont l'hydrochimie du milieu est contrôlée par le régime hydrique. Pour ce faire, considérons le cas simple d'un milieu homogène sur le plan hydrochimique, et qui soit soumis à un régime hydrique et hydrochimique permanent. Retenons dans ce milieu un élément dissous, i , pour lequel il s'agit de déterminer la concentration, $[i]_L$, cet élément ne participant à aucune réaction chimique.

Ecrivons, tout d'abord, l'équation générale relative au bilan dynamique de l'eau pour une période Δt :

$$(\bar{v})_{Fa} + (\bar{v})_M = (\bar{v})_E + (\bar{v})_I + (\bar{v})_{Fe}$$

$(\bar{v})_{Fa}$ et $(\bar{v})_M$ désignent respectivement les apports fluviaux et météoriques au cours de Δt , $(\bar{v})_E$, $(\bar{v})_I$ et $(\bar{v})_{Fe}$ les pertes par évaporation, par infiltration et par voie fluviale au cours de la même période.

L'équation traduisant l'équilibre dynamique de i est la suivante :

$[i]_{Fa} \times (v)_{Fa} = [i]_L \times [(v)_I + (v)_{Fe}]$, $[i]_{Fa}$ étant la concentration en i des eaux fluviales d'apport. D'où :

$$[i]_L = [i]_{Fa} \times (v)_{Fa} / (v)_I + (v)_{Fe}$$

La concentration du milieu en i , $[i]_L$, est donc fonction de la quantité de i apportée, $[i]_{Fa} \times (v)_{Fa}$, par voie fluviale, ainsi que du volume total qui assure l'évacuation de cet élément, $(v)_I + (v)_{Fe}$. Pour $(v)_{Fa}$ et $[i]_{Fa}$ donnés, la concentration $[i]_L$ est inversement proportionnelle à la somme des volumes d'eau évacués par infiltration et par voie fluviale. Il en est de même du stock de i , $(i)_L$, et de son taux de renouvellement annuel dans le milieu, $\tau - i$; en effet on peut écrire : $(i)_L = (v)_L \times [i]_L$ et $\tau - i = (v)_{Fa} \times [i]_{Fa} / (v)_L \times [i]_L$; $(v)_L$ étant le volume du milieu.

En utilisant l'équation relative au bilan dynamique de l'eau, $[i]_L$ peut être explicité d'une autre manière : $[i]_L = [i]_{Fa} \times (v)_{Fa} / (v)_{Fa} + (v)_E + (v)_M$. Toujours pour $(v)_{Fa}$ et $[i]_{Fa}$ donnés, on constate que $[i]_L$ ne devient fonction que des transferts d'eau qui ne sont pas accompagnés de transferts de sels dissous, c'est-à-dire de $(v)_E$ et $(v)_M$. D'après cette formule trois cas se présentent :

a) *Cas du bilan hydrique nul* : $(v)_E = (v)_M$. Il n'y a pas modification de la concentration des apports d'eau en i . $[i]_{L1} = [i]_{Fa}$. Par suite, $(i)_{L1} = [i]_{Fa} \times (v)_L$ et $\tau - i_1 = (v)_{Fa} / (v)_L$. Pour $[i]_{Fa}$ donné, le stock en i est proportionnel au volume. L'élément i et l'eau ont le même taux de renouvellement pour une période donnée ou encore le même temps de résidence dans le milieu : leur mode d'écoulement est apparemment identique ; en toute rigueur il ne serait strictement identique que si $(v)_E$ et $(v)_M$ étaient nuls. Toute masse d'eau traverserait alors le milieu sans subir de transfert.

b) *Cas du bilan hydrique positif* : $(v)_E > (v)_M$. Dans ces conditions : $[i]_{L2} > [i]_{Fa}$; $(i)_{L2} > (i)_{L1}$; $\tau - i_2 < \tau - i_1$. La concentration des eaux en i dans le milieu devient supérieure à celle des eaux apports. Le stock $(i)_L$ et le temps de résidence moyen de i dans le milieu (soit l'inverse de $\tau - i$) en sont augmentés d'autant. Le milieu devient un bassin de concentration. L'écoulement de i y est retardé par rapport à celui de l'eau.

c) *Cas du bilan hydrique négatif* : $(v)_E < (v)_M$. Les conséquences sont les suivantes : $[i]_{L3} < [i]_{Fa}$; $(i)_{L3} < (i)_{L1}$ et $\tau - i_3 > \tau - i_1$. A l'inverse du cas précédent, la concentration en i des eaux du milieu envisagé devient inférieure à celle des eaux d'apport. Le stock de i et son temps de résidence ($1/\tau - i_3$) en sont diminués d'autant. Le milieu constitue un bassin de dilution. L'écoulement de i y est accéléré par rapport à celui de l'eau.

Ces considérations d'ordre général étant établies, revenons maintenant au cas du lac Tchad pris dans son ensemble. Ici, les pertes par voie fluviales, $(v)_{F_e}$, sont nulles ; par ailleurs, seul le sodium, parmi les éléments dissous, ne participe pas de façon notable à des combinaisons sous forme insoluble ; enfin, prenons $\Delta t = 1$ an, en sorte que les grandeurs envisagées correspondent alors à des valeurs moyennes annuelles ; on peut donc écrire :

$$[\text{Na}]_L = [\text{Na}]_F \times (v)_F / (v)_I = [\text{Na}]_F \times (v)_F / ((v)_F + (v)_M - (v)_E) \quad [I]$$

Ainsi, la concentration moyenne de cet élément dans les eaux lacustres, est réglée, d'un côté par les apports fluviaux en eau et en même temps par sa concentration dans ces eaux d'apport et, d'un autre côté par le volume d'eau d'infiltration ou encore par la différence entre les volumes d'eau apportés au lac (fleuves et pluies) et celui relatif à l'évaporation.

Remarquons, par ailleurs, que les échanges d'eau au niveau du lac sont proportionnels à la surface de ce dernier $(S)_L$, puisque l'on a :

$$(v)_M = (S)_L \times (h)_M ; (v)_E = (S)_L \times (h)_E \text{ et } (v)_I = (S)_L \times (h)_I$$

$(h)_E$ et $(h)_M$ désignant respectivement la valeur moyenne annuelle de la hauteur d'eau évaporée et celle de la hauteur des pluies, h_I étant la hauteur d'eau perdue en moyenne chaque année par les infiltrations.

On peut alors reprendre l'équation [I] et faire apparaître le rapport $[\text{Na}]_L / [\text{Na}]_F$ qui devient égal à :

$$[\text{Na}]_L / [\text{Na}]_F = ((h)_E + (h)_I - (h)_M) / (h)_I$$

Dans le cas du lac Tchad, comme dans le cas de tout milieu lacustre endoréïque situé en zone aride et semi-aride, $(h)_E \gg (h)_I$ et $(h)_E \gg (h)_M$. Ces conditions font que ces milieux sont des bassins de concentration des eaux en sels dissous. $[\text{Na}]_L / [\text{Na}]_F$ représente donc le facteur de concentration dans le lac des eaux d'origine fluviale. Ce facteur ne dépend que de trois paramètres qui sont : la hauteur des pluies, le taux d'évaporation et celui des infiltrations. On constate notamment qu'il est d'autant plus élevé que le taux des infiltrations est faible. Or, à cet égard le lac Tchad constitue un système unique car les infiltrations y sont relativement importantes (près de 10 % des apports en eaux). Ces dernières jouent un rôle antagoniste à celui des évaporations. Ainsi, grâce à ce taux élevé des infiltrations, bien que l'évaporation soit intense (2,10 m/an), l'accroissement de la concentration en sodium des eaux lacustres par rapport à celle des eaux fluviales n'est pas excessif : il est en moyenne de l'ordre de 12. La valeur élevée de $(h)_I$ vient de ce que le lac est d'une part, en position perchée par rapport aux nappes phréatiques environnantes, ce qui crée un gradient hydraulique favorable aux infiltrations et que, d'autre part, ses rives aux contours sinueux ainsi que les pourtours d'un millier d'îles offrent un front d'infiltration de nature sableuse de plusieurs centaines de kilomètres. Le facteur de concentration est par ailleurs atténué par le fait que $(h)_M$ est notable

puisque'il représente 0,30 m.

Ceci étant, si la concentration $[i]$ peut être directement déterminée à partir de $(h)_E$, $(h)_I$ et $(h)_M$, pour des apports fluviaux donnés, il n'en est pas de même des stocks de i , $(i) = (v)_L \times [i]_L$ et de son temps de résidence ou encore de son taux de renouvellement annuel $\tau - i_L = \frac{(v)_F \times [i]_F}{(v)_L \times [i]_L}$; pour ces grandeurs, c'est le volume du lac qu'il faut considérer et non sa surface. Or, $(h)_E$, $(h)_I$ et $(h)_M$ régissent bien la surface du lac, mais ils n'en régissent pas pour autant le volume, qui est en outre fonction de la forme de la cuvette lacustre. Aussi le stock de i et son temps de résidence sont-ils d'autant plus élevés que la cuvette lacustre présente un relief accentué et d'autant plus faibles que le relief de cette dernière est atténué. Dans le cas de la cuvette du lac Tchad qui est plate (la profondeur moyenne est de 3,5 m), le stock lacustre en sodium et son temps de résidence (et à fortiori ceux des autres éléments, en raison de leurs pertes supplémentaires par sédimentation chimique au sein du lac) ont des valeurs particulièrement faibles. En d'autres termes, le taux de renouvellement annuel de l'eau et des sels dissous est relativement important. L'une des conséquences de cette situation est que le milieu amortit mal les fortes fluctuations annuelles et saisonnières hydriques et hydrochimiques des apports qui sont l'apanage des milieux situés en zone tropicale.

À l'échelle régionale, les bilans dynamiques des eaux et des sels sont plus complexes à établir. Il faut tenir compte, pour une région donnée, non seulement des apports effectués au détriment des régions adjacentes, mais aussi des pertes au profit de ces dernières; ce qui ne peut être réalisé. Toutefois, les caractéristiques d'un milieu par rapport à celles des milieux voisins sont en partie le reflet de ces échanges. Aussi, peut-on voir en comparant la concentration des eaux en sels de différentes régions, si un milieu donné représente une zone d'écoulement accélérée ou retardée en sels dissous. C'est d'ailleurs sur ce principe que nous avons déterminé la circulation générale des eaux dans le lac.

En définitive dans un milieu endoréique pour des apports moyens annuels donnés, la concentration d'un élément, qui ne subit pas de sédimentation chimique, est directement réglée par l'évaporation, les infiltrations et les pluies, tandis que le stock de cet élément et son temps de résidence ou son taux de renouvellement moyen annuel, sont en outre fonction de la forme de la cuvette.

7. CONTRIBUTION DES PROCESSUS GÉOCHIMIQUES A LA RÉGULATION HYDROGÉOCHIMIQUE

7.1. CONTRIBUTION DU SYSTEME H_2O-CO_2-CaO A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE DU LAC

Les eaux d'origine fluviatile, dont la salure *ionisée*, rappelons-le, est constituée de bicarbonates de calcium, magnésium, sodium et potassium, se concentrent dans le lac sous l'effet de l'évaporation. Elles atteignent ainsi des salures 10 à 15 fois supérieures aux valeurs initiales. Comme elles sont en contact permanent avec l'atmosphère, leur teneur en CO_2 dissous, $[CO_{2aq}]$ doit rester constante en application de la loi de Henry :

$$[CO_{2aq}] = K P_{CO_2} ; K \text{ étant une constante fonction de la température,}$$

P_{CO_2} est la pression partielle atmosphérique en CO_2 . De plus, les eaux s'achèment, au cours de leur concentration, vers le seuil de précipitation du moins soluble des sels dissous présents, en l'occurrence le carbonate de calcium. Au-delà de ce seuil, la concentration des eaux se poursuit, théoriquement réglée par la pression atmosphérique en CO_2 , mais aussi par la précipitation de $CaCO_3$, qui a pour effet de fixer la teneur en calcium selon le produit de solubilité du carbonate qui, dans le cas présent, est celui de la calcite :

$$[Ca^{++}] [CO_3^{--}] = K_s$$

De quelle façon ces deux pôles de contrôle régulent-ils l'évolution chimique des eaux lors de leur concentration par évaporation ? Dans quelle mesure et dans quelles conditions, les équilibres chimiques sont-ils réalisés ? Telles sont les questions qui sont à aborder ici.

A cet effet, nous allons en premier lieu considérer les échanges de CO_2 à l'interface eau-atmosphère, puis nous envisagerons le phénomène de précipitation de la calcite et enfin nous considérerons la distribution des espèces carbonatées dissoutes qui est contrôlée par ces deux premiers processus. A l'issue de cette dernière partie, nous serons amenés à vérifier que les équilibres entre les différentes espèces dissoutes, d'après nos données analytiques, sont parfaitement établis (1).

7.1.1. ECHANGES CO_2 DISSOUS - CO_2 ATMOSPHERIQUE

Nous venons de voir que la teneur en CO_2 dissous des eaux obéit à la loi de Henry : $[\text{CO}_{2\text{aq}}] = K P_{\text{CO}_2}$ [1]. K est égal à $10^{-1,47}$ à 25°C . A cette même température $P_{\text{CO}_2} = 10^{-3,5}$ atm. ; d'où $\text{CO}_{2\text{aq}} = 10^{-4,93}$ M/l.

Le CO_2 dissous se comporte comme un diacide aux constantes de dissociation K_1 et K_2 bien définies :

$$\frac{[\text{CO}_3\text{H}^-] [\text{H}^+]}{[\text{CO}_{2\text{aq}}]} = K_1 = 10^{-6,35}, \text{ à } 25^\circ \text{C} \quad [2]$$

$$\frac{[\text{CO}_3^{--}] [\text{H}^+]}{[\text{CO}_3\text{H}^-]} = K_2 = 10^{-10,33}, \text{ à } 25^\circ \text{C} \quad [3]$$

En conséquence, la condition $[\text{CO}_{2\text{aq}}] = c^{\text{e}}$ fixe le pH, et, par là, le rapport $[\text{CO}_3\text{H}^-] / [\text{CO}_3^{--}]$ des eaux en fonction de leur alcalinité :

$$\text{Alc} = [\text{CO}_3\text{H}^-] + 2 [\text{CO}_3^{--}]$$

En effet, les relations [1] [2] et [3] doivent être simultanément vérifiées lors de l'équilibre eau-atmosphère.

$$\text{Ainsi } [\text{CO}_3\text{H}^-] = \frac{K_1}{[\text{H}^+]} \times K P_{\text{CO}_2} \quad [4]$$

$$[\text{CO}_3^{--}] = \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2} \times K P_{\text{CO}_2} \quad [5]$$

$$\text{et par suite } [\text{Alc.}] = \frac{K_1}{[\text{H}^+]} \times K P_{\text{CO}_2} \left(1 + \frac{2K_2}{[\text{H}^+]} \right) \quad [6]$$

(1) Le lac Tchad offre un champ d'investigation privilégié sur le comportement des carbonates en milieu naturel. Aussi, bien que cette étude soit longue en raison du grand nombre d'équilibres chimiques mis en jeu, nous allons tenter de la développer dans son intégralité.

Pour savoir dans quelle mesure le milieu aqueux, au cours de son évolution, obéit à la contrainte atmosphérique qui se traduit par $[\text{CO}_2]_{\text{aq}} = C^t$, il suffit de comparer les pH mesurés des eaux aux pH d' "équilibre" correspondants, lesquels sont calculés en fonction de l'alcalinité (ou de la teneur en CO_3H^- ou encore de celle de CO_3^{--}) de ces eaux à l'aide de [6] (ou de [4] ou de [5] selon la grandeur choisie). Ces trois relations sont interdépendantes. On peut alors déterminer si le milieu est sous-saturé, saturé ou sur-saturé en CO_2 et, par là, préciser son sens d'évolution par rapport à cette contrainte.

En réalité, le problème est plus complexe du fait qu'une fraction des ions CO_3H^- et CO_3^{--} se combinent avec Ca^{++} et Mg^{++} présents dans les eaux pour former des ions complexes CO_3HCa^+ et CO_3HMg^+ et des molécules libres en solution de charge nulle CO_3Ca^0 et CO_3Mg^0 (Greenwald, 1941; Garrels et Christ, 1965 ; Roques, 1964). Or, les mesures fournissent les quantités totales de CO_3H^- et CO_3^{--} en solution, soit $[\text{CO}_3\text{H}]_T$ et $[\text{CO}_3]_T$; car, au cours des dosages, les formes combinées se transforment en formes libres par dissociation :

$$[\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{mesuré}} = [\text{CO}_3\text{H}]_T = [\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{libre}} + [\text{CO}_3\text{HCa}^+] + [\text{CO}_3\text{HMg}^+]$$

$$[\text{CO}_3^{--}]_{\text{mesuré}} = [\text{CO}_3]_T = [\text{CO}_3^{--}]_{\text{libre}} + [\text{CO}_3\text{Ca}^0] + [\text{CO}_3\text{Mg}^0]$$

De ce fait, il faut calculer $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$, $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$, $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$, pour déduire des mesures $[\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{libre}}$ et $[\text{CO}_3^{--}]_{\text{libre}}$ qui seules interviennent dans les relations des équilibres envisagés. Ce calcul sera effectué dans le paragraphe suivant. Il montre que $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ représentent une fraction importante de $[\text{CO}_3]_T$ dans le cas des eaux relativement concentrées. En revanche, $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$ restent toujours très faibles par rapport à $[\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{libre}}$, quelles que soient les eaux envisagées. Autrement dit, $[\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{mesuré}} \approx [\text{CO}_3\text{H}^-]_{\text{libre}}$. En conséquence, le contrôle de l'état de saturation des eaux en CO_2 par rapport à l'atmosphère peut être effectué en utilisant la relation [4], sans avoir à prendre en considération la présence des ions complexes et des molécules non dissociées.

Aussi, pour cette analyse, avons-nous reporté les points représentatifs des eaux sur le diagramme logarithmique $p\text{CO}_3\text{H}^- - \text{pH}$; la courbe d'équilibre [4] y devient une droite :

$$\log [\text{CO}_3\text{H}^-] + \log [\text{H}^+] = \log K_1 + \log K + \log P_{\text{CO}_2}$$

$$\text{ou } p\text{CO}_3\text{H}^- + \text{pH} = pK_1 + pK + pP_{\text{CO}_2} \quad [4']$$

D'après cette relation les eaux sont sous-saturées en CO_2 , lorsque leur point représentatif est placé dans le domaine du diagramme où $\text{pH} + p\text{CO}_3\text{H}^- > pK_1 + pK + pP_{\text{CO}_2}$; dans ce cas en effet le pH mesuré est $>$ au pH d'équilibre, pH_{eq} , ou encore $[\text{H}^+] < [\text{H}^+]_{\text{eq}}$, par suite d'après [4] :

$\frac{K_1}{[H^+]} > \frac{K_1}{[H^+]_{\text{éq}}} \rightarrow [CO_{2\text{aq}}] < [CO_{2\text{aq}}]_{\text{éq}}$. Inversement les eaux, dont les points

représentatifs sont situés dans l'autre partie du diagramme, sont sursaturées en CO_2 .

Dans le premier cas, elles ont tendance à absorber du CO_2 atmosphérique pour combler leur déficit; dans le second cas, elles ont tendance à libérer leur excès de CO_2 vers l'extérieur.

Toutes les relations d'équilibre, que nous venons de considérer, sont établies en terme de concentration des réactants. Elles ne sont vérifiées que dans les milieux très faiblement dilués. En effet, lorsque la concentration ionique globale augmente, il se développe des interactions électrostatiques entre les ions présents, qui freinent les vitesses de réactions chimiques. Il s'ensuit une diminution de l'activité des ions réactants. Aussi des concentrations plus grandes sont-elles nécessaires pour que les équations d'équilibres soient vérifiées. Pour tenir compte de ce phénomène qui est clairement expliqué par Roques, (1964), on substitue l'activité des ions concernés $\{i\}$ à leur concentration $[i]$ en appliquant la relation : $\{i\} = [i] \times f_i$, f_i étant le coefficient d'activité toujours < 1 . Ce coefficient dépend de l'action de la concentration ionique globale, qui est introduite sous la forme d'une force ionique, μ , tel que $\mu = \frac{1}{2} \sum \gamma_i^2 [i]$; γ_i est la valence de l'ion i . Il dépend également de la nature de l'ion envisagé, en particulier de sa valence γ_i et de son rayon r_i . Diverses formules, applicables à des gammes de concentrations ioniques globales bien définies, sont proposées. La formule de Debye et Hukel, la plus usitée d'entre elles, répond entièrement à nos besoins

$$-\log f_i = \frac{0,511 \times \gamma_i^2 + \sqrt{\mu}}{1 + 0,329 \times r_i \times \sqrt{\mu}}$$

Pour utiliser les diagrammes d'équilibre, il faut donc faire intervenir $\{i\}$ et non $[i]$. A cet effet, il est nécessaire de calculer la force ionique de chacun des milieux, puis les coefficients d'activité correspondants des divers ions concernés. Cette transformation des concentrations, qui sont les grandeurs directement mesurées, en activités implique dans notre cas de longs calculs, puisqu'il s'agit d'étudier un grand nombre d'eaux. Heureusement pour des eaux, telles que celles du Tchad, comprenant essentiellement des carbonates de calcium, magnésium, sodium et potassium dissous, Rhode (1949) a établi une relation approchée entre l'alcalinité, $[Alc]$ exprimée en $m\text{é}/l$, et la force ionique : $\mu = 0,148 \times 10^{-2} [Alc]$, que nous avons retenue, après l'avoir testée avec satisfaction. Par ailleurs, nous avons utilisé un abaque, proposé par Zanker (1971), qui donne directement les coefficients d'activité ionique en fonction de la force ionique. Ainsi, pour la présente étude de l'équilibre eau-atmosphère, à propos de laquelle le diagramme $pHCO_3 - pH$ est utilisé, il faut convertir $[CO_3H^-]$ en $\{CO_3H^-\}$. En revanche, les données de pH , qui sont des mesures de $\{H^+\}$, sont directement utilisables.

Les données retenues sont celles issues des seules campagnes au cours desquelles les mesures de pH, $[\text{CO}_3\text{H}^-]$ et $[\text{CO}_3^{--}]$ ont été effectuées immédiatement après les prélèvements des échantillons, c'est-à-dire celles de décembre 1969, février 1970, septembre 1970, novembre 1970, février 1971 et mai 1973 (1). Les équilibres des carbonates évoluent très rapidement dans le temps. Aussi les mesures réalisées quelques jours, voire quelques heures après le prélèvement d'eau ne traduisent-elles plus l'état d'équilibre *in situ*. Le pH est connu à $\pm 0,05$ unité près ; les teneurs en $[\text{CO}_3\text{H}^-]_T$ et $[\text{CO}_3^{--}]_T$ ont été mesurées par acidimétrie à l'aide d'un potentiographe à $\pm 2,2$ % près pour les premières, ± 5 % près pour les secondes (cf. les données en annexe p.396). D'autre part les constantes d'équilibre K et K_1 sont fonction de la température. Or, en décembre et février, la température moyenne des eaux du lac est de 20°C , en novembre de $22,5^\circ\text{C}$, en septembre de $28,5^\circ\text{C}$ et en mai de 30°C . Nous allons calculer K et K_1 par interpolation à partir des valeurs rapportées par Garrels et Christ (1965) : à 20°C , 25°C et 30°C , pK est respectivement égal à 1,41, 1,47 et 1,53, p K_2 à 6,38, 6,35 et 6,33. Pour la pression partielle atmosphérique en CO_2 , p_{CO_2} , nous avons retenu une valeur moyenne à la seule température de 25°C : $p_{\text{CO}_2} = 3,5$. D'où [4] :

- en décembre et février :	$\text{pH} + p_{\text{CO}_3\text{H}^-}$	=	11,29
- en novembre ;	" "	=	11,30
- en septembre ;	" "	=	11,35
- en mai ;	" "	=	11,36

Les résultats de chacune des campagnes ont été reportés sur un même diagramme, auquel est joint une carte d'emplacement des eaux étudiées (Fig. 7.1. à 7.6.). Il apparaît clairement à l'examen des figures que, quelles que soient l'année et la saison, les eaux nouvellement arrivées, occupant la région péri-deltaïque, sont *sursaturées en CO_2* par rapport à la pression partielle atmosphérique en CO_2 . Cette sursaturation d'une manière générale est d'autant plus atténuée que les eaux sont éloignées du delta. Ainsi, dans la cuvette nord et dans l'Archipel de l'Est, les points représentatifs des eaux se regroupent de part et d'autre de la droite d'équilibre ; ils sont légèrement plus nombreux dans la zone de sous-saturation. Toutefois, l'état de saturation des eaux en CO_2 avoisine celui correspondant à l'équilibre eau-atmosphère. La dispersion des points est en grande partie due à l'imprécision des mesures de pH. A première vue, tout se passe comme si les eaux libéraient au cours de leur progression dans le lac leur excès de CO_2 initial jusqu'à ce que la valeur d'équilibre du CO_2 dissous soit atteinte.

(1) Lors de certaines campagnes, une partie des prélèvements n'a pu faire l'objet de mesures immédiates. Les mesures obtenues ultérieurement en laboratoire n'ont pas été retenues. L'ensemble des résultats est regroupé dans l'annexe III, p. 396.

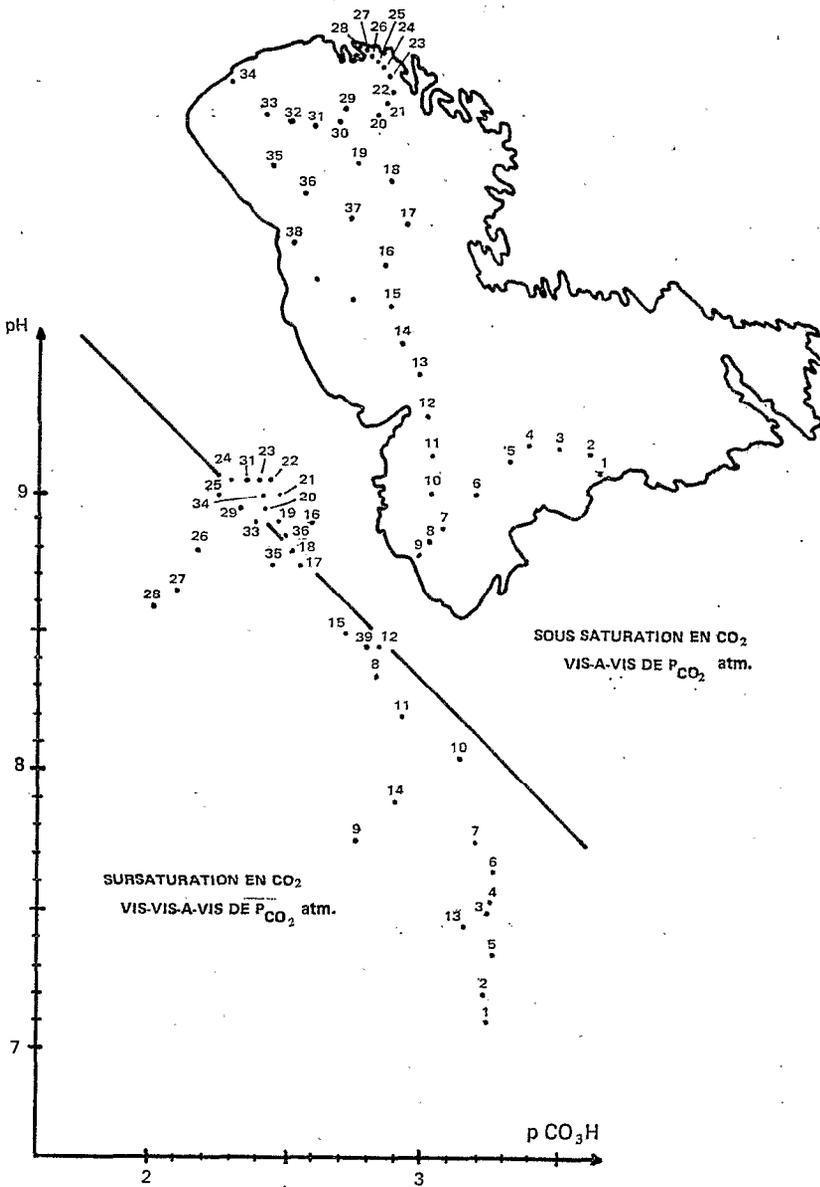


Figure 7.1 -

Distribution des eaux prélevées en décembre 1969 sur le diagramme thermodynamique pH - $p\text{CO}_3\text{H}$; carte de localisation des points de mesure.

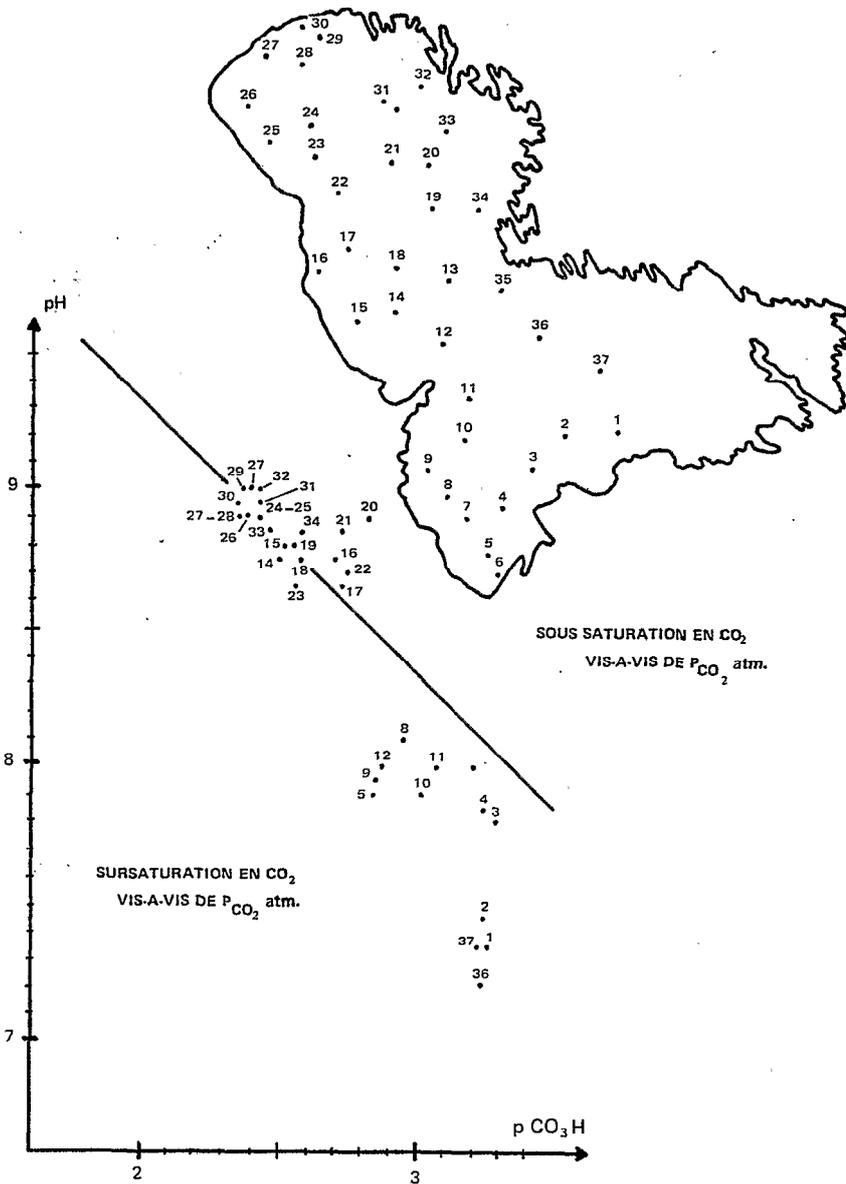


Figure 7.2 -

Distribution des eaux prélevées en février 1970 sur le diagramme thermodynamique pH - $p\text{ CO}_3\text{H}$;
 carte de localisation des points de mesure.

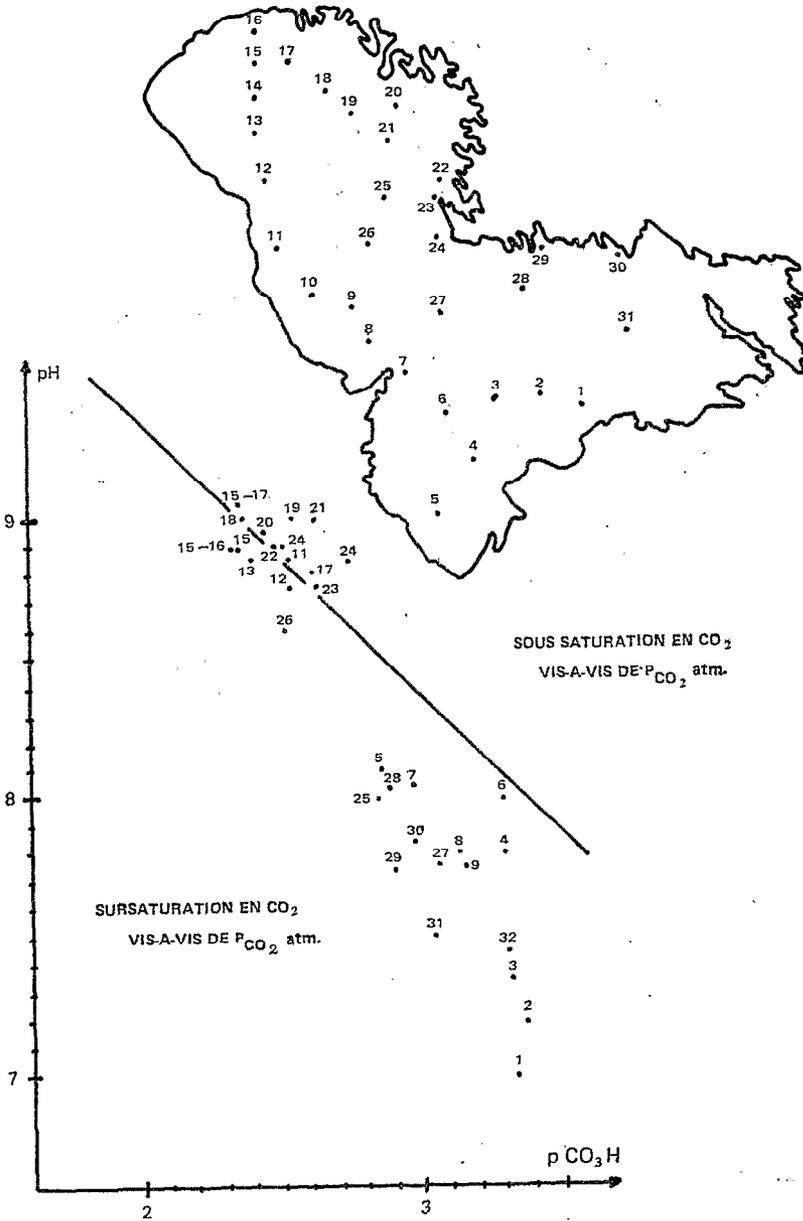


Figure 7.3 - Distribution des eaux prélevées en septembre 1970 sur le diagramme thermodynamique pH - $p\text{CO}_3\text{H}$: carte de localisation des points de mesure.

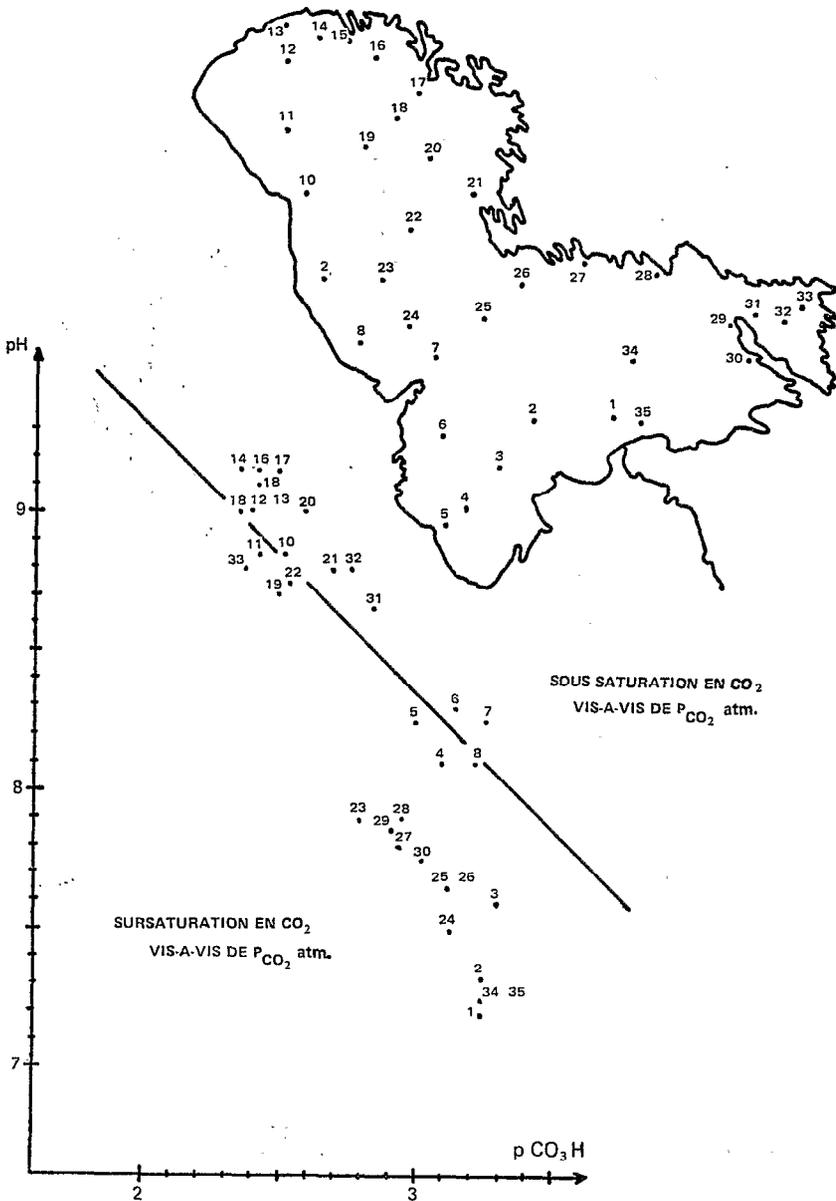


Figure 7.4 -

Distribution des eaux prélevées en novembre 1970 sur le diagramme thermodynamique pH - $p\text{CO}_3\text{H}$;
carte de localisation des points de mesure.

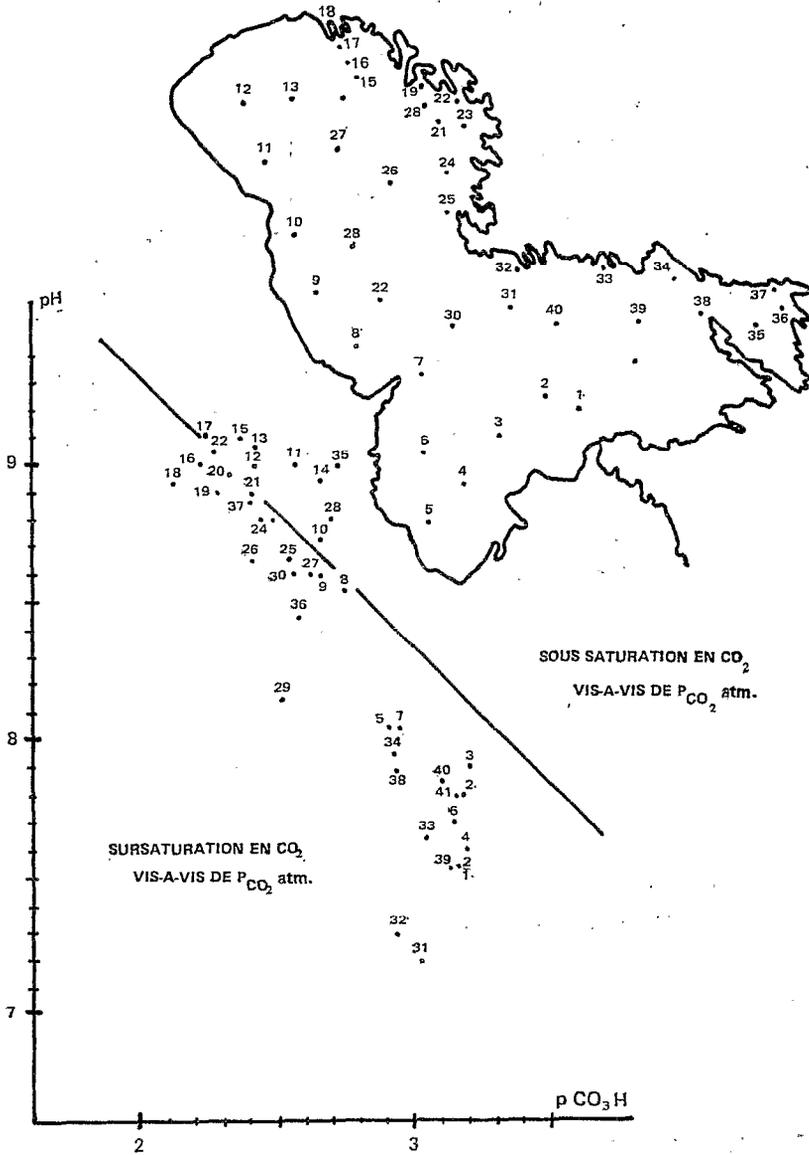


Figure 7.5 -

Distribution des eaux prélevées en février 1971 sur le diagramme thermodynamique pH - p CO₃H ;
carte de localisation des points de mesure.

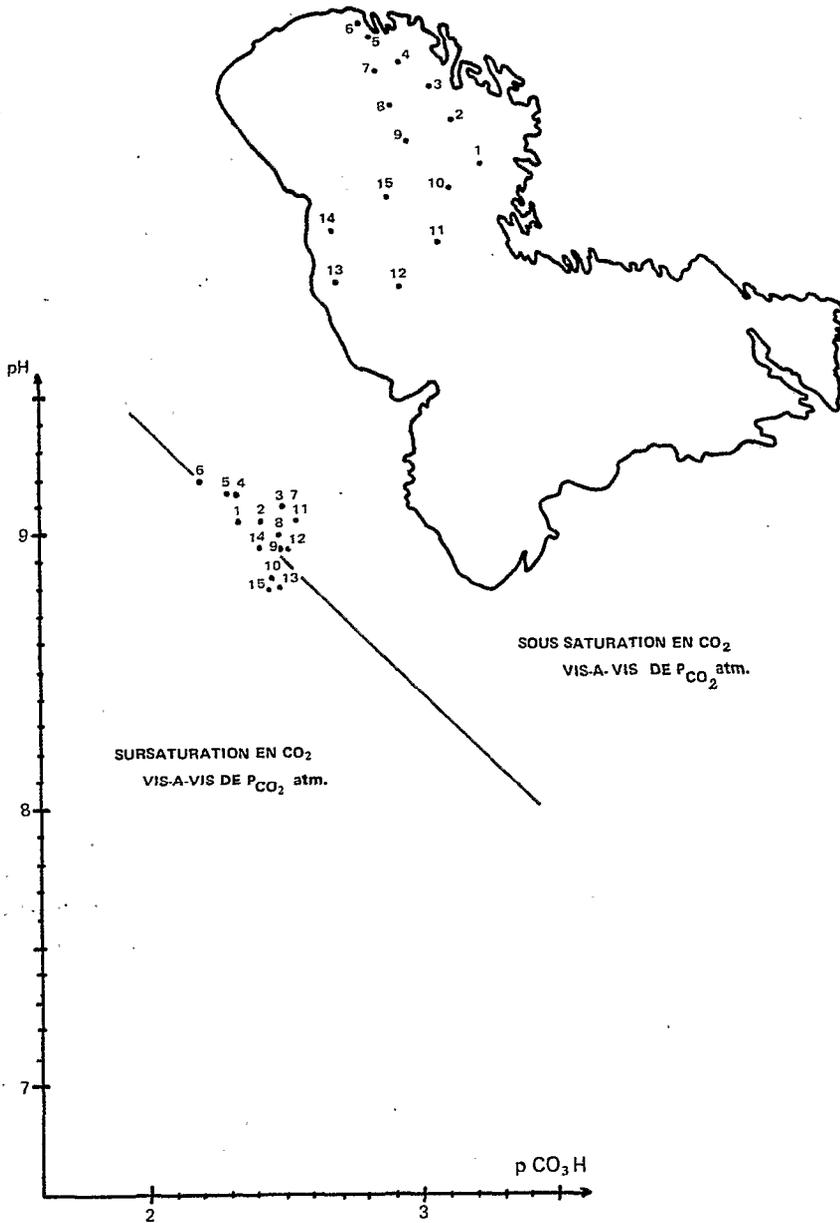


Figure 7.6 -

Distribution des eaux prélevées en mai 1973 sur le diagramme thermodynamique pH - $p\text{CO}_3\text{H}$; carte de localisation des points de mesure.

En réalité, on ne peut réduire cette évolution des eaux à un simple dégazage de l'excédent de CO_2 , car ce dernier est également réglé par les processus biologiques de production de la matière organique (activité photosynthétique) et de sa dégradation (respiration), le premier absorbant du CO_2 , le second au contraire en libérant. Dans ce milieu, l'absorption de CO_2 procède essentiellement de l'activité photosynthétique du phytoplancton, le dégagement de CO_2 de la respiration planctonique et de la biodégradation bactérienne des débris organiques (notamment les macrophytes). Or, la production primaire nette, qui est égale à l'activité photosynthétique du plancton diminuée de sa respiration, est nulle dans l'*Archipel du Sud-Est* (Lemoalle, 1974). Autrement dit, dans les régions à fonds vaseux telles que cette dernière, les eaux ont tendance à se sursaturer en CO_2 par la décomposition des macrophytes. Enfin, signalons qu'il est d'autres processus, de nature abiotique, producteur de CO_2 , ce sont ceux en particulier qui sont relatifs aux néoformations argileuses que l'on peut illustrer par la réaction schématique suivante :

hydrates de Fe et (ou) d'Al + SiO_4H_4 + cations + $\text{CO}_3\text{H}^- \longrightarrow$ smectite + CO_2^{\uparrow} ; mais ils sont probablement d'importance bien moindre.

En fonction de ces considérations, reprenons plus en détail l'analyse des résultats à partir des figures 7.1. à 7.6. Dans les régions adjacentes au delta du Chari (*Eaux-Libres du Sud-Est et du Sud*), le dégazage de l'excédent initial de CO_2 des eaux, qui viennent d'arriver, paraît rapide (cf. les points 1, 2, 3, 5, 21 et 22 en décembre 1969 ; les points 1, 2, 5, 7, 9 et 13 en novembre 1970 ; les points 2, 3, 4, 6 et 10 en septembre 1970). La production de CO_2 à partir des sédiments, qui sont pauvres en matériaux organiques (fonds à pseudo-sables et argileux) est faible. La vitesse de transfert de CO_2 à l'interface eau-atmosphère est nettement plus élevée que celle de production de CO_2 par l'activité bactérienne et les néoformations argileuses. Notons que la très faible profondeur du milieu, son agitation permanente, sa température élevée (26°C en moyenne) concourent à faciliter les échanges gazeux eau-atmosphère.

Dans les *Ilots-Bancs du Sud*, l'*Archipel du Sud-Est* et la *Grande-Barrière*, les eaux demeurent fréquemment sursaturées en CO_2 , voire plus sursaturées parfois que les eaux des *Eaux-Libres du Sud et du Sud-Est* ayant pénétré ultérieurement dans le lac. Ce dernier cas se retrouve en particulier dans certaines zones bordières, où la nature des sédiments est franchement tourbeuse. Le taux de production de CO_2 est accru dans ces régions de faibles profondeurs tapissées de sédiments vaseux ; il avoisine la vitesse de transfert du CO_2 à l'interface eau-atmosphère, ralentissant ainsi la désaturation des eaux ; parfois, il lui est supérieur, renforçant la sursaturation ou en créant une nouvelle. (cf. les points 9, 14, 26, 27 et 28 de décembre 1969 ; 29, 31 de septembre 1970 ; 23, 24, 27, 28 et 29 de novembre 1970 ; 18, 29, 31, 32 et 36 de février 1971). L'évacuation de CO_2 est alors moins rapide

que sa production.

Dans la cuvette nord, où les hauts fonds vaseux sont beaucoup plus réduits que dans la cuvette sud, la plupart des eaux sont proches de l'état de saturation. Toutefois, les points sont situés en plus grand nombre dans la zone de sous-saturation. Indépendamment de leur dispersion, due en grande partie à l'imprécision des mesures de pH, ils traduisent, en moyenne un léger déficit des eaux en CO_2 , lequel pourrait être créé temporairement par l'activité photosynthétique. En effet, au cours des après-midi, l'activité photosynthétique du plancton est intense ; autrement dit l'absorption de CO_2 est importante, tandis que le lac, qui est généralement calme à ce moment de la journée, ne favorise pas les échanges gazeux.

7.1.2. LA PRECIPITATION DE LA CALCITE DANS LE LAC TCHAD ET LE PROBLEME DE SA DELIMITATION ACTUELLE

7.1.2.1. Le processus de la précipitation et la référence thermodynamique

Les eaux d'origine fluviatile, faiblement minéralisées lors de leur entrée dans le lac, se concentrent sous l'effet de l'évaporation, s'approchant ainsi progressivement du seuil de précipitation de la calcite. Le seuil est atteint lorsque les activités de Ca^{++} , $\{\text{Ca}^{++}\}$, et de CO_3^{--} , $\{\text{CO}_3^{--}\}$ sont telles que leur produit est égal au produit de solubilité de la calcite : $\{\text{Ca}^{++}\}\{\text{CO}_3^{--}\} = K_s$ [7]. Au delà de ce seuil, la relation [7] reste vérifiée au prix d'un dépôt de calcite. Ainsi, en théorie, l'évolution du milieu aqueux se poursuit, doublement conditionnée par le maintien des relations d'équilibre de [1] à [7]. La concentration d'équilibre du calcium est égale à :

$$[\text{Ca}^{++}] = \frac{1}{f_{\text{Ca}^{++}}} \times \frac{K_s \{\text{H}^+\}}{K_1 K_2 K_{\text{P}} \text{CO}_2} \quad [8] \quad \text{d'après [1] et [7]}$$

$f_{\text{Ca}^{++}}$ = coefficient d'activité de Ca^{++}

En fait, nous venons de voir que l'équilibre eau-atmosphère n'est généralement pas réalisé de façon rigoureuse. Aussi, pour estimer le pouvoir de contrôle de la précipitation de CO_3Ca sur l'évolution du milieu, est-il préférable de chercher à savoir dans quelle mesure ce dernier est en équilibre vis à vis de la calcite plutôt que de vérifier si, oui ou non, il est en plus en équilibre avec le P_{CO_2} atmosphérique. Dans ces conditions, l'équation [8] devient :

$$[\text{Ca}^{++}] = \frac{1}{f_{\text{Ca}^{++}}} \times \frac{K_s \times \{\text{H}^+\}}{K_1 K_2 \text{CO}_{2\text{aq}}} ; [\text{CO}_{2\text{aq}}] \text{ étant généralement différent}$$

de $K_{\text{P}} \text{CO}_2$ (atmosphérique). Nous ne connaissons pas directement les $[\text{CO}_{2\text{aq}}]$ des eaux. Mais, d'après [2], ce terme peut être remplacé par $[\text{CO}_3\text{H}^-]$, qui lui est mesuré ; d'où :

$$[\text{Ca}^{++}] = \frac{1}{f_{\text{Ca}^{++}}} \times \frac{K_s \times \{\text{H}^+\}}{K_2 [\text{CO}_3\text{H}^-] \times f_{\text{CO}_3\text{H}^-}} \quad [9] \quad f_{\text{CO}_3\text{H}^-} = \text{coefficient d'activité de } \text{CO}_3\text{H}^-$$

Sous forme logarithmique et en terme d'activité, cette équation devient égale à :

$$pCa^{++} + pK_2 + pCO_3H^- = pK_s + pH$$

ou encore $pH - pCa^{++} = pCO_3H^- + pK_2 - pK_s$

Il vient alors :

$$pH - pCa^{++} - pCO_3H^- = pK_2 - pK_s \quad [9']$$

Ainsi dans le diagramme $pH - pCa^{++} / pCO_3H^-$ que nous avons retenu, les eaux dont les points représentatifs sont situés sur cette droite sont en équilibre vis à vis de la calcite.

On montre aisément qu'elles sont sous-saturées lorsque leurs points sont placés dans le domaine du diagramme où $(pH - pCa^{++}) - pCO_3H^-$ est $<$ à $pK_2 - pK_s$, sursaturées lorsque leurs points sont situés dans l'autre partie du diagramme. Dans le premier cas, $[Ca^{++}]$ n'est pas contrôlé par le produit de solubilité de la calcite. Ceci est vrai dans la mesure où les régions occupées par les eaux sous-saturées ne comportent généralement pas de dépôts de calcite, à partir desquels du CO_3Ca serait susceptible d'être dissous pour permettre l'évolution du milieu vers son état d'équilibre. Dans le second cas, l'excès de Ca^{++} a tendance à précipiter sous forme de calcite, et ce, jusqu'à ce que le produit de solubilité de ce carbonate soit réalisé.

Les constantes K_2 et K_s , qui dépendent de la température, ont été calculées par interpolation à partir des valeurs rapportées par Garrels et Christ (1965) : 0 20° C, 25° C, et 30° C, pK_2 est respectivement égal à 10,38, 10,33 et 10,29, pK_s à 8,28, 8,34 et 8,40. D'où [9'] :

- en décembre et février (20° C) : $pH - pCa - pCO_3H = 2,10$

- en novembre (22,5° C) : $pH - pCa - pCO_3H = 2,05$

- en septembre (28,5° C) : $pH - pCa - pCO_3H = 1,90$

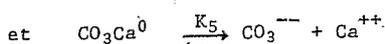
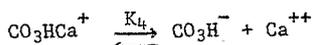
- en mai (30° C) : $pH - pCa - pCO_3H = 1,88$

Les concentrations des eaux en Ca^{++} , $[Ca^{++}]$, ne sont pas directement connues par dosage. En effet, les mesures des teneurs en calcium des eaux représentent la somme des concentrations des ions libres $[Ca^{++}]$, des ions complexes $[CaCO_3H^+]$ et des molécules non dissociées $[CO_3Ca^0]$:

$$[Ca^{++}] \text{ mesuré} = [Ca]_T = [Ca^{++}] + [CO_3HCa^+] + [CO_3Ca^0]$$

Or, seul $[Ca^{++}]$ est à considérer dans les équations vérifiant l'équilibre eau-calcite. Il s'agit donc de calculer $[CO_3HCa^+]$ et $[CO_3Ca^0]$ pour les déduire de $[Ca^{++}]$ mesuré.

$[CO_3HCa^+]$ et $[CO_3Ca^0]$ participent aux réactions suivantes :



A 25° C, les constantes d'équilibre K_4 et K_5 sont respectivement égales à $5,5 \times 10^{-2}$ et $6,31 \times 10^{-4}$ (Garrels et Christ, 1965)

d'où les relations d'équilibres ioniques :

$$\frac{\{Ca^{++}\} \{CO_3H^-\}}{\{CO_3HCa^+\}} = K_4 = 5,5 \times 10^{-2} \quad [10]$$

$$\frac{\{Ca^{++}\} \{CO_3^{--}\}}{\{CO_3Ca^0\}} = K_5 = 6,31 \times 10^{-4} \quad [11]$$

Reprenons l'équation exprimant le bilan des différentes espèces de calcium dissoutes : $[Ca]_T = [Ca^{++}] + [CO_3HCa^+] + [CO_3Ca^0]$

Introduisons les rapports $\frac{[CO_3HCa^+]}{[Ca^{++}]}$ et $\frac{[CO_3Ca^0]}{[Ca^{++}]}$ dans cette équation :

$$[Ca]_T = [Ca^{++}] \left(1 + \frac{[CO_3HCa^+]}{[Ca^{++}]} + \frac{[CO_3Ca^0]}{[Ca^{++}]} \right)$$

$$\text{Ainsi : } [Ca^{++}] = [Ca]_T / \left(1 + \frac{[CO_3HCa^+]}{[Ca^{++}]} + \frac{[CO_3Ca^0]}{[Ca^{++}]} \right) \quad [12]$$

$$\text{Or, d'après [10]: } \frac{[CO_3HCa^+]}{[Ca^{++}]} = \{HCO_3^-\} \times \frac{f_{Ca^{++}}}{f_{CO_3HCa^+}} \times \frac{1}{K_4}$$

Si nous supposons à la suite de Roques (1964) que $f_{CO_3HCa^+} \approx f_{CO_3H^-}$, il vient :

$$\frac{[CO_3HCa^+]}{Ca^{++}} = \frac{[CO_3H^-]}{5,5} \times f_{Ca^{++}} \times 10^{-1} \text{ à } 25^\circ \text{ C.} \quad [13]$$

$$\text{et d'après [11]} \quad \frac{[CO_3Ca^0]}{[Ca^{++}]} = \{CO_3^{--}\} \times \frac{f_{Ca^{++}}}{f_{CO_3Ca^0}} \times \frac{1}{K_5} \cdot f_{CO_3Ca^0} \text{ est supposé égal à } 1,$$

étant donné que CO_3Ca^0 est neutre. De plus, exprimons ce rapport en fonction de CO_3H^- à l'aide de [3] :

$$\frac{[CO_3Ca^0]}{[Ca^{++}]} = \frac{\{CO_3H^-\}}{\{H^+\}} \times f_{Ca} \times \frac{K_2 \{CO_3H^-\}}{K_5 \{H^+\}} \times f_{Ca} \times 7,4 \times 10^{-11} \text{ à } 25^\circ \text{ C} \quad [14]$$

Après calcul des rapports $[CO_3HCa^+] / [Ca^{++}]$ et $[CO_3Ca^0] / [Ca^{++}]$, on déduit $[Ca^{++}]$ de [12]. Ces rapports peuvent être assez rapidement calculés, moyennant quelques approximations : $[CO_3H^-]$ libre est supposé égal à $[CO_3H^-]$ mesuré (le bien fondé de cette hypothèse sera vérifié plus loin). De plus, les forces ioniques, et, par là, les coefficients d'activités sont calculés sans tenir compte de la présence des ions complexes et des molécules non dissociées. Dans ces conditions, les activités ainsi déduites sont légèrement sous-estimées, mais les corrections à apporter sont inutiles au regard de la précision des

des données et de celles des constantes d'équilibre. Le calcul des formes combinées du calcium dissous est effectué pour la température de 25° C, seule valeur, entre 20 et 30° C, pour laquelle K_4 et K_5 sont connues.

Les rapports $[\text{CO}_3\text{HCA}^+] / [\text{Ca}^{++}]$ et $[\text{CO}_3\text{Ca}^0] / [\text{Ca}^{++}]$ sont calculés pour 25° C. Une erreur est donc commise sur ces rapports et par suite sur $[\text{Ca}^{++}]$, car les valeurs de K_2 , K_4 et K_5 ne conviennent pas pour des eaux de températures différentes. $[\text{CO}_3\text{HCA}^+]$ est suffisamment faible, pour que l'on ne tienne pas compte de l'erreur introduite sur ce composé. Quant au rapport $[\text{CO}_3\text{Ca}^0] / [\text{Ca}^{++}]$, il est proportionnel à K_2/K_5 . Nous savons que K_2 croît lorsque la température s'élève. Pour K_5 , nous disposons de deux valeurs à des températures différentes : $K_5 = 5 \times 10^{-4}$ à 10° C (Roques, 1964); $K_5 = 6,3 \times 10^{-4}$ à 25° C. (Garrels et Christ, 1965). Dans la mesure où ces deux valeurs peuvent être comparées, K_5 de même que K_2 , croît avec la température. Par suite, le rapport $[\text{CO}_3\text{Ca}^0] / [\text{Ca}^{++}]$ doit être peu affecté par les variations de température. De surcroît, si l'erreur relative sur $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ reste faible, elle l'est encore plus sur $[\text{Ca}^{++}]$ qui est au moins 4 fois supérieur au carbonate neutre.

Le calcul de $[\text{Ca}^{++}]$ libre n'a porté que sur les eaux comprenant des ions CO_3^{--} , car celles qui sont uniquement bicarbonatées ne contiennent du calcium combiné qu'en quantité négligeable.

Les mesures de bicarbonates $[\text{CO}_3\text{H}^-]$ représente la somme des teneurs de bicarbonates à l'état d'ions $[\text{CO}_3\text{H}^-]$ et des bicarbonates combinés sous forme d'ions complexes $[\text{CO}_3\text{HCA}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$. Mais les formes combinées qui représentent moins de 1 % ne sont pas prises en considération (cf. tableaux en annexe III, p. 396).

Nous sommes maintenant en mesure, grâce à l'utilisation directe du diagramme $\text{pH-pCa}^{++}\text{-pCO}_3\text{H}^-$, de préciser l'état de saturation des eaux vis à vis de la calcite et, par là, leur tendance évolutive, et ceci que l'équilibre eau-atmosphère en CO_2 soit réalisé ou non. Théoriquement, la précipitation de calcite doit se traduire par une baisse absolue, sinon relative, de la concentration du calcium par rapport à celle des autres éléments dissous. En réalité, le calcium est également éliminé, au sein de la zone dans laquelle la précipitation de calcite est attendue, par d'autres voies de nature biogéochimique. Mais, comme nous l'avons vu dans la partie consacrée à l'hydrochimie régionale, il en est de même du magnésium, ceci sur un rythme voisin, voire supérieur. Aussi allons nous suivre le rapport des concentrations $r = [\text{Ca}]_T / [\text{Mg}]_T$ et interpréter toute diminution franche de ce rapport par une précipitation de calcite. L'amorce de ce phénomène est précisée de façon d'autant plus certaine que cette diminution est brutale, et inversement.

A l'examen de l'ensemble des diagrammes (Fig. 7.7. à 7.12.), on remarque que, d'après la distribution des points représentatifs des eaux, celles-ci sont sursaturées en calcium vis à vis de la calcite dans les différentes régions de la cuvette nord et dans l'Archipel de l'Est. Il n'y a pas pour autant précipitation automatique de carbonate de calcium, celle-ci n'ayant lieu que lorsque les eaux sont fortement sursaturées. Lorsqu'elle est amorcée, le niveau de sursaturation des eaux se stabilise, voire baisse, bien que l'accroissement continu de la salure des eaux, qui est consécutif à l'évapo-

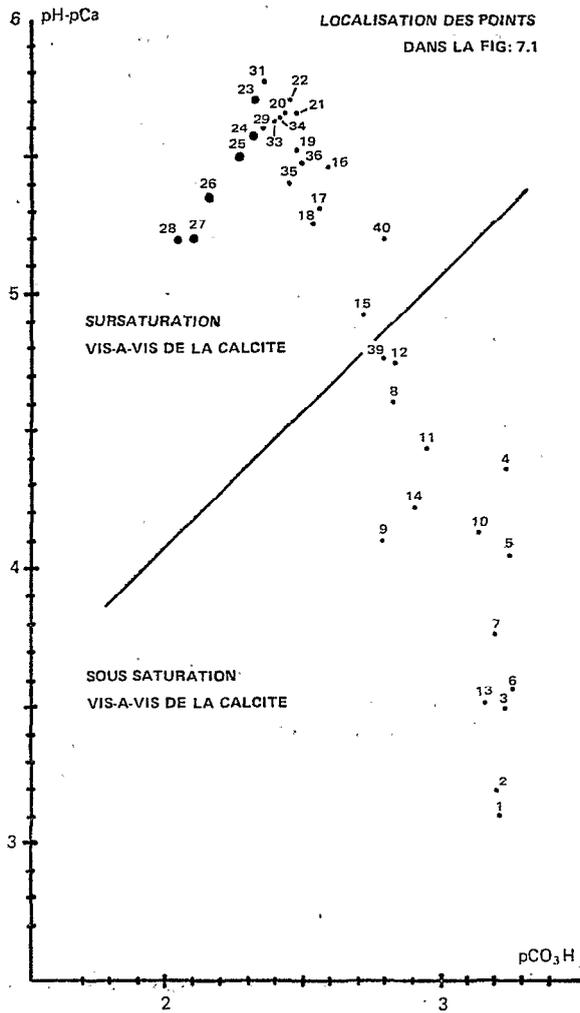


Figure 7.7 - Distribution des eaux prélevées en décembre 1969 sur le diagramme thermodynamique pH-pCa - pCO₃H ;

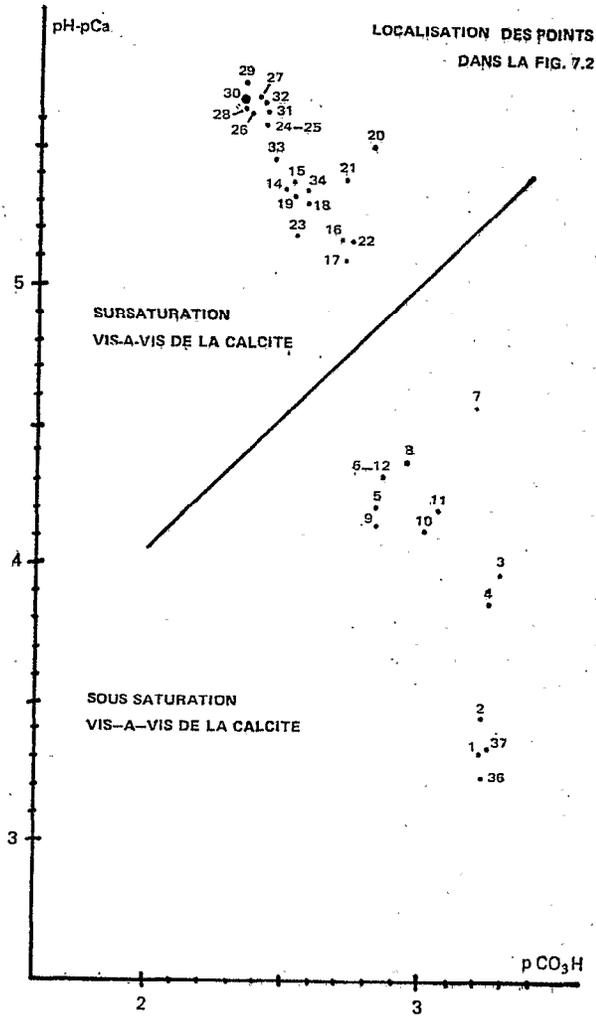


Figure 7.8 - Distribution des eaux prélevées en février 1970 sur le diagramme thermodynamique $\text{pH-pCa} = \text{pCO}_3\text{H}$;

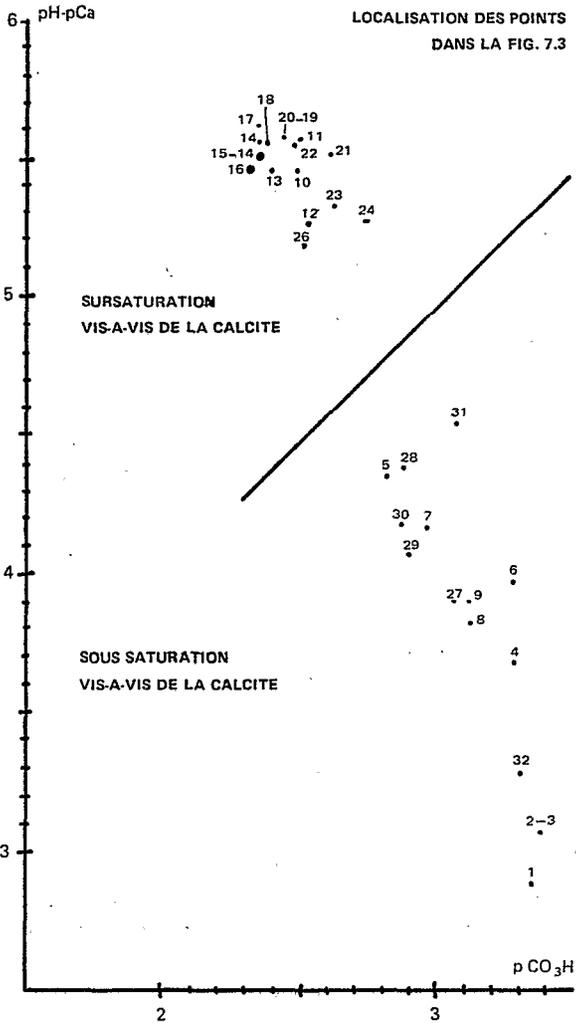


Figure 7.9 - Distribution des eaux prélevées en septembre 1970 sur le diagramme thermodynamique pH-pCa - $p\text{CO}_3\text{H}$;

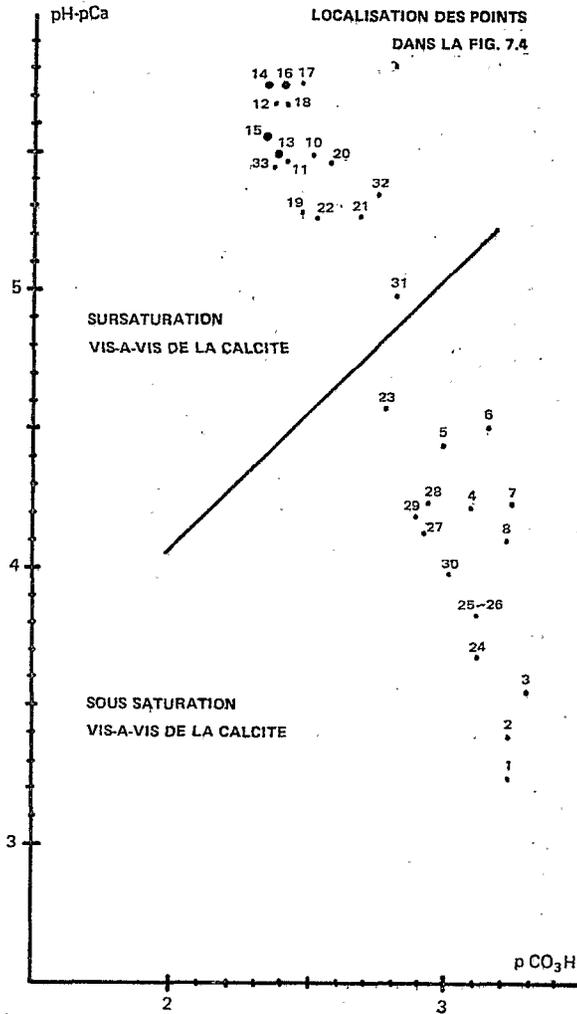


Figure 7.10 - Distribution des eaux prélevées en novembre 1970 sur le diagramme thermodynamique pH-pCa - $p\text{CO}_3\text{H}$;

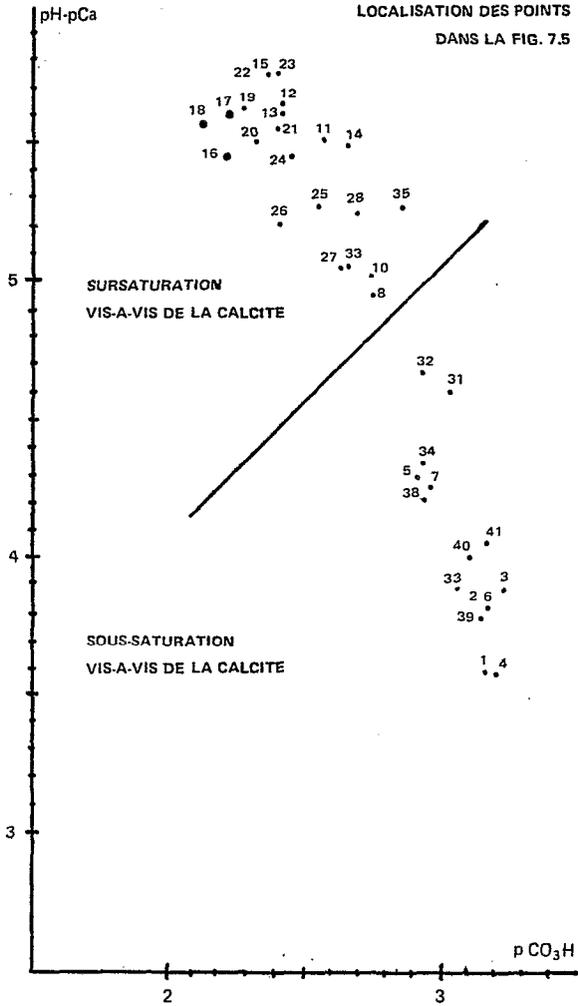


Figure 7.11 - Distribution des eaux prélevées en février 1971 sur le diagramme thermodynamique pH-pCa - pCO₃H ;

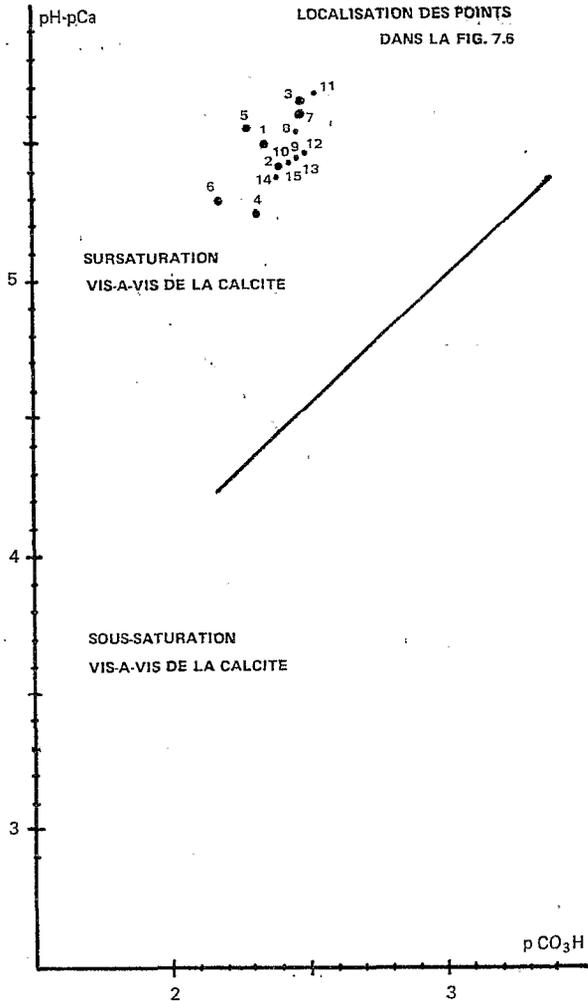


Figure 7.12 - Distribution des eaux prélevées en mai 1973 sur le diagramme thermodynamique $\text{pH-pCa} - \text{pCO}_3\text{H}$;

ration, tend à l'élever (les points représentatifs des lieux de précipitation sont renforcés sur les diagrammes). Autrement dit, la vitesse de disparition des éléments constitutifs de la calcite est alors voisine et parfois supérieure à leur vitesse d'enrichissement par évaporation.

Ces premières remarques sont en accord avec l'expérience. Aussi avant d'aller plus loin dans l'analyse des résultats, procédons à un bref rappel des considérations théoriques sur le processus de précipitation que nous empruntons à Roques (1964) et Girou et Roques (1971).

Le processus de cristallisation débute par une phase de germination : il se produit un arrangement d'ions ou de molécules pour former ce que l'on appelle un *germe*, qui est de nature tridimensionnelle. Ce germe ne devient stable qu'au delà d'une certaine taille dite "critique", pouvant alors donner naissance à un cristal. Le passage à l'état stable demande un certain apport d'énergie. La période de germination est d'autant plus brève que la différence de potentiel chimique entre la phase qui se crée et la phase mère est plus élevée, ou en termes plus simples, que le milieu est sursaturé. L'expérience montre que l'apparition d'un germe stable, point de départ de la cristallisation, est conditionnée par un certain dépassement de la solubilité limite. Ainsi pour un faible degré de dépassement, la vitesse de germination est pratiquement nulle ou encore le "temps de latence", période au bout de laquelle il se forme un germe, est très grand : on est en zone de métastabilité. Au contraire, lorsque le degré de dépassement est élevé, le temps de latence devient très court. En somme, à un degré de dépassement donné correspond un degré de latence bien déterminé, toutes choses étant égales par ailleurs. Or, dans le lac Tchad, les eaux sont en continuelle évolution, principalement sous l'effet de l'évaporation. Suivons une masse d'eau hypothétique qui a légèrement dépassé le seuil de solubilité de la calcite. Elle parcourt un certain trajet et acquiert des caractéristiques nouvelles bien avant que le temps de latence soit révolu. Il s'ensuit qu'au cours de son cheminement, le degré de dépassement augmente progressivement mais le temps de latence en est écourté d'autant. Cette masse d'eau va atteindre, au bout d'un certain temps et d'un certain déplacement, des caractéristiques telles que le temps de latence deviendra suffisamment court pour que la précipitation s'amorce. Or, l'évolution chimique des eaux varie selon le trajet que celles-ci empruntent dans le lac ; elle varie aussi d'une saison à l'autre, d'une année à l'autre selon le mode d'alimentation et le niveau du plan d'eau. Par voie de conséquence, il est à prévoir que les zones où se manifestent les précipitations et les conditions d'existence de celles-ci soient assez variables.

Mais, avant de localiser plus en détail les plages de précipitation en fonction de la baisse du lac de 1968 à 1973, il faut préciser les conditions d'existence effective de la précipitation, ce qui revient à déterminer au delà de quel *degré de dépassement* de la solubilité limite, la précipitation se déclenche. A cet effet, plusieurs paramètres peuvent être utilisés

pour définir le degré de dépassement de l'équilibre. Girou et Roques (1972) proposent :

$$\alpha = \frac{\{Ca^{++}\}_{\text{actuel}}}{\{Ca^{++}\}_{\text{équilibre}}} \quad \delta = \frac{\{Ca^{++}\}\{CO_3^{--}\}_{\text{actuel}}}{K_s} \quad \text{et} \quad \gamma = \frac{\{CO_3^{--}\}_{\text{actuel}}}{\{CO_3^{--}\}_{\text{équilibre}}}$$

Nous serions tenté à première vue d'utiliser le paramètre α , étant donné que $\{Ca^{++}\}_{\text{éq}}$ peut être connu indirectement à partir des diagrammes $(pH-pCa^{++}) - pCO_2H$. En réalité, ce serait un mauvais choix, car l'on ne prendrait pas directement en compte le fait que Ca^{++} et CO_3^{--} sont présents à des concentrations parfois fort différentes. Aussi est-il préférable de définir le degré de dépassement simultanément par rapport aux deux réactants, c'est-à-dire par le paramètre δ .

Il s'agit donc de calculer les valeurs de $\{CO_3^{--}\}$ libre, celles de $\{Ca^{++}\}$ libre étant maintenant connues. Elles peuvent être obtenues de deux façons différentes, soit à l'aide de l'équation [3] après substitution des activités aux concentrations, soit à l'aide de la relation suivante :

$$\{CO_3^{--}\}_{\text{libre}} = \{CO_3^{--}\}_{\text{mesuré}} - [CO_3Ca^0] - [CO_3Mg^0];$$

ces deux derniers termes, comme nous l'avons vu pour le premier d'entre eux, pouvant être rapidement calculés. Nous avons retenu la première méthode.

Théoriquement, on doit retrouver les mêmes valeurs de $\{CO_3^{--}\}$ par l'une ou l'autre méthode. On peut le vérifier directement. En effet, les valeurs de $\{CO_3\}$ combiné obtenues par l'intermédiaire des deux méthodes sont en moyenne voisines (cf. Fig. 7.21, p.257). Mais, regroupées par couples qui se correspondent, ces valeurs peuvent être sensiblement différentes. Les éventuels écarts proviennent essentiellement des imprécisions de mesure de pH. Toutefois, comme nous allons le voir, il semble que les valeurs de K_4 et K_5 soient légèrement trop faibles.

En outre, il a été tenu compte de l'influence de la température sur les équilibres :

- en décembre et février $\{CO_3^{--}\} = \{CO_3H^{-}\} / [H^{+}] \times 10^{-10,38}$; $pK_s = 8,28$
- en novembre " " " " = $\{CO_3H^{-}\} / [H^{+}] \times 10^{-10,36}$; $pK_s = 8,31$
- en septembre " " " " = $\{CO_3H^{-}\} / [H^{+}] \times 10^{-10,28}$; $pK_s = 8,38$
- en mai " " " " " = $\{CO_3H^{-}\} / [H^{+}] \times 10^{-10,29}$; $pK_s = 8,41$

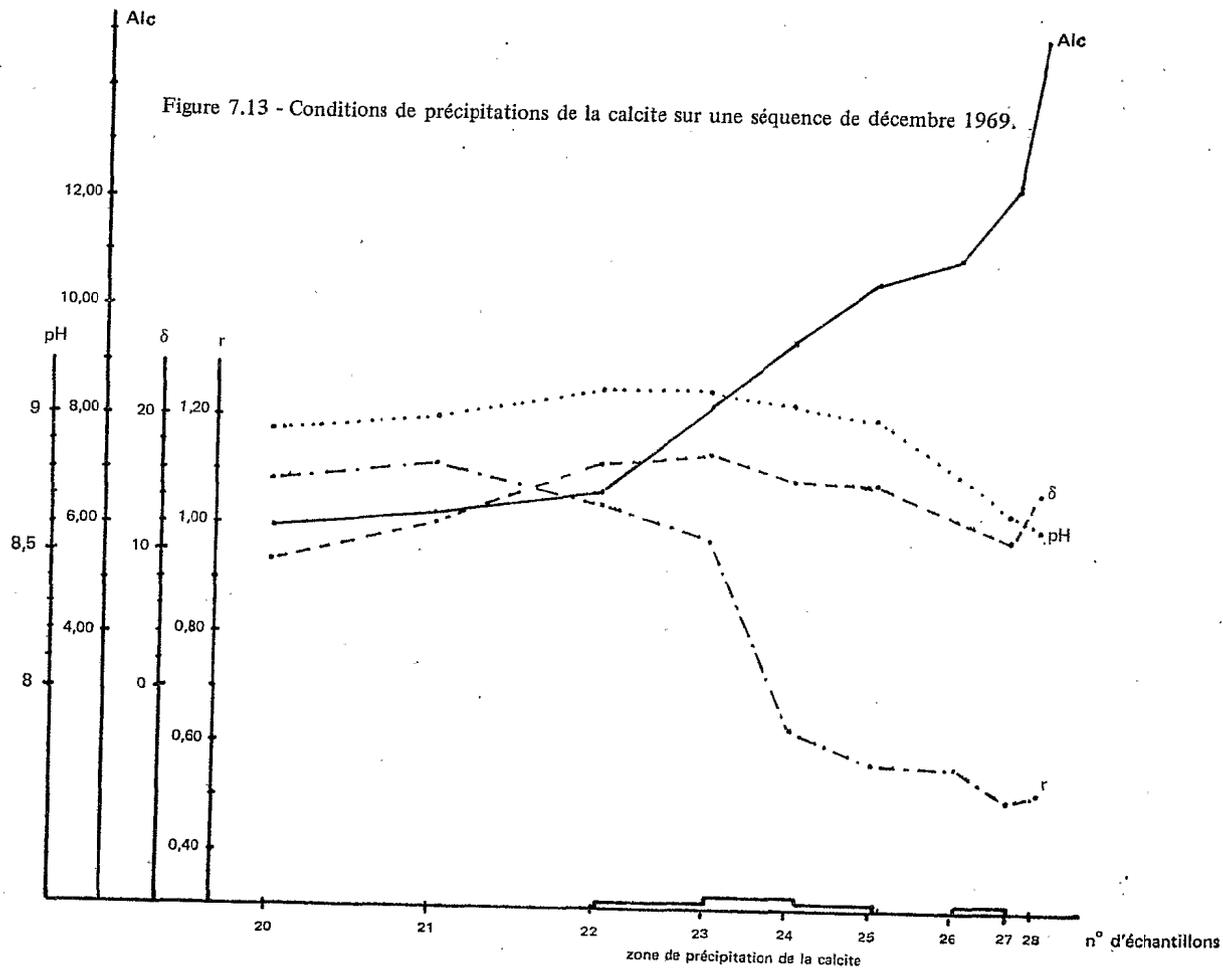
Les résultats sont consignés en annexe (pp. 396-403). A première vue, on remarque que le degré de dépassement δ atteint fréquemment des valeurs de 15 à 20, avant que la précipitation s'amorce. Tout se passe donc comme si la solubilité du carbonate de calcium était 15-20 fois supérieure. Si l'on considère que le rapport $\{Ca^{++}\} / \{CO_3^{--}\}$ varie généralement entre 3/2 et 2, on peut calculer pour $\delta = 20$ que les teneurs en calcium à l'état d'ion simple sont respectivement de 5,5 à 6,5 fois supérieures à celles correspondant à l'équilibre ; pour $\delta = 15$, elles sont encore 3,3 à 5,5 fois supérieures. Pour mieux préciser les conditions d'apparition de la précipitation et les modifications chimiques dont elle est la cause, nous allons considérer quelques

séquences d'évolution chimique d'eaux prises juste avant, puis en cours de précipitation (Fig. 7.13. à 7.18.) aux différentes époques d'observation.

a) La séquence de décembre 1969, première par ordre chronologique, comprend 9 eaux (Fig. 7.13.). Les points représentatifs des eaux, n, sont disposés en abscisse, de telle sorte que leurs distances relatives sur le lac soient respectées. La teneur globale en sels carbonatés, d'après l'évolution de l'alcalinité, croît dans le rapport de 1 à 2,5. L'allure de la courbe $\frac{[Ca]_T}{[Mg]_T}$ indique que la précipitation s'amorce aux alentours de 22 ; elle s'intensifie entre les points 23 et 24 ; elle s'arrête entre 25 et 26 et reprend entre 26 et 27. δ augmente de 9,5 à 15,1 entre 20 et 22 ; il se maintient aux alentours de 17,5 entre 22 et 25, qui constitue la zone de précipitation, ceci malgré un accroissement de la salure de plus de 50 %. δ diminue ensuite notablement entre 25 et 26 et bien qu'il n'y ait pas de précipitation entre ces deux points. Il faut chercher ailleurs la cause de cette baisse. De 25 à 28, les eaux sont localisées dans un bras d'extrémité d'archipel au sein duquel une importante végétation subaquatique se développe (notamment des *Phragmites*) ; le fond devient alors tourbeux. Autant de conditions qui créent une sursaturation en CO_2 (cf. les points 26, 27, 28 de la Fig. 7.1.) et une diminution du pH. Il en résulte une baisse de $[CO_3^{--}]$ plus importante que l'accroissement concomittant de $[Ca^{++}]$ et par là une diminution de δ . Est-ce la raison pour laquelle la précipitation est stoppée ? On ne peut répondre affirmativement, car entre 26 et 27, il y a effectivement précipitation bien que δ continue à baisser légèrement ; en outre, δ augmente entre 27 et 28, tandis que la précipitation n'est plus exprimée. Ces contradictions semblent indiquer qu'à l'extrémité du bras, d'autres facteurs interviennent dans le contrôle de la précipitation. Les variations de pH sont faibles jusqu'au point 25. Ainsi entre 24 et 25 la brutale précipitation de calcite ne l'affecte pas. Or, l'importante fraction de CO_3^{--} , qui est éliminée du milieu, provoque un déplacement des équilibres des carbonates. Pour compenser cette perte, il se produit une dismutation de CO_3H^- en CO_2 et CO_3^{--} . Il devrait donc y avoir momentanément augmentation du CO_2 dissous dans le milieu et, par là, diminution du pH jusqu'à dissipation de l'excédent de CO_2 (1). Il n'en est rien. La vitesse de transfert de CO_2 à l'interface eau-atmosphère reste donc supérieure à la vitesse de dismutation de CO_3H^- ou encore à celle de la précipitation. La diminution du pH à l'extrémité du bras est expliquée par sursaturation du milieu en CO_2 , conséquence de l'activité biologique.

b) La séquence de février 1970 est plus courte (Fig. 7.14.). L'alcalinité croît de 3,60 à 8,30 mé/l. L'allure de la courbe $\frac{[Ca]}{[Mg]}$ indique que la précipitation s'amorce en 29. δ augmente entre 23 et 29 de 3,25 à 18,3 ; il baisse légèrement lors de la précipitation entre 29 et 30. Le pH ne subit pas de changement notable.

(1) Roques (1964) a bien mis en évidence ce phénomène par voie expérimentale.



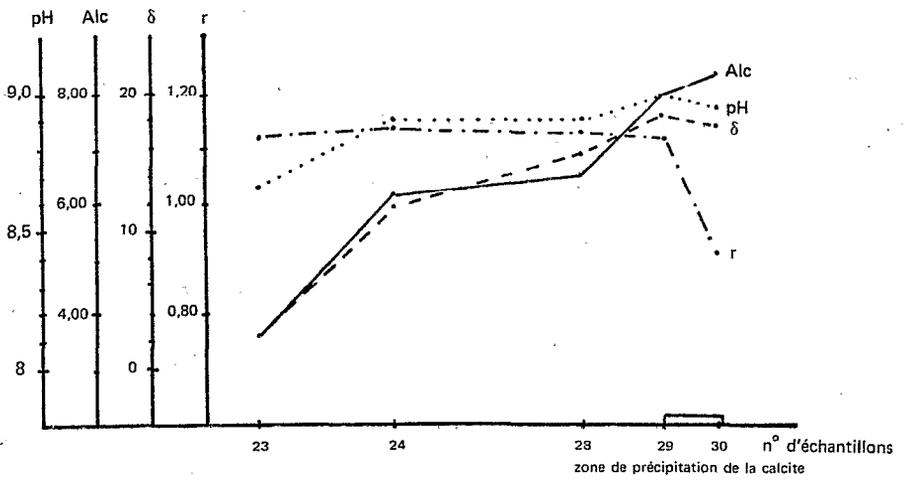


Figure 7.14 - Conditions de précipitation de la calcite sur une séquence de février 1970.

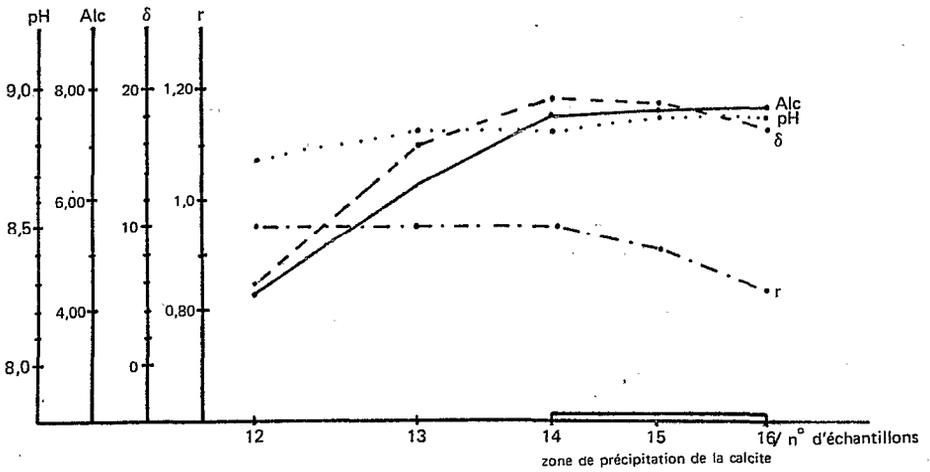


Figure 7.15 - Conditions de précipitation de la calcite sur une séquence de septembre 1970.

c) Dans la séquence de septembre 1970 l'alcalinité est comprise entre 4,25 et 7,60 mē/l (Fig. 7.15.). D'après la courbe $[Ca]_T / [Mg]_T$, la précipitation paraît débiter timidement entre 14 et 15 ; elle est plus franche entre 15 et 16. Quant à δ , il croît de 5,8 à 19,0, entre 12 et 14, puis diminue progressivement de 19,0 à 18,2. L'alcalinité entre 14 et 16 étant sensiblement constante, on remarque que, après que la précipitation ait débuté, le degré de dépassement diminue. Il semble bien qu'elle puisse se poursuivre dans des conditions moins éloignées de celles de l'équilibre. Notons aussi que le pH évolue peu.

d) La séquence de novembre 1970 est proche de celle de septembre 1970 (Fig. 7.16.). L'alcalinité augmente de 4,75 à 7,65 mē/l. L'allure de la courbe $[Ca]_T / [Mg]_T$ indique qu'il se produit une précipitation de calcite bien marquée entre 12 et 13. δ croît de 7,0 à 18,6 entre 10 et 12, puis diminue de 18,6 à 12,7 de 12 à 13. Comme dans la séquence de septembre, la précipitation a lieu à alcalinité constante. Elle est accompagnée d'une franche diminution de δ .

e) La séquence de février 1971 présente des analogies avec celle de décembre 1969 (Fig. 7.17.). L'alcalinité croît de 3,85 à 13,69. La courbe $[Ca]_T / [Mg]_T$ indique deux zones de précipitation, l'une entre 15 et 16, l'autre entre 17 et 18. δ croît de 5,27 à 17,3 de 14 à 15, puis diminue lors de la précipitation entre 15 et 16 jusqu'à 13,6. Ce résultat est conforme aux observations déjà faites sur ce point dans les deux séquences précédentes. En revanche de 17 à 18, δ passe de 18,2 à 22,1 bien qu'il y ait précipitation. Dans ce cas, il est probable que la vitesse d'accroissement de la salure en particulier de $[Ca^{++}]$ et $[CO_3^{--}]$ soit plus rapide que la vitesse de diminution de $[Ca^{++}]$ et de $[CO_3^{--}]$ par précipitation. Peut-être que l'abondante matière organique qui est présente sous forme particulaire et dissoute dans les extrémités de bras freine le phénomène de précipitation.

f) En mai 1973, sur la séquence retenue, l'alcalinité croît de 5,33 à 12,80 mē/l (Fig. 7.18.). Il y a précipitation continue de calcite entre 8 et 16. Entre ces points, δ n'évolue que de 14 à 16. Le pH atteint des valeurs assez élevées : 9,10-9,20.

En définitive, à travers les différentes séquences observées, les degrés de dépassement des eaux, pour lesquelles la précipitation est sur le point de se déclencher ou en cours de développement, sont compris entre 14 et 20. Lors de la précipitation, δ n'augmente pas, bien que la salure globale continue à croître par suite de l'évaporation ; au contraire, il tend à diminuer quand le taux d'accroissement de la salure n'est pas très élevé. Il semble que la précipitation, une fois amorcée, puisse se poursuivre dans des conditions de sursaturation moindre ; Roques (1964) a observé ce phénomène expérimentalement. Toutefois, dans certains bras à l'extrémité de l'Archipel du Nord-Est et des Ilots-Bancs du Nord, la précipitation est retardée. La matière organique, qui y est plus abondante qu'ailleurs, pourrait y jouer un

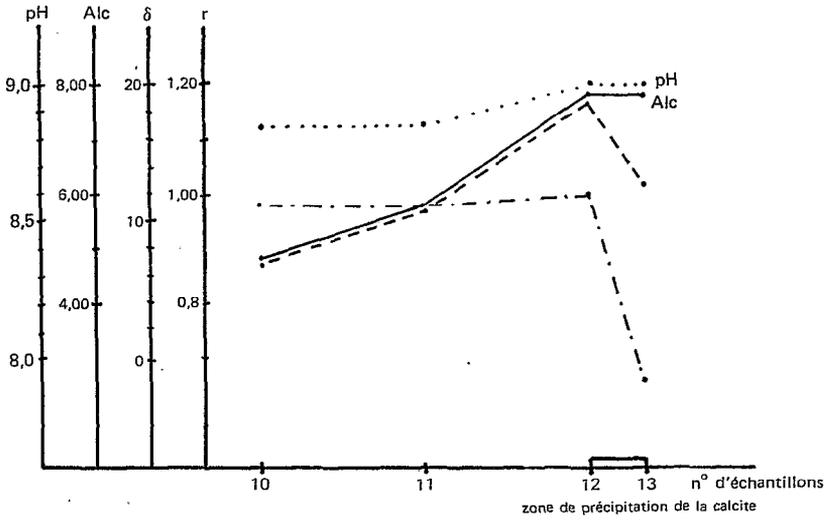


Figure 7.16 - Conditions de précipitation de la calcite sur une séquence de novembre 1970.

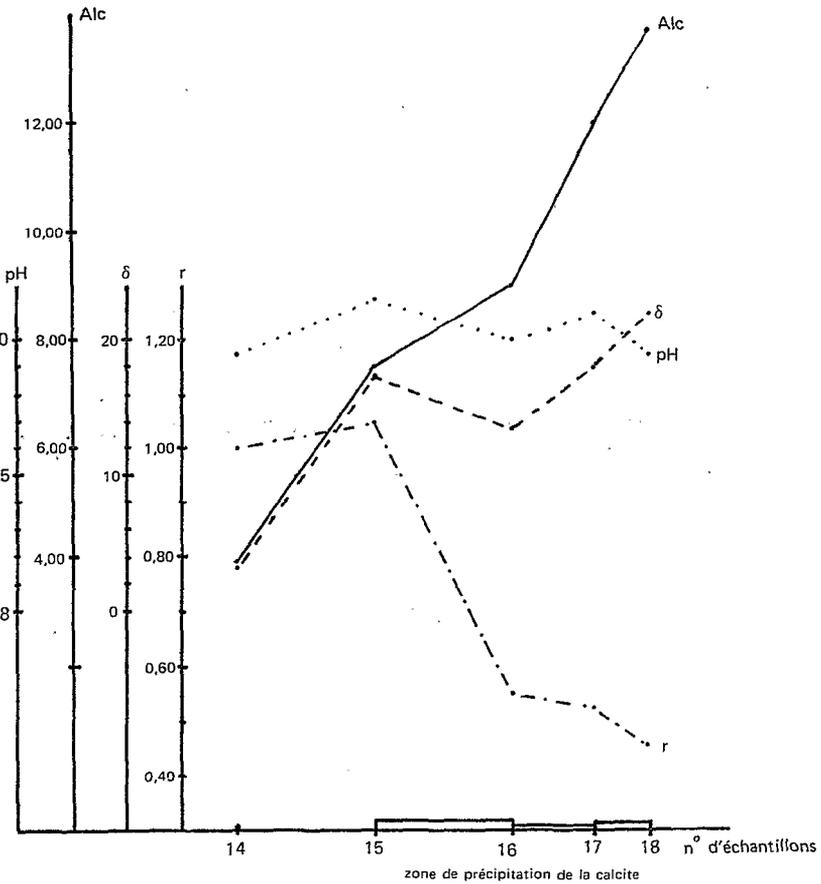


Figure 7.17 - Conditions de précipitation de la calcite sur une séquence de février 1971.

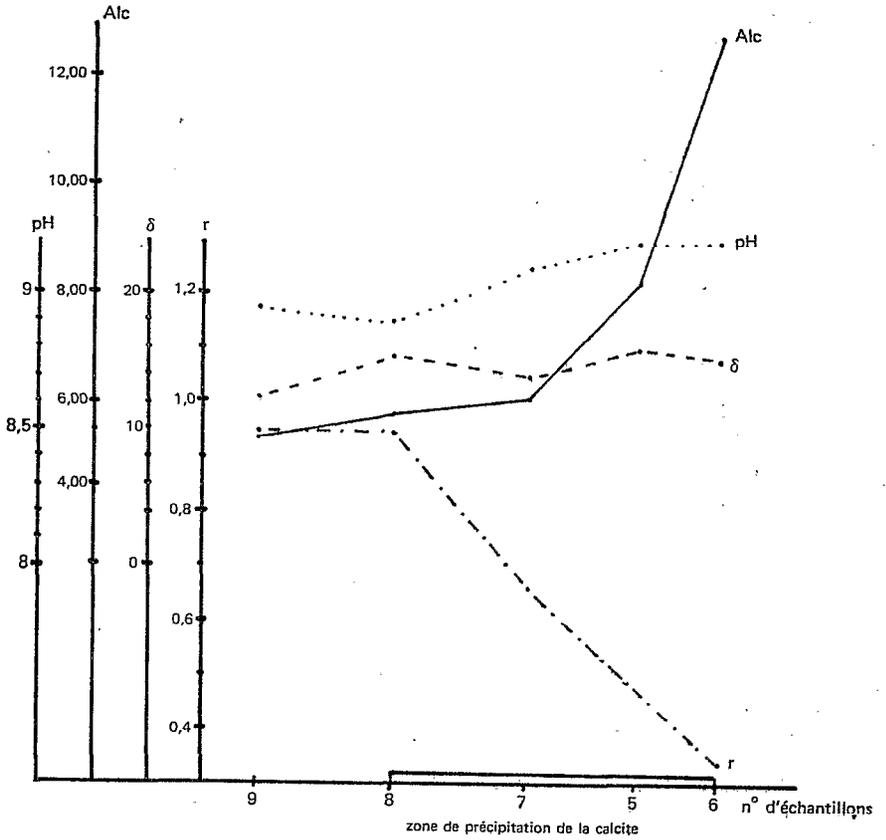


Figure 7.18 - Conditions de précipitation de la calcite sur une séquence de mai 1973.

rôle inhibiteur.

Les conditions de précipitation, à savoir essentiellement les degrés de dépassement, ne semblent pas très différentes d'une époque à l'autre. Pour faire une comparaison plus complète, extrayons des figures 7.13. à 7.18. les valeurs de δ des eaux pour lesquelles la précipitation s'amorce ou est sur le point de s'amorcer (Tabl. 7.1.).

Tableau 7.1. Degrés de dépassement de la solubilité limite de la calcite lorsque la précipitation s'amorce.

Déc. 69	$\delta_{23} = 17,3$	$\delta_{24} = 17,9$	$\delta_{32} = 19,8$	
Fév. 70	$\delta_{29} = 18,3$	$\delta_{30} = 17,9$		
Sept. 70	$\delta_{14} = 19,0$	$\delta_{18} = 18,2$	$\delta_{15} = 18,8$	
Nov. 70	$\delta_{12} = 18,6$	$\delta_{14} = 18,4$	$\delta_{16} = 20,4$	
Fév. 71	$\delta_{15} = 17,3$	$\delta_{19} = 18,5$	$\delta_{20} = 18,1$	
Mai 73	$\delta_8 = 15,3$	$\delta_7 = 14,1$	$\delta_3 = 16,4$	$\delta_1 = 15,9$

Avant d'examiner le tableau 7.1., rappelons que $\{Ca^{++}\}$, qui est un terme de l'expression de δ , a été calculé à la seule température de 25° C. Toutefois, comme nous l'avons mentionné, il est probable que l'influence de la température sur la distribution des différentes formes de calcium dissoutes soit assez faible. A cette réserve près, on constate que les valeurs de δ sont comprises entre 17,3 et 20,4 aux différentes époques, excepté en mai 73. Si l'on tient compte du fait qu'une variation de pH de 0,05, ce qui correspond à la précision de la mesure du pH, entraîne sur ces valeurs de δ une variation $\Delta\delta$ égale à 1-1,5, on peut en conclure que le degré de dépassement reste remarquablement constant selon le lieu et l'époque. En moyenne, $\delta = 18-19$. Autrement dit, la précipitation se produit lorsque le produit des activités de Ca^{++} libre et CO_3^{--} libre atteint une valeur égale à 18,5 fois celle du produit de solubilité limite de la calcite. Il aurait été intéressant de comparer ces conditions de précipitation de la calcite dans le lac avec celles qui existent dans d'autres milieux naturels. Mais nous n'avons pas trouvé d'informations suffisamment précises à ce sujet. Bien qu'étant privé de point de référence, ce degré de dépassement nous paraît élevé. La cause principale est probablement que la vitesse de concentration des eaux d'apport est très rapide en raison du régime hydrique particulier du lac. En effet, la quantité d'eau apportée chaque année représente les 2/3 du volume du lac en moyenne. Ce renouvellement annuel des eaux, relativement à celui des sels, est tel que le facteur de concentration est de 15-20 dans le nord du lac. Aussi, le temps de latence, c'est-à-dire le temps de réponse de la précipitation, pour autant qu'il croît avec le facteur de concentration des eaux, ne devient-il suffisamment court au regard de la vitesse de concentration que pour des degrés de dépassement élevés. Peut-être est-ce la raison pour laquelle, en mai 1973, le

degré de dépassement a été plus faible : $\delta = 15,4$. En effet, l'évolution hydrologique du lac en 72-73 a été telle que les eaux sont devenues plus stagnantes dans la cuvette nord. Le temps de latence en a été augmenté d'autant et le degré de dépassement est devenu plus faible.

7.1.2.2. Délimitation géographique de la précipitation

Nous sommes maintenant en mesure de préciser les conditions de précipitation de la calcite à partir des activités de Ca^{++} et de CO_3^{--} . En fait, il serait plus pratique d'établir des prévisions directement sur les quantités mesurées $[\text{Ca}]_T$ et $[\text{CO}_3]_T$. Malheureusement, les divers composés dissous participant à la précipitation varient dans des proportions trop grandes, selon le lieu et l'époque, pour que l'on puisse envisager de déterminer un produit de solubilité limite et un degré de dépassement "apparents", c'est-à-dire qui soient directement fonction des grandeurs mesurables. Nous allons donc nous borner à suivre l'extension progressive de la zone dans laquelle la précipitation se produit, lors de la baisse du lac, d'avril 68 à juillet 73, toujours en se référant à l'évolution du rapport $[\text{Ca}]_T / [\text{Mg}]_T$ donné par le tableau 7.2. et ceux de l'annexe III (pp. 396-403). Cette extension est illustrée par la figure 7.19.

Remarquons, en premier lieu que le phénomène de précipitation, d'avril 68 à février 70, n'affecte que la bordure septentrionale du lac. Au cours de cette période, il y a eu peu de changement, bien que la cote du lac soit passée de 281,8 m, qui est la valeur moyenne, à 281,3 m. En juillet, les précipitations ont lieu dans près de la moitié nord des *Ilots-Bancs du Nord*. L'extension de cette zone se poursuit de façon sensible à partir de juin 71 ; en juillet 73, elle touche l'ensemble des *Ilots-Bancs du Nord* et de l'*Archipel du Nord-Est*.

7.1.3. CONSEQUENCES DES ECHANGES CO_2 DISSOUS - CO_2 ATMOSPHERIQUE ET DE LA PRECIPITATION DE LA CALCITE SUR LA DISTRIBUTION DES ESPECES CARBONATEES DISSOUTES

Nous venons de voir que la vitesse de transfert de CO_2 à l'interface eau-atmosphère était telle que l'excédent de CO_2 des eaux nouvellement arrivées dans le lac est assez rapidement libéré et que les variations de CO_2 dissous dues à l'activité biologique sont fortement atténuées dans la plus grande partie du lac. Autrement dit, l'équilibre entre le CO_2 dissous et le CO_2 atmosphérique au cours de l'évolution chimique des eaux est relativement bien réalisé. Il n'en est pas de même de la précipitation de calcite, qui n'a lieu que lorsque les eaux sont très largement sursaturées vis-à-vis de ce minéral. En deçà d'un certain degré de dépassement de la solubilité limite, la cinétique de la réaction est trop lente pour que la précipitation ait lieu. Dans ces études d'équilibre, nous avons implicitement admis jusqu'alors que les ciné-

Tableau 7.2. a, b, c, d, e, f, g, h. Valeurs du rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Mg}^{++}$ des eaux d'avril 1968 (a), septembre 1968 (b), avril 1969 (c), juillet 1970 (d), avril 1971 (e), juin 1971 (f), janvier 1973(g) et juillet 1973 (h).

1	1,10	7	0,65	13	1,23	19	1,35
2	1,30	8	1,08	14	1,27	20	1,33
3	1,30	9	1,15	15	1,27	21	1,31
4	1,31	10	1,33	16	1,30	22	1,20
5	1,35	11	1,28	17	1,21		
6	0,79	12	1,34	18	1,24		

(a)

1	1,17	7	1,26	13	1,03	19	1,27
2	1,26	8	1,30	14	1,33	20	1,22
3	1,35	9	1,30	15	1,44	21	1,36
4	1,20	10	1,38	16	1,20	22	1,35
5	1,14	11	1,23	17	1,31	23	1,30
6	1,34	12	1,20	18	1,28	24	1,23

(b)

1	1,32	7	1,28	13	1,16	19	1,14
2	1,31	8	1,23	14	1,24	20	1,28
3	1,07	9	1,10	15	1,19	21	1,38
4	1,15	10	1,06	16	1,17	22	1,32
5	0,93	11	0,99	17	1,16	23	1,17
6	1,26	12	0,63	18	1,19	24	1,25

(c)

1	1,16	7	0,8	13	0,99		
2	1,06	8	0,54	14	1,04		
3	1,13	9	0,80	15	1,06		
4	1,25	10	0,78	16	0,98		
5	1,15	11	0,97				
6	0,93	12	0,97				

(d)

1	1,07	7	0,94	13	0,90	19	0,83
2	1,07	8	0,92	14	0,93	20	0,75
3	1,02	9	0,90	15	1,0	21	0,95
4	0,95	10	0,87	16	0,78	22	1,00
5	0,24	11	0,96	17	0,95		
6	0,95	12	0,86	18	0,83		

(e)

1	1,07	7	1,03	13	0,70		
2	1,20	8	0,97	14	0,79		
3	1,14	9	0,82	15	0,75		
4	0,86	10	0,70	16	0,90		
5	0,60	11	0,69	17	0,20		
6	0,60	12	0,58	18	0,99		

(f)

1	1,17	7	0,77	13	1,18	19	0,86
2	1,01	8	0,68	14	1,04	20	0,71
3	0,99	9	0,74	15	1,05		
4	0,21	10	0,83	16	1,15		
5	0,67	11	0,93	17	1,12		
6	0,87	12	0,92	18	0,97		

(g)

1	0,7	7	0,84				
2	0,77	8	1,00				
3	0,71	9	1,09				
4	0,58						
5	0,68						
6	0,82						

(h)

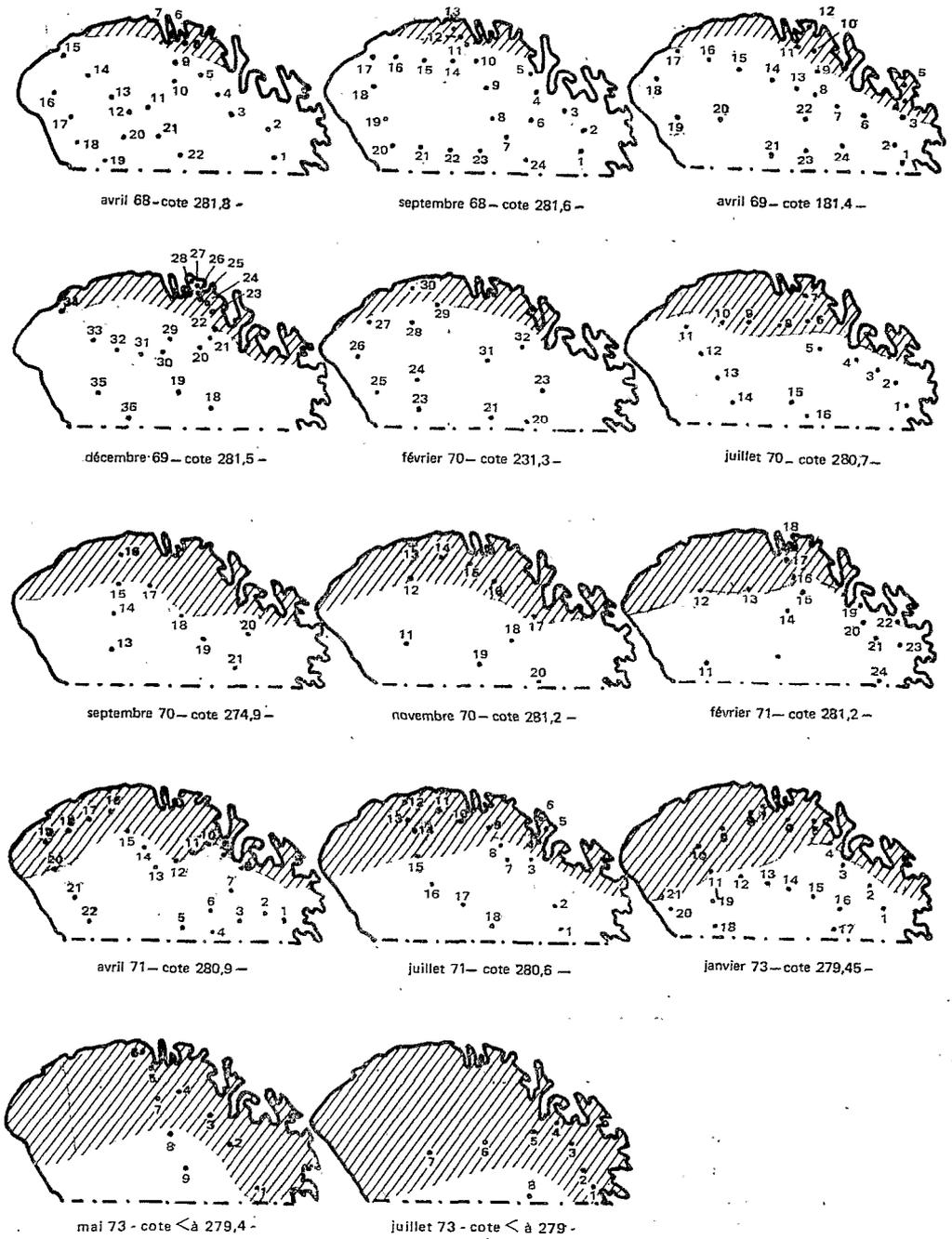
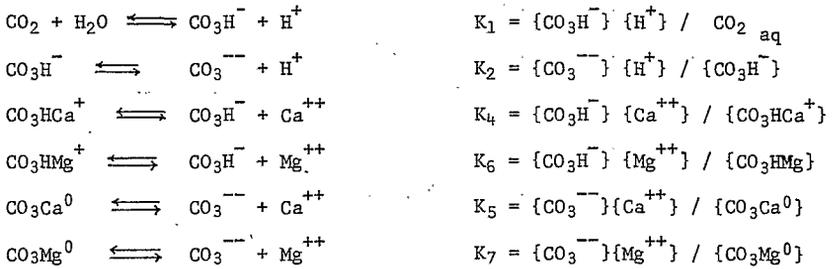


Figure 7.19 - Extension de la zone de précipitation de la calcite lors de la décrue 68-73

tiques des réactions chimiques au sein de la phase liquide ne sont pas limitantes, c'est-à-dire qu'elles sont supérieures à la vitesse des échanges de CO_2 à l'interface eau-atmosphère dans le premier cas et à la vitesse de précipitation dans le second cas. Or, c'est là un fait largement vérifié. Il reste néanmoins intéressant de préciser la distribution des différentes espèces minérales qui participent aux équilibres des carbonates en solution, bien que nous ayons déjà dû en tenir compte en partie pour étudier la précipitation de calcite.

Les principales réactions chimiques et leurs relations d'équilibre, sont les suivantes :



On peut également écrire les relations reportées ci-dessous :

$$[\text{CO}_3\text{H}]_T = [\text{CO}_3\text{H}^-] + [\text{CO}_3\text{HCa}^+] + [\text{CO}_3\text{HMg}^+]$$

$$[\text{CO}_3]_T = [\text{CO}_3^{--}] + [\text{CO}_3\text{Ca}^0] + [\text{CO}_3\text{Mg}^0]$$

$$[\text{Ca}]_T = [\text{Ca}^{++}] + [\text{CaCO}_3\text{H}^+] + [\text{CO}_3\text{Ca}^0]$$

$$[\text{Mg}]_T = [\text{Mg}^{++}] + [\text{MgCO}_3\text{H}^+] + [\text{CO}_3\text{Mg}^0]$$

$[\text{CO}_3\text{H}]_T$, $[\text{CO}_3]_T$, $[\text{Ca}]_T$ et $[\text{Mg}]_T$ sont directement donnés par les dosages chimiques.

Aussi, à partir de ces différentes équations, il va être possible de préciser, moyennant quelques approximations, les teneurs des différentes espèces dissoutes considérées.

Pour l'étude de la précipitation de la calcite, nous avons calculé $[\text{Ca}^{++}]$ à partir des équations [12], [13] et [14]. Rappelons que pour ce faire, nous avons supposé que $[\text{CO}_3\text{H}^-]$ était égal à $[\text{CO}_3\text{H}^-]_T$, autrement dit que les formes combinées de CO_3H^- étaient négligeables. $[\text{Ca}^{++}]$ ainsi connu, on déduit $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ respectivement, à partir de [13] et [14].

On procède de même pour le calcul de $[\text{Mg}^{++}]$, $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ à partir d'équations analogues :

$$[\text{Mg}^{++}] = [\text{Mg}]_T / 1 + [\text{CO}_3\text{HMg}^+] / [\text{Mg}^{++}] + [\text{CO}_3\text{Mg}^0] / [\text{Mg}^{++}] \quad [12]$$

$$\frac{[\text{CO}_3\text{HMg}^+]}{[\text{Mg}^{++}]} = \frac{[\text{CO}_3\text{H}^-]}{[\text{H}^+]} \times f_{\text{Mg}} \times \frac{1}{K_6} \quad [13] \quad K_6 \text{ à } 25^\circ \text{ C} = 10^{-1,16}$$

$$\frac{[\text{CO}_3\text{Mg}^0]}{[\text{Mg}^{++}]} = \frac{[\text{CO}_3\text{H}^-]}{[\text{H}^+]} \times f_{\text{Mg}} \times \frac{K_2}{K_7} \quad [14] \quad K_7 \text{ à } 25^\circ \text{ C} = 10^{-3,4} \quad (1)$$

Les calculs n'ont été effectués que pour les eaux contenant des quantités notables de CO_3^{--} . Les résultats sont regroupés dans les tableaux de l'annexe III (cf. pp. 396-403).

a) *Considérons en premier les différentes formes de Ca et Mg :*

- on remarque que $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$ représente toujours moins de 5 % de $[\text{Ca}]_T$; il en est de même de $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$ par rapport à $[\text{Mg}]_T$. Quant à la somme $[\text{CO}_3\text{HCa}^+] + [\text{CO}_3\text{HMg}^+]$, elle constitue moins de 1 % de $[\text{CO}_3\text{H}^-]$. Donc l'erreur commise sur le calcul des différentes formes de Ca et Mg lorsqu'on suppose nulles les formes combinées de CO_3H^- , est négligeable.

- $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ deviennent notables pour les eaux, dont le pH est supérieur à 8,6-8,7. A ces pH, ils représentent 5 à 10 % de la somme des formes de Ca pour le premier, de Mg pour le second. Leurs proportions augmentent avec le pH, au contraire de celles des formes libres.

Pour illustrer ces distributions, nous avons choisi, les séquences d'évolution chimique des eaux précédemment retenues lors de l'étude de la précipitation de la calcite, c'est-à-dire celles de décembre 69 et de mai 73 qui sont assez différentes quant à leurs concentrations respectives en $[\text{Ca}]_T$ et $[\text{Mg}]_T$ (Fig. 7.20.). On constate que :

- $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$ restent généralement inférieurs à 0,05mM/l; ils peuvent atteindre 0,10 mM/l pour des eaux d'alcalinité supérieure à 13mÉ/l (cf. 27 et 28 de décembre 1969). Leur pourcentage par rapport à $[\text{Ca}]_T$ pour le premier et à $[\text{Mg}]_T$ pour le second, reste inférieur à 3-5 %.

- $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ sont respectivement fonction de $[\text{Ca}^{++}]$ et de $[\text{Mg}^{++}]$ et, l'un et l'autre, de $[\text{CO}_3^{--}]$ ou encore du pH. Dans la séquence de décembre 69, $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ varie de 0,12 mM à 0,16 mM (18 à 27 % de $[\text{Ca}]_T$), $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ de 0,18 mM/l à 0,39 mM/l (28 à 34 % de $[\text{Mg}]_T$) ; dans celle de mai, $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ varie de 0,07 mM/l à 0,09 mM/l (9 à 17 % de $[\text{Ca}]_T$), $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ de 0,12 mM/l à 0,38 mM/l (25 à 45 % de $[\text{Mg}]_T$).

- $[\text{Ca}^{++}]$ et $[\text{Mg}^{++}]$ sont respectivement compris entre 0,52 et 0,73 mM/l (73 à 82 % de $[\text{Ca}]_T$) et entre 0,48 et 1,28 mM/l (66 à 72 % de $[\text{Mg}]_T$) en décembre 69, entre 0,20 et 0,52 mM/l (66 à 82 % de $[\text{Ca}]_T$) et entre 0,47 et 0,54 mM/l (56 à 78 % de $[\text{Mg}]_T$).

Ainsi, $[\text{CO}_3\text{HMg}^+]$ et $[\text{CO}_3\text{HCa}^+]$ ne deviennent notables que pour les eaux de fortes alcalinités, situées aux extrémités de bras localisés en bordure

(1) Valeurs tirées de Garrels et Christ, (1965).

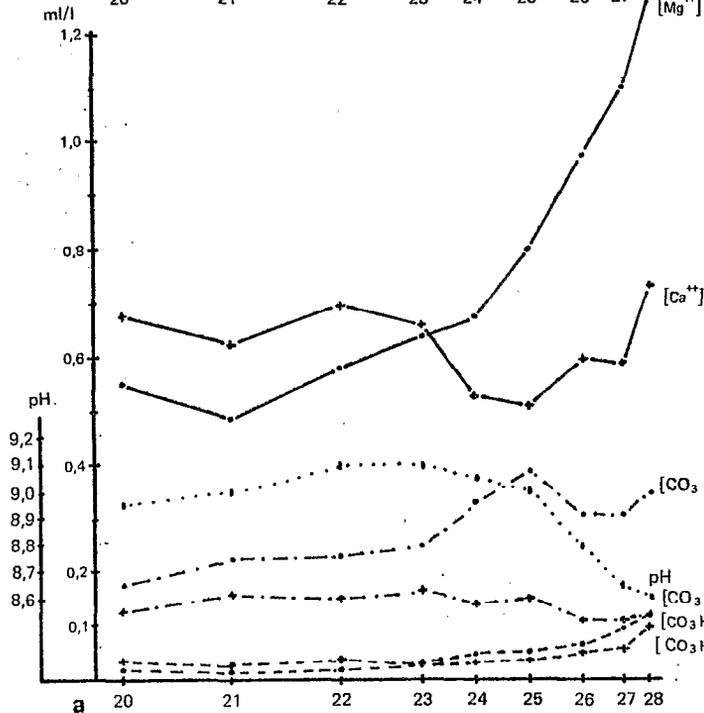
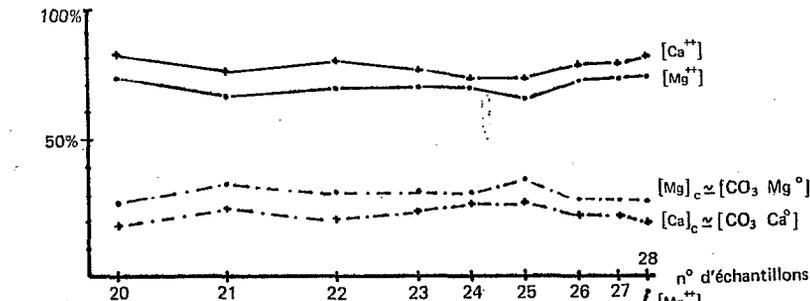
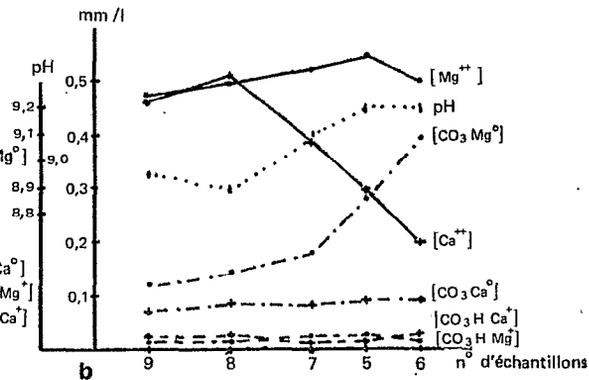
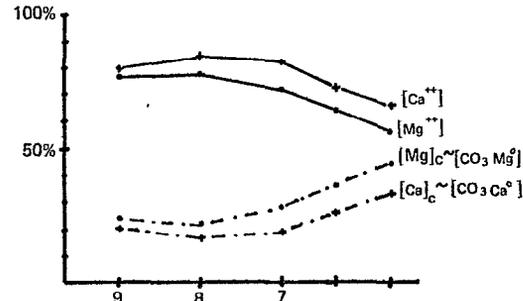


Figure 7.20 -

Distribution des diverses espèces carbonatées sur deux séquences, l'une de décembre 1969, (a) l'autre de mai 1973. (b)



nord du lac. Au contraire, $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$, dans les eaux des *Ilots-Bancs du Nord* et de l'*Archipel du Nord-Est*, qui ont des pH de 8,9-9,1, représentent respectivement 20-25 % de $[\text{Ca}]_T$ et 30-40 % de $[\text{Mg}]_T$. Les formes libres $[\text{Ca}^{++}]$ et $[\text{Mg}^{++}]$ en sont diminuées d'autant.

b) *Considérons maintenant les différentes formes de carbonates*, les carbonates, nous venons de le voir, étant essentiellement sous forme de $[\text{CO}_3\text{H}^-]$. Rappelons que $[\text{CO}_3^{--}]$ peut être calculé à l'aide de l'équation [3]: $[\text{CO}_3^{--}] = K_2\{\text{CO}_3\text{H}^- \} / \{\text{H}^+\} \times f_{\text{CO}_3}$. On peut alors connaître le carbonate combiné $[\text{CO}_3]_c^* = [\text{CO}_3]_T - [\text{CO}_3^{--}]$; $[\text{CO}_3]_T$ étant mesuré. Or, le carbonate combiné peut également être déduit de la somme des carbonates neutres de Ca et Mg, qui viennent d'être déterminés: $[\text{CO}_3]_c^* = [\text{CO}_3\text{Ca}^0] + [\text{CO}_3\text{Mg}^0]$. Aussi, avant de préciser la distribution des carbonates libres et combinés, est-il intéressant de vérifier si $[\text{CO}_3]_c^*$ est bien égal à $[\text{CO}_3]_c^*$. Dans ce but, nous avons reporté sur un même graphique (Fig. 7.21.) les différentes valeurs de $[\text{CO}_3]_c^*$ et de $[\text{CO}_3]_c^*$, qui sont tirées des tableaux de l'annexe III (cf. p. 396). Théoriquement, les points devraient se retrouver sur la bissectrice de l'angle formé par les axes de coordonnées. Ils se distribuent effectivement plus ou moins bien autour de la bissectrice. Ils présentent toutefois une dispersion qui n'est pas négligeable. Celle-ci s'explique, non seulement par les erreurs commises sur les mesures de $[\text{CO}_3\text{H}^-]_T$, $[\text{CO}_3]_T$, $[\text{Ca}]_T$ et $[\text{Mg}]_T$, qui sont de l'ordre de 10 % pour $[\text{CO}_3]_T$ et de 5 % pour les autres, mais surtout par celles sur les pH: une variation de $\pm 0,05$ unité de pH, qui représente la précision des mesures, entraîne une variation de ± 15 % dans les calculs de $[\text{CO}_3^{--}]$, $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$. Indépendamment de cette dispersion, il apparaît qu'en moyenne $[\text{CO}_3]_c^*$ est légèrement supérieur à $[\text{CO}_3]_c^*$. La raison pourrait en être que les constantes d'équilibre K_5 et K_7 utilisées sont légèrement trop fortes, auquel cas $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ seraient trop faibles (1).

Cette remarque effectuée, on constate que $[\text{CO}_3^{--}]$ et $[\text{CO}_3]_c$ sont du même ordre de grandeur. Toutefois $[\text{CO}_3]_c$ est, le plus fréquemment, supérieur de 10 à 20 %. Les teneurs en CO_3Ca^0 et CO_3Mg^0 des eaux, dans lesquelles la précipitation de calcite n'a pas encore eu lieu, sont également du même ordre de grandeur. Les teneurs en CO_3Mg^0 deviennent rapidement supérieures dès que la précipitation est amorcée.

(1) Rappelons que $[\text{CO}_3]_c^*$ et $[\text{CO}_3]_c^*$ ne sont pas rigoureusement comparables; pour le premier, il est tenu compte des variations de la température des eaux lors du calcul de $[\text{CO}_3^{--}]$, tandis que pour le second il n'en est pas tenu compte dans les calculs de $[\text{CO}_3\text{Ca}^0]$ et $[\text{CO}_3\text{Mg}^0]$ qui sont effectués à 25° C. Mais nous avons vu que l'erreur commise était probablement faible.

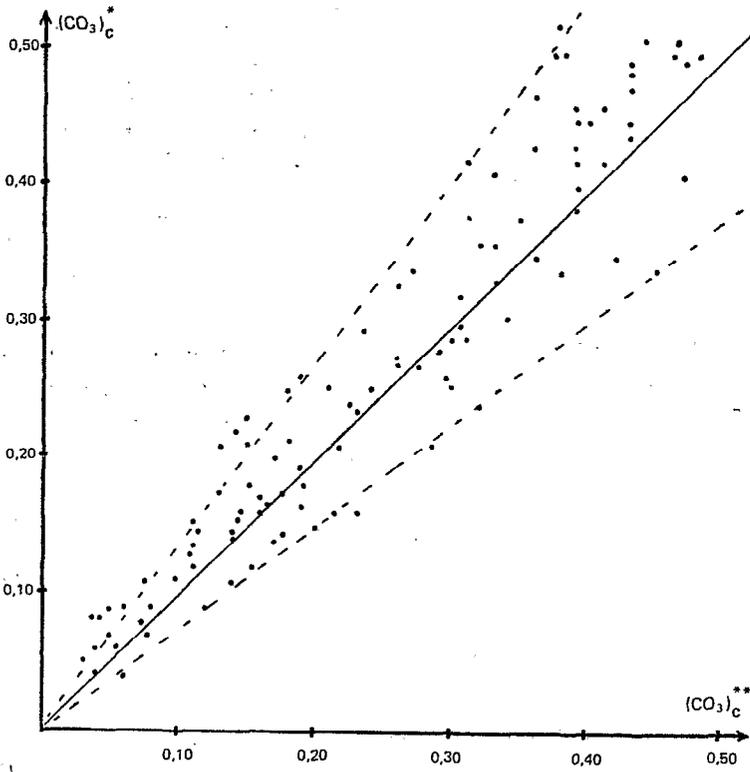


Figure 7.21 - Relations entre $[\text{CO}_3^{2-}]^*$ et $[\text{CO}_3^{2-}]^{**}$ libres :

$[\text{CO}_3^{2-}]^*$ est obtenu à partir de $\frac{[\text{CO}_3\text{H}^-]}{[\text{CO}_3^-]} = k_2$;

$[\text{CO}_3^{2-}]^{**}$ à partir de l'équation : $[\text{CO}_3^{2-}]^{**} = [\text{CO}_3^-] \text{ mesuré} - [\text{CO}_3\text{Ca}^0] - [\text{CO}_3\text{Mg}^+]$

7.1.4. CONCLUSION

De ce développement quelque peu laborieux, dégageons les principaux résultats.

- Les eaux fluviatiles qui pénètrent dans le lac sont sursaturées en CO_2 dissous par rapport à la pression atmosphérique en CO_2 . Elles libèrent au cours de leur progression dans le milieu lacustre leur excès initial de CO_2 jusqu'à ce que la valeur d'équilibre de CO_2 soit atteinte. Toutefois, dans certaines régions plus ou moins fermées qui sont le siège d'importantes décompositions de macrophytes par voie bactérienne, notamment dans les extrémités de bras d'archipels, les eaux peuvent à nouveau être sursaturées en CO_2 .

- La précipitation de calcite s'amorce lorsque le produit des activités de Ca^{++} libre et de CO_3^{--} libre atteint une valeur égale à 18-19 fois celle de son produit de solubilité limite. Ce degré de dépassement paraît relativement élevé. La cause d'un tel degré de dépassement vient probablement de ce que la vitesse de concentration des eaux dans le lac est rapide en raison même du régime hydrique du lac. La précipitation ne se manifeste qu'en bordure septentrionale de la cuvette nord lorsque le lac est à sa cote moyenne. Mais à l'occasion d'une sévère décrue elle peut s'étendre à une grande partie de cette cuvette.

- Enfin, si l'on considère la distribution des espèces carbonatées dissoutes, conséquence des échanges de CO_2 dissous- CO_2 atmosphérique et de la précipitation de calcite, on constate qu'il y a un bon accord entre les données analytiques et les prévisions théoriques.

7.2. CONTRIBUTION DU SYSTEME $H_2O-Fe_2O_3-SiO_2-CO_2-CaO-MgO$ A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE DE LA ZONE PERIDELTAIQUE : NEOFORMATION DE NONTRONITE

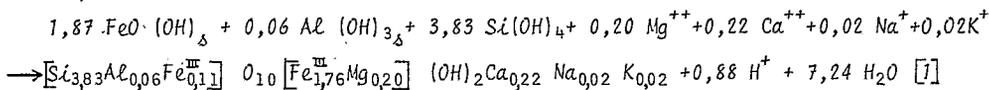
Compte tenu du faciès des granules, de leur distribution dans le milieu, de leurs diverses compositions minéralogiques, nous avons déduit que leur phylogénèse comportait deux stades : un stade initial comprenant la formation et le dépôt des ovules de goethite, suivi d'un second stade consistant en une silicification progressive en phase solide de ces billes, jusqu'au terme ultime constitué par l'individualisation de la nontronite.

Nous allons maintenant examiner plus en détail la réaction de néoformation et les modifications hydrogéochemiques qui en résultent, puis, nous tenterons de préciser les conditions dans lesquelles ce processus de régulation fonctionne.

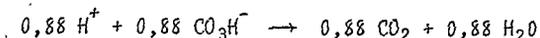
7.2.1. REACTION DE FORMATION DE LA NONTRONITE - MODIFICATIONS HYDROGEOCHIMIQUES ENGENDREES

L'oxyde de fer constitutif des granules apparaît essentiellement à l'état de goethite. Or, d'après la diffraction des rayons X effectuée sur les charges solides des eaux du Chari, le fer serait surtout transporté en suspension sous forme amorphe. Ces données ne sont pas contradictoires car, lorsque l'hydrate de fer est organisé en domaines très petits, l'échantillon réagit comme un composé amorphe vis à vis de la diffraction des rayons X. Cette hypothèse nous paraît d'autant plus plausible que dans des conditions opératoires particulières des traces de goethite ont pu être décelées. On a donc tout lieu de penser que les oxydes ferriques parvenant au lac se trouvent sous forme de microparticules monocristallines, qui s'agglomèrent en granules, pour une grande part, dès leur entrée dans le lac. Cette opération s'accompagnerait aussi d'un développement de la cristallinité par suite de l'accolement progressif des micro-domaines. La silice et le magnésium, qui participent à la structure de la nontronite, proviennent eux de la phase dissoute. La source d'alumine pourrait être de l'alumine amorphe d'origine fluviatile, ou encore, étant donné sa très faible participation, de l'alumine contenue dans le réseau de goethite. Quant aux cations échangeables Ca^{++} , Na^+ et K^+ , ils viennent de la phase dissoute.

L'illustration schématique de la réaction de néoformation de la nontronite est alors, compte tenu de la formule moyenne de ce minéral que nous avons retenue, à savoir $[Si_{3,83} Al_{0,06} Fe^{III}_{0,11}]_{0,10} [Fe^{III}_{1,76} Mg_{0,20}] (OH)_2 Ca_{0,22} Na_{0,02} K_{0,02}$, indiquée ci-après :



Il s'ensuit une réaction secondaire :



Ainsi, la formation d'une mole de nontronite provoque la combinaison de 1,87 moles de goethite et de 0,06 moles d'alumine avec 3,83 moles de SiO_4H_4 dissous, 0,20 moles de Mg^{++} , 0,22 moles de Ca^{++} , 0,02 moles de Na^+ , 0,02 moles de K^+ et de 0,88 moles de CO_3H^- . Elle a donc pour principale conséquence, sur le plan hydrochimique, de provoquer une forte disparition de silice dissoute et, à un degré moindre de cations alcalino-terreux. Elle a encore pour effet, par suite de la libération de CO_2 , d'abaisser le pH de la solution, ou plus exactement elle tend, dans le cas du lac où les eaux subissent une augmentation progressive de leur salure, à freiner l'accroissement consécutif du pH.

7.2.2. CONSIDERATIONS SUR LES CONDITIONS DE NEOFORMATION : COMPOSITION DES EAUX INTERSTITIELLES.

Les granules de goethite qui constituent la matrice de la néoformation ne sont pas remis en suspension. Celle-ci a donc lieu à l'interface eau-sédiment, ou, plus probablement, au sein de la tranche superficielle des sédiments. Nous allons admettre que les conditions d'équilibre entre la phase qui se crée (nontronite) et les différentes phases mères (goethite, phase liquide) qu'implique la réaction de néoformation, sont atteintes dans le milieu interstitiel. Elles ne doivent être guère dépassées, si l'on considère que ce milieu doit être relativement stable dans la mesure où les caractéristiques hydrochimiques du milieu proprement lacustre adjacent sont relativement constantes.

A partir de cette hypothèse, il est possible de préciser les conditions de néoformation de la nontronite d'après les caractéristiques chimiques moyennes des eaux interstitielles des sédiments de surface à pseudo-sable. Dans ce but, les eaux interstitielles d'un certain nombre de sédiments de ce type ont été extraites à l'aide d'une presse hydraulique sous une pression de 50-100 kg/cm^2 , puis filtrées à l'aide de filtres à membrane (0,45 μ de porosité) avant d'être analysées.

Les résultats sont regroupés dans le tableau 7.3. Ils ne concernent que les paramètres qui sont contrôlés par la néoformation, à savoir la silice dissoute, les cations alcalins et alcalino-terreux, ainsi que le pH.

On peut remarquer qu'il s'agit d'eaux faiblement salées. D'autre part, les caractéristiques chimiques sont relativement proches d'un échantillon à l'autre ; cette dernière remarque s'explique par le fait que, comme l'indique l'équation [1] la néoformation de nontronite est un processus de régulation du milieu interstitiel.

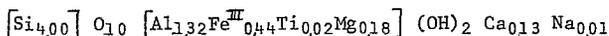
Nous reviendrons plus loin sur ces données (§ 7.5. p.265) pour, à l'aide de la thermodynamique de l'équilibre, généraliser les conditions de néoformation de ce minéral.

Tableau 7.3. Composition chimique d'eaux interstitielles de sédiments à pseudo-sable. Les concentrations des espèces dissoutes sont exprimées en mM/l.

Echantillons	SiO ₄ H ₄	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	pH
1	0,478	0,32	0,23	0,265	0,10	7,0
2	0,51	0,30	0,25	0,12	0,11	7,1
3	0,51	0,315	0,26	0,54	0,13	6,85
4	0,415	0,31	0,31	0,60	0,12	6,8
5	0,40	0,36	0,39	0,44	0,185	7,1
6	0,365	0,38	0,40	0,375	0,12	7,0
7	0,515	0,44	0,43	0,59	0,15	7,0
8	0,525	0,38	0,34	0,21	0,07	7,2
9	0,495	0,57	0,49	0,185	0,095	7,1
10	0,465	0,41	0,39	0,16	0,05	6,95
11	0,45	0,62	0,53	0,38	0,07	6,9
Moyenne	0,465	0,40	0,365	0,35	0,11	7,0

7.3. CONTRIBUTION DU SYSTEME H₂O-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂-CO₂-MgO-CaO A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE DE LA ZONE MEDIANE DU LAC : NEOFORMATION DE MONTMORILLONITE FERRIFERE

Nous avons établi que la smectite de néoformation de la zone médiane du lac était une montmorillonite ferrifère de formule :



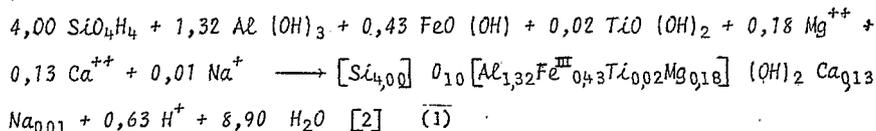
Cette formule a été obtenue avec un degré de confiance nettement inférieur à celui relatif à la formule de la nontronite dont il vient d'être question. En effet, la composition de ce dernier minéral a été déterminée à partir d'analyses d'échantillons ne comportant qu'une phase étrangère simple : la goéthite. Ici au contraire, la smectite de la zone médiane a été définie à partir d'analyses d'échantillons comportant 7 phases étrangères. Or, nous avons exposé précédemment que les déterminations de ces smectites reposent sur une méthode par différence, ce qui signifie que les erreurs portant sur les autres espèces sont cumulatives. Par voie de conséquence, les résultats sont d'autant plus imprécis que ces espèces sont nombreuses. De surcroît, la smectite de la zone médiane est un mélange de deux smectites, l'une apportée par les fleuves, l'autre néoformée sur place. Dans de telles conditions, à l'imprécision contenue dans la formule de la smectite fluviatile s'ajoute celle relative à la

détermination des proportions de ce mélange. La formule de la montmorillonite ainsi établie n'a donc qu'une valeur *indicative*. Nous allons considérer toutefois la réaction *schématique* de néoformation de façon à en déduire les modifications hydrogéochimiques qui sont engendrées. Puis nous préciserons l'environnement physicochimique au sein duquel s'effectue la néoformation, étant donné que nous connaissons l'extension dans le lac du minéral en question.

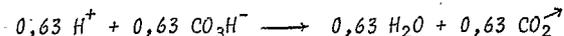
7.3.1. LA REACTION DE FORMATION ET LES MODIFICATIONS HYDROGEOCHIMIQUES ENGENDREES.

On a tout lieu de penser que le fer et l'aluminium constitutifs de la montmorillonite proviennent respectivement d'hydrate ferrique amorphe, ou plutôt de goethite très finement organisée, et d'alumine amorphe, transportés par le Chari. Certes, on peut penser aussi qu'une partie de l'alumine provient de la destruction partielle de matériaux alumineux d'origine fluviatile, en particulier de la kaolinite. En réalité, tel n'est pas le cas, car la kaolinite, les feldspaths et l'illite se retrouvent, comme on l'a vu, en proportion identique dans les sédiments et les suspensions solides du Chari (cf. § 5.5.1. p. 202). Par contre, il n'est pas totalement exclu qu'une faible fraction de nontronite néoformée ne soit détruite lorsqu'elle se trouve en milieu réducteur, auquel cas, le fer libéré peut alors participer à l'élaboration de la montmorillonite. Quant au titane, si tant est qu'il entre effectivement dans la formule, étant donné sa faible teneur, il provient certainement d'hydrate de titane sous forme libre qui serait apporté par voie fluviatile. Enfin, le silicium et le magnésium du réseau d'une part, les cations échangeables d'autre part, sont extraits de la phase dissoute.

On peut alors proposer la réaction schématique de formation reportée ci-dessous :



accompagnée d'une réaction secondaire :



Ainsi, la formation d'une mole de la montmorillonite en question résulte de la combinaison de 1,32 moles d'Al (OH)₃, 0,43 mole de FeO (OH), 4,0 moles de Si(OH)₄, 0,02 mole de TiO₂, 0,18 mole de Mg⁺⁺, 0,13 mole de Ca⁺⁺ et 0,01 mole de Na⁺. Comme dans le cas de la néoformation de nontronite, il y a une importante élimination de silice dissoute et à un degré moindre de cations alcalino-terreux ; il y a aussi libération de CO₂ qui tend à diminuer le pH.

(1) L'hydrate de titane n'a pas forcément ce degré d'hydratation. La réaction n'en est pas modifiée pour autant.

7.3.2. CONSIDERATIONS SUR LES CONDITIONS DE NÉOFORMATION : COMPOSITION DES EAUX INTERSTITIELLES.

Rappelons que la réaction de néoformation implique que les conditions d'équilibre entre la phase qui se crée (la montmorillonite) et les différentes phases mères sont au moins atteintes, sinon dépassées.

Indépendamment des réserves que nous avons faites, quant à la validité de la formule de la montmorillonite de la zone médiane du lac, celle-ci n'est pas forcément identique à celle de la montmorillonite qui se forme dans les régions plus méridionales ou plus septentrionales du lac (les moyens analytiques dont nous disposons ne sont pas suffisamment fins pour lever cette indétermination). Or, il n'est pas certain que le matériau de néoformation déposé dans une région donnée y ait été obligatoirement produit, étant donné que le caractère argileux (dans le sens sédimentologique du terme), le prédispose à être déplacé par les courants. Ce sont autant de raisons qui font que l'on ne peut pas déterminer les conditions exactes de néoformation. Toutefois, il est possible connaissant les limites géographiques correspondant à cette individualisation de préciser les caractéristiques physico-chimiques *extrêmes des eaux interstitielles*, à l'intérieur desquelles il y a néoformation d'une smectite voisine de celle qui a été caractérisée dans la zone médiane du lac.

On peut considérer que la région pérideltaïque qui comprend les *Eaux-Libres du Sud-Est* et les *Eaux-Libres du Sud*, bien qu'elle puisse être le siège de néoformation de montmorillonite, reste néanmoins le domaine de la néoformation de nontronite à faciès granulaire. Par ailleurs, la frange septentrionale des régions des *Îlots-Bancs du Nord* et de l'*Archipel du Nord* est le lieu de néoformation d'une smectite nettement plus riche en magnésium. Par conséquent, si l'on exclut ces deux régions, on peut penser qu'une smectite voisine de la montmorillonite en question se produit dans le restant du lac, et, par là, préciser le domaine physico-chimique dans lequel se produit ce processus (Tabl. 7.4.).

Tableau 7.4. Domaine physico-chimique des eaux interstitielles dans lesquelles il y a néoformation de montmorillonite ferrique. Les concentrations des espèces dissoutes sont exprimées en mM/l.

	Limite inférieure	Limite supérieure
SiO ₄ H ₄	0,46	1,80
Mg ⁺⁺	0,36	2,50
Ca ⁺⁺	0,40	1,75
pH	7,0	7,85

7.4. CONTRIBUTION DU SYSTEME $H_2O-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-MgO-CaO$ A LA REGULATION
HYDROGEOCHIMIQUE DE LA ZONE NORD DU LAC : NEOFORMATION DE LA MONTMO-
RILLONITE MAGNESIENNE

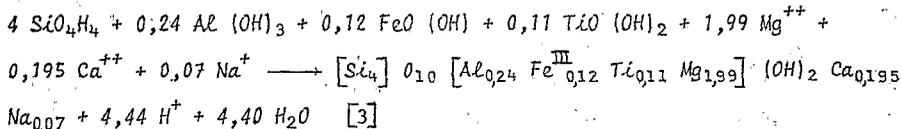
La formule retenue de la montmorillonite magnésienne est la suivante:

$[Si_4]_{010} [Al_{0,24} Fe^{III}_{0,12} Ti_{0,11} Mg_{1,99}] Ca_{0,195} Na_{0,07}$. On peut reprendre ici, à propos de cette formule, toutes les réserves qui ont été indiquées à propos de la validité de la formule de la smectite ferrifère néoformée dans la zone médiane. Nous allons toutefois établir sa réaction de formation, puis nous rechercherons les conditions de néogénèse.

7.4.1. LA REACTION DE FORMATION ET LES MODIFICATIONS HYDROGEOCHIMIQUES
ENGENDREES.

Pour des raisons identiques à celles évoquées dans le cas de la smectite ferrifère, nous admettons que l'aluminium constitutif du minéral provient de l'alumine amorphe. Quant au fer et au titane, dans la mesure où ils entrent effectivement dans la composition de la montmorillonite étant donné leur faible teneur, ils dérivent très probablement de leurs hydroxydes correspondants sous forme libre. Le silicium, le magnésium ainsi que les cations échangeables viennent enfin de la solution.

Schématiquement, la réaction s'écrit :



Elle est accompagnée de la réaction ci-après :



Ainsi, la formation d'une mole de montmorillonite magnésienne identifiée ici, résulte de la combinaison de 0,24 mole de $Al(OH)_3$, 0,12 mole de $FeO(OH)$, 0,06 mole de $Ti(OH)_4$, 4 moles de SiO_4H_4 , 1,99 moles de Mg^{++} , 0,195 mole de Ca^{++} et de 0,07 mole de Na^+ . Cette néoformation provoque donc une forte disparition de silice dissoute et de magnésium au sein de la phase dissoute. L'importante quantité de CO_2 , qui est libérée, contribue largement à freiner l'accroissement du pH des eaux lors de l'augmentation de leur salure sous l'effet de l'évaporation.

7.4.2. CONSIDERATIONS SUR LES CONDITIONS DE NEOFORMATION : COMPOSITION DES EAUX INTERSTITIELLES.

La composition chimique de quelques eaux interstitielles, dans lesquelles se trouvent des montmorillonites magnésiennes, sont rapportées dans le tableau 7.5.

Tableau 7.5. Composition chimique de quelques eaux interstitielles dans lesquelles se trouvent les montmorillonites magnésiennes. Les concentrations des espèces dissoutes sont exprimées en mM/l, l'alcalinité en mē/l.

Echantillons	pH	Alcalinité	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	SiO ₄ H ₄
1	8,05	16 00	1,90	2,75	5,5	1,19
2	7,55	17,50	2,25	3,20	6,1	1,9
3	7,65	15,50	1,80	2,85	6,0	2,13
4	8,05	15,50	1,20	1,76	5,4	2,08
5	7,95	16,45	1,50	2,02	6,0	1,75
Valeurs moyennes	7,85	16,2	1,73	2,52	5,8	1,81

7.5. VUE D'ENSEMBLE SUR LES RELATIONS D'EQUILIBRE ENTRE LES SMECTITES NEOFORMEES

On vient de considérer les trois types de néoformation argileuse caractéristiques du lac : une nontronite, une montmorillonite ferrifère et une montmorillonite magnésienne. D'après les caractéristiques hydrochimiques des milieux interstitiels au sein desquels elles sont localisées, on constate alors qu'elles se forment dans des milieux *d'autant moins concentrés qu'elles sont plus ferrifères* (1). La figure 7.22 en donne une illustration.

(1) On rejoint là l'une des remarques formulées par Tardy, Trescases et Fritz (1974).

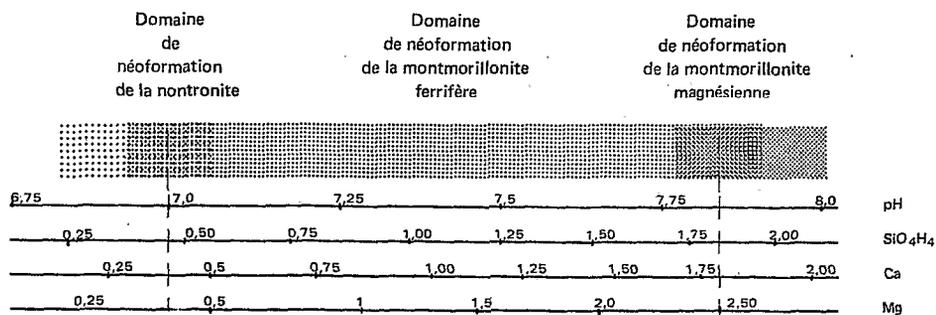


Figure 7.22. Caractéristiques hydrochimiques des eaux interstitielles dans lesquelles ont lieu les néoformations argileuses.

Il est possible de généraliser les conditions de néoformation de ces diverses smectites en faisant appel à la thermodynamique de l'équilibre chimique et, par là, en appliquant la loi d'action de masse. Pour ce faire, il faut admettre naturellement que les produits néoformés sont en équilibre avec leur propre milieu interstitiel.

D'après les données sur les milieux interstitiels dont nous disposons, nous ne pouvons pas délimiter dans leur ensemble les domaines d'existence des produits néoformés. En effet, elles ne permettent pas de définir, d'une part, la limite inférieure du domaine de stabilité de la nontronite et, d'autre part, la limite supérieure de celui de la montmorillonite magnésienne (cf. fig.7.22). En revanche, il est possible de préciser deux limites :

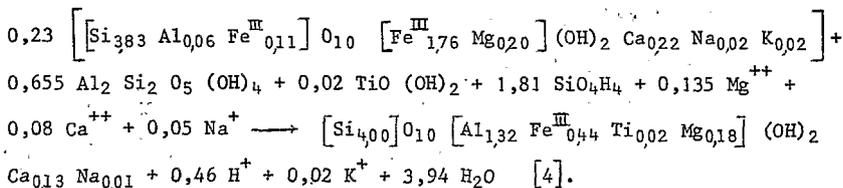
- une première limite, qui correspond au passage du domaine de stabilité de la nontronite à celui de la montmorillonite ferrifère ;
- une seconde, qui correspond au passage du domaine de stabilité de la montmorillonite ferrifère à celui de la montmorillonite magnésienne.

Ces passages d'un domaine à l'autre s'opèrent par des modifications géochimiques qui, théoriquement, dans le premier cas correspondent à une transformation de nontronite en montmorillonite ferrifère et, dans le second cas, à une transformation de montmorillonite ferrifère en montmorillonite magnésienne. Aux frontières, les équations de transformation sont assimilables à des équations d'équilibre ; aussi, ce sont les relations d'équilibre entre les minéraux en question que nous allons maintenant envisager.

7.5.1. RELATION D'EQUILIBRE NONTRONITE-MONTMORILLONITE FERRIFERE-SOLUTIONS.
EVALUATION DE LA CONSTANTE D'EQUILIBRE *IN SITU*.

La transformation de la nontronite en montmorillonite ferrifère nécessite une source d'aluminium. Dans la mesure où l'on utilise le concept de l'équilibre, il faut rechercher, parmi les minéraux alumineux envisageables dans le cas du lac Tchad, celui qui est susceptible de coexister en équilibre avec la kaolinite et la montmorillonite. D'après les données classiques (cf. Garrels et Christ, 1965), il ne peut s'agir que de la kaolinite.

D'où, l'équation d'équilibre :



Et la constante de réaction :

$$\log K_{R_1} = 1,81 \log \{\text{SiO}_4\text{H}_4\} - 0,135 \log \{\text{Mg}^{++}\} - 0,08 \log \{\text{Ca}^{++}\} - \\ 0,005 \log \{\text{Na}^+\} + 0,02 \log \{\text{K}^+\} + 0,46 \log \{\text{H}^+\} \quad 5$$

Il faut rappeler que nous avons proposé une équation traduisant la néoformation de montmorillonite à partir notamment d'oxydes de fer et d'aluminium (cf. p. 262). Il s'agissait d'une équation relative à un bilan de matière, c'est-à-dire explicitant les modifications géochimiques globales consécutives à la néoformation en question. Mais il n'y a pas là de contradictions, car on peut concevoir que les hydroxydes de fer et d'aluminium se sont transformés, dans un premier temps, respectivement en nontronite et en kaolinite lesquels, dans un second temps, ont permis l'individualisation de montmorillonite ferrifère.

En ce qui concerne le calcul de la constante d'équilibre, K_{R_1} , il faudrait en toute rigueur connaître les caractéristiques hydrochimiques du milieu interstitiel au sein duquel coexistent la nontronite, la kaolinite et la montmorillonite ferrifère. Ceci n'est guère possible. Toutefois, on constate que les eaux interstitielles des sédiments à pseudo-sables, dans lesquels la nontronite est présente, possèdent des caractéristiques chimiques relativement homogènes, tandis qu'au delà de la zone à pseudo-sables, il se produit une nette évolution du milieu interstitiel, apparentée à celles des eaux proprement lacustres. Aussi confondrons-nous, en première approximation, les caractéristiques hydrochimiques moyennes du milieu interstitiel des pseudo-sables avec celles relatives au milieu d'équilibre des trois phases solides.

A cette approximation affectant le calcul de K_{R_1} , il est nécessaire d'en ajouter une seconde. Il ne faut pas oublier, en effet, que le milieu interstitiel, pour si confiné qu'il soit, reste un système ouvert dans lequel l'avan-

cement de la réaction de néoformation a lieu pour un certain degré de dépassement de l'équilibre global. Si, parmi les diverses étapes de la néoformation, certaines d'entre elles sont rapides et s'effectuent au voisinage des conditions d'équilibre, d'autres au contraire, sont plus lentes et ne deviennent effectives qu'au delà d'un certain degré de métastabilité. En somme, il est préférable de parler de "constante d'équilibre *in situ*" que de dire "constante d'équilibre" tout court.

Ceci étant, K_{R_1} a été estimé à partir des caractéristiques chimiques moyennes des eaux interstitielles des sédiments à pseudo-sable (cf. tableau 7.3.) à l'aide de l'équation [5].

On obtient $K_{R_1} = + 3,55$

D'où la relation :

$$3,55 = - 1,81 \log \{SiO_4H_4\} - 0,135 \log \{Mg^{++}\} - 0,08 \log \{Ca^{++}\} - 0,05 \log \{Na^+\} + 0,02 \log \{K^+\} + 0,46 \log \{H^+\} \quad [6] \quad (1).$$

Etant donné la faible participation des ions Na^+ et K^+ à l'équilibre, cette relation peut être simplifiée :

$$3,55 = - 1,81 \log \{SiO_4H_4\} - 0,135 \log \{Mg^{++}\} - 0,08 \log \{Ca^{++}\} + 0,46 \log \{H^+\} \quad [7]$$

ou encore grâce à une petite simplification supplémentaire, qui consiste à retenir $0,43 \log \{H^+\}$ au lieu de $0,46 \log \{H^+\}$, on aboutit à l'expression [8]; celle-ci a l'avantage en effet de faire apparaître trois variables et, par là, de pouvoir être représentée sur un diagramme à trois dimensions.

$$3,55 = 1,81 \log \{SiO_4H_4\} - 0,135 \log \frac{\{Mg^{++}\}}{\{H^+\}} - 0,08 \log \frac{\{Ca^{++}\}}{\{H^+\}^2} \quad [8]$$

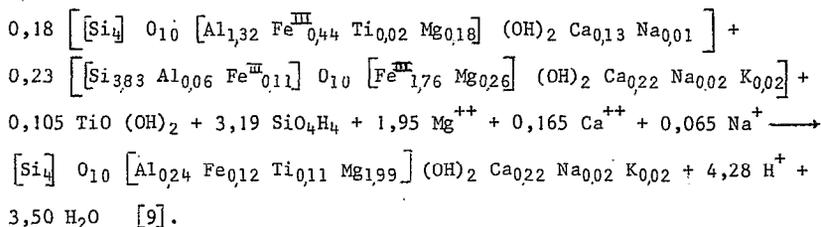
A partir de ce diagramme, qui est reporté dans la figure 7.23., on peut déduire immédiatement d'une eau quelconque, dont on connaît le pH et les teneurs en SiO_4H_4 , Ca^{++} et Mg^{++} , son état d'équilibre par rapport à la nontronite d'une part et à la goethite d'autre part. Toutefois, comme il est malaisé de déterminer la position du point représentatif dans l'espace, on peut utiliser des sections du diagramme : lorsque l'une des variables est fixée, le plan d'équilibre devient alors une droite. Mais, il existe alors autant de droites d'équilibre que de valeurs fixées. Aussi, au regard des avantages et inconvénients que représentent les déterminations graphiques, il est parfois préférable de se borner à résoudre l'équation [8].

(1) La température moyenne des eaux est de $26^\circ C$. Aussi sans commettre une erreur notable nous maintiendrons pour $25^\circ C$, condition standard la même valeur de K_{R_1} .

7.5.2. RELATION D'EQUILIBRE MONTMORILLONITE FERRIFERE-MONTMORILLONITE
MAGNESIENNE-SOLUTIONS. LA CONSTANTE D'EQUILIBRE *IN SITU*.

La transformation de la montmorillonite ferrifère en montmorillonite magnésienne nécessite une source supplémentaire de fer. Or, à cet effet, on ne peut faire appel qu'à de la nontronite, bien que celle-ci ne puisse pas, en toute rigueur, exister en même temps que la montmorillonite ferrifère et la montmorillonite magnésienne.

D'où, l'équation proposée :



et l'expression de la constante d'équilibre :

$$\begin{aligned}
 \log K_{R_2} = & - 3,19 \log \{\text{SiO}_4\text{H}_4\} - 1,95 \log \{\text{Mg}^{++}\} - 0,165 \log \{\text{Ca}^{++}\} - \\
 & 0,065 \log \{\text{Na}^+\} + 4,28 \log \{\text{H}^+\} \quad [10]
 \end{aligned}$$

Nous allons admettre, pour des raisons analogues à celles qui ont été évoquées dans le cas de la première relation d'équilibre étudiée, que les caractéristiques chimiques moyennes des eaux interstitielles des sédiments contenant une montmorillonite magnésienne sont voisines de celles définissant le milieu d'équilibre.

C'est ainsi que K_{R_2} a été calculé à partir des données du tableau 7.5. grâce à l'équation [10]

$$\log K_{R_2} = - 21,5$$

D'où la relation :

$$\begin{aligned}
 21,5 = & 3,19 \log \{\text{SiO}_4\text{H}_4\} + 1,95 \log \{\text{Mg}^{++}\} + 0,165 \log \{\text{Ca}^{2+}\} + \\
 & 0,065 \log \{\text{Na}^+\} - 4,28 \log \{\text{H}^+\} \quad [11]
 \end{aligned}$$

ou encore après une petite simplification :

$$21,5 = 3,19 \log \{\text{SiO}_4\text{H}_4\} + 1,95 \log \frac{\{\text{Mg}^{2+}\}}{\{\text{H}^+\}^2} + 0,165 \log \frac{\{\text{Ca}^{2+}\}}{\{\text{H}^+\}^2} \quad [12]$$

Une représentation graphique de cette dernière relation est reproduite dans la figure 7.23.

Finalement cette dernière figure rassemble toutes les conditions pré-sidant à la néoformation des différentes smectites.

La figure 7.24 illustre la nature et la localisation des diverses néoformations dans le lac Tchad.

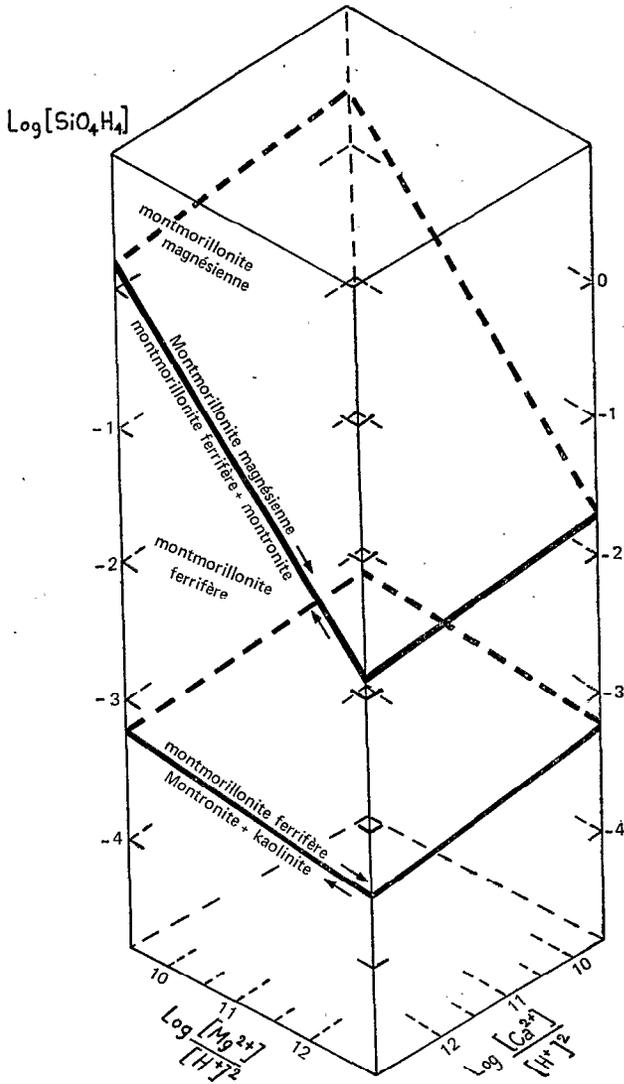


Figure 7.23 - Relations d'équilibre et domaines de stabilité de la montronite, de la montmorillonite ferrifère et de la montmorillonite magnésienne, en termes de $\text{log} [\text{SiO}_4\text{H}_4]$, $\text{log} \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2}$ et $\text{log} \frac{[\text{Ca}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2}$

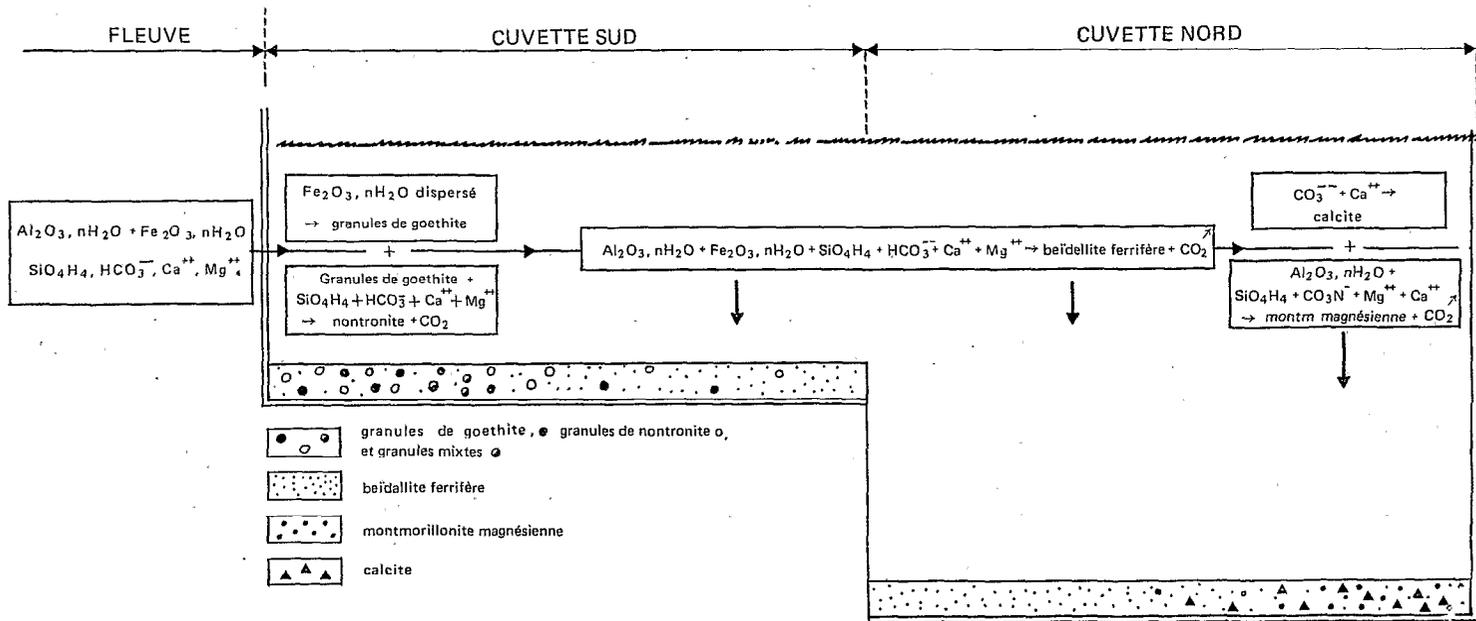


Figure 7.24 Localisation des divers types de néoformations argileuses et de la précipitation de calcite qui sont opérés au sein du lac.

8. CONTRIBUTION DES PROCESSUS BIOCHIMIQUES A LA RÉGULATION HYDROGÉOCHIMIQUE

8.1. INTRODUCTION

L'activité biologique est susceptible de marquer profondément l'hydrogéo-chimie d'un milieu, ceci de diverses manières. En effet, un élément donné peut se trouver intégré à la matière organique en tant que constituant de la matière vivante et/ou en tant qu'élément associé au matériau détritique par adsorption chimique ou physique. Il peut enfin subir indirectement l'influence de l'activité biologique lorsque celle-ci agit sur une autre substance avec laquelle il est lié par une relation d'équilibre. Il est donc aisé de concevoir que l'élément envisagé est d'autant plus affecté par l'activité biologique que :

- la biomasse et le taux de renouvellement des organismes demandeurs sont élevés.
- la destruction de ces organismes après leur mort, ou bien la vitesse de libération de l'élément, est lente.
- sa disposition à s'associer avec la matière organique sous forme de complexe est grande.
- il est en relation directe avec un ou plusieurs éléments qui eux sont touchés par l'activité biologique.

Notre étude n'a pas été réalisée dans l'optique de régler ce problème. Toutefois, nous disposons d'un certain nombre de données nous permettant de dégager quelques résultats qualitatifs sur la contribution des organismes à la régulation hydrogéochimique du lac.

Compte tenu des considérations générales qui viennent d'être faites, parmi les divers grands groupes d'organismes, trois nous paraissent à priori susceptibles de marquer directement la chimie du lac : les *mollusques*, qui doivent avoir une influence sur la dynamique du calcium, les *macrophytes supérieurs* sur celle du potassium, de la silice dissoute et, dans une moindre mesure du magnésium et du calcium et enfin, les *diatomées* sur la dynamique de la silice dissoute. Par ailleurs, des processus biologiques généraux, tels que la photosynthèse et la respiration, peuvent modifier de façon notable la concentration en ions H^+ du milieu, c'est-à-dire le pH et, par là, la distribution des espèces carbonatées en particulier. Mais nous ne reviendrons pas sur ce point, qui a été abordé à l'occasion de l'étude sur les équilibres des carbonates.

8.2. INFLUENCE DES MOLLUSQUES BENTHIQUES

Lévêque (1972) a souligné le premier, l'éventuelle influence des mollusques sur la régulation du calcium. Il a en particulier montré que la quantité de calcium, qui est emmagasinée dans les coquilles, est relativement importante par rapport à celle du stock de calcium lacustre dissous et que, par ailleurs, les besoins annuels en calcium des mollusques sont très largement *supérieurs* aux apports annuels fluviaux en cet élément.

En effet, d'après Lévêque, la biomasse totale moyenne des mollusques, exprimée en poids de coquilles, est de 400 000 t en 1970, ce qui représente 150 000 t de calcium, car les coquilles contiennent en moyenne 37 % de calcium, qui se trouve sous forme d'aragonite. Cette quantité est à peine inférieure à celle des apports moyens annuels en calcium (175 000 t). De fait, le renouvellement annuel du stock de coquille est tel que la production annuelle de coquille est de 1 850 000 t. Le besoin en calcium est alors égal à 700 000 t, ce qui représente 4 fois les apports moyens annuels en calcium, ou encore, près de la moitié du stock lacustre dissous en cet élément.

Il est évident, d'après ces données, que s'il n'y avait pas un *recyclage* permanent du calcium, la dynamique de cet élément dans le lac serait bouleversée. Sa concentration diminuerait rapidement lors du cheminement des eaux pour devenir nulle dans le nord du lac. A l'opposé, on peut concevoir que si la biomasse et la production des mollusques restent constantes dans le temps et que si la libération du calcium après la mort des organismes est rapide, la régulation du calcium n'est pas affectée globalement par les mollusques.

En réalité, les peuplements et les biomasses sont susceptibles de subir de profonds changements en fonction des fluctuations du lac. En outre, la vitesse de libération du calcium dépend du degré d'agressivité des eaux vis à vis de l'aragonite, qui varie régionalement selon les caractéristiques chimiques de ces eaux. Ce sont autant de raisons qui font penser que le rôle des mollusques dans la régulation du calcium n'est pas à négliger.

Les peuplements et les biomasses ont été estimés sur une période relativement courte (1968-1972) ; cette durée d'observation a néanmoins montré, nous allons le voir plus loin, que le développement des mollusques est très sensible aux variations du plan d'eau. Aussi les biomasses ne restent-elles relativement stables que tant que les fluctuations lacustres demeurent faibles. Il doit alors s'établir un régime permanent de transfert de calcium à travers les processus de production des coquilles, de leur destruction et éventuellement de leur enfouissement.

Levêque a remarqué que, dans la cuvette sud et même dans la moitié méridionale de la cuvette nord, le pourcentage des coquilles mortes par rapport à celui des coquilles vivantes reste faible et que, par ailleurs, ces coquilles mortes sont fortement érodées, ce qui prouve que le recyclage du calcium est assuré, sinon intégralement, du moins en grande partie en période de stabilité lacustre. Autrement dit, le taux de fixation de calcium dans les coquilles vivantes est certainement voisin de celui de libération de cet élément dans les coquilles mortes. Ainsi, dans ces régions, tout se passe globalement comme si la régulation n'était pratiquement pas touchée par la présence des mollusques, lorsque leur biomasse reste stationnaire. Dans la moitié septentrionale de la cuvette nord, il en est autrement : les coquilles mortes sont relativement abondantes et peu érodées. Elles s'y dissolvent donc lentement, voire pas du tout, et tendent ainsi à s'accumuler sur le fond et à être enfouies par l'alluvionnement actuel. Il y a bien, dans ce cas, une perte définitive en calcium pour le milieu lacustre. En réalité, cette perte est limitée pour deux raisons : la première est que les biomasses de mollusques restent relativement faibles dans le nord du lac ; la seconde repose sur le fait que les coquilles, au début de leur enfouissement, sont en contact avec des solutions interstitielles, qui sont fréquemment agressives vis à vis de l'aragonite (1). Elles sont alors dissoutes. Une preuve sur le caractère limité de ces pertes est fournie par l'absence de niveaux coquilliers dans le sédiment récent (2). De toute façon, le taux de fixation de calcium est ici supérieur à son taux de libération. Aussi, la différence correspond-elle au

(1) Ceci est surtout vrai dans les sédiments riches en matière organique, dont la décomposition produit du CO₂ "agressif".

(2) Il n'en a pas toujours été ainsi ; Levêque (1972) rappelle, en effet, que des niveaux coquilliers sont présents dans les sédiments du Paléotchad.

taux de calcium qui s'incorpore au sédiment. Les mollusques sont alors à l'origine de pertes en calcium.

Les transferts de calcium relatif au cycle des mollusques sont modifiés, lorsque les biomasses évoluent, ce qui est le cas lors d'une crue ou d'une décrue du lac. Malheureusement nous ne disposons de données à ce sujet que sur une période restreinte. La biomasse totale en mollusques a augmenté de 33 % de 1968 à 1970 (elle est passée de 560 000 t à 746 000 t en poids frais) tandis que la cote moyenne du lac est passée de 281,8 à 281,1. Elle a ensuite brutalement chuté pour atteindre en 1972, à la cote moyenne 280,7, une valeur 5 à 10 fois inférieure à celle de 1970. A cette occasion la demande en calcium a diminué d'autant, sans que la vitesse de dissolution des coquilles ait changé par ailleurs. Ce déséquilibre a dû avoir probablement pour effet d'enrichir le milieu, en 1 ou 2 ans, de 100 000 à 125 000 t de calcium. Cette quantité représente 9,3 à 11,7 % du stock de calcium dissous en 1971. On aurait donc dû constater une augmentation relative du stock de calcium par rapport aux stocks des autres éléments dissous. En réalité, c'est l'inverse que nous avons noté, c'est-à-dire une diminution relative ; ce qui tend à montrer que le milieu a été marqué plus fortement par d'autres processus de nature antagoniste. Toutefois, nous noterons lors de l'étude de l'évolution des stocks en sels dissous du lac au cours de sa décrue dans le chapitre 9 que le taux d'accroissement de la sédimentation chimique annuelle en calcium devient inférieur à ceux du magnésium et du potassium notamment. Il est tentant d'y trouver là l'explication.

Quoi qu'il en soit, il est possible que les modifications de transferts en calcium entre les mollusques et le milieu liquide, lorsque la biomasse de ces derniers évolue, soient tamponnées par les sédiments de surface, lesquels constituent une réserve en calcium non négligeable (une colonne de 4 cm de sédiments contient en moyenne autant de calcium libérable qu'une colonne de 2 m d'eau de même section). La réponse de la phase aqueuse aux fluctuations de la biomasse en mollusques, dans la mesure où les sédiments jouent le rôle d'intermédiaire, serait alors atténuée et retardée.

En définitive, nous n'avons pu apporter que des considérations d'ordre qualitatif à propos de l'influence des mollusques sur la régulation du calcium. Mais il faut souligner que ce n'est pas tant l'importance des échanges de calcium et, par là, la biomasse et la production des mollusques qui doit être prise en compte, mais plutôt, d'une part le taux de recyclage de cet élément et d'autre part les variations de biomasses qui créent momentanément des déséquilibres dans les échanges. Autrement dit, *on ne peut préjuger du rôle des mollusques sur la régulation du calcium en ne se référant qu'au stock de calcium que représentent leurs coquilles*, par rapport aux stocks dissous, et aux quantités annuelles de calcium nécessaires à leur production, par rapport aux apports fluviaux annuels.

Il reste certain que les pertes "définitives" en calcium sont d'autant plus importantes que les eaux sont incrustantes, ou encore, par voie de conséquence, que les eaux sont éloignées du delta, que lors d'une diminution des biomasses elles décroissent et enfin que lors d'une augmentation des biomasses elles croissent.

8.3. INFLUENCE DES MACROPHYTES SUPERIEURS

Il se produit un enrichissement des matériaux particulaires d'origine fluviatile en matière organique, au cours de leur sédimentation. D'après les résultats d'analyse du carbone total dans les sédiments et les suspensions moyennes du Chari et du Logone regroupés dans le tableau 5.12. (p. 184). On peut estimer que le facteur d'enrichissement est de l'ordre de 5. La matière organique, qui est la plus abondamment représentée dans les vases, est principalement d'origine végétale. Certes, on peut fréquemment déceler des débris de macrophytes dans la vase, laquelle par ailleurs est abondante, comme nous l'avons remarqué lors de la description des sédiments, dans les zones à forte production de végétaux subaquatiques. Néanmoins, c'est Cheverry (1974) qui, par une étude fine des vases de l'Archipel du Sud-Est en apporte la confirmation. En effet, Cheverry montre, grâce à l'analyse thermique différentielle et la spectrométrie infrarouge que l'humine se forme à partir de la lignine et de résidus protéiques, provenant principalement des *Phragmites*.

Il y a donc incorporation d'une partie de la matière organique d'origine macrophytique dans les sédiments et, par là, élimination d'une certaine quantité de constituants minéraux retenus dans cette matière organique. Le problème de la contribution des macrophytes à la régulation saline du lac se pose exactement dans les mêmes termes que celui relatif aux mollusques. Les éléments de réponse dont nous disposons, sont encore plus fragmentaires et approchés. Nous ne pouvons donc, encore une fois que nous limiter à des remarques qualitatives.

Nous allons, dans un premier temps, déterminer les teneurs relatives des composés minéraux qui nous intéressent, à savoir SiO_2 , Ca, Mg, Na et K, puis pour chacune des principales espèces (*Phragmites australis*, *Cyperus papyrus*, *Vossia cuspidate* et *Typha angustifolia*), les biomasses et les quantités de sels que ces dernières stockent.

8.3.1. COMPOSITION MINERALE DES MACROPHYTES

Les plantes, dont les principales parties ont été analysées (tiges, feuilles, racines, inflorescences) proviennent de l'Archipel du Sud-Est (Bo1) et des Ilots-Bancs du Nord (Nguigmi). Des déterminations chimiques ont été réalisées sur l'initiative de Levêque, au Laboratoire de Diagnostic Foliaire

de l'ORSTOM à Bondy, selon des techniques de dosage décrites par Didier de St Amand et al. (1968). Des diverses déterminations, ne sont retenues que celles relatives à SiO_2 , Ca, Mg, Na et K. Les résultats sont regroupés dans le tableau 8.1. Ils sont exprimés en poids et en moles ramenés à 100 g d'échantillon sec (séchage de 24 h. à 110°C). On remarque que les teneurs de chacun des composants minéraux envisagés, relatives à une partie donnée d'une espèce définie, peuvent varier dans de fortes proportions, selon l'emplacement de cette dernière. Or, la composition chimique moyenne, qu'il s'agit d'établir pour chaque espèce, ne peut être calculée, au mieux, qu'à partir de deux séries de prélèvements (l'un à Bo1, l'autre à Nguigmi). Dans ces conditions, elle n'a qu'une valeur indicative (Tabl. 8.1.). Notons, ce qui n'est pas une surprise en ce qui concerne les macrophytes, que ce sont la *silice* et le *potassium*, ce dernier à un degré moindre, qui sont les mieux représentés.

8.3.2. BIOMASSES DES MACROPHYTES ET QUANTITES DE SELS DISSOUS RETENUS

Les macrophytes, nous l'avons vu, sont installés sur les hauts fonds du lac qui correspondent le plus fréquemment à des sommets de dunes immergés, formant des îles de végétation ou îlots-bancs. Ils recouvrent $2\,400 \text{ km}^2$ soit 12 % de la surface du lac à la cote moyenne du plan d'eau 281,5 (cf. Fig. 3.7.p.49). La taille des îles, qui peut varier de quelques hectares à plusieurs km^2 , est en moyenne égale à $2,4 \text{ km}^2$. Quatre espèces sont dominantes : *Phragmites australis*, *Cyperus papyrus*, *Vossia cuspidate* et *Typha angustifolia* qui représentent dans l'ordre approximativement 85 %, 10 %, 4 % et 1 % de la surface totale occupée par les macrophytes.

Les biomasses des parties aériennes ont été estimées par Fotius à partir de coupes de 10 à 15 plateaux de 1 m^2 , qui ont été répétées en plusieurs points du lac, dans l'Archipel du Sud-Est, dans l'Archipel de l'Est, dans les Eaux-Libres du Sud-Est et dans les Ilots-Bancs du Nord, ceci pour les principales espèces. Les valeurs moyennes, qui sont exprimées en tonne de poids sec par hectare, sont regroupées dans le tableau 8.2. Compte tenu des surfaces relatives occupées par chacune des espèces, on peut facilement déduire les biomasses respectives (Tabl. 8.3.)

Tableau 8.3. Biomasses moyennes en poids frais, en poids sec et en poids de matière organique des parties aériennes des principaux macrophytes du lac.

	<i>Phragmites</i>	<i>Papyrus</i>	<i>Vossia</i>	<i>Typha</i>
Biomasse en poids frais (en t/ha)	73	140	70	85
Biomasse en poids sec (en t/ha)	31	28	17,5	15,5
Poids de matière organique (en t/ha)	3,41	2,24		1,27
Biomasse totale en poids sec (en $t \times 10^3$)	6335	674	168	13

Tableau 8.1. Teneurs des principaux macrophytes en SiO₂, K, Ca, Mg et Na selon les divers organes des plantes dans les *Ilots-Bancs du Nord* (NG) et dans l'*Archipel du Sud-Est* (BOL).

Dans la partie gauche du tableau les résultats, exprimés en poids, sont en % de poids sec ; dans la seconde partie, ils représentent des fractions de moles en % de chacun des éléments par rapport à la somme des cations.

	K	Ca	Mg	Na	SiO ₂	K	Ca	Mg	Na	SiO ₂
<i>Typha</i> tiges (NG)	2,12	0,54	0,23	0,24	0,04	54,4	13,5	9,6	10,4	0,66
<i>Typha</i> feuilles (NG)	2,27	1,02	0,3	0,4	0,3	58,2	25,5	12,5	17,3	5,0
<i>Typha</i> inflor. (NG)	1,47	1,12	0,34	0,06	0,7	37,7	28	14,1	2,6	11,5
<i>Typha</i> feuilles (BOL)	1,71	0,7	0,22	0,28	1,07	43,8	17,5	9,16	12,1	17,8
<i>Typha</i> inflor. (BOL)	1,63	0,81	0,4	0,1	0,47	41,8	20	16,6	4,34	7,8
<i>Papyrus</i> tiges (BOL)	0,98	0,28	0,08	0,09	3,55	25,2	7,0	3,33	3,9	59,1
<i>Papyrus</i> inflor. (BOL)	0,67	0,27	0,07	0,05	9,34	17,2	6,7	2,9	2,2	155
<i>Papyrus</i> racines (BOL)	0,78	0,38	0,22	0,11	9,47	20	9,5	9,1	4,8	158
<i>Phragm.</i> feuilles (NG)	1,84	0,24	0,12	0,01	6,58	47,2	6,0	5	0,4	109,5
<i>Phragm.</i> inflor. (NG)	0,54	0,49	0,26	0,03	11,25	13,8	12,2	10,8	1,3	187,5
<i>Phragm.</i> tiges (NG)	2,13	0,06	0,06	0,03	2,77	54,6	1,5	2,5	1,3	46,1
<i>Phragm.</i> feuilles (BOL)	0,72	0,75	0,18	0,01	22,4	18,5	18,75	7,5	0,4	373,3
<i>Phragm.</i> inflor. (BOL)	0,31	0,05	0,02	0,01	2,77	7,9	1,25	0,83	0,43	46,16
<i>Phragm.</i> racines (BOL)	0,34	0,45	0,25	0,04	19,07	8,7	11,25	10,4	1,7	318

Tableau 8.2. Teneurs moyennes des principaux macrophytes en SiO₂, K, Ca, Mg et Na. Les résultats sont exprimés en poids ramené à 100 g de plante séchée.

	K	Ca	Mg	Na	SiO ₂	K	Ca	Mg	Na	SiO ₂	
Tiges	<i>Phragm.</i>	2,05	0,08	0,09	0,025	3,0	52,5	2,0	3,7	1,1	50
	<i>Papyrus</i>	0,95	0,28	0,08	0,085	3,75	24,3	7,0	3,33	3,7	62,5
+ Feuilles	<i>Vossia</i>	0,90	0,12	0,10	0,02	8,50	23	3,0	4,1	0,87	142
	<i>Typha</i>	2,15	0,70	0,25	0,25	0,07	55,1	17,5	10,4	10,8	1,16
Racines	<i>Phragm.</i>	0,34	0,45	0,25	0,04	19,07	8,7	11,2	10,4	1,7	318
	<i>Papyrus</i>	0,78	0,38	0,22	0,11	9,47	20	9,5	9,1	4,78	158

Il devient alors possible de calculer les quantités des différents éléments chimiques, qui sont stockées dans les parties aériennes.

Les quantités de potassium, calcium, magnésium, sodium et silice sont respectivement égales à 138×10^3 t, $7,4 \times 10^3$ t, $6,6 \times 10^3$ t, $2,3 \times 10^3$ t et 230×10^3 t: Elles correspondent, dans l'ordre, à 170 %, 4 %, 8,5 %, 1,8 % et 23,5 % des apports moyens annuels correspondants, ou encore, à 11,2 %, 0,4 %, 0,8 %, 0,1 % et 6,8 % des stocks lacustres dissous.

Bien que ces estimations soient très approximatives, on constate que la quantité de potassium qui est stockée par les plantes est relativement importante au regard du stock de cet élément présent sous forme dissoute dans le lac et de la quantité annuellement apportée par les fleuves. Ceci est également vrai, dans une moindre mesure toutefois, pour la silice. En revanche, le calcium, le magnésium et surtout le sodium emmagasiné dans les plantes représentent une faible fraction des apports moyens annuels et des stocks lacustres dissous correspondants.

Pour avoir une idée sur les besoins annuels des macrophytes en sels minéraux, il faudrait connaître le taux de renouvellement annuel de la biomasse. Nous n'avons pas de données sur ce point en ce qui concerne le lac Tchad. Mais il est raisonnable d'admettre que le rapport Production sur Biomasse, P/B, est de l'ordre de 1. Dans ce cas les quantités de sels minéraux utilisées chaque année sont voisines de celles qui sont stockées dans les végétaux.

Les teneurs en matière organique, qui sont en moyenne 4-5 fois plus élevées dans les sédiments que dans les suspensions fluviales, montre bien que la vitesse de production de matière organique, en l'occurrence celle des macrophytes principalement, est généralement supérieure à celle résultant de la dégradation biochimique. L'accumulation de débris organiques est particulièrement importante dans les zones d'flots-bancs où la vase peut atteindre 50 à 80 cm. On a donc tout lieu de penser que les quantités annuelles de potassium et, dans une moindre mesure de silice, qui sont définitivement éliminées du milieu lacustre à proprement parler, sont loin d'être négligeables. En revanche, celles relatives aux autres éléments sont beaucoup plus faibles. Toutefois nous avons déjà précisé que l'élément envisagé est d'autant plus affecté par l'activité biologique que son aptitude à s'associer avec la matière organique est grande. Il a en effet d'autant plus tendance à s'accumuler dans les sédiments que sa vitesse de libération des détritiques est grande. Or, sur ce point, les cations alcalino-terreux sont susceptibles de former avec la matière organique des complexes plus stables que les cations alcalins (Schmitzer, 1965). En conséquence, les quantités de calcium et de magnésium qui sont définitivement perdues chaque année sont probablement plus élevées que ne le laissent paraître leurs quantités qui entrent en jeu dans le cycle annuel des macrophytes. La remarque opposée est à faire pour le potassium.

Les quantités de sels dissous mises en jeu sont profondément modifiées lorsque la biomasse varie. Or, celle-ci peut varier dans des proportions considérables à en juger la surface occupée par les îlots-bancs selon la cote du lac. A la cote moyenne du lac (281,5) la superficie colonisée par les macrophytes est de l'ordre de 2 500 km², tandis que l'on peut estimer, bien que nous ne disposions pas de données précises à ce sujet, que cette superficie diminue de moitié ou augmente du double selon que le niveau d'eau s'est stabilisé respectivement à la cote 283 ou 280.

Aussi, d'une façon générale peut-on penser que :

- lors d'une phase de crue, la biomasse tend à se réduire : les besoins des macrophytes en sels minéraux diminuent ; de plus, le taux de minéralisation l'emporte sur le taux de production. Il n'est donc pas impossible qu'il y ait restitution partielle des sels minéraux à la phase aqueuse par l'intermédiaire des détritiques sédimentés. Ce qui est certain est que la sédimentation chimique relevant de l'activité des macrophytes doit franchement diminuer ;

- lors d'une phase de décrue, le phénomène inverse tend à se produire. Toutefois, à l'occasion d'une sévère décrue, il y a exondation de certaines zones qui entraîne la disparition d'îlots-bancs. Lorsque les eaux viennent inonder à nouveau ces régions, elles tendent à s'enrichir en potassium et à un degré moindre en magnésium. Tel paraît avoir été le cas quand, en novembre 1973, des eaux en provenance des *Eaux-Libres du Sud-Est* ont traversé les *Îlots-Bancs du Sud-Est* (qui avaient été exondés pendant plusieurs mois) pour gagner l'*Archipel du Sud-Est* (Chantraine, communication personnelle).

8.4. INFLUENCE DES DIATOMÉES

Les diatomées pour la fabrication de leur test utilisent la silice dissoute du milieu aqueux. Cela a été bien mis en évidence dans le lac de Windermere par Lund et al. (1963-1964), qui ont établi une relation inverse entre des populations de *Asterionella*, *Fragilaria* et *Tabellaria* et la concentration en silice dissoute. Une corrélation du même type a également été établie dans la région de l'*Archipel du Sud-Est* par Iltis et Lemoalle.

Tout comme pour les mollusques et les macrophytes il faudrait savoir dans quelle mesure la silice des tests est restituée au milieu, c'est-à-dire quel est le rapport entre la vitesse de dissolution des tests et celle de leur incorporation dans les sédiments. Sur ce sujet, c'est Lewin (1961) et Krauskopf (1967) qui apportent le plus d'informations, tout en soulignant la complexité du processus de dissolution. Les tests de diatomées contemporaines

auraient une vitesse de dissolution voisine de celle des gels de silice (1). Mais Krauskopf fait remarquer que, après la destruction de la membrane organique qui protège les tests de leur dissolution, ces derniers sont susceptibles d'adsorber notamment des hydroxydes de fer, ce qui aurait pour effet de retarder leur dissolution. En fonction de ces diverses considérations il est bien difficile de prévoir l'importance de la sédimentation biochimique. En effet, si d'un côté la présence d'hydrate de fer dans les sédiments freine la vitesse de dissolution des tests celle-ci doit rester notable s'il est bien vrai qu'elle est voisine de celle d'un gel de silice ; ceci d'autant que la température du milieu est élevée. D'une façon générale on peut penser que :

- l'accroissement de la biomasse en diatomées est accompagné d'un accroissement des dépôts de silice dissoute.

- la sédimentation est d'autant plus importante que la concentration en silice dissoute du milieu en question est proche de la concentration de saturation de la silice amorphe (120-130 mg/l).

(1) Les tests des diatomées fossiles d'après ces auteurs auraient une forme plus épaisse et, par là, ils auraient une vitesse de dissolution plus lente, ce qui expliquerait les formations de diatomites qui sont fréquemment rencontrées dans la cuvette tchadienne (M. et S. Servant, 1970).

Les principaux processus, qui contrôlent les bilans dynamiques des diverses substances minérales dissoutes et particulaires, viennent d'être passés en revue et analysés d'un point de vue strictement qualitatif. Si l'on tente de faire une synthèse de toutes les données, on est conduit à faire ressortir les points suivants :

a) En ce qui concerne les éléments dissous, tout d'abord, leur dynamique est, pour une bonne part, contrôlée par les infiltrations ; il faut ajouter que :

- celle du calcium est aussi réglée par la précipitation de calcite, les diverses néoformations argileuses et par les cycles biologiques des mollusques et des macrophytes ;

- celle du magnésium, par les néoformations argileuses (en particulier celles qui ont lieu au nord du lac) et le cycle biologique des macrophytes ;

- celle du potassium, par le cycle biologique des macrophytes principalement ;

- celle des carbonates et bicarbonates par les différents processus qui viennent d'être cités (1) ;

- enfin, celle de la silice dissoute par les néoformations de smectites et les cycles biologiques des macrophytes et des diatomées.

b) Quant aux éléments particuliers, certains d'entre eux, au cours de leur alluvionnement, subissent une évolution conduisant à de nouvelles espèces minéralogiques. Ainsi, les taux de fer et d'aluminium amorphe, qui sont principalement sous forme d'hydroxydes, sont contrôlés par la production de smectites, laquelle augmente d'autant la teneur en smectites des sédiments. En revanche, l'illite, les feldspaths et la kaolinite ne paraissent pas être l'objet de transformations géochimiques.

Le tableau 8.3. récapitule l'ensemble des relations qui existent entre les principaux processus de régulation hydrogéochimique et les substances minérales étudiées.

(1) Toute élimination de cations provoque un déséquilibre de la balance ionique. Une réaction secondaire s'ensuit, qui le rétablit : $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; elle est, elle-même, suivie d'autres réactions qui provoquent une redistribution des espèces carbonatées dissoutes. Ici, notons simplement, qu'il disparaît autant de moles de CO_3H^- que d'équivalents de Ca^{++} , Mg^{++} et K^+ , ceci sous forme de CO_2 qui est libéré. Les seuls dépôts correspondent à la précipitation de la calcite.

Tableau 8.3. Relations existant entre les principaux processus de la régulation et les substances minérales considérées.

	Apports d'origine fluviatile	Pertes par infiltrations ou dépôt	Perte ou gain par voie biochimique (cycles biologiques)			Perte ou gain par voie géochimique (néoformation, précipitation)			
			mollusques	macrophytes	diatomées	nontronite	smectite-Fe	smectite-Mg	calcite
Na ⁺	+	-							
Ca ⁺⁺	+	-	-	-		-	-	-	-
Mg ⁺⁺	+	-		-		-	-	-	
K ⁺	+	-		-					
CO ₃ H ⁻	+	-	-	-		-	-	-	-
SiO ₄ H ₄	+	-		-	-	-	-	-	
Quartz	+	-							
Illite	+	-							
Feldspaths	+	-							
Kaolinite	+	-							
Smectite	+	-				+	+	+	
SiO ₂ am.	+	-			+				
Al ₂ O ₃ am.	+	-					-	-	
Fe ₂ O ₃ am.	+	-				-	-		
Calcite		-							+

Troisième partie

**Essai d'interprétation
du fonctionnement général du lac**

9. INTERVENTION

DES DIFFÉRENTS PROCESSUS RÉGULATEURS

AU COURS DES PÉRIODES RÉCENTE ET ACTUELLE

9.1. INTRODUCTION

Tenter de comprendre la régulation hydrogéochimique du lac, c'est-à-dire la manière dont la composition chimique des eaux et la composition minéralogique des sédiments sont réglées, revient à établir les transferts de matière au sein du milieu lacustre, puis à identifier les processus qui en sont la cause et enfin à quantifier l'intervention de ces derniers.

. Les *transferts* moyens annuels de matière ont été établis

- en ce qui concerne les éléments dissous, sur la période 1954-1972;
- en ce qui concerne les matériaux solides, sur une période correspondant à la durée de constitution des sédiments de surface, et ceci en supposant que la composition minéralogique moyenne des transports solides fluviaux pour cette période est la même que celle des transports actuels.

. La confrontation des résultats hydrochimiques et sédimentologiques a permis de préciser avec un bon degré de confiance la *nature des principaux processus régulateurs*. Ainsi, il est apparu que certains transferts de matières dissoute et particulaire procèdent par exemple de réactions *communes* : c'est le cas des néoformations argileuses et des précipitations de calcite.

. Si l'on veut, en revanche évaluer *l'impact de chacun de ces processus régulateurs*, au cours des quelques cent dernières années de l'histoire

du lac, on ne peut malheureusement pas se référer à ce caractère complémentaire des deux études concernant les transferts de matériaux solides et dissous : en effet, celles-ci sont relatives à des périodes de *durées fort différentes* ; or, chaque processus a pu jouer un rôle plus ou moins important au cours du temps ; ce qui signifie que les états hydrochimiques et sédimentologiques du lac décrits ne sont pas nécessairement le reflet l'un de l'autre.

Ainsi, faute de pouvoir aboutir en une fois à une interprétation globale du système nous avons été conduits à aborder ce problème pour chacune des périodes précitées :

- La période la plus longue, ou période dite *récente*, que nous considérerons en premier, sera étudiée par l'*intermédiaire* principalement de données géochimiques et cristallographiques relatives aux sédiments ;

- La période la plus courte, ou période *actuelle* sera examinée ensuite, grâce en grande partie à des données hydrochimiques.

9.2. INTERVENTION DES PROCESSUS REGULATEURS AU COURS DE LA PERIODE RECENTE

De quelle manière la composition chimique des eaux et la composition minéralogique des sédiments de surface ont-elles été réglées en moyenne durant la période récente ? Quels sont les transferts de matière qui se sont opérés au cours de cette même période ? Telles sont les questions qui se posent à ce stade de l'étude sur la régulation du milieu. Pour tenter d'y répondre, nous allons successivement aborder les aspects sédimentologiques et hydrochimiques.

9.2.1. ASPECTS DE LA REGULATION SEDIMENTOLOGIQUE

(Evaluation des transferts moyens annuels en phase solide)

Si l'on veut saisir les modifications que subissent les matériaux solides apportés au lac au cours de leur alluvionnement, il faut évidemment comparer la composition minéralogique moyenne des sédiments à celle des suspensions fluviatiles, portant sur la période envisagée.

Ce problème a, en partie, été abordé à la fin de l'étude sédimentologique du milieu (cf. § 5.5., p.202), en assimilant dans un premier temps la composition minéralogique moyenne des apports solides, correspondant à la période récente, à celle relative à la période actuelle.

Les résultats suivants ont été dégagés :

a) *Kaolinite, Illite et Feldspaths* : Les valeurs des rapports $\frac{[illite]}{[kaolinite]}$, $\frac{[illite]}{[feldspaths]}$ et $\frac{[kaolinite]}{[feldspaths]}$ des suspensions solides sont *identiques* à celles des rapports correspondants des sédiments. Nous en avons tiré deux conclusions : premièrement ces minéraux ne subissent pas de transformations notables ; deuxièmement, ils ont été transportés vers le lac durant la période récente dans les mêmes proportions qu'au

cours de la période actuelle.

b) *Smectites* : Au sein du lac des néoformations argileuses ont été mises en évidence ; leur taux moyen annuel a été établi en prenant comme base de calcul le régime actuel des transports solides ou, plus exactement le régime actuel de la kaolinite, de l'illite et des feldspaths. Ainsi, 2/3 des smectites contenues dans les sédiments seraient d'origine autochtone. A partir d'analyses chimiques et cristallographiques et en tenant compte de ce rapport, nous en avons déduit que les néoformations argileuses étaient des montmorillonites. Notons que si nous avions retenu un rapport plus faible, nous aurions obtenu une smectite contenant plus de 4 moles de Si par maille, ce qui ne peut être. Dans ces conditions, nous avons été conduit à estimer que les apports annuels en smectite au lac au cours de la période récente se sont effectués dans des proportions telles que le rapport moyen $\frac{[\text{smectite}]}{[\text{kaolinite}] + [\text{illite}] + [\text{feldspaths}]}$ a été le même que de nos jours, sinon légèrement inférieur. Par suite, les proportions entre smectite, kaolinite, illite et feldspaths ont peu varié selon les périodes envisagées, récente ou actuelle. En conséquence, on peut aboutir au fait que le taux moyen de néoformation de smectites est de 545×10^9 t/an, en se basant sur le régime actuel des apports (1) ou encore de $1,4 \times 10^9$ M/an (2).

c) *Les constituants amorphes* : Enfin, en ce qui concerne ces composés, nous avons noté, d'un côté un appauvrissement des sédiments en hydrate ferrique et en alumine amorphe et, d'un autre côté, un net enrichissement en silice amorphe. Au rythme des apports actuels, cela représente $21,2 \times 10^3$ t de Fe_2O_3 amorphe, 29×10^9 t de Al_2O_3 amorphe et 130×10^9 t de SiO_2 amorphe. Les quantités de Fe_2O_3 et d' Al_2O_3 qui disparaissent en tant que composés amorphes participent à des néoformations de smectites, chacun d'eux en proportions variables selon les types envisagés.

Ceci étant établi, il s'agit si l'on veut pousser plus loin l'analyse des transferts de matière, de préciser les contributions du fer et de l'aluminium amorphe aux diverses néoformations et de vérifier si les quantités globales transformées sont du même ordre de grandeur que celles des smectites produites, en moyenne annuelle.

-
- (1) Tout au long de cette étude, les transferts de matière sont calculés en prenant pour base le régime actuel des apports. Or, le régime a vraisemblablement quelque peu varié au cours du temps. Aussi, les divers taux de modifications géochimiques sont-ils définis à un coefficient de proportionnalité près.
 - (2) Le poids moléculaire moyen de smectites néoformées, compte tenu de leur composition structurale et de leurs proportions relatives (ces dernières étant évaluées d'après leurs extensions respectives dans le lac), est proche de 390.

a) Considérons en premier *l'alumine amorphe*.

Les smectites ferrifères et magnésiennes qui sont à faciès argileux contiennent respectivement 1,32 et 0,24 moles d'Al (1). Vu leurs répartitions dans l'espace, on peut raisonnablement estimer qu'elles représentent dans l'ordre, 90 % et 10 % de leur somme. Il est alors aisé d'évaluer, à partir de cette base, les fractions d'alumine amorphe qui participent à la néoformation de l'une et de l'autre des smectites.

Rappelons que la quantité totale d'alumine amorphe transformée est de 29×10^3 t/an, ce qui correspond à $0,58 \times 10^9$ M/an d'Al. A partir de cette donnée, on peut calculer le nombre de moles de smectites à faciès argileux, x, qui devrait se former chaque année :

$1,32 \times 0,9 x + 0,24 \times 0,1 x = 0,58 \times 10^9$, soit $x = 0,48 \times 10^9$ moles, lesquelles sont réparties entre $0,43 \times 10^9$ moles de montmorillonites ferrifères et $0,048 \times 10^9$ moles de montmorillonites magnésiennes. Ainsi la quantité d'aluminium qui participe au premier type de néoformation est de $0,43 \times 10^9 \times 1,32$ ou $0,565 \times 10^9$ M/an, celle qui participe au second type de néoformation, c'est-à-dire le restant, est de $0,015 \times 10^9$ M/an. En d'autres termes, *les néoformations de montmorillonite ferrifère utilisent 97,5 % de l'alumine amorphe qui se combine au sein du lac.*

b) Considérons maintenant *le fer amorphe*.

De ces deux smectites à faciès argileux, qui viennent d'être envisagées, le fer ne participe de façon notable qu'à la formation de la smectite ferrifère, laquelle contient 0,43 moles de fer par maille. D'où, la quantité de fer ainsi combinée :

$0,43 \times 10^9 \text{ M} \times 0,43 = 0,185 \times 10^9 \text{ M}$. Or, $21,2 \times 10^3$ t de Fe_2O_3 ou $0,265 \times 10^9 \text{ M}$ de Fe sont transformés chaque année. Par suite, la quantité de fer qui contribue à la néoformation de la nontronite serait égale à la quantité totale de fer qui est utilisée pour les néoformations diminuée de celle relative à la fabrication de la smectite ferrifère, soit $0,265 \times 10^9 - 0,18 \times 10^9$ ou $0,085 \times 10^9$ moles.(2)

On constate de ce fait que *68 % du fer qui se combine, participent à la néoformation de la montmorillonite ferrifère, 32 % à celle de la nontronite*. La quantité totale des smectites, qui seraient formées en moyenne chaque année d'après les bilans des hydrates de fer et d'aluminium amorphes, serait de $0,48 \times 10^9 + 0,049 \times 10^9$ ou $0,53 \times 10^9$ moles. Les smectites à faciès argileux (montmorillonite ferrifère et magnésienne) représenteraient donc selon ces chiffres 90,5 % des néoformations totales, celles à faciès *granulaire* (nontronite 9,5 %).

(1) L'aluminium participant aux néoformations de nontronite peut être négligé.

(2) Rappelons que les granules contiennent en moyenne 40 % de nontronite.

Ainsi, d'après les bilans relatifs à l'alumine et au fer amorphes que nous venons d'établir, il se formerait $0,53 \times 10^9$ moles de smectites par an. Or, d'après le bilan direct des smectites, il s'en formerait $1,40 \times 10^9$ moles. La différence entre ces deux valeurs est trop grande, pour qu'elle puisse être imputable aux seules approximations commises. C'est donc l'hypothèse de départ (à savoir que les compositions minéralogiques moyennes des suspensions relatives aux périodes récentes et actuelles sont identiques) qui est à remettre en cause :

- Il est fort probable que ce sont les teneurs en alumine et fer amorphes des suspensions actuelles du Chari, qui sont nettement inférieures à ce qu'elles étaient autrefois ; or ceci conduit à *sous-estimer* les quantités de fer et d'aluminium qui se combinent sous forme de smectite et, par là, la production de ces dernières.

Nous disposons d'un indice en faveur de cette hypothèse. En effet, rappelons que les granules noirs, qui constituent le premier stade de formation des sédiments à pseudo-sables, ne sont localisés que dans une région *très proche* du delta. Ainsi, la formation de granules n'a lieu actuellement que dans une région fort restreinte, comparativement à celle propre aux pseudo-sables ; ce qui signifie que, dans un passé récent, la production de granules concernait une région beaucoup plus vaste. En conséquence, les apports de goethite, dont sont constitués les granules noirs, devaient être beaucoup plus abondants que de nos jours. Toutefois, pour étayer totalement l'hypothèse en question, il faudrait pouvoir être certain que, non seulement les apports en goethite étaient plus importants, mais aussi que le rapport $\frac{\text{[hydrate de fer]}}{\text{[kaolinite]} + \text{[illite]} + \text{[feldspath]}}$ était plus élevé que le rapport actuel.

- Mais on pourrait encore supposer que dans un passé récent, les teneurs en smectites des suspensions fluviales étaient plus élevées qu'actuellement, auquel cas on *surestimerait* le taux des néoformations argileuses.

En fait, nous venons de rappeler les raisons pour lesquelles le taux moyen de néoformation de smectites doit être de $1,40 \times 10^9$ M/an, voire supérieur.

Il s'agit alors de modifier en conséquence les quantités de fer et d'aluminium amorphes qui participent chaque année aux néoformations argileuses. Pour ce faire, il faut admettre que les teneurs en hydrates de fer et d'aluminium ont peu varié entre elles au cours de la période envisagée, de façon à maintenir que 9,5 % des smectites néoformées correspondent à la nontronite des granules. Ainsi, sur $1,4 \times 10^9$ moles de smectites néoformées, $0,13 \times 10^9$ moles sont distribuées sous forme de nontronite, $1,14 \times 10^9$ moles sous forme de montmorillonite ferrifère et enfin, $0,265 \times 10^9$ moles sous forme de montmorillonite magnésienne.

En adoptant ce rythme de production, la quantité annuelle de fer qui entre dans les néoformations est égale à la somme de celle qui est fixée pour l'élaboration d'une part de la nontronite ($0,13 \times 10^9 \text{ M} \times 1,87 = 0,245 \times 10^9 \text{ M}$) et d'autre part de la montmorillonite ferrifère ($0,14 \times 10^9 \text{ M} \times 0,43 = 0,49 \times 10^9 \text{ M}$), soit à $0,735 \times 10^9 \text{ M}$. Cette valeur est 2,75 fois supérieure à celle correspondante, obtenue en se basant sur le régime actuel des apports

($0,265 \times 10^9$ M.). Il en est de même pour l'aluminium : la quantité annuelle qui se combine est égale à $1,59 \times 10^9$ M ($0,58 \times 10^9 \times 2,75$) ; $1,55 \times 10^9$ M ($1,59 \times 10^9 \times 0,975$) disparaît sous forme de montmorillonite ferrifère, $0,04 \times 10^9$ M ($1,59 \times 10^9 \times 0,025$) sous forme de montmorillonite magnésienne.

Pour établir en totalité les transferts de fer et aluminium, il faut maintenant évaluer quelles ont dû être les teneurs en fer et aluminium amorphes des suspensions relativement à la somme kaolinite + illite + feldspaths au cours de la période récente et ceci, de façon à expliquer le taux annuel de production de smectite. Il s'agit d'adopter une démarche de calcul *inverse* de celle qui a été utilisée pour mettre en évidence la "disparition" partielle de ces deux éléments dans le lac (cf. § 5.5.1., p.202).

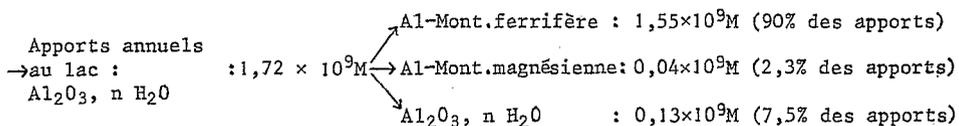
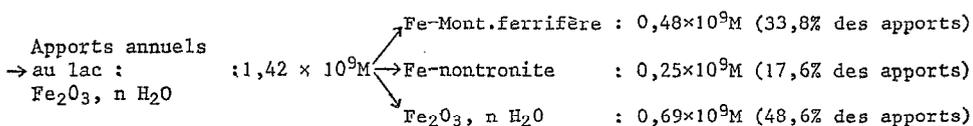
Rappelons que la quantité de l'élément i transformée dans le lac, Δi , est égale à $|x - y| \times 1558 \times 10^3$ t ; x et y désignant respectivement $\left(\frac{[i]}{[KIF]}\right)_F$ et $\left(\frac{[i]}{[KIF]}\right)_L$

Dans le cas du fer amorphe :

$\Delta Fe_2O_3_{am.} = 2,75 \times 21,2 \times 10^3$ t = $58,3 \times 10^3$ t, d'où $(x - y) = 3,74$ %. Or, y est égal à 3,59 % ; par suite $x = 7,33$ %. On obtient alors la quantité annuelle de fer amorphe transportée : $7,33/100 \times 1558 \times 10^3$ t = 144×10^3 t. Cette valeur est 1,5 fois supérieure à la valeur actuelle (76×10^3 t).

Pour l'aluminium amorphe, par un calcul analogue, on trouve que la quantité annuellement apportée au lac est de $87,7 \times 10^3$ t, ce qui correspond à un apport 2,4 fois plus élevé que l'apport actuel.

En définitive, on obtient les schémas de transfert suivants de Fe_2O_3 et Al_2O_3 amorphes :



c) Enfin, il reste le cas de la *silice amorphe*

Selon le rythme actuel des apports fluviatiles solides, il y aurait au sein même du lac un enrichissement de $2,20 \times 10^9$ moles de silice amorphe chaque année. Cet enrichissement ne serait-il qu'apparent ? en ce sens que, comme pour les autres composés labiles, la teneur en silice amorphe aurait été, dans les suspensions fluviatiles, plus élevées par le passé que de nos jours ? Ou bien, proviendrait-il d'une sédimentation biochimique par l'intermédiaire

des diatomées et des macrophytes ? Il n'est pas possible de lever ces indéterminations. En effet :

- d'un côté, il est à peu près certain que lors des fortes crues du siècle dernier, les zones amonts des bassins versants, occupées par des sols ferrallitiques riches en sesquioxydes, ont été plus fortement érodées qu'actuellement et, par là, les charges solides des eaux devaient être plus riches en hydrates de sesquioxydes.

- d'un autre côté, il n'y a pas un recyclage intégral de la silice dissoute, qui est utilisée par les macrophytes et les diatomées : une partie, chaque année, s'incorpore définitivement aux sédiments.

Pour la suite de l'étude nous admettrons, faute de mieux faire, que l'enrichissement des sédiments en silice amorphe n'est dû qu'à la sédimentation biochimique, mais nous garderons bien à l'esprit que cette sédimentation ainsi chiffrée est surestimée.

Note : A l'issue de l'analyse qui vient d'être réalisée au sujet des transferts au sein du lac relatifs aux matériaux solides transportés par les fleuves et les diverses conclusions qui en ont été tirées, on peut aisément établir la composition moyenne de la charge solide des eaux correspondant à la période récente, à condition de ne pas prendre en compte la présence de quartz dont on ne connaît pas la teneur :

[Kaolinite] = 50,8 % [Illite] = 14,9 % [Feldspaths] = 7,7 %

[Smectites] = 14,0 % [Al₂O₃ amorphe] = 4,1 % [Fe₂O₃ amorphe] = 5,4 %

[Silice amorphe] = 3,0 % ; chaque valeur est exprimée en pourcentage pondéral.

9.2.2. ASPECTS DE LA REGULATION HYDROCHIMIQUE

(Evaluation des transferts moyens annuels en phase dissoute)

L'étude hydrochimique a permis de mettre en évidence une importante sédimentation chimique au sein du lac, de silice dissoute et dans une moindre mesure de cations Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ et K⁺. En comparant les compositions chimiques moyennes des suspensions et des sédiments de surface, nous allons tenter d'évaluer

- les sédimentations globales de chacun de ces éléments ;
- puis l'importance relative des principales formes sous lesquelles ils sont incorporés dans les sédiments, ou, ce qui revient au même, celle des principaux processus provoquant la sédimentation chimique ;
- A l'issue de cette tentative, qui consiste à préciser les transferts de sels dissous au sein du lac, il sera alors possible d'établir, à partir de la composition chimique relative moyenne des eaux d'apport, celle des eaux

lacustres durant la période récente.

9.2.2.1. Les sédimentations chimiques globales

Les dépôts globaux de chacun des sels dissous peuvent être estimés en reprenant la méthode, qui a été utilisée au paragraphe 5.5.1, pour établir les pertes ou les gains selon le cas, en constituants amorphes et en smectites (1).

Les données de base sont les valeurs moyennes en pourcentage pondéral, des suspensions fluviatiles et des sédiments de surface en SiO_2 , CaO , MgO , K_2O et Na_2O ; les premières sont calculées à partir des résultats du tableau 5.3. a et b, les secondes à partir de ceux du tableau 5.10. Elles sont regroupées dans le tableau 9.1.

Tableau 9.1. Pourcentages pondéraux moyens des suspensions solides fluviatiles et des sédiments lacustres en SiO_2 , CaO , MgO , K_2O et Na_2O .

	SiO_2 (2)	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Suspensions solides fluviatiles	37,88	0,17	0,54	1,35	0,51
Sédiments du lac	37,61	2,15	1,30	1,14	0,345

D'où les résultats qui sont regroupés dans le tableau 9.2.

Tableau 9.2. Teneurs des suspensions solides fluviatiles et des sédiments lacustres en SiO_2 , CaO , MgO , K_2O et Na_2O , relativement à la somme des teneurs de kaolinite, d'illite et de feldspaths, soit $[i]_F / [KIF]_F$ et $[i]_L / [KIF]_L$. Ecart entre les teneurs en chacun des oxydes dans les sédiments et dans les suspensions solides, en valeur relative $(\Delta i)_F$ et en valeur absolue (Δi) .

	SiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
$[i]_F / [KIF]_F$	67,88	0,30	0,97	2,41	0,91
$[i]_L / [KIF]_L$	97,3	5,56	3,36	2,95	0,90
$\Delta (i)_F$	29,42	5,26	2,39	0,54	0
$\Delta (i) \times 10^3 \text{ t}$	458,5	82,0	37,2	8,40	0
$\Delta (i) \times 10^9 \text{ M}$	7,65	1,46	0,93	0,09	0

- (1) Les dépôts de carbonates dissous, qui sont sous forme de calcite, représentent une faible fraction des carbonates éliminés du milieu aqueux. Ils sont directement déduits des dépôts de calcium à l'état de calcite. Aussi ne sont-ils pris en considération que dans le paragraphe suivant consacré aux sédimentations spécifiques.
- (2) Les valeurs de SiO_2 correspondent aux valeurs de la silice totale des suspensions solides et des sédiments diminuées de celles correspondantes relatives au quartz.

On peut remarquer, en premier lieu, que les *sédiments du lac ne s'enrichissent pas en sodium*, ce qui signifie qu'il n'y a pas élimination de cet élément par voie biogéochimique. Or, il s'agit là d'un résultat important, puisqu'il confirme l'hypothèse selon laquelle le sodium n'est éliminé du milieu que par infiltration. N'oublions pas que c'est grâce à cette hypothèse que nous avons estimé les infiltrations d'eau et les dépôts actuels dans le lac des autres éléments dissous.

Par ailleurs, sur la base du régime actuel des apports solides au lac, il faut noter que l'enrichissement moyen annuel des sédiments de surface, durant leur période de constitution, concerne principalement la silice dissoute ($\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} = 7,65 \times 10^9 \text{ M}$), puis, à un degré moindre, les alcalino-terreux ($\text{Ca}^{++} = 1,46 \times 10^9 \text{ M}$ et $\text{Mg}^{++} = 0,93 \times 10^9 \text{ M}$) et enfin le potassium ($\text{K}^+ = 0,18 \times 10^9 \text{ M}$).

En réalité, si le calcul avait été effectué sur la base du régime moyen des transports relatif à la période envisagée, ces valeurs auraient été différentes, probablement plus élevées si l'on en juge par les crues du Chari qui étaient plus fortes dans le passé. Mais les valeurs ainsi obtenues sont certainement définies à un coefficient de proportionnalité près, puisque les teneurs en illite, feldspaths et kaolinite des apports ont vraisemblablement peu varié entre elles au cours de la période envisagée.

9.2.2.2. Les sédimentations chimiques spécifiques

Il s'agit maintenant de tenter d'évaluer l'importance relative des principaux processus provoquant une sédimentation chimique, ou encore, ce qui revient au même, l'importance relative des principales formes sous lesquelles les éléments en provenance de la phase liquide sont incorporés dans les sédiments. Ces formes sont rappelées pour chacun d'eux dans le tableau synoptique

a) La silice dissoute

La silice dissoute qui dépose, se retrouve dans les sédiments, d'une part à l'état de smectites néoformées, et d'autre part sous forme de détritiques organiques (macrophytes, diatomées ...).

Evaluons en premier la silice dissoute incorporée sous forme de smectites autochtones ; ces dernières contiennent, d'après leur composition structurale près de 4,00 moles de silice par unité de maille ; or, leur production moyenne annuelle est de $1,4 \times 10^9$ moles. D'où, la quantité de silice dissoute utilisée pour leur fabrication $4,00 \times 1,4 \times 10^9 \text{ M} = 5,60 \times 10^9 \text{ M/an}$; on calcule aisément que $4,55 \times 10^9 \text{ M}$, $0,50 \times 10^9 \text{ M}$ et $0,55 \times 10^9 \text{ M}$ participent respectivement aux néoformations des montmorillonites ferrifère et magnésienne et à la nontronite.

L'enrichissement total des sédiments en silice est de $7,65 \times 10^9 \text{ M/an}$. En conséquence, $2,05 \times 10^9$ moles de silice sont incorporées sous d'autres

formes, lesquelles, sur le plan des analyses chimiques, correspondent à la silice amorphe. Or, cette dernière a été évaluée selon une autre méthode au paragraphe 5.5.1. qui donne pour valeur $2,20 \times 10^9$ M/an. La concordance est satisfaisante.

Il faut rappeler que cette silice amorphe, qui enrichit chaque année les sédiments, est calculée sur la base actuelle des transports solides. Or, nous avons signalé que, par le passé, la valeur du rapport $\left(\frac{[SiO_2]_{am}}{[KIF]_F}\right)$ a pu être supérieure à la valeur actuelle du même rapport. Dans ce cas, une partie de l'enrichissement en silice amorphe des sédiments, laquelle est totalement attribuée aux dépôts de la silice dissoute des eaux, serait d'origine fluviale. Il y aurait par suite surestimation des dépôts.

Ainsi, sur la base du rythme actuel des apports, les transferts de silice dissoute dans le lac sont les suivants, en moyenne annuelle :

→ Apports fluviaux	$SiO_4H_4 = 16,1 \times 10^9 M$	→ SiO_2 -Mont.ferrifère : $4,55 \times 10^9 M$ (28,2% des apports)
		→ SiO_2 -Mont.magnésienne : $0,50 \times 10^9 M$ (3,10% des apports)
		→ SiO_2 -nontronite : $0,55 \times 10^9 M$ (3,4% des apports)
		→ SiO_2 amorphe (détritus) : $2,05 \times 10^9 M$ (12,7% des apports)
		→ $Si(OH)_4$ infiltrations : $8,45 \times 10^9 M$ (52,5% des apports)

A partir de ces chiffres, on peut dire que plus de la moitié de la silice dissoute en provenance des fleuves est éliminée par infiltration ; le restant dépose par l'intermédiaire des processus géochimiques de néoformation de smectite (73,2 % des dépôts) et de processus biochimiques - activités des macrophytes et des diatomées - (26,8 % des dépôts).

b) Le calcium

Le calcium issu des eaux lacustres se trouve principalement incorporé dans les sédiments sous forme de calcite, de cations saturant les positions d'échange des smectites néoformées, d'aragonite dans les tests de mollusques et enfin sous une forme combinée aux débris organiques.

De l'enrichissement total des sédiments en calcium, $(\Delta CaO)_T$, qui est en moyenne annuelle de $1,46 \times 10^9$ M, on peut évaluer la part qui revient à la calcite. Il suffit de calculer l'enrichissement en calcium des sédiments privés de calcite. Celui qui est dû à ce carbonate est alors obtenu par différence.

La teneur des sédiments, ne contenant pas de calcite, en CaO , soit CaO_L , est égale à 0,95 % d'après les données du tableau.

$$D'où, l'enrichissement relatif de ces sédiments, $(\Delta CaO)_R$:$$

$$\Delta (CaO)_R^* = \frac{[CaO]_L^*}{[KIF]_L} - \frac{[CaO]_F}{[KIF]_F} = \frac{0,95}{38,65} - \frac{0,17}{55,8} = 2,15$$

et l'enrichissement absolu, $(\Delta\text{CaO})^*$:

$$\Delta(\text{CaO})^* = \Delta(\text{CaO})_r \times \frac{[\text{KIE}]}{F} = 2,15 \times 1558 \times 10^3 \text{t} = 33,56 \times 10^3 \text{t} = 0,60 \times 10^9 \text{ M}$$

et, enfin, les dépôts en calcite, $\Delta(\text{CaO}_{\text{calc.}})$:

$$\Delta(\text{CaO}_{\text{calc.}}) = \Delta(\text{CaO})_r - \Delta(\text{CaO})^* = 1,46 \times 10^9 - 0,60 \times 10^9 = 0,86 \times 10^9 \text{ M/an.}$$

Il serait possible d'évaluer la quantité de calcium liée aux smectites néoformées d'après leurs formules structurales. En fait, lors des analyses le cortège en cations échangeables de ces derniers a probablement été modifié à la suite de la destruction de la matière organique et des lavages des sédiments qui sont faits préalablement. Il est donc préférable, pour connaître la quantité de calcium *fixée* aux smectites, d'utiliser directement les données sur les cations échangeables des sédiments (1). Celles-ci sont connues depuis le travail de Dupont (1972) (Tabl. 9.3.). Divers matériaux argilo-vaseux sont envisagés, qui ont, les uns et les autres un cortège de cations échangeables de composition très voisine.

Tableau 9.3. Bases échangeables et bases totales de divers types de sédiments lacustres.

	Bases échangeables (mé/100 g)				Bases totales (mé/100 g)			
	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na
Vase grise	20,2	11	1,3	0,8	28,5	35,2	10,2	7,1
Vase brune	22,4	10,9	1,1	1	22,1	40	12,2	8,4
Vase grenue	19,4	8,3	1,3	0,5	24,3	39	12,2	6,4
Argile structurée	18,1	8,3	1,3	0,5	23,2	47	15,9	7,4
Argile molle	16	8	1,1	0,5	28,5	44,2	15,9	7,74
Sédiment "moyen"	19,2	9,3	1,22	0,65	25,3	41,1	13,2	7,4

Ainsi, les sédiments argilo-vaseux contiennent 19 mé de Ca^{++} échangeable/100 g d'échantillon, tandis que leur quantité totale en cet élément est de 25,3 mé/100 g des mêmes échantillons. Autrement dit, 76 % du calcium est lié aux smectites. Il s'agit de sédiments dans lesquels il n'y a pas de calcite. On évalue alors facilement la quantité de calcium qui est, en moyenne annuelle, fixée sous forme échangeable, $\Delta(\text{CaO}_{\text{éch.}})$:

$$\Delta(\text{CaO}_{\text{éch.}}) = 0,76 \times \Delta(\text{CaO})^* = 0,60 \times 10^9 \times 0,76 = 0,455 \times 10^9 \text{ M}$$

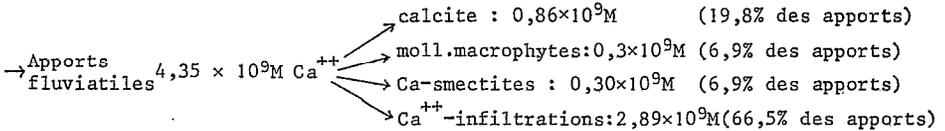
En fait, cette quantité de calcium ne vient pas intégralement du calcium dissous dans les eaux du lac. Il faut tenir compte de ce que 1/3 des smectites sont d'origine allochtone, déjà garnies en cations échangeables. En conséquence, la quantité de calcium, issue des eaux lacustres, fixée sous forme de cations échangeables, $\Delta(\text{CaO}_{\text{éch.}})^*$, est égale à $0,30 \times 10^9 \text{ M/an.}$

(1) En toute rigueur, il est probable qu'une partie non négligeable de cations échangeables est liée aux détritiques organiques.

Enfin, par différence, on évalue la quantité moyenne annuelle de calcium définitivement incorporé dans les sédiments par l'intermédiaire des macrophytes et surtout des mollusques, $\Delta (\text{CaO}_M)$:

$$\Delta (\text{CaO}_M) = \Delta (\text{CaO})^* - \Delta (\text{CaO}_{\text{éch.}})^* = 0,30 \times 10^9 \text{ M.}$$

D'où, les transferts du calcium dissous au sein du lac :



D'après ces résultats, on en déduit que 79,5 % des dépôts de calcium issu des eaux lacustres sont effectués par voie géochimique - 59 % sous forme de calcite, 20,5 % sous forme de cations échangeables liés aux smectites néoformées - et 20,5 % par voie biochimique, sous forme essentiellement de mollusques et de macrophytes.

c) Le magnésium

Le magnésium, en provenance des eaux lacustres, est principalement incorporé dans le sédiment à travers les néoformations argileuses - en tant que constituant de leur feuillet pour une grande part et de cations échangeables pour une plus faible part - et les détritiques organiques (macrophytes...).

La quantité de magnésium qui participe à l'édification du réseau des smectites $\Delta (\text{MgO}_{\text{sm.}})$ est obtenu immédiatement, étant donné que l'on connaît le nombre de moles de smectites qui se forment en moyenne chaque année : $1,40 \times 10^9 \text{ M}$, et le nombre moyen de moles de magnésium contenu dans ces minéraux : $0,345 \text{ M}$.

$$\text{D'où } \Delta (\text{MgO}_{\text{sm.}}) = 0,345 \times 1,4 \times 10^9 \text{ M} = 0,48 \times 10^9 \text{ M/an}$$

La quantité de magnésium, qui est annuellement piégée sous forme de cations échangeables, est obtenue de la même manière que celle du calcium $\Delta (\text{MgO}_{\text{éch.}})$. D'après le tableau 9.3, on remarque que 23 % du magnésium total est sous forme échangeable.

$$\text{D'où } \Delta (\text{MgO}_{\text{éch.}}) = 0,23 \times \Delta (\text{MgO})_T = 0,23 \times 1,30 \times 10^9 = 0,30 \times 10^9 \text{ M/an}$$

En fait, de même que pour le calcium, nous allons évalué que la quantité de magnésium en provenance des eaux du lac qui est ainsi fixée, $\Delta (\text{MgO}_{\text{éch.}})^*$, représente les deux tiers de cette valeur, soit $0,20 \times 10^9 \text{ M/an}$.

La quantité de magnésium définitivement stockée par les détritiques organiques, $\Delta (\text{MgO}_M)$, est évaluée par différence :

$$\begin{aligned} \Delta (\text{MgO}_M) &= \Delta (\text{MgO})_T - \Delta (\text{MgO}_{\text{sm.}}) - \Delta (\text{MgO}_{\text{éch.}})^* \\ &= 0,95 \times 10^9 - 0,48 \times 10^9 - 0,20 \times 10^9 = 0,27 \times 10^9 \text{ M/an.} \end{aligned}$$

Regroupons les transferts de magnésium dans le lac ; en moyenne annuelle :

→ Apports Fluviatiles	3,30 × 10 ⁹ Mg ⁺⁺	→ Mg-Smectites	: 0,68 × 10 ⁹ M (20,6% des apports)
		→ Mg-macrophytes	: 0,27 × 10 ⁹ M (8,2 % des apports)
		→ Mg ⁺⁺ -infiltrations:	2,35 × 10 ⁹ M (71,2% des apports)

Ainsi 29 % des apports sont éliminés par voie biogéochimique (71,5% par voie géochimique, 28,5 % par voie biochimique).

d) Le potassium

Le potassium des eaux du lac qui dépose dans les sédiments se trouve contenu dans les détritits organiques, principalement ceux des macrophytes. On peut négliger la quantité, qui est incorporée dans les néoformations argileuses.

Ainsi, d'après le paragraphe 9.2.2.1., $0,09 \times 10^9$ M de K₂O ou encore $0,18 \times 10^9$ M de K⁺ en provenance des eaux, sont fixés chaque année.

D'où les transferts de potassium au sein du lac, en moyenne annuelle:

→ Apports Fluviatiles	2,05 × 10 ⁹ K ⁺	→ K-macrophytes	: 0,18 × 10 ⁹ M (8,8 % des apports)
		→ K ⁺ -infiltrations:	1,87 × 10 ⁹ M (91,2 % des apports)

e) Les carbonates

L'activité biologique a pour effet de créer des flux de CO₂ aux interfaces eau-sédiment et eau-atmosphère. Globalement, il y a piégeage définitif d'une certaine quantité de carbone dans les détritits organiques qui sont enfouis au cours de l'alluvionnement. Ce déficit, dans le milieu lacustre, est comblé par un apport de CO₂ atmosphérique. Donc, lorsqu'il y a déplacement des équilibres du système des carbonates, ces mêmes équilibres tendent à se rétablir : lorsque l'amplitude des déplacements d'équilibre n'est pas trop importante, l'hydrochimie du milieu n'est pas modifiée. En revanche, les néoformations argileuses et la précipitation de la calcite provoquent une rupture des équilibres du système des carbonates ; de nouveaux équilibres tendent à s'établir qui ont pour conséquence, dans le premier cas, la libération de CO₂ et, dans le second cas, le dépôt de carbonates, CO₃⁻⁻⁻. Par suite, les seules pertes de carbonates modifiant la salure des eaux qui sont figurées dans le sédiment, sont celles relatives à la précipitation de calcite. Elles sont égales à celle du calcium éliminée sous cette forme, c'est-à-dire à $0,86 \times 10^9$ M/an.

En définitive, nous venons d'établir les transferts de silice dissoute et des ions calcium, magnésium, potassium et carbonates au sein du milieu lacustre et, par là, de quantifier l'intervention des processus régulateurs propres à chacun de ces éléments dissous. Les différents résultats, qui sont exprimés en valeurs moyennes annuelles, en prenant pour base de calcul

le régime actuel des transports fluviaux, sont regroupés dans le tableau 9.4.

Tableau 9.4. Sédimentations chimiques spécifiques dans le lac de la silice dissoute, du calcium, du magnésium, du potassium et des carbonates.

Sels dissous	Sédimentation chimique totale (en $M \times 10^9$ /an)	Sédimentation biochimique (en $M \times 10^9$ /an) (en %)		Sédimentation géochimique			
				Smectites		Calcite	
				(en $M \times 10^9$ /an)	(en %)	(en $M \times 10^9$ /an)	(en %)
SiO ₄ H ₄	7,65	2,05	26,8	5,60	-	73,2	-
Ca ⁺⁺	1,46	0,30	20,5	0,30	0,86	20,5	58,9
Mg ⁺⁺	0,95	0,27	28,5	0,68	-	71,5	-
K ⁺	0,18	0,18	100	-	-	-	-
CO ₃ ⁻⁻⁻	0,86	-	-	-	0,86	-	100

Rappelons que les valeurs absolues de ce tableau ne sont définies qu'à un coefficient de proportionnalité près. Ce coefficient est vraisemblablement > à 1, si l'on considère que les niveaux du lac ont été plus élevés au 19ème siècle que de nos jours (Maley, 1973).

Ainsi, on note que la silice dissoute qui dépose, participe presque aux trois quarts aux néoformations argileuses ; le calcium à plus de 50 % sous forme de calcite précipitée, le restant étant à moitié fixé de façon "définitive" par les organismes (mollusques, notamment) à moitié combiné aux néoformations argileuses ; le magnésium, qui "sédimente", est aux deux tiers incorporé dans les néoformations argileuses, à un tiers fixé de façon définitive par les organismes (macrophytes) ; quant au potassium, il est incorporé dans les sédiments presque entièrement par l'intermédiaire des macrophytes ; enfin, les carbonates ne déposent que sous forme de calcite.

9.2.2.3. Conséquences des sédimentations chimiques sur l'hydrochimie du lac

A partir de ces données, il est tout à fait possible d'avoir une idée de la composition chimique relative moyenne des eaux du lac Tchad au cours de la période de constitution des sédiments de surface, à condition de s'appuyer sur deux hypothèses (1)

- (1) On ne pouvait connaître la composition chimique moyenne des eaux lacustres en valeurs absolues que si l'on connaissait, d'une part, le régime moyen des apports tant hydrique que dissous et solides et, d'autre part, le mode de régulation hydrique, c'est-à-dire le rapport des volumes d'eaux évaporés diminué de celui relatif aux pluies sur le volume des infiltrations, en moyenne annuelle.

- la première hypothèse consiste à admettre que la composition chimique relative des eaux a peu varié au cours de cette période. Ceci est fort probable, puisque la composition des eaux en sels dissous provient d'une altération du type monosiallitique de roches ignées (cf. annexe II, p. 347) laquelle s'exerce certainement depuis une époque bien plus reculée que celle envisagée.

- la seconde hypothèse est beaucoup plus approximative : elle postule que les charges solides et dissoutes des eaux fluviatiles ont évolué durant la période récente selon un rapport *voisin* du rapport correspondant actuel. (1)

Ceci posé, nous allons établir les calculs comme lors de l'étude sur les transformations hydrochimiques dues aux modifications géochimiques en se référant au régime actuel des transports en sels dissous. Les résultats seront encore obtenus à un coefficient de proportionnalité près.

Les apports fluviatiles dissous $(\bar{i})_F$, en valeur moyenne annuelle sont les suivants (cf. § 4.1.2.3.) :

$$(\bar{Ca})_F = 4,35 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{Mg})_F = 3,3 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{Na})_F = 5,6 \times 10^9 \text{ M}$$

$$(\bar{K})_F = 2,05 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{HCO}_3)_F = 22,4 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{SiO}_4\bar{H}_4)_F = 16,1 \times 10^9 \text{ M}$$

Les pertes totales $(\bar{i})_P$ sont en moyenne égales aux apports, tandis que les pertes totales par sédimentation $(\bar{i})_S$, si l'on s'appuie sur la 2ème hypothèse sont égales, d'après le paragraphe 7.2.2.1., à :

$$(\bar{Ca})_S = 1,46 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{Mg})_S = 0,95 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{K})_S = 0,18 \times 10^9 \text{ M}$$

$$(\bar{HCO}_3)_S = 5,0 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{SiO}_4\bar{H}_4)_S = 7,65 \times 10^9 \text{ M}$$

D'où, celles par infiltration $(\bar{i})_I$:

$$(\bar{Ca}^{++})_I = 2,89 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{Mg}^{++})_I = 2,35 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{Na}^+)_I = 5,6 \times 10^9 \text{ M}$$

$$(\bar{K}^+)_I = 1,87 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{HCO}_3^-)_I = 17,4 \times 10^9 \text{ M} ; (\bar{SiO}_4\bar{H}_4)_I = 8,45 \times 10^9 \text{ M}$$

On peut alors en déduire les concentrations moyennes des eaux $[\bar{i}]_L = (\bar{i})_I / (\bar{v})_I$; $(\bar{v})_I = 3,85 \times 10^9 \text{ m}^3$, selon le régime hydrique actuel

$$[\bar{Ca}^{++}]_L = 0,75 \text{ mM/l} ; [\bar{Mg}^{++}]_L = 0,61 \text{ mM/l} ; [\bar{Na}^+]_L = 1,45 \text{ mM/l}$$

$$[\bar{K}^+]_L = 0,48 \text{ mM/l} ; [\bar{HCO}_3^-]_L = 4,52 \text{ mM/l} ; [\bar{SiO}_4\bar{H}_4]_L = 2,19 \text{ mM/l}$$

et par suite la composition chimique relative des eaux, qui seule retiendra notre attention car elle est indépendante de l'importance des apports fluviatiles annuels :

$$[\bar{Ca}^{++}]_{Lr} = 22,8 \% ; [\bar{Mg}^{++}]_{Lr} = 18,5 \% ; [\bar{Na}^+]_{Lr} = 44 \%$$

$$[\bar{K}^+]_{Lr} = 14,6 \% ; [\bar{HCO}_3^-]_{Lr} = 67,4 \% ; [\bar{SiO}_4\bar{H}_4]_{Lr} = 32,6 \%$$

(1) S'il n'est pas certain qu'elles ont évolué dans les mêmes proportions, elles ont toutefois évolué dans le même sens.

Ainsi, si l'on compare la composition chimique moyenne de ces eaux à celle qui caractérise l'hydrochimie actuelle du lac, à savoir :

$$\begin{aligned} [\text{Ca}^{++}]_{\text{Lr}} &= 20,8 \% & ; & \quad [\text{Mg}^{++}]_{\text{Lr}} = 16,8 \% & \quad ; & \quad [\text{Na}]_{\text{Lr}} = 47,8 \% \\ [\text{K}^+]_{\text{Lr}} &= 14,5 \% & ; & \quad [\text{HCO}_3^-]_{\text{Lr}} = 84 \% & \quad ; & \quad [\text{SiO}_4\text{H}_4]_{\text{Lr}} = 16 \% \end{aligned}$$

On remarque que la composition de la salure ionique a peu varié : les teneurs en calcium, en magnésium et en potassium ont légèrement augmenté par rapport à celle du sodium. En revanche, la concentration en silicates dissous a franchement diminué, et, en conséquence, sa teneur relative au détriment de celle des bicarbonates.

9.2.3. CONCLUSIONS SUR LES GRANDS TRAITS DE LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE

Les divers transferts de matière au sein du lac ont été établis en prenant pour base de calcul le régime actuel des transports en kaolinite, illite et feldspaths, qui est au total de 1558×10^3 t. Ils ont donc été déterminés à un coefficient de proportionnalité près.

En revanche, ces transferts, s'ils sont exprimés en pourcentages des pertes et/ou des gains dans les sédiments de surface et des pertes dans les eaux, restent inchangés, quelle que soit l'importance des apports annuels dans la mesure où les compositions relatives des charges dissoutes et solides des eaux d'apport ne varient pas et dans la mesure où ces charges se maintiennent entre elles selon un même rapport pondéral.

Le tableau 9.5. regroupe les différents transferts de matière au sein du lac (exprimés en pourcentage molaire), tels qu'ils résultent de l'intervention des processus régulateurs.

La conséquence de ces transferts se traduit par l'évolution de la composition de la charge dissoute des eaux et de celle des sédiments de surface respectivement par rapport aux charges dissoutes et solides des fleuves, lesquelles sont également représentées sur le tableau 9.5. Les éléments dissous sont exprimés en pourcentage molaire ; les éléments solides parmi lesquels il n'est pas tenu compte du quartz, en pourcentage pondéral.

9.3 , INTERVENTION DES PROCESSUS REGULATEURS AU COURS DE LA PERIODE ACTUELLE

Pour tenter d'appréhender la régulation hydrogéochimique du lac durant la période récente, nous disposons de deux séries de données relatives aux sédiments : celles résultant des analyses chimiques totales et celles de l'analyse minéralogique (évaluation des principales espèces minérales). La combinaison des résultats a permis :

CARACTÉRISTIQUES HYDROCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES MOYENNES DES APPORTS FLUVIATIILES			
Composition relative de la salure des eaux		Composition relative de la charge solide des eaux	
Na ⁺	36	kaolinite	50,8
Ca ⁺⁺	28,5	illite	14,9
Mg ⁺⁺	22	feldspaths	7,7
K ⁺	13,5	smectites	14,0
CO ₃ H ⁻	58,5	Al am.	4,1
SiO ₄ H ₄	41,5	Fe am.	5,4
		Si am.	3,0 (≤)

CARACTÉRISTIQUES HYDROCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES MOYENNES DU MILIEU LACUSTRE RÉSULTANT DE L'INTERVENTION DES PROCESSUS RÉGULATEURS			
Composition relative de la salure des eaux		Composition relative des sédiments de surface	
Na ⁺	44,0	kaolinite	40,2
Ca ⁺⁺	22,8	illite	11,9
Mg ⁺⁺	18,5	feldspaths	6,1
K ⁺	14,6	smectites	31,8
CO ₃ H ⁻	67,4	Al am.	0,25
SiO ₄ H ₄	32,6	Fe am.	2,1
		Si am.	7,3
Dépôts de calcite dans les sédiments du nord.			



TRANSFERTS DE MATIERE AU SEIN DU LAC ET INTERVENTIONS PONDÉRÉES DES PROCESSUS RÉGULATEURS						
DANS LES EAUX			DANS LES SÉDIMENTS DE SURFACE			
	Pertes spé. en % des apports totaux	Processus en jeu	Pertes spé. en % des apports totaux	Processus en jeu	Gains spé. en % des gains totaux	Processus en jeu
Na ⁺	100	infiltrations				
Ca ⁺⁺	66,5	infiltrations				
	19,8	précip. de calcite				
	6,9	mollusques, macrophytes				
	6,9	néof. de smectites				
Mg ⁺⁺	71,2	infiltrations				
	20,6	néof. de smectites				
	8,2	macrophytes				
K ⁺	91,2	infiltrations				
	8,8	macrophytes				
CO ₃ H ⁻	78,0	infiltrations				
	8,0	précipitations				
	14,0	dégazage de CO ₂				
SiO ₄ H ₄	52,5	infiltrations				
	31,3	néof. de mont.-Fe et Mg				
	3,4	néof. de nontronite				
	12,7 (≤)	diatomées, macrophytes				
Fe am.			48,6	dépôts		
			33,8	néof. de mont.-Fe		
			17,6	néof. de nontronite		
Al am.			90	néof. de mont.-Fe		
			7,5	dépôts		
			2,3	néof. de mont.-Mg		
Si am.			100	dépôts	100	diatomées, macrophytes
Smectites			100	dépôts	72,5	néof. de mont.-Fe
					9,5	néof. de nontronite
					8,0	néof. de mont.-Mg
Calcite					100	précipitations de calcite
Kaolinite			100	dépôts		
Illite			100	dépôts		
Feldspaths			100	dépôts		

Les valeurs sont exprimées en % molaire.

* Il ne s'agit ici que de l'intervention des processus géochimiques. En fait CO₃H⁻ est un maillon intermédiaire du cycle biochimique du carbone entre l'atmosphère, l'eau et le sédiment à travers les processus cataboliques et anaboliques.

Tableau 9.5. La régulation hydrogéochimique du lac au cours de la période récente.

- de reconstituer la composition minéralogique moyenne de la charge solide du Chari portant sur la période envisagée, puis d'établir, par comparaison de cette composition minéralogique avec celle des sédiments, les *transferts en matériaux solides* au sein du lac,

- de déterminer la sédimentation chimique et, par suite, les *transferts en matériaux dissous* dans le milieu lacustre,

- et de pondérer l'intervention des processus qui règlent la composition chimique des eaux et la composition minéralogique des sédiments, à partir des deux types de résultats précédants.

Pour aborder la régulation actuelle, nous ne disposons que des seules données hydrochimiques. Or, ces données, à partir desquelles est déduit l'équilibre hydrochimique du lac, sont la résultante de l'action conjointe des différents agents régulateurs. C'est pourquoi, il n'est pas possible d'évaluer l'importance relative de chacun d'eux.

Toutefois on sait que les processus régulateurs affectent de façon différentielle la dynamique des principaux éléments dissous et, par là, les transferts au sein du lac. Connaissant leur action qualitative, on peut donc, grâce à l'analyse comparée des transferts actuels et récents tirer des indications sur leur importance relative.

Ceci dit, il ne faut pas oublier :

- que la régulation est plus complexe que ce que nous en avons présenté lors de l'étude relative à la période récente, car *le mode de régulation du lac est modifié lors des crues et des décrues* ;

- que le schéma moyen de régulation, qui a été établi pour cette période, résulte, en fait, de l'intégration non seulement des transferts de matière qui se sont opérés lorsque le lac est dans son état d'équilibre mais aussi de ceux mis en oeuvre lors des fluctuations lacustres.

Or, si nous ne sommes pas en mesure de pondérer dans le détail l'intervention actuelle des processus régulateurs, comme cela a été réalisé à propos de la période récente, en revanche nous pouvons obtenir des informations sur l'évolution globale de la régulation à l'occasion des crues et des décrues.

Ainsi, nous allons tenter d'évaluer l'impact actuel des processus régulateurs sur l'hydrogéochimie du milieu :

- dans un premier temps, lorsque celui-ci est *en équilibre dynamique*, en analysant les transferts actuels en sels dissous au sein du lac par comparaison avec les mêmes transferts relatifs à la période récente.

- dans un second temps, lorsque celui-ci est *en phase de crue ou de décrue*, en analysant l'évolution de la sédimentation chimique, résultant de l'évolution des transferts en sels dissous.

Si les données de base qui vont être utilisées pour le développement de la première partie seront tirées des paragraphes 4, (p.85) et 9.2. (p. 283), en revanche celles concernant la seconde partie, qui sont

relatives à l'évolution des stocks en sels dissous, d'une part, du milieu pris dans son ensemble et d'autre part, des deux cuvettes sud et nord devront être présentées auparavant.

9.3.1. ETUDE DU MILIEU EN PERIODE D'EQUILIBRE : INDICATIONS SUR L'INTERVENTION ACTUELLE DES DIVERS PROCESSUS REGULATEURS D'APRES L'ANALYSE DES TRANSFERTS RECENTS ET ACTUELS EN SELS DISSOUS

L'un des points communs entre les régulations correspondant aux périodes récente et actuelle concerne la régulation du sodium dissous. En effet, *le sodium n'est réglé que par le volume des infiltrations* ; à ce titre, il peut donc servir d'élément de référence pour comparer les transferts récents et actuels, au sein du lac, des autres composés dissous. A partir de cette comparaison, il devient possible de faire un certain nombre de remarques au sujet de l'importance relative des diverses formes de la sédimentation chimique actuelle, bien que celle-ci ne soit connue que de façon globale.

Dans ce but, nous avons regroupé les transferts récents et actuels en sels dissous dans un même tableau (Tabl. 9.6.). Ces différents transferts sont exprimés en pourcentage des apports annuels (ou des pertes annuelles), de façon à pouvoir faire des comparaisons sans être gêné par le fait que ceux propres à la première période sont établis à un coefficient de proportionnalité près.

Tableau 9.6. Sédimentations chimiques et infiltrations moyennes de la silice dissoute, du calcium, du magnésium et du potassium au sein du lac durant les périodes récentes et actuelles, exprimées relativement aux apports fluviaux moyens.

Sédimentation chimique moyenne annuelle en % des apports moyens annuels		Infiltrations moyennes annuelles en % des apports moyens annuels		
Période récente		Période actuelle	Période récente	Période actuelle
SiO ₄ H ₄	47,5 % néof.de smectite:34,7% activité biologique:12,7%	81,3 %	52,5 %	18,7 %
Ca ⁺⁺	33,5 % néof.de smectite:6,9 % activité biologique:6,9 % préc.de calcite:19,8 %	44,8 %	66,5 %	55,2 %
Mg ⁺⁺	28,8 % néof.de smectite:20,6 % activité biologique:8,2 %	40,9 %	71,2 %	59,1 %
K ⁺	8,8 % activité biologique=8,8 %	19,5 %	91,2 %	80,5 %

La première constatation est que la sédimentation chimique globale établie relativement aux pertes totales, est actuellement nettement plus importante que dans un passé récent. Ainsi, les sédimentations relatives en silice dissoute, calcium, magnésium et potassium sont, dans l'ordre, 1,70, 1,35, 1,40 et 2,20 fois supérieures de nos jours.

En réalité la sédimentation chimique actuelle est probablement surestimée pour la raison suivante : le sodium a été pris comme élément de référence pour évaluer la sédimentation des autres sels. Or, pour l'établissement des équilibres dynamiques des divers sels dissous, il n'a pas été tenu compte des sels solubles apportés par les vents. Certes, ils sont certainement peu abondants. Toutefois, on peut prévoir, à la suite de Maglione (1973), qu'il s'agit notamment de bicarbonates et de carbonates de sodium en provenance des salines localisées en bordure septentrionale et orientale du lac. La sédimentation chimique est alors d'autant plus surestimée que d'une part les apports par voie éolienne en sels de sodium par rapport aux autres sels sont élevés et que d'autre part les apports éoliens représentent une fraction notable des apports totaux.

Nous allons maintenant examiner de plus près les transferts de nature biochimique puis ceux de nature géochimique.

9.3.1.1. Comparaison des transferts biochimiques

a) Envisageons d'abord la sédimentation biochimique propre aux *macrophytes*. On peut évaluer son importance relative directement en se référant au taux de sédimentation annuelle du potassium. En effet, la sédimentation de cet élément provient en majeure partie de l'activité des macrophytes. Or, vu que le taux d'élimination biochimique du potassium, relativement à celui dû aux infiltrations, est deux fois plus important de nos jours, on en déduit que l'activité biologique des macrophytes s'est accrue dans les mêmes proportions. Ce résultat n'est pas surprenant. En effet la cote moyenne du plan d'eau durant la période récente a certainement été supérieure à 281,9 m. - la valeur moyenne actuelle -. Or, la fraction de la surface totale du lac occupée par les macrophytes décroît lorsque le lac monte et inversement. En conséquence, la biomasse de macrophytes était en moyenne moins importante autrefois que maintenant.

Ceci étant, il ne faut pas oublier que la sédimentation biochimique est réglée, non seulement par la biomasse du groupe envisagé, mais aussi par l'évolution de celle-ci. A ce propos, il faut remarquer que la biomasse en macrophytes ne reste stationnaire dans le temps que lorsque le plan d'eau est stabilisé depuis plusieurs années, évidemment aux fluctuations saisonnières près. Dans ces conditions, la sédimentation biochimique dont elle est responsable correspond vraiment à la "sédimentation chimique d'équilibre" propre à la cote moyenne donnée du plan d'eau. Au contraire, lorsque le lac, dans une phase de crue ou de décrue, passe par la cote envisagée, la sédimentation due aux macrophytes n'est plus égale à sa valeur d'équilibre

- dans le cas de la *décrue*, il y a accroissement de la biomasse des macrophytes qui tend vers la biomasse d'équilibre : la production de macrophytes est alors *supérieure* à ce qu'elle serait en milieu stationnaire et, par

suite, il en est de même de la sédimentation biochimique.

- dans le cas de la *Crue*, le phénomène inverse se produit ; la sédimentation devient *inférieure* à sa valeur d'équilibre.

En conséquence, il est probable que, en 1967, lorsque le lac en période de décrue a atteint la cote d'équilibre 281,9, la sédimentation biochimique relative aux macrophytes a été plus importante qu'elle n'aurait été si le lac s'était maintenu durant plusieurs années à ce niveau. Ainsi, par ce biais, la sédimentation chimique totale, établie en assimilant l'état hydrochimique du lac en 1967 à son état d'équilibre, a été certainement *surestimée*.

Au demeurant, étant donné que la cote moyenne du lac de la période actuelle est plus basse selon toute vraisemblance que celle de la période récente, la sédimentation biochimique en potassium provoquée par les macrophytes est plus importante de nos jours. Par suite, on peut en déduire qu'il en est de même des fractions de silice dissoute, de calcium et de magnésium qui sont éliminées sous cette forme.

Enfin, rappelons qu'à l'échelle des deux cuvettes, la sédimentation biochimique en potassium est plus importante dans la cuvette nord que dans celle du sud (37 % contre 67 % d'après le paragraphe 4.7.4., p.113). Ceci s'explique par le fait que la surface occupée par les macrophytes est plus grande dans la cuvette nord et, par là, la biomasse de ces derniers (Carmouze, Dupont, 1970).

b) Considérons maintenant la sédimentation biochimique relative aux mollusques et aux diatomées. Le problème revient à déterminer ce qu'il en est de leurs biomasses et de l'évolution de ces derniers en fonction de la cote du plan d'eau et de ses fluctuations. Nous ne disposons à ce sujet que d'indices bien tenus :

- la biomasse des *mollusques* est passé de 560 000 t en 1968 à 746 000 t en 1970, soit une augmentation de 33 %, tandis que durant cette même période la cote du lac a baissé de 70 cm. Par contre, elle ne représente plus en 1972 que 1/5ème à 1/10ème de sa valeur de 1970, alors que la décrue s'est accentuée (Levêque, 1973). Il semble ainsi qu'au dessous de la cote 280,5, l'environnement physico-chimique du milieu devienne défavorable au développement de ces organismes, notamment en raison de l'accroissement de la turbidité des eaux et du remaniement intensifié des fonds. A ceci, il faut ajouter que la surface colonisable s'est fortement rétrécie.

- La biomasse en *diatomées*, principalement représentée par *Nitzschia spiculum* et *Melosira granulata* a certainement augmenté lorsque le lac a brutalement baissé en 1972-1973. En effet, dans l'Archipel du Sud-Est, nous avons enregistré une nette diminution de la teneur en silice dissoute : celle-ci est passée de 0,6-0,5 mM/l à 0,2-0,1 mM/l en moyenne, alors que la salure ionisée a augmenté notablement. Or, une *corrélacion inverse* a été établie entre la teneur en silice dissoute et la biomasse en diatomées (Iltis et Lemoalle, 1975). Il est donc probable que cette diminution de silice dissoute

résulte d'un accroissement de la biomasse en diatomées. Toutefois, cette spectaculaire chute de la teneur en silice s'explique aussi par le fait que le renouvellement des eaux de la région envisagée est devenu beaucoup plus faible et, par suite, les apports annuels en silice dissoute, eux-mêmes, ont diminué.

En dépit de ces deux derniers résultats fragmentaires, il semble raisonnable de penser que les biomasses des trois groupes d'organismes envisagés croissent lorsque le lac baisse. (1). Le phénomène inverse doit se produire, lorsque le lac monte. Il est donc logique d'avancer que la sédimentation biochimique est plus importante de nos jours que dans un passé récent, puisque la cote moyenne actuelle du plan d'eau est plus basse.

Par ailleurs, l'activité des mollusques et des diatomées a dû être en 1967 supérieure à la moyenne, pour des raisons identiques à celles qui ont été évoquées dans le cas des macrophytes. Il s'agit donc d'une nouvelle source de surestimation du taux moyen annuel de sédimentation chimique établie cette année-là.

9.3.1.2. Comparaison des transferts géochimiques

Abordons à présent la sédimentation géochimique. Il est fort possible qu'il en est du taux annuel de sédimentation géochimique comme de celui de sédimentation biochimique, à savoir qu'il croît lorsque le lac baisse. En effet, il est logique de penser que le taux annuel de néoformations argileuses est d'autant plus élevé, toutes choses étant égales par ailleurs, que la surface de contact sels dissous - réactants solides est plus grande. Ce qui est bien le cas lors d'une décrue, si l'on en juge par le net accroissement de la turbidité des eaux, ou ce qui revient au même par la diminution de leur transparence de 1964 à 1972 (Fig. 9.1.) : à Bol, la transparence, mesurée au disque de Secchi, est passée de 120 cm à la cote 283, à 20 cm à la cote 280.

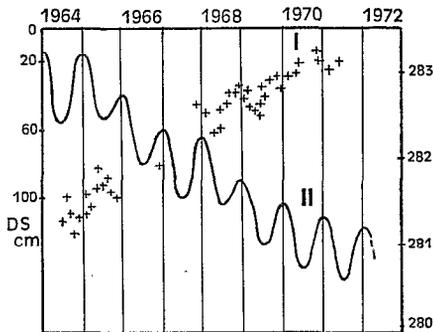


Figure 9.1 - Variations de la transparence des eaux (I) et de la cote du niveau d'eau dans l'archipel du sud-est (II), de 1964 à 1972. Les transparences sont mesurées au disque de SECCHI et exprimées en cm.

(1) Ceci restant vrai tant que le milieu ne subit pas une sévère décrue ; auquel cas, pour les mollusques, il y a un revirement de cette tendance, c'est-à-dire une brusque chute de leur biomasse.

Encore faut-il, pour que ceci soit vrai, que les réactants solides, c'est-à-dire les hydrates de fer et d'alumine amorphe, ne soient pas en quantités limitatives. Nous savons que, si le taux moyen annuel de néoformation relatif à la période actuelle est égal à celui correspondant à la période récente et si les divers types de smectites de néoformation sont produites dans des proportions voisines de celles propres à la période récente, il faut $0,735 \times 10^9$ M de Fe et $1,59 \times 10^9$ M d'Al ou encore 58×10^3 t de Fe_2O_3 et 80×10^3 t d' Al_2O_3 . Or, il arrive actuellement dans le lac en moyenne chaque année $76,5 \times 10^3$ t d'hydrates de fer et 36×10^3 t d'alumine amorphe. La quantité d'alumine, selon ces conditions, est insuffisante. Les sédiments en constituent toutefois une réserve notable, bien qu'ils n'en contiennent que 0,20 %.

Mais si la sédimentation chimique, provoquée par les néoformations argileuses, est actuellement supérieure à ce qu'elle était autrefois, l'explication paraissant la plus plausible, est celle qui admet que les pourcentages des *diverses* smectites néoformées ont changé, de telle sorte que les besoins en alumine amorphe sont devenus moindre. En l'occurrence, on pense naturellement à la nontronite, qui nécessite très peu d'alumine pour sa constitution ; aussi son taux de production a-t-il dû être supérieur à $0,14 \times 10^9$ M/an (valeur moyenne durant la période récente).

Cela est très vraisemblable. En effet, rappelons que la nontronite résulte de la "silicification" de la goéthite se trouvant sous forme de granules. Or, les granules de pseudo-sables de surface contiennent en moyenne 40 % de nontronite ; par conséquent, leur silicification est loin d'être achevée et, de plus, elle est probablement intensifiée lorsque le plan d'eau est à une faible cote, en raison de l'accroissement de la surface de contact silice dissoute-goéthite.

Notons en outre, à propos de cette hypothèse, que d'après le régime actuel des apports fluviaux en matériaux solides et en eau d'une part, et la circulation des eaux d'autre part, la plus grande partie des apports solides - en l'occurrence ceux en alumine amorphe - sont déversés dans la cuvette nord. En effet, les eaux qui pénètrent dans le lac d'août à fin octobre, se dirigent en grande partie dans la cuvette nord. Par observations aériennes, il est facile de repérer leur cheminement à travers le lac grâce à leur couleur marron distincte de celle des eaux résiduelles. Aussi constate-t-on que leur traversée de la cuvette sud est telle qu'elles se mélangent peu aux eaux déjà en place.

Par conséquent, les néoformations de smectites à faciès argileux se formeraient principalement dans la cuvette nord. Or, 50 % de la sédimentation chimique en silice dissoute a lieu dans la cuvette sud. Par suite, dans la mesure où l'on peut estimer que la sédimentation biochimique en silice est d'importance voisine dans les deux cuvettes, la fraction de silice dissoute qui se combine sous forme de nontronite, toujours relativement aux pertes totales, est plus élevée de nos jours qu'autrefois (rappelons, en effet, que durant la période récente, la production de nontronite n'a représenté que 10 % de la production totale en smectite).

A la suite de cette première analyse des transferts actuels en sels dissous qui nous a permis de dégager des informations sur la contribution des processus biogéochimiques à la régulation du milieu en état d'équilibre, nous allons maintenant aborder le même problème en période de crue et de décrue, en analysant dans ces deux cas l'évolution des *stocks lacustres* en

sels dissous en fonction de celle des apports ; ce qui revient indirectement à analyser l'évolution des transferts en sels dissous dans le lac.

9.3.2. LE MILIEU EN PHASE DE DECRUE : INDICATIONS SUR L'INTERVENTION DES PROCESSUS REGULATEURS D'APRES L'ANALYSE DE L'EVOLUTION DES TRANSFERTS EN SELS DISSOUS. CONSEQUENCES HYDROCHIMIQUES.

Les transferts de sels dissous, établis lorsque le lac se trouve dans un état stationnaire, vont être pris comme base de référence pour suivre maintenant l'évolution des transferts lors qu'une décrue. Lorsque le lac baisse, aux infiltrations et aux sédimentations chimiques qui ont été évoquées, s'ajoute un nouveau type de transfert de sels dissous qui correspond à des dépôts de sels dans les zones marginales, résultant de l'assèchement de mares bordières formées à cette occasion.

L'étude hydrochimique du lac, que nous avons menée de 1968 à 1973, correspond justement à une phase de décrue. Cette période peut même annexer 1967, année correspondant à l'équilibre, puisque nous en avons établi les caractéristiques chimiques par extrapolation.

9.3.2.1. Indications sur l'intervention des processus régulateurs, d'après l'évolution des stocks et l'analyse des transferts en sels dissous

Nous allons successivement considérer le lac, pris dans son ensemble, puis les deux cuvettes sud et nord qui le composent.

a) Le lac pris dans son ensemble

La période 1967-1972, au cours de laquelle le lac a baissé de 1,35 m, a été marquée par une diminution des stocks lacustres des divers sels dissous (Fig. 9.2.). Cette diminution, $(\Delta i)_T$, peut être chiffrée d'après les données du tableau 9.7.

$$(\Delta Ca^{++})_T = 26,25 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Mg^{++})_T = 16,45 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Na^+)_T = 26,4 \times 10^{12} \text{mM}.$$

$$(\Delta K^+)_T = 11,4 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta CO_3H^-)_T = 120 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta SiO_4H_4)_T = 30,25 \times 10^{12} \text{mM}.$$

Ces diminutions peuvent être exprimées en pourcentage des stocks initiaux correspondants :

$$(\Delta Ca^{++})_T = 58,3 \% ; (\Delta Mg^{++})_T = 44,9 \% ; (\Delta Na^+)_T = 25,1 \%$$

$$(\Delta K^+)_T = 36,6 \% ; (\Delta CO_3H^-)_T = 41,1 \% ; (\Delta SiO_4H_4)_T = 53,9 \%$$

Ainsi, les stocks en calcium et en silice dissoute ont diminué de plus de la moitié au cours de cette décrue, tandis que, à l'opposé, le stock en sodium a diminué de moins d'un quart. Cette baisse des stocks indique que les pertes annuelles l'ont largement emporté sur les apports annuels.

Tableau 9.7. Stocks et concentrations moyennes des principales espèces dissoutes dans les eaux du lac de 1967 à 1972.

(i) = stocks en $M \times 10^9$; i = concentration en mm/l.

	(Na ⁺)	[Na ⁺]	(Ca ⁺⁺)	[Ca ⁺⁺]	(Mg ⁺⁺)	[Mg ⁺⁺]	(K ⁺)	[K ⁺]	(CO ₃ H ⁻)	[CO ₃ H ⁻]	(SiO ₄ H ₄)	[SiO ₄ H ₄]	
67	Cuvette sud	8,95	0,353	5,22	0,205	3,86	0,150	2,82	0,111	29,2	1,15	15,01	0,595
	Cuvette nord	96,05	2,06	39,8	0,852	32,8	0,702	28,3	0,605	263	5,63	41,1	0,879
	Lac	105	1,46	45,05	0,625	36,65	0,509	31,10	0,432	292	4,06	56,1	0,78
68	Cuvette sud	8,20	0,355	4,98	0,215	3,38	0,145	2,72	0,117	26,95	1,21	13,65	0,595
	Cuvette nord	89,8	2,05	33,76	0,77	28,55	0,65	25,5	0,58	231,2	5,32	37,08	0,845
	Lac	98,0	1,46	38,75	0,58	31,95	0,48	28,2	0,42	26,01	3,90	50,75	0,76
69	Cuvette sud	6,25	0,32	4,40	0,20	3,32	0,153	2,40	0,11	24,15	1,11	12,0	0,55
	Cuvette nord	83,85	2,03	30,2	0,73	27,42	0,665	22,9	0,555	216,5	5,25	33,75	0,82
	Lac	98,0	1,44	34,8	0,55	30,75	0,49	25,3	0,40	240,6	3,82	45,75	0,725
70	Cuvette sud	6,38	0,37	3,85	0,225	3,20	0,185	2,05	0,12	21,25	1,28	9,13	0,53
	Cuvette nord	82,12	2,24	24,45	0,665	24,68	0,670	20,9	0,57	196	5,34	28,75	0,785
	Lac	88,5	1,64	28,3	0,525	27,9	0,515	22,95	0,425	218	4,05	37,9	0,705
71	Cuvette sud	6,55	0,395	3,70	0,225	3,02	0,183	2,18	0,132	21,6	1,31	9,13	0,555
	Cuvette nord	78,9	2,25	21,65	0,62	23,05	0,66	20,60	0,59	184,5	5,27	28,28	0,805
	Lac	85,5	1,66	25,35	0,49	26,1	0,505	22,75	0,44	206,0	4,0	37,4	0,725
72	Cuvette sud	5,42	0,52	2,85	0,27	2,47	0,235	1,78	0,17	17,4	1,66	5,37	0,515
	Cuvette nord	73,2	2,655	15,9	0,58	17,75	0,645	17,92	0,65	154,5	5,60	20,47	0,745
	Lac	78,6	2,07	18,8	0,495	20,2	0,530	19,70	0,52	172	4,53	25,85	0,86

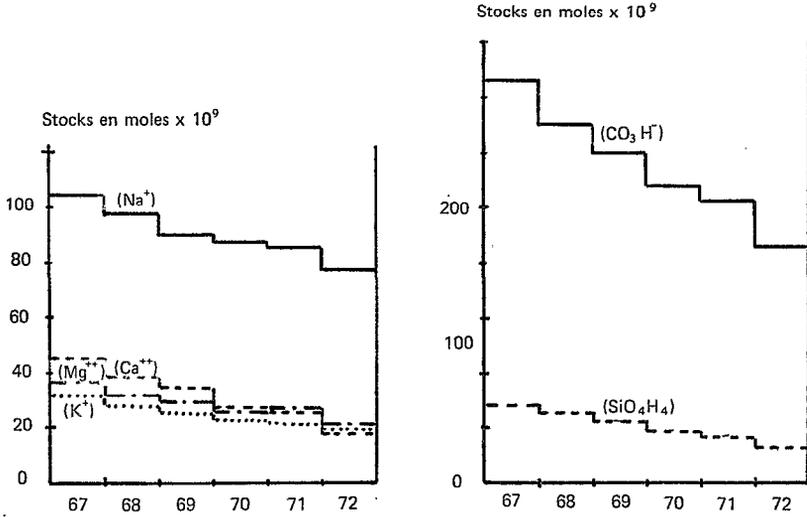


Figure 9.2 - Évolutions des stocks moyens annuels en sels dissous des eaux du lac de 1967 à 1972.

Les apports annuels en sels dissous durant cette période, comme il en a été de ceux en eau, ont été déficitaires. La baisse de chacun des stocks relative à ce déficit, $(\Delta i)_F$, peut être calculée : elle est égale à la différence entre les apports relatifs à un régime moyen et ceux de 1967 à 1972. Le calcul a été effectué d'après les données du tableau 4.2. (p.93).

$$(\Delta Ca^{++})_F = 5,0 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Mg^{++})_F = 3,8 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Na^+)_F = 26,7 \times 10^{12} \text{mM}.$$

$$(\Delta K^+)_F = 2,4 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta CO_3H^-)_F = 26 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta SiO_4H_4)_F = 19,4 \times 10^{12} \text{mM}.$$

Ces valeurs exprimées en % des stocks initiaux sont égales à :

$$(\Delta Ca^{++})_F = 11,1 \% ; (\Delta Mg^{++})_F = 10,5 \% ; (\Delta Na^+)_F = 6,5 \%$$

$$(\Delta K^+)_F = 7,7 \% ; (\Delta CO_3H^-)_F = 9 \% ; (\Delta SiO_4H_4)_F = 34,6 \%$$

Elles traduisent le fait que les stocks sont d'autant moins modifiés par les déficits des apports que leur taux de renouvellement annuel est faible. D'une façon générale, on peut noter que les baisses des stocks consécutives au déficit des apports, $(\Delta i)_F$, sont relativement faibles comparées aux baisses totales, $(\Delta i)_T$, excepté celle relative à la silice dissoute ; pour celle-ci, elle en représente plus de la moitié.

Les compléments des baisses des stocks, $(\Delta i)_P$, égaux à $(\Delta i)_T - (\Delta i)_F$, sont causés par l'augmentation des pertes annuelles en sels dissous. Ces pertes, nous l'avons vu dans le paragraphe 4.3. (p.97), lorsque le lac est stationnaire, sont causées par les infiltrations et les sédimentations biogéochimiques, tandis que lorsque le lac baisse, elles sont également dues à l'isolement de mares formées à la suite de l'exondation de hauts fonds des zones bordières, en particulier celles des archipels - les eaux emprisonnées, de par leur position excentrique, sont relativement chargées en sels dissous -

Donc, $(\Delta i)_P$ provient de l'emprisonnement de sels dissous contenus dans les mares de bordures et éventuellement de l'augmentation des pertes annuelles par infiltration et sédimentation biogéochimique.

Calculons en premier l'augmentation des pertes globales en sels, $(\Delta i)_P$, durant la période envisagée, avant d'évaluer l'importance relative des différentes voies d'élimination des sels :

$$(\Delta i)_P = (\Delta i)_R - (\Delta i)_F$$

D'où :

$$(\Delta Ca^{++})_P = 21,25 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Mg^{++})_P = 12,65 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta Na^+)_P = 19,7 \times 10^{12} \text{mM}$$

$$(\Delta K^+)_P = 9,0 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta CO_3H^-)_P = 94 \times 10^{12} \text{mM} ; (\Delta SiO_4H_4)_P = 10,9 \times 10^{12} \text{mM}$$

Ces augmentations des pertes, exprimées en pourcentage des stocks initiaux correspondants, sont les suivantes :

$$(\Delta Ca^{++})_P = 47,2 \% ; (\Delta Mg^{++})_P = 34,4 \% ; (\Delta Na^+)_P = 18,6 \%$$

$$(\Delta K^+)_P = 28,9 \% ; (\Delta CO_3H^-)_P = 32,1 \% ; (\Delta SiO_4H_4)_P = 19,3 \%$$

C'est le calcium et, à un degré moindre le magnésium, qui sont relativement le plus affectés par l'augmentation des pertes, tandis que le sodium est l'élément le moins touché.

A priori, on peut penser que l'augmentation des pertes en sels enregistrée provient en partie de l'augmentation des pertes annuelles par infiltration. Ces dernières, pour un élément donné i sont égales au produit de la concentration moyenne en i , $[\bar{i}]_T$ des eaux qui s'infiltrent par leur volume annuel $(v)_T$. Or, $(v)_T$ a probablement diminué de 1967 à 1972, car la baisse du lac a causé la décroissance des gradients piézométriques lac-nappe phréatique et surtout la réduction de la surface des fronts d'infiltration ; ces derniers sont par ailleurs d'autant plus colmatés par les matériaux argileux que le recul du cordon littoral est important. En conséquence ; pour un élément donné i , il n'y a accroissement des pertes annuelles par infiltration que si $[\bar{i}]_T$ s'accroît dans des proportions telles que $[\bar{i}]_T \times (\bar{v})_T$ deviennent supérieurs à $[\bar{i}]_T \times (\bar{v})_T$, qui est la valeur moyenne annuelle. Au vu de l'évolution des concentrations moyennes des eaux lacustres de 1967 à 1972 (Tabl. 9.7.), auxquelles les concentrations moyennes des eaux qui s'infiltrent sont proches, seules les pertes par infiltration en sodium ont pu être supérieures à la valeur moyenne ; en effet, la concentration moyenne des eaux en cet élément a augmenté d'un tiers. Au contraire, les pertes annuelles par infiltration des autres éléments ont été certainement voisines, voire inférieures, aux valeurs moyennes annuelles correspondantes. Par suite, les baisses de leurs stocks ne peuvent être imputées qu'aux pertes marginales et à l'augmentation des pertes annuelles par sédimentation chimique.

Il est possible de préciser l'importance relative de ces deux voies d'élimination des sels dans la mesure où le sodium ne subit pas de sédimentation notable au sein du lac. Dans ce cas, la baisse du stock en sodium relative à l'augmentation des pertes $(\Delta Na)_P$ est due aux pertes marginales $(\Delta Na)_{PM}$

$$(\Delta Na)_{PM} = (\Delta Na)_P = 18,7 \% \text{ du stock initial en sodium.}$$

Les pertes marginales des autres éléments représentent une fraction de leurs stocks respectifs de 1967 voisine de celle relative au sodium. Toutefois, la distribution spatiale des stocks diffère légèrement d'un élément à

l'autre, et, par là, les fractions des stocks éliminées marginalement. Aussi, avons nous introduit une correction en tenant compte des rapports relatifs aux fractions des divers stocks lacustres de sels dissous qui correspondent aux régions dans lesquelles les dépôts marginaux sont importants (*Ilots-Bancs du Nord, Archipel du Nord, Archipel du Sud-Est et Archipel de l'Est*) sur la fraction du stock lacustre de sodium contenue dans ces mêmes régions. Ainsi, on en déduit que les pertes marginales en calcium, magnésium, potassium, carbonates et silicates, de 1967 à 1972 ont représenté 17,3 %, 18,1 %, 18,6 %, 18,2 % et 16,4 % de leurs stocks initiaux respectifs.

D'où :

$$(\Delta\text{Ca}^{++})_{\text{Pm}} = 7,8 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{Mg}^{++})_{\text{Pm}} = 6,65 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{Na}^+)_{\text{Pm}} = 19,7 \times 10^{12}\text{mM}$$

$$(\Delta\text{K}^+)_{\text{Pm}} = 5,80 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{CO}_3\text{H}^-)_{\text{Pm}} = 53 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{SiO}_4\text{H}_4)_{\text{Pm}} = 9,20 \times 10^{12}\text{mM}$$

Les pertes marginales sont d'autant plus importantes que les stocks des éléments considérés sont élevés ; en l'occurrence, il s'agit du sodium.

Il est enfin possible de calculer l'augmentation des pertes par sédimentation chimique, $(\Delta i)_{\text{Ps}}$, toujours pour la même période.

$$(\Delta i)_{\text{Ps}} = (\Delta i)_{\text{P}} - (\Delta i)_{\text{Pm}}$$

Ainsi,

$$(\Delta\text{Ca}^{++})_{\text{Ps}} = 13,45 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{Mg}^{++})_{\text{Ps}} = 6,0 \times 10^{12}\text{mM} ; (\Delta\text{K}^+)_{\text{Ps}} = 3,20 \times 10^{12}\text{mM}$$

$$(\Delta\text{CO}_3\text{H}^-)_{\text{Ps}} = 41,0 \times 10^{12}\text{mM} \text{ (1)} ; (\Delta\text{SiO}_4\text{H}_4)_{\text{Ps}} = 1,70 \times 10^{12}\text{mM}$$

ou encore, si l'on exprime ces pertes en % des stocks initiaux correspondants:

$$(\Delta\text{Ca}^{++})_{\text{Ps}} = 28,9 \% ; (\Delta\text{Mg}^{++})_{\text{Ps}} = 16,3 \% ; (\Delta\text{K}^+)_{\text{Ps}} = 10,3 \%$$

$$(\Delta\text{CO}_3\text{H}^-)_{\text{Ps}} = 13,9 \% ; (\Delta\text{SiO}_4\text{H}_4)_{\text{Ps}} = 2,9 \%$$

Pour résumer cette analyse portant sur l'évolution des stocks des éléments dissous du lac pris dans son ensemble, au cours de la décrue 1967-1972, on peut faire les remarques suivantes :

- La diminution du stock en silice dissoute est principalement due au déficit des apports fluviatiles (64 % de la baisse totale du stock), et à un degré moindre aux dépôts marginaux (30,5 %) ; la part qui revient à l'augmentation des pertes par sédimentation chimique est nettement plus faible (5,5 %).

- La baisse du stock en sodium est essentiellement provoquée par les dépôts marginaux, qui en représente 74,5 % ; la diminution des apports est responsable du complément, soit 25,5 %.

(1) Rappelons que seule une faible part de cette quantité sédimente réellement sous forme notamment de calcite, le restant est libéré, sous forme de CO_2 . Il faudrait pour ce composé parler d'élimination par voie biogéochimique et non de sédimentation chimique qui sous-entend l'incorporation de l'élément en question dans le sédiment.

- La décroissance du stock en calcium est avant tout causée par l'augmentation de la sédimentation chimique - notamment par la précipitation de calcite - (51,2 %), puis, en de plus faibles proportions, par les pertes marginales (29,7 %) et par la diminution des apports fluviaux (19 %).

- Enfin, les diminutions des stocks en magnésium, potassium et bicarbonates sont d'abord dues aux pertes marginales et à l'augmentation des sédimentations chimiques qui représentent, dans l'ordre, pour les premières 40 %, 50,9 % et 44,1 % de la diminution totale, et, pour les secondes 36,5 %, 28 % et 34,1 %. Les déficits des apports contribuent à des baisses de 21 à 23 %.

La figure 9.3. rend compte de l'évolution des stocks et de celle des transferts qui en sont la cause, entre 1967 et 1972.

Si l'on revient plus spécialement sur les pertes par sédimentation chimique, on constate que l'accroissement de ces dernières a surtout porté sur le calcium et à un degré bien moindre sur le magnésium et le potassium ; en revanche, il touche peu la silice dissoute.

Ainsi, cet ensemble de données conduit en définitive à deux résultats importants :

1) L'accroissement du taux annuel des néoformations argileuses lors de la période de décrue envisagée est faible voire nul, car dans le cas contraire les pertes en silice dissoute devraient être beaucoup plus importantes, relativement aux cations alcalino-terreux (1).

2) *L'accroissement des dépôts annuels par voie biochimique est en revanche bien marqué*, si l'on en juge par l'augmentation des pertes en potassium, magnésium et calcium. Pour ce dernier toutefois, une bonne part de l'augmentation des pertes provient de la précipitation de calcite qui affecte une zone de plus en plus vaste au fur et à mesure que le niveau du lac baisse (cf.p.252).

b) *Les cuvettes sud et nord*

Considérons maintenant l'évolution des stocks respectifs des cuvettes sud et nord en éléments dissous. Les données sont tirées du tableau 9.8. et représentées graphiquement par la figure 9.4. Ces dernières montrent, comme dans le cas du lac pris dans son ensemble, que les stocks des divers sels dissous diminuent durant la décrue dans chacune des deux cuvettes. Il est intéressant de chercher à savoir si le rythme de baisse des stocks, pour un élément donné est le même d'une cuvette à l'autre, puis, pour une cuvette donnée, d'un élément à l'autre.

(1) Nous avons établi que la sédimentation chimique durant la période récente a été plus faible en moyenne que celle relative à la période actuelle tandis que le niveau moyen du lac a été plus élevé. De prime abord, on pourrait voir là une contradiction. Nous verrons dans le chapitre suivant qu'elle n'est qu'apparente.

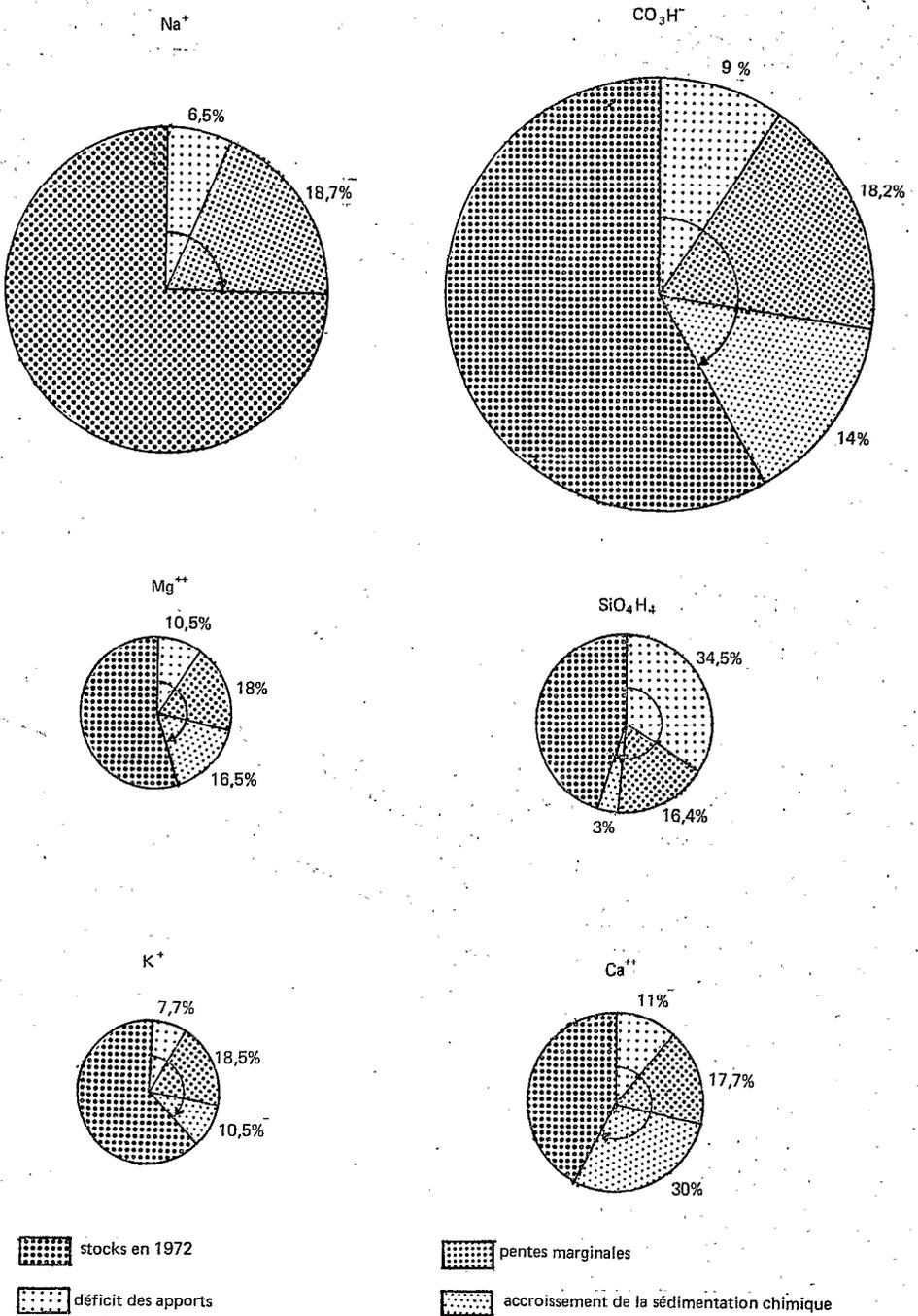


Figure 9.3 - Diminution des stocks en sels dissous des eaux du lac, entre 1967 et 1972 et évolution des transferts qui en sont la cause. Les modifications des transferts sont exprimées en % de la diminution totale.

Les disques pris dans leur ensemble représentent les divers stocks de sels dissous de 1967.

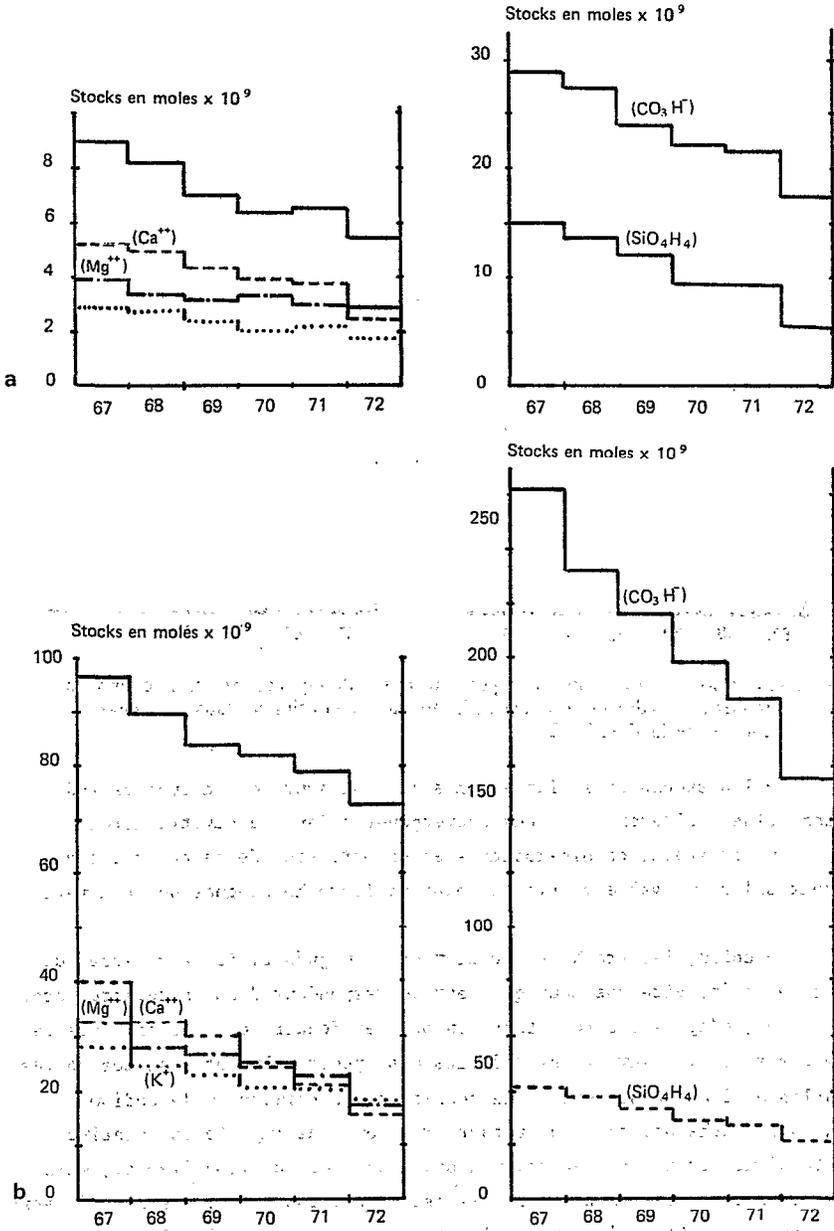


Figure 9.4 - Evolution des stocks moyens annuels en sels dissous des eaux de la cuvette sud (a) et de la cuvette nord (b).

Pour ce faire, nous avons calculé, pour la période envisagée, les rapports $(i)_{LS} / (i)_{LN}$ des stocks de i contenus dans les cuvettes sud, $(i)_{LS}$, et nord $(i)_{LN}$, d'après les données du tableau 9.8., puis nous en avons établi les courbes d'évolution (Fig. 9.5.). Ainsi, on constate que :

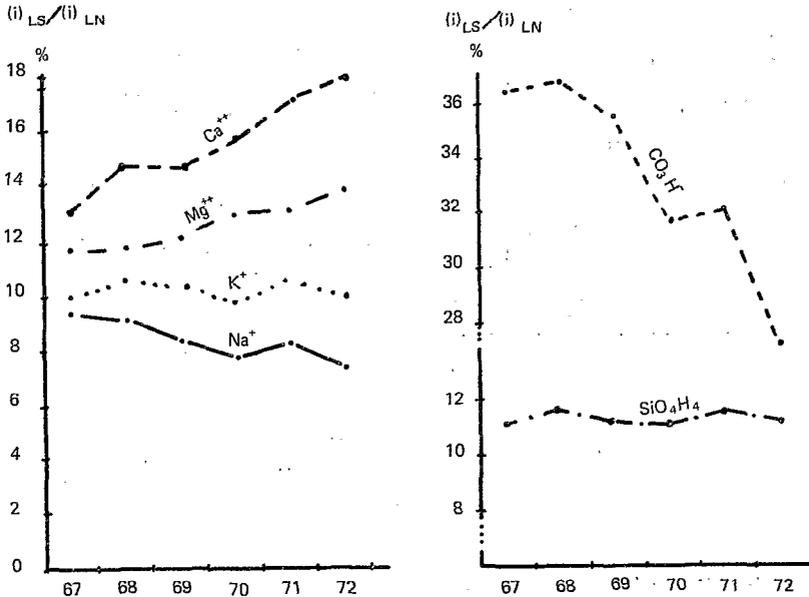


Figure 9.5 - Evolution, pour chacune des espèces dissoutes, du rapport entre le stock moyen annuel en sels dissous des eaux de la cuvette sud et celui des eaux de la cuvette nord, entre 1967 et 1972.

- les stocks en sodium et en silice dissoute de la cuvette sud diminuent plus rapidement que ceux correspondant dans la cuvette nord,
- les stocks en bicarbonates et en potassium de la cuvette sud diminuent selon un rythme voisin de celui de leurs homologues de la cuvette nord,

- enfin, les stocks en calcium et en magnésium de la cuvette sud décroissent moins vite que ceux qui leur correspondent dans la cuvette nord.

Or, d'après ces résultats, on peut en déduire que les facteurs de baisse des stocks, à savoir les déficits des apports fluviaux, les pertes marginales et l'accroissement de la sédimentation chimique - le sodium n'étant pas touché par ce dernier facteur -, ont une importance relative *variable* d'une cuvette à l'autre, non seulement pour un même élément, mais aussi d'un élément à un autre. Mais il est malheureusement impossible d'estimer, comme cela a été fait pour le lac pris dans son ensemble, l'importance relative de ces différents facteurs dans chacune des deux cuvettes pour les divers éléments dissous pris un par un, car les transferts au sein de l'un et l'autre de ces deux milieux, entre 1967 et 1972, ne peuvent être établis avec une précision satisfaisante.

9.3.2.2. Conséquences hydrochimiques des modifications de transferts en sels dissous : Evolution de la composition chimique des eaux lors d'une phase de décrues

a) Le lac pris dans son ensemble

A priori, lors d'une décrue du lac, on pourrait s'attendre à une augmentation des concentrations des eaux en sels dissous, ceci résultant du fait que le volume d'eau est de loin beaucoup plus touché par les déficits des apports que les stocks en sels dissous, par suite de son taux de renouvellement qui est beaucoup plus élevé. Or, les baisses des stocks qui viennent d'être déterminées s'effectuent dans des proportions voisines de celle du volume. En effet, de 1967 à 1972, la réduction du volume a été de 50 %, tandis que celle des stocks en calcium, magnésium, sodium, potassium, bicarbonates et silicates ont été de l'ordre de 58 %, 44,5 %, 24,5 %, 36,5 %, 40,5 % et 54,5 %. A ceci, il semble qu'il y ait deux causes qui jouent d'ailleurs dans le même sens ;

- d'une part, les conséquences des déficits des apports en eau sur le volume du lac sont atténuées par le fait que les pertes annuelles en eau diminuent lorsque le lac baisse : celles-ci sont passées de $48 \times 10^9 \text{ m}^3$ en 1967 à $41 \times 10^9 \text{ m}^3$ en 1972, en raison de la réduction de la surface lacustre.

- d'autre part, nous venons de le voir, lorsque le lac baisse, les diminutions des stocks sont accélérées, en raison des pertes marginales et de l'accroissement de la sédimentation chimique.

Les concentrations moyennes des éléments dissous ont pris, à la suite de l'évolution entre 1967 et 1972 qui est illustrée sur les figures 9.6. a et b, les valeurs suivantes :

$$[\text{Ca}^{++}] = 0,445 \text{ mM/l} ; [\text{Mg}^{++}] = 0,475 \text{ mM/l} ; [\text{Na}^+] = 1,86 \text{ mM/l}$$

$$[\text{CO}_3\text{H}^-] + [\text{CO}_3^{--}] = 4,05 \text{ mM/l} ; [\text{K}^+] = 0,465 \text{ mM/l} ; [\text{SiO}_4\text{H}_4] = 0,60 \text{ mM/l}$$

Ainsi, on constate que, par rapport aux valeurs des concentrations en 1967, $[\text{Na}^+]$ a augmenté d'un tiers, $[\text{K}^+]$, $[\text{CO}_3\text{H}^-] + [\text{CO}_3^{--}]$ et $[\text{Mg}^{++}]$ ont peu varié tandis que $[\text{Ca}^{++}]$ et $[\text{SiO}_4\text{H}_4]$ ont sensiblement diminué. La salure globale moyenne des eaux n'a pas changé : la somme des espèces dissoutes exprimée en mM/l est égale à 7,90 en 1967 contre 7,86 en 1972. Les conductivités moyennes des eaux à ces deux époques, qui expriment les salures ionisées sont identiques, soit 355 μmhos .

La composition chimique des eaux, quant à elle, a évolué vers le pôle bicarbonaté-sodique.

$$\text{En 1972 : } [\text{Ca}^{++}]_r = 13,7 \% ; [\text{Mg}^{++}]_r = 14,6 \%$$

$$[\text{Na}^+]_r = 57,3 \% ; [\text{K}^+]_r = 14,4 \%$$

$$[\text{CO}_3\text{H}^-]_r = 87,1 \% ; [\text{SiO}_4\text{H}_4]_r = 12,9 \%$$

contre : $[\text{Ca}^{++}]_r = 20,8 \%$; $[\text{Mg}^{++}]_r = 16,8 \%$
 $[\text{Na}^+]_r = 47,8 \%$; $[\text{K}^+]_r = 14,5 \%$
 $[\text{CO}_3\text{H}^-]_r = 84 \%$; $[\text{SiO}_4\text{H}_4]_r = 16 \%$; en 1967.

La figure 9.6. c et d donne une illustration de cette évolution des concentrations absolues et relatives moyennes annuelles.

b) Les cuvettes sud et nord

L'évolution des concentrations moyennes absolues des eaux des cuvettes sud et nord en sels dissous est illustrée respectivement par les figures 9.7. a, b.

Notons que de 1967 à 1972 :

- dans la cuvette sud, les concentrations ioniques ont, en moyenne, augmenté d'un tiers ; la concentration en silice dissoute n'a pas varié,

- dans la cuvette nord, parmi les concentrations des divers ions, seule celle du sodium a augmenté de 30 % ; les autres sont restées relativement constantes (potassium, bicarbonates et silice dissoute), ou ont diminué (calcium et magnésium).

Si l'on considère les concentrations en valeurs relatives (Fig.9.8. a et b), on remarque que les eaux de la cuvette sud évoluent vers le pôle bicarbonaté sodique, tandis que celles de la cuvette nord se dirigent vers le pôle sodique (les concentrations en bicarbonates et en silice dissoute restent relativement constantes entre elles).

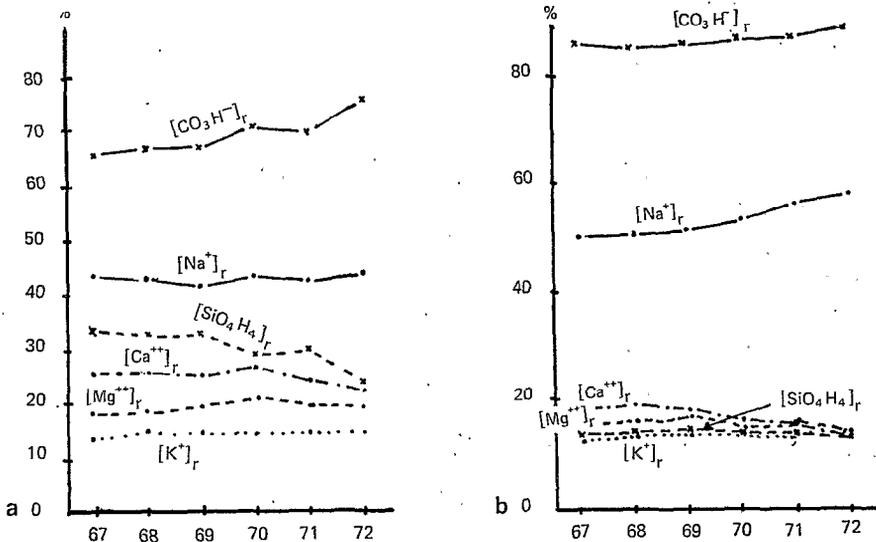


Figure 9.8 - Evolution des concentrations moyennes relatives en sels dissous des eaux de la cuvette sud (a) et celles de la cuvette nord (b) de 1967 à 1972.

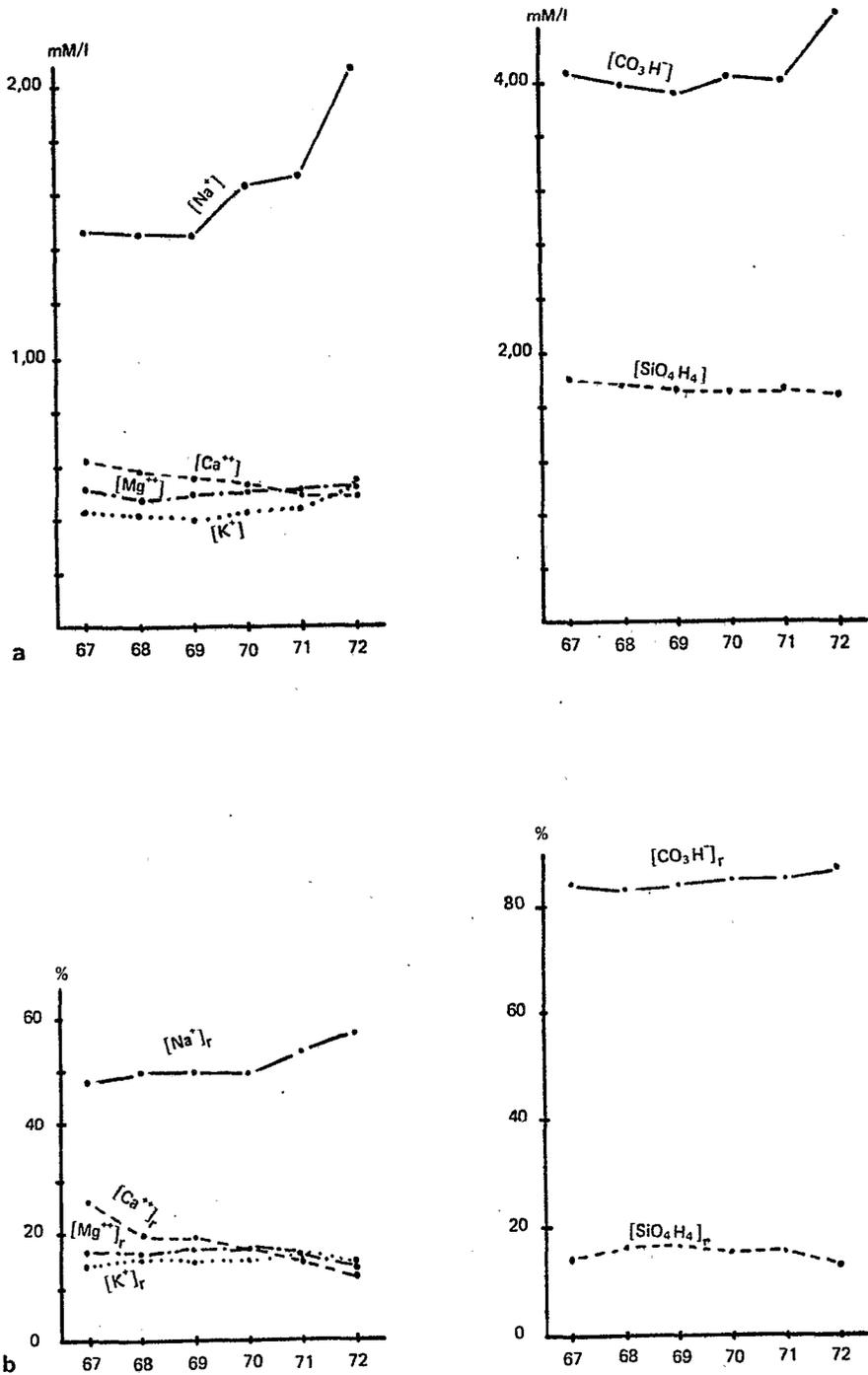


Figure 9.6 - Évolution des concentrations absolues (a) et relatives (b) en sels dissous des eaux du lac de 1967 à 1972.

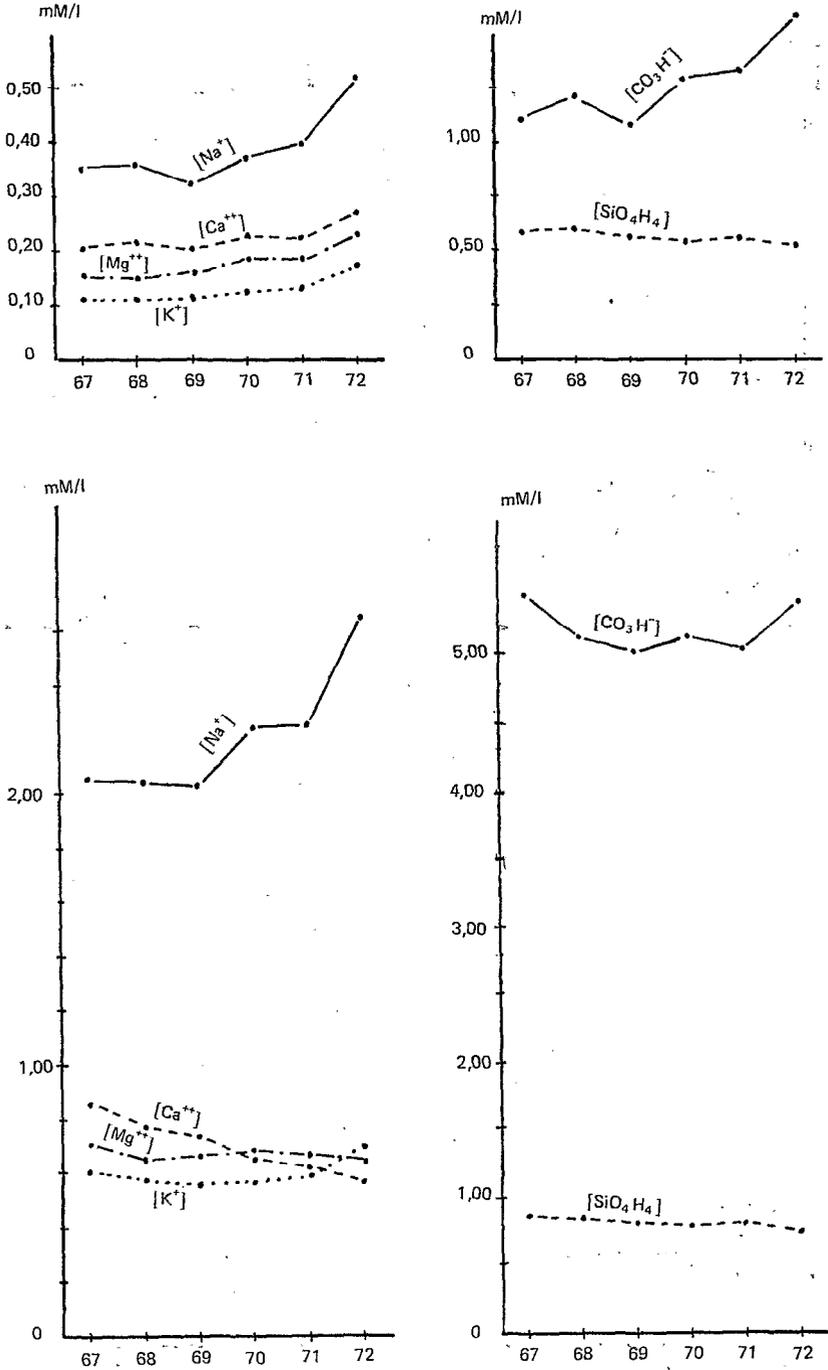


Figure 9.7 - Évolution des concentrations moyennes absolues en sels dissous des eaux de la cuvette sud (a) et de celles de la cuvette nord (b), de 1967 à 1972.

9.3.3. LE MILIEU EN PHASE DE CRUE : INDICATIONS SUR L'INTERVENTION DES PROCESSUS REGULATEURS D'APRES L'ANALYSE DE L'EVOLUTION DES TRANSFERTS EN SELS DISSOUS. CONSEQUENCES HYDROCHIMIQUES

Nous ne disposons pas de données hydrochimiques relatives à une période de crue du lac. Toutefois, il est possible d'avoir une idée sur l'évolution globale des stocks en sels dissous, des transferts qui en sont la cause et, enfin, des concentrations en sels des eaux, lors d'une phase de crue grâce à l'existence de deux points de repère disponibles : l'un correspond à l'année 1945, l'autre à 1957.

9.3.3.1. Indications sur l'intervention des processus régulateurs d'après l'analyse de l'évolution des transferts en sels dissous

Le lac a connu en 1945 un niveau proche de celui de 1972, ceci à l'issue, comme pour cette dernière époque, d'une décrue amorcée en 1939 (cf. Fig. 3.1., p. 36). Or, lors d'une phase de décrue, le stock en sels dissous suit une évolution grosso modo parallèle à celle du volume (cf. Fig. p. 100). En fonction de ces deux remarques, nous admettons que le stock global lacustre, en électrolytes de 1945 était égal à celui de 1972, soit à 175×10^{12} m³.

D'un autre côté, le stock global en électrolytes, pour l'année 1957, peut être évalué à partir de mesures de conductivité des eaux, effectuées en mai-juin, puis représenté cartographiquement par Guichard (1957). (Fig. 9.9.). Le volume du lac, dont il faut tenir compte était de 82×10^9 m³. D'après ces données, le stock a été évalué à 265×10^{12} m³.

Ainsi, à la suite d'une remontée du plan d'eau voisine de 2,20 m entre 1945 et 1957, le stock en électrolytes s'est accru de 90×10^{12} m³.

Cet accroissement provient d'apports annuels excédentaires, de la redissolution partielle de sels déposés dans les zones marginales lors de la précédente décrue et peut-être de la diminution du taux annuel de sédimentation chimique (1). Il est possible d'estimer, de manière approchée, la part de l'accroissement du stock d'électrolytes qui revient aux excédents des apports fluviaux, en tenant compte du rythme de remontée des eaux au cours de la période envisagée. Ainsi, nous avons estimé que la crue du Chari de 1946 a été voisine de celle de 1955, que celles de 1947, 1948 et 1949 ont été supérieures de 25 % à une crue moyenne, tandis que celles de 1950 à 1953 ont été proches de la crue moyenne. Il en est sensiblement de même de l'évolution des apports dissous (cf. § 4.1.2.1., p. 85). En conséquence, l'excédent des apports en sels, en 1946, est évalué à $8,7 \times 10^{12}$ m³ ; celui relatif

(1) Le taux des pertes par infiltration ne doit pas diminuer lors de la remontée des eaux. Au contraire, il doit avoir tendance à augmenter.

à 1947-48-49 est estimé à $16,8 \times 10^{12}$ mé ; enfin, celui correspondant à la période connue de 1954 à 1956, calculé d'après les données du Tableau 4.2.p. 93 est égal à $19,25 \times 10^{12}$ mé ; soit au total 45×10^{12} mé, ce qui représente 50 % de l'accroissement du stock lacustre. Par suite, 45×10^{12} mé doivent être attribués, vraisemblablement pour une grande part aux redissolutions des dépôts marginaux de sels, lors de la remontée des eaux et le cas échéant, pour une part nettement plus faible, à la diminution du taux annuel de la sédimentation chimique au sein du lac.

Il est intéressant de comparer les gains marginaux en sels au cours de cette crue du lac de 1946 à 1957 aux pertes marginales enregistrées lors de la décrue de 1967 à 1972, bien que certaines valeurs aient été évaluées de façon très approximative, ceci dans le but d'obtenir l'ordre de grandeur du taux de récupération des sels déposés. Nous avons noté que de 1967 à 1972, la baisse du stock lacustre en électrolytes par pertes marginales a été de $52,5 \times 10^{12}$ mé (somme des cations exprimée en mé), sur une surface de 2 900 km². Or, de 1945 à 1957, les apports marginaux ont été $< 45 \times 10^{12}$ mé, tandis que la surface du lac s'est accrue de 4 000 km². D'après les surfaces marginales mises en jeu et dans la mesure où les dépôts sont sensiblement constants par unité de surface, la récupération des sels de 1945 à 1957 aurait dû être, si elle avait été totale, égale à : $52,5 \times 10^{12} \times \frac{4\ 000}{2\ 900} = 72,5 \times 10^{12}$ mé. Par suite, on peut en déduire que le taux de redissolution des sels déposés en zone marginale est \leq à 60 %. (1). Il s'agit là d'un résultat quelque peu attendu.

Ainsi, à l'issue d'une baisse du lac, puis de sa remontée au niveau initial, le stock de sels dissous ne recouvre pas sa valeur première ; il a diminué. Chaque cycle décrue-crue est donc l'occasion d'une sédimentation chimique supplémentaire et à titre définitif, qui se conjugue aux autres processus de la régulation saline pour maintenir la salure des eaux à un niveau relativement faible. Mais il faut ajouter que cette sédimentation chimique n'affecte pas d'une manière similaire les différents sels dissous en question. La redissolution est, en effet, d'autant plus complète que les sels déposés sont solubles. Ainsi, on peut s'attendre à ce que les bicarbonates et carbonates de sodium et, à un degré moindre, ceux de potassium soient le plus rapidement et le plus complètement remis en solution et par suite que l'évolution chimique des eaux vers le pôle bicarbonaté sodique soit accentuée. Il s'agit là d'un processus de régulation hydrochimique pluri annuel qui marque d'autant plus profondément l'hydrochimie du lac que les fluctuations du plan d'eau sont amples.

(1) On pourrait évoquer que, après isolement des mares bordières une partie des sels s'infiltré. En fait, dans ces mares à fond argileux, le taux des infiltrations est nettement inférieur à celui d'évaporation. Les sels dissous sont en grande partie précipités avant qu'une quantité notable s'infiltré.

9.3.3.2. Conséquences hydrochimiques de l'évolution des transferts des sels dissous : Evolution de la composition chimique des eaux en phase de crue

Considérons maintenant l'évolution des concentrations au cours d'une crue du lac. De 1944 à 1957, le volume du lac a *doublé* (il est passé de $42 \times 10^9 \text{ m}^3$ à $84 \times 10^9 \text{ m}^3$), tandis que le stock global en sels ionisés n'a augmenté que de 50 %. Ainsi, la concentration moyenne des eaux a diminué de 4,15 mē/l d'électrolytes à 3,25 mē/l ou encore, en utilisant la relation entre l'alcalinité et la conductivité du paragraphe 4.1.2.1., de 365 μmos à 290 μmos . *L'accroissement du volume a été plus rapide que celui du stock lacustre en sels dissous.* Ceci vient de ce que le taux de renouvellement annuel du volume du lac est nettement plus élevé. La distribution spatiale des conductivités de mai-juin 1957 en est une des conséquences (Fig. 9.9.) : la réserve en sels dissous que constituent les *Ilots-Bancs du Nord* n'a pas eu le temps de se reconstituer ; les eaux y sont de 30 à 40 % moins salées qu'en 1967, considérée comme année d'équilibre hydrochimique.

Toutefois, si le stock lacustre en sels dissous n'était tributaire que des seules fluctuations du régime des apports, celui de 1957 aurait été égal à $2,20 \times 10^{12}$ mē, et, par là, la concentration moyenne des eaux à 2,60 mē/l ou 235 μmos . Ces chiffres soulignent l'importance des phénomènes de dissolution des dépôts marginaux et, peut-être, dans une moindre mesure, de la diminution du taux de sédimentation chimique, qui contribue à atténuer la diminution de la concentration des eaux lors d'une crue. L'accroissement des pertes annuelles en eau par évaporation provoqué par l'augmentation de la taille du lac joue dans le même sens. Il est néanmoins certain que ces deux processus s'opposent de façon moins efficace à l'évolution des caractéristiques chimiques d'équilibre des eaux que ceux qui leur font pendant lors d'une décrue, car il n'y a pas redissolution totale des sels déposés dans les zones marginales.

La question qui se pose maintenant est de savoir ce qu'il en est de l'évolution de la composition chimique relative des eaux. Malheureusement nous ne pouvons y répondre, car nous ne disposons d'aucune donnée directe à ce sujet. Toutefois, pour des raisons inverses à celles évoquées lors de l'étude de l'accroissement de la sédimentation chimique au cours de la baisse du lac de 1967 à 1972, on peut penser que, dans une période de crue, la sédimentation chimique a tendance à diminuer, c'est-à-dire que les transformations biogéochimiques, qui font évoluer les eaux vers les pôles bicarbonatés sodiques, sont atténuées. De plus, les apports fluviaux annuels sont nettement supérieurs aux valeurs moyennes annuelles. Par suite, la composition des stocks doit se rapprocher de celle des apports des fleuves. Mais il est un autre processus qui joue en sens inverse, celui de la dissolution des dépôts marginaux de sels qui comme nous venons de le voir a tendance à libérer en premier les carbonates et bicarbonates de sodium. Il n'est donc pas possible de

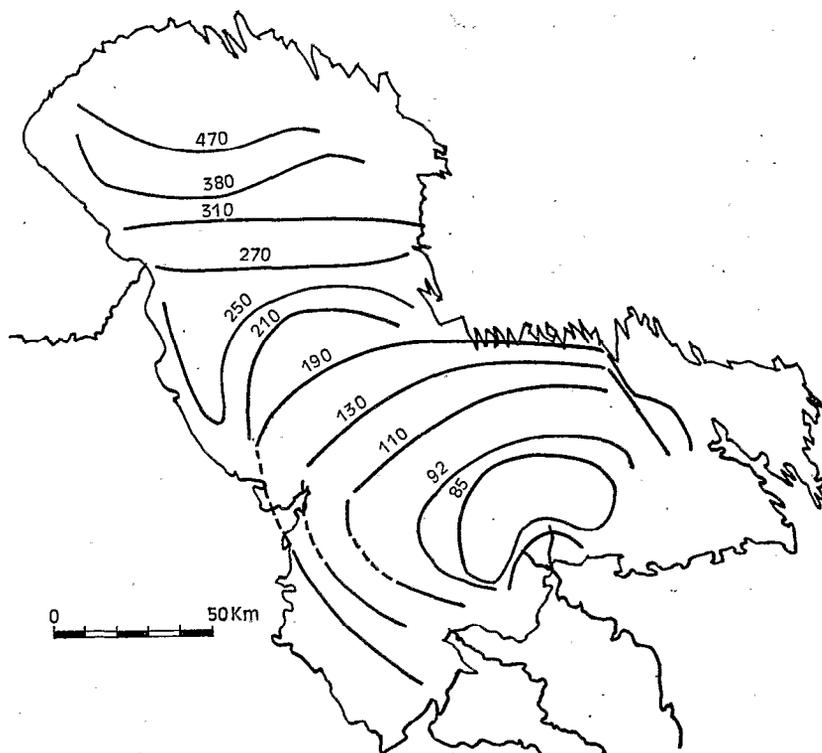


Figure 9.9.-Courbes d'isoconductivité électrique des eaux du lac Tchad du 19 mai au 5 juin 1957, exprimées en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ (d'après E. GUICHARD).

connaître l'évolution de la composition chimique moyenne des eaux du lac lors d'une crue de ce dernier. Mais étant donné l'existence de ces processus antagonistes, la composition de la salure des eaux ne doit varier que dans de faibles proportions.

En somme, nous avons successivement considéré les périodes récente et actuelle :

- pour la première période, nous avons pu évaluer la contribution relative moyenne des divers processus régulateurs du milieu, considéré à l'état d'équilibre, dans le cas où le niveau moyen du plan se situe entre 283 et 284 m., sans toutefois tenir compte de processus supplémentaires qui interviennent lors des phases de crue et de décrue.

- pour la seconde, nous avons décrit la régulation relative à une cote moyenne du plan d'eau plus basse (282 m) lors des trois phases d'équilibre hydrique de décrue et de crue ; mais ceci, malheureusement de façon globale, c'est-à-dire sans pouvoir pondérer l'action des divers processus régulateurs.

Ainsi donc, ces deux études, tout en présentant un certain nombre de lacunes, se complètent. Il est donc tentant de reconsidérer l'ensemble des résultats qui ont été dégagés étape par étape et de tracer une esquisse de la régulation du lac en fonction du niveau d'eau et de ces variations.

10. CONCLUSIONS :

ESQUISSE DE LA RÉGULATION HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC EN FONCTION DES FLUCTUATIONS INTERANNUELLES DU PLAN D'EAU

Dans ce chapitre terminal, nous allons successivement esquisser les régulations hydrique, hydrochimique et sédimentologique du lac Tchad au cours de son histoire récente, c'est-à-dire en faisant intervenir les fluctuations du plan d'eau ; puis nous établirons une image globale de la régulation hydrogéochemique du milieu en intégrant ces trois composantes, avec évidemment tous les risques d'erreurs que cette tentative comporte.

10. 1. LA RÉGULATION HYDRIQUE

Le climat du Bassin Tchadien se caractérise essentiellement par de fortes variations de la pluviosité, tant dans l'espace que dans le temps.

De nos jours, le sud reçoit annuellement plus de 1 500 mm d'eau, tandis que le nord n'en reçoit pratiquement pas (quelques millimètres !). A ce gradient climatique se superpose un gradient topographique, de telle sorte qu'il y a écoulement des pluies tropicales du sud vers le nord, en direction de régions de plus en plus arides. Collectées par le Chari, ces eaux vont s'épandre dans une vaste cuvette plate dans laquelle tend à se maintenir à l'échelle annuelle un équilibre dynamique entre les apports fluviaux ($41,5 \times 10^9 \text{ m}^3$) et météoriques ($6,3 \times 10^9 \text{ m}^3$) d'un côté et les pertes par évaporation ($44 \times 10^9 \text{ m}^3$) et les infiltrations ($3,8 \times 10^9 \text{ m}^3$) de l'autre côté. Le lac Tchad, ainsi créé (bien qu'il soit, comme tout milieu naturel, à la poursuite d'un équilibre continuellement déplacé) peut être considéré en première approximation comme un lieu d'équilibre à l'intérieur du bassin, entre les précipitations et l'évaporation ; sa localisation (entre 5° et 25° de

latitude nord) et son extension (21 000 km² en moyenne) résulte d'un compromis entre le climat et la topographie du bassin (il n'en occupe pas la partie la plus basse). Les transferts d'eau, au regard du volume moyen actuel du milieu (72×10^9 m³) sont très importants (48×10^9 m³ en moyenne) ; par voie de conséquence le taux moyen annuel de renouvellement des eaux lacustres est très élevé (66 %).

- En réalité à l'échelle *saisonnière*, il n'y a pas d'équilibre car, autre particularité du climat, la pluviosité varie fortement au cours de l'année : dans les régions où il pleut, il y a alternance bien marquée d'une période sèche et d'une période humide. Ainsi le lac reçoit plus de 75 % des apports d'eau de juillet à novembre. Le remplissage est en grande partie assuré par les eaux de crue du Chari qui s'avancent loin à l'intérieur du lac avant de se mélanger aux eaux résiduelles. A cette époque, les apports l'emportent largement sur les pertes ; il s'ensuit, avec un décalage d'un mois, une crue du lac. Le restant de l'année, l'inverse se produit, provoquant une décrue progressive de janvier à fin juillet, en l'absence de déplacements d'eau de grandes amplitudes. Mais ce battement saisonnier du plan d'eau accusé de fortes irrégularités : la hauteur de crue, selon qu'il s'agit d'une année sèche ou humide, peut être nulle ou peut dépasser le double de sa valeur moyenne, tandis que la hauteur de décrue reste sensiblement la même (0,50 m).

- On perçoit alors aisément la précarité de l'équilibre hydrique considéré à l'échelle *annuelle*. A la suite d'une série d'années déficitaires en pluies le niveau du lac chute rapidement, et inversement. L'amplitude de ces fluctuations annuelles du plan d'eau, elles-mêmes modulées par des fluctuations saisonnières, est très importante relativement à la *faible profondeur moyenne du milieu* (3,5 m). Les répercussions sont considérables : d'une petite mer intérieure de 25 000 km², le lac peut prendre l'apparence d'un immense *marécage* de quelques 3-5 000 km², encombré de végétation palustre, et réciproquement ; cela en l'espace d'une décennie. La décrue de 1963 (cote 283,5) à 1973 (cote 279,5) en est un exemple.

- A l'échelle *séculaire*, les variations du milieu lacustre peuvent prendre des proportions bien plus grandes. Ainsi, pour autant qu'on le sache, entre les VIII^e-X^e siècles et jusque vers le milieu du XVI^e siècle, le lac aurait oscillé entre des niveaux bas (281 m) et moyens (282 m). De la fin du XVI^e siècle à la fin du XVIII^e siècle une transgression très nette se serait manifestée ; le lac aurait alors atteint une cote très élevée (286 m environ). Il se serait maintenu par la suite à une cote supérieure à 283,5 (Maléy, 1973). Enfin, depuis le début du XX^e siècle, il oscille autour de la cote 282. Pour expliquer de telles transgressions et régressions, il ne faut pas évoquer des changements climatiques aussi profonds qu'on pourrait le penser en première analyse. En effet, pour reprendre une formule de Félix (1947), le lac Tchad synthétise l'essentiel du climat du bassin, à savoir le bilan précipitation-évaporation. Aussi, les *modifications climatiques agissent-elles doublement*

et dans le même sens sur l'équilibre lacustre : les périodes humides sont accompagnées d'une diminution du taux d'évaporation ; autrement dit, à l'accroissement des apports d'eau correspond une décroissance des pertes d'eau par unité de surface. La transgression en est favorisée d'autant. Le phénomène inverse joue pour la régression.

En somme, la grande particularité du lac Tchad est, du point de vue hydrique, son instabilité qui se manifeste aux moindres fluctuations climatiques. De l'affrontement permanent entre les précipitations et l'évaporation, tantôt ce sont les premières qui l'emportent tantôt c'est la seconde. Quoi qu'il en soit, c'est toujours le lac Tchad qui en supporte les conséquences.

10.2. LA REGULATION HYDROCHIMIQUE

Les eaux fluviales centralisent dans le lac Tchad une partie des matériaux dissous et solides qu'elles ont arrachés en régions d'amont.

10.2.1. MODE DE REGULATION AU NIVEAU MOYEN DE L'EPOQUE ACTUELLE

Les matériaux dissous proviennent d'une altération de type principalement monosialitique des roches. Ce sont des ions CO_3H^- , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ et K^+ et de la silice dissoute, principalement sous forme de SiO_4H_4 . Pour chacune de ces espèces un équilibre tend à se maintenir au sein du lac entre, d'un côté les apports fluviaux, et d'un autre les pertes par infiltration, et, excepté pour le sodium, par sédimentation chimique dans le milieu même. (1)

Pour le sodium, l'équilibre est assuré lorsque son stock lacustre est tel que le produit de la concentration moyenne en cet élément des eaux qui s'infiltrent (que l'on confond en première approximation avec celle des eaux lacustres) multiplié par le volume de celles-ci représente une quantité de sodium égale à celle des apports, au cours d'une période donnée. Actuellement les apports en sodium sont de $5,6 \times 10^9$ M/an, tandis que le stock d'équilibre est de 105×10^9 M.

Pour les autres éléments dissous, intervient dans leur équilibre dynamique la composante supplémentaire relative aux sédimentations chimiques dont ils sont l'objet. Il s'établit alors un compromis entre les pertes par sédimentation et par infiltration de sorte que leur somme assure la contrepartie des apports qui sont en moyenne de $4,3 \times 10^9$ M/an pour le calcium, $3,3 \times 10^9$ M/an pour le magnésium, $2,0 \times 10^9$ M/an pour le potassium, $22,5 \times 10^9$ M/an pour les bicarbonates et 16×10^9 M/an pour la silice dissoute. Les stocks d'équilibre de chacun de ces éléments (45×10^9 M pour le

(1) En toute rigueur il faudrait tenir compte des apports éoliens. Nous ne pouvons les évaluer, mais ils sont probablement faibles au regard des apports fluviaux.

calcium, $36,5 \times 10^9$ M pour le magnésium, 31×10^9 M pour le potassium, 292×10^9 M pour les bicarbonates et 56×10^9 M pour la silice dissoute) sont évidemment d'autant plus faibles que les sédimentations chimiques sont importantes ($1,9 \times 10^9$ M pour le calcium, $1,3 \times 10^9$ M pour le magnésium, $0,40 \times 10^9$ M pour le potassium, $6,8 \times 10^9$ M pour les bicarbonates et $13,1 \times 10^9$ M pour la silice dissoute). Les sédimentations chimiques procèdent de néoformations argileuses (ces processus utilisent la silice dissoute et, pour une moindre part, les cations alcalino-terreux), de précipitations de sels dissous (ce sont notamment les ions Ca^{++} et CO_3^{--} qui précipitent sous forme de calcite) et de dépôts biogènes (le potassium et en plus faible proportion les cations alcalino-terreux et la silice dissoute sont incorporés dans le sédiment par l'intermédiaire des macrophytes ; le calcium et les carbonates par les mollusques, et enfin la silice dissoute par les diatomées).

La composition chimique des eaux n'est rien d'autre que la résultante de ces divers équilibres salins, relativement à l'équilibre hydrique. Ceux-ci sont ainsi établis qu'il y a dans le milieu accroissement de la salure des eaux d'origine fluviale ($[\text{Na}^+] = 1,46$ mM/l contre 0,135 mM/l ; $[\text{Ca}^{++}] = 0,625$ mM/l contre 0,105 mM/l ; $[\text{Mg}^{++}] = 0,51$ mM/l contre 0,08 mM/l ; $[\text{K}^+] = 0,43$ contre 0,05 mM/l ; $[\text{CO}_3\text{H}^-] = 4,05$ mM/l contre 0,54 mM/l ; $[\text{SiO}_4\text{H}_4] = 0,78$ mM/l contre 0,39 mM/l), lequel est accompagné d'une évolution des eaux vers le pôle bicarbonaté-sodique, c'est-à-dire d'un enrichissement de la salure en sodium aux dépens des autres cations d'une part et des bicarbonates aux dépens de la silice dissoute d'autre part.

Au demeurant, cet accroissement moyen de la salure globale des eaux est faible pour un milieu endoréïque puisqu'il est de l'ordre de 5,2. Naturellement cela est en grande partie dû aux sédimentations chimiques. Toutefois, même dans le cas du sodium qui n'est éliminé que par infiltration ce paramètre est égal à 11, ce qui est modérément élevé. La raison en est que les infiltrations et les pluies qui tombent dans le lac sont notables au regard de l'évaporation puisqu'elles en représentent dans l'ordre 14,5 et 8,5 % (1). En ajoutant à ceci que les eaux fluviales sont très faiblement minéralisées (1,3 mM/l d'espèces dissoutes, soit 70 mg/l), on comprend alors aisément la raison pour laquelle les eaux du lac Tchad qui contiennent en moyenne 6,75 mM/l d'espèces dissoutes, soit 450 mg/l, demeurent dans la catégorie des eaux douces.

Les équilibres hydrochimiques globaux, c'est-à-dire ceux pris à l'échelle du lac, que l'on vient de préciser résultent en réalité de l'intégration d'équilibres qui tendent à s'établir dans chacune des régions composant le lac. En effet, dans le cas idéal du fonctionnement du milieu en régime permanent, il y a autant d'états d'équilibre stationnaires que de lieux

(1) Le facteur de concentration des eaux en sels dissous est égal au rapport entre les pertes totales en eau diminuées des apports météoriques et les pertes par infiltration.

envisageables. Si les transferts en eau et en sels dissous et, par là les équilibres dynamiques eux-mêmes, ont pu être établis au niveau du lac et de ses grandes entités naturelles, il n'a pu en être fait autant au niveau de toutes les régions discernables géographiquement. Toutefois, nous connaissons la *résultante* des transferts dont ces dernières sont l'objet, c'est-à-dire leurs caractéristiques hydrochimiques. A cette échelle, l'une des plus grandes particularités de l'hydrochimie du lac réside en sa profonde hétérogénéité. Il y a en effet une gradation "zonale" de la salure des eaux qui d'une façon générale est d'autant plus élevée que le lieu envisagé est éloigné du delta du Chari. Ainsi les salures des eaux situées aux confins du lac sont 15-20 fois plus fortes que celles du delta du Chari.

10.2.2. EVOLUTION DU MODE DE REGULATION EN FONCTION DU NIVEAU MOYEN DU PLAN D'EAU

Les équilibres hydrochimiques que l'on vient de décrire se rapportent au *niveau moyen du plan d'eau de l'époque actuelle* (cote 282). Mais si l'on se réfère à la période récente de l'histoire du lac (2-3 siècles), les équilibres hydrochimiques moyens sont ceux d'un niveau en moyenne *plus élevé* (cote 283-284). Ces derniers équilibres se caractérisent relativement aux premiers, par des taux de sédimentations tant biochimiques que géochimiques qui sont *près de deux fois plus faibles*. En effet les biomasses des organismes envisagés, sinon dans l'absolu du moins par unité de surface, sont moins importantes ; les quantités de sels utilisées pour leur développement en sont diminuées d'autant et, par là, leur fraction qui n'est pas recyclée et qui demeure dans les sédiments. Les néoformations argileuses par unité de surface sont *moins* importantes par suite de la diminution de l'épaisseur de la tranche des sédiments superficiels dans laquelle elles ont lieu (moindre agitation du milieu) ; ce qui revient à dire que la surface de contact sels dissous-réactants solides est réduite. Peut-être faut-il également, à ce propos, évoquer comme autre raison le fait que le milieu interstitiel doit être moins concentré en sels dissous à la suite d'une diminution des dépôts organiques qui sont minéralisés. Cette diminution des dépôts est en effet elle-même liée à celle de l'activité biologique). En contre-partie de la décroissance des taux de sédimentations biochimiques et de néoformations argileuses, il se pourrait qu'il y ait accroissement du taux de formation de calcite, ceci dans la mesure où ces facteurs favorables à l'accroissement de la concentration des eaux en sodium l'emporteraient sur ceux qui, au contraire, sont défavorables (dilution due aux apports fluviaux relativement plus importants). Au demeurant, *par le seul jeu de la sédimentation chimique, on est tenté de dire que la salure moyenne des eaux lacustres est d'autant plus élevée et éloignée du pôle bicarbonaté-sodique*

que le niveau moyen du lac est lui-même élevé, et inversement. En réalité, la régulation hydrique évolue de telle sorte qu'elle corrige cette tendance en l'atténuant, voire en l'inversant lors de situations hydrologiques extrêmes. En effet, aux niveaux moyens élevés du plan d'eau correspondent des apports en eaux météoriques et des pertes par infiltration qui, devenant relativement élevées, ont pour effet de diminuer le facteur de concentration des eaux. Quoi qu'il en soit de cette compétition, *les salures des eaux sont d'autant plus proches du pôle bicarbonaté-sodique que le niveau moyen du lac est bas.*

Si l'on considérait un niveau moyen plus faible, ce sont les processus inverses qui se mettraient en jeu. En somme il y a autant d'équilibres hydrochimiques moyens, ou encore de modes de régulation hydrochimique que l'on envisage des niveaux moyens du lac. C'est donc la période qui détermine le mode moyen de régulation.

10.2.3. MODE DE REGULATION REEL ET SES VARIATIONS

Nous venons de nous préoccuper d'équilibres hydrochimiques moyens correspondant à des niveaux moyens du lac. En fait les divers équilibres salins, au même titre que l'équilibre hydrique ne sont jamais établis. Aussi ne s'agit-il là que de situations fictives. Toutefois, si l'on considère une période donnée, la situation fictive moyenne, qui lui correspond, a l'avantage de servir de référence pour la description plus détaillée de la réalité, quelle que soit la durée de la période en question, c'est-à-dire que l'on choisisse l'échelle saisonnière, annuelle, ou séculaire.

Ainsi, à l'échelle saisonnière, il faut noter que le lac reçoit 75 % des apports en sels durant la seconde moitié de l'année. Cela n'entraîne pas, contrairement au cas des eaux, des fluctuations très importantes des stocks lacustres salins étant donné que leur taux de renouvellement annuel est en moyenne nettement plus faible (ceux-ci sont dans l'ordre de 5,3 % pour Na^+ , 9,6 % pour Ca^{++} , 9 % pour Mg^{++} , 6,6 % pour K^+ , 7,6 % pour CO_3H^- et 28,7 % pour SiO_4H_4 contre 66,5 % pour l'eau). Par suite, les caractéristiques chimiques des eaux (rapports entre les divers stocks dissous et le volume de la région envisagée) doivent évoluer. Par le seul jeu des fluctuations des apports, on doit donc s'attendre à une diminution de la salure des eaux par rapport à la valeur moyenne lors de leur montée de août à décembre et à une augmentation lors de leur baisse de janvier à juillet, toutes choses étant supposées égales par ailleurs. Aux échelles annuelles et séculaires, il devrait en être de même à l'occasion respectivement des cycles "décrué-crue" et "régression-transgression", des caractéristiques hydrochimiques considérées par rapport aux caractéristiques moyennes de référence, en proportion évidemment plus grande ; ceci d'autant que la composition chimique des eaux du Chari reste relativement constante quelle que soit l'importance de sa crue.

En réalité, les variations attendues de la composition chimique des eaux ne sont pas toujours enregistrées ; elles sont souvent très atténuées, quelquefois même elles sont inversées par la combinaison de divers processus qui jouent en sens contraire.

Considérons en premier un abaissement du plan d'eau et ce qui résulte d'une baisse saisonnière d'une décrue annuelle, ou d'une régression séculaire. On peut faire alors diverses remarques :

- toute diminution du volume du lac, faisant suite à des apports déficitaires s'accompagne d'une diminution de la surface du lac (laquelle diminution est relativement importante en raison de la forme plate de la cuvette) ; il s'ensuit une diminution des pertes par évaporation qui s'oppose à celle du volume.

- à la suite du retrait des eaux, des mares sont isolées dans les zones périphériques ; les sels dissous qu'elles contiennent précipitent alors au cours de leur assèchement. Les stocks salins en sont diminués d'autant.

- il y a accroissement de la fixation et la sédimentation biogène, ou du moins accroissement de la quantité de sels stockés par les organismes, consécutivement à l'augmentation de leur biomasse ; ce qui représente une autre source de diminution des stocks. Dans le cas particulier, d'une forte baisse du plan d'eau, par rapport à une cote moyenne elle-même basse, il se produit un développement exceptionnel de la végétation palustre provoquant une nette augmentation de la séquestration de potassium notamment ; en revanche, toujours dans ce cas, c'est l'inverse qui tend à se produire pour le calcium car la biomasse de mollusques chute brutalement : une telle situation s'est présentée par exemple depuis 1972.

- en ce qui concerne le taux de sédimentation géochimique, les prévisions sont délicates. S'il est à peu près certain que, lors des sévères baisses du lac, il y a accroissement du taux de précipitation de la calcite, on ne peut en dire autant dans le cas des néoformations argileuses. On sait en effet que celles-ci sont avant tout réglées par les quantités d'hydrate de fer et d'alumine amorphe contenues dans les sédiments de surface. Si ces quantités ne sont pas limitatives, on peut prévoir l'accroissement du taux de néoformation en raison du développement de la surface de contact sels dissous-réactants solides consécutif à la baisse des eaux. Mais encore faut-il en l'occurrence que les réactants ne soient pas séquestrés par la matière organique dont le milieu s'enrichit à cette occasion. Tout ce que l'on peut dire dans l'état actuel des choses c'est que lors de la décrue entre 1970 et 1972, il n'a pas été constaté d'accroissement du taux de néoformation par rapport à celui de 1967, pris comme référence.

De cet ensemble de remarques, il ressort effectivement que ces divers processus peuvent freiner, voire annihiler l'accroissement de la salure des eaux auquel on doit s'attendre lors d'une baisse du lac à la suite d'une diminution plus rapide du volume d'eau par rapport à celui des stocks salins. A ce

sujet, signalons que de 1967 à 1967, tandis que le niveau du plan d'eau est passé de 281,9 m à 279,8 m, *la salure globale des eaux n'a pas changée* ; sa composition quant à elle a évolué vers le pôle bicarbonaté sodique : en 1972 :

$$\left[\text{Ca}^{++} \right]_r = 13,7 \% ; \left[\text{Mg}^{++} \right]_r = 14,6 \% ; \left[\text{Na}^+ \right]_r = 57,3 \% ; \left[\text{K}^+ \right]_r = 14,4 \% ;$$

$$\left[\text{CO}_3\text{H}^- \right]_r = 87,1 \% \text{ et } \left[\text{SiO}_4\text{H}_4 \right]_r = 12,9 \% \text{ contre, en 1967 : } \left[\text{Ca}^{++} \right]_r = 20,8 \% ;$$

$$\left[\text{Mg}^{++} \right]_r = 16,8 \% ; \left[\text{Na}^+ \right]_r = 47,8 \% ; \left[\text{K}^+ \right]_r = 14,5 \% ; \left[\text{CO}_3\text{H}^- \right]_r = 84 \% \text{ et}$$

$$\left[\text{SiO}_4\text{H}_4 \right]_r = 16 \% .$$

Considérons maintenant une élévation du plan d'eau du lac à l'échelle saisonnière, annuelle ou séculaire. Ici, il y a certes diminution de la salure des eaux, engendrée par des apports excédentaires. Mais cette diminution est atténuée par la mise en jeu des mêmes processus que ceux évoqués dans le cas précédent d'une baisse du lac, lesquels agissent naturellement en sens inverse. Notons, toutefois que les deux pulsations lacustres, quelles que soient d'ailleurs leur amplitude et l'échelle de temps envisagée, ne correspondent pas à des phénomènes entièrement réversibles. En effet :

- la redissolution des sels dissous déposés en zones marginales n'est pas totale lors d'une avancée des eaux. Ceux-ci sont récupérés, au mieux à 50-60 %. On peut même concevoir, à l'échelle séculaire, que les sels qui se sont déposés lors d'une régression, ont pu être enfouis sous des dépôts éoliens avant le retour des eaux ; la récupération est alors pratiquement nulle. Quoi qu'il en soit des fluctuations du plan d'eau, le bilan est toujours négatif en ce qui concerne les stocks en sels dissous. En conséquence, lorsque le plan d'eau oscille autour d'une cote donnée, *la salure des eaux est d'autant plus faible que les fluctuations sont amples et fréquentes.*

- les biomasses d'organismes ne sont pas strictement fonction du plan d'eau. Elles dépendent également de l'évolution récente de celui-ci. Si l'on retient le cas des macrophytes, on peut dire que, lorsque le lac passe à la suite d'une décrue par une cote donnée du plan d'eau, la biomasse en macrophytes est supérieure à celle à laquelle on devrait s'attendre si le plan d'eau était stabilisé ; elle est inférieure à la suite d'une décrue. Il est ainsi possible d'en déduire les conséquences qui en résultent quant à la sédimentation biochimique.

- le taux de néoformation des argiles dépend non seulement de la cote du plan d'eau mais aussi des quantités d'hydrates de fer et aluminium apportées par les fleuves ou contenues dans les sédiments, soit en dernière analyse des fluctuations du plan d'eau. En effet la réserve en ces composés est d'autant plus importante que le lac a oscillé durant une longue période autour d'un niveau moyen élevé. Aussi est-ce au cours d'un abaissement du plan d'eau faisant suite à cette période que doivent être remplies les conditions les plus favorables aux néoformations argileuses. Pour des raisons inverses, c'est lors d'une élévation du plan d'eau provenant à la suite

d'une longue période de basses eaux que les conditions de néoformation doivent être les plus défavorables.

En somme, non seulement les phases de crue et de décrue ne sont pas rigoureusement symétriques, mais encore *l'histoire du lac ne se répète pas*. Il est néanmoins vrai que l'on peut opposer à l'instabilité hydrique du lac sa remarquable stabilité hydrochimique.

10.3. LA REGULATION SEDIMENTOLOGIQUE

Les eaux se chargent en zones d'amont en kaolinite et à un degré moindre en illite, feldspaths, quartz et oxhydrates qu'elles perdent en partie dans la plaine centrale ; en revanche dans cette dernière région, elles se chargent en certains matériaux autochtones qui sont constitués notamment de kaolinite et de smectites. De nos jours, le Chari apporte en moyenne $2\ 800 \times 10^3$ t/an de matériaux solides (38,5 % de kaolinite, 11,5 % d'illite, 10,5 % de smectite (du type beidellite ferrifère), 9,5 % de quartz, 6 % de feldspaths, 2,7 % d'hydroxyde de fer amorphe, 2,3 % de silice amorphe et 1,3 % d'alumine amorphe).

Ces apports ont en moyenne été plus abondants au cours de la période récente de constitution des sédiments de surface, qui doit couvrir grosso-modo 2-3 siècles, mais les quantités de kaolinite, d'illite, de feldspaths et de beidellites se sont maintenues entre elles selon des rapports *voisins*. En revanche, il a été déduit que les quantités des constituants amorphes (fer, alumine, silice) relativement à ces matériaux étaient 2 à 3 fois plus élevées autrefois que de nos jours.

La presque totalité des transports solides du Chari sont effectués durant la seconde moitié de l'année. De nos jours, l'alluvionnement de la cuvette nord est plus important que celui de la cuvette sud. Les divers constituants de la charge solide sont à peu près uniformément répartis sur l'ensemble du lac. Toutefois les feldspaths sont d'autant plus abondants que l'on est proche du delta : ils restent en effet moins longtemps en suspension que les matériaux argileux, aussi sont-ils véhiculés moins facilement vers l'intérieur du lac par les courants. Quant aux quartz d'origine fluviatile, il se dispose en bancs de sable dans les régions avoisinantes du delta. Les sédiments de surface sont en moyenne composés de 26,5 % de kaolinite, 21 % de smectites, 11 % de quartz, 7,9 % d'illite, 4,2 % de feldspaths, 4,8 % de silice amorphe, 1,4 % de fer amorphe, 0,2 % d'alumine amorphe et 23 % de matériaux divers essentiellement de nature organique ; ceux qui sont situés au nord contiennent en plus jusqu'à 15 % de calcite.

A la suite de leur arrivée dans le lac, les hydrates de fer et d'alumine, se combinent avec la silice dissoute des eaux et participent

ainsi à l'individualisation de smectites de composition structurale variable selon la région du lac :

- Dans la région proche du delta, il se forme une *nontronite* ; elle résulte d'une silicification progressive de goethite qui s'est préalablement organisée et déposée en granules de 0,250 mm de diamètre en moyenne (leur stade moyen de silicification est tel que la goethite et la nontronite sont en proportions sensiblement égales). Ces matériaux sont disposés en bancs et forment des sédiments dits à "pseudo-sables". La nontronite dont la formule moyenne est : $[\text{Si}_{3,83}\text{Al}_{0,06}\text{Fe}_{11}^{\text{III}}]_{010} [\text{Fe}_{1,76}\text{Mg}_{0,20}] (\text{OH})_2 \text{Ca}_{0,22}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,02}$ est engendrée au sein d'eaux interstitielles relativement diluées ($[\text{SiO}_4\text{H}_4] = 0,46 \text{ mM/l}$; $[\text{Ca}^{++}] = 0,40 \text{ mM/l}$; $[\text{Mg}^{++}] = 0,36 \text{ mM/l}$; pH = 7,0).

- A l'opposé, au nord du lac, il apparaît une *montmorillonite magnésienne* de formule moyenne $[\text{Si}_4]_{010} [\text{Al}_{0,24}\text{Fe}_{0,12}\text{Ti}_{0,11}\text{Mg}_{1,99}] (\text{OH})_2 \text{Ca}_{0,20}\text{Na}_{0,07}$, à partir principalement d'alumine amorphe, de silice dissoute et de l'ion magnésium et au sein d'un milieu interstitiel relativement plus concentré. ($[\text{SiO}_4\text{H}_4] = 1,8 \text{ mM/l}$; $[\text{Mg}^{++}] = 2,5 \text{ mM/l}$; $[\text{Ca}^{++}] = 1,75 \text{ mM/l}$; pH = 7,8-7,9).

- Dans la zone médiane enfin, il se forme une *montmorillonite franchement ferrifère* : $[\text{Si}_4]_{010} [\text{Al}_{1,32}\text{Fe}_{0,13}\text{Ti}_{0,02}\text{Mg}_{0,18}] (\text{OH})_2 \text{Ca}_{0,13}\text{Na}_{0,01}$. Le milieu dans lequel se combinent le fer et l'alumine amorphe avec la silice dissoute et les cations alcalino-terreux pour aboutir à ce type de néoformation présente des caractéristiques hydrochimiques intermédiaires par rapport à celles relatives aux deux cas précédents.

Durant la période récente, le taux de néoformation moyen annuel a été de $1,4 \times 10^3$ moles de smectites par an, réparties entre 10 % de nontronite sous forme granulaire et 90 % de montmorillonite à faciès argileux (parmi ces dernières 10 % sont magnésiennes et 90 % ferrifères). De nos jours, le taux global de néoformation est plus élevé notamment en ce qui concerne la nontronite. D'ailleurs et ce, d'une façon très générale, le taux de néoformation paraît d'autant plus élevé que le niveau du lac est bas, à une réserve près toutefois : lors d'une sévère décrue il y a enrichissement du milieu en matière organique (macrophytes en particulier) qui doit avoir pour effet de séquestrer partiellement les réactants solides (hydrates de fer et d'alumine). De plus, dans le cas de 1971-1972 l'évolution antérieure du plan d'eau a été telle que les réserves en ces constituants dans les sédiments sont relativement faibles (0,20 % d'alumine amorphe, notamment).

Enfin, dans les régions septentrionales du lac, il se produit une précipitation de *calcite*. Celle-ci a lieu dans des conditions physico-chimiques relativement précises, à savoir quand le produit des activités de Ca^{++} libre et de CO_3^{--} libre est égal à 18-19 fois son produit de solubilité limite. L'aire de précipitation qui se cantonne normalement aux bordures nord et nord-est du lac peut, lors d'une sévère décrue s'étendre à la moitié nord de la cuvette nord, voire exceptionnellement comme en 1974, à l'ensemble

de cette cuvette. Il est possible qu'il en soit de même aux niveaux élevés du plan d'eau, en moindre proportion toutefois. Dans ce cas, il y a en effet diminution de la sédimentation chimique et, par suite, accroissement de la concentration des eaux en calcium et augmentation de leur pH ; ce sont autant de conséquences favorables à l'extension de la zone de précipitation de la calcite. Mais encore faut-il que cette tendance ne soit pas totalement annihilée par la dilution du milieu due aux apports fluviatiles relativement plus importants qu'en moyenne lorsque le plan d'eau est en période de hausse.

En définitive, lorsque le niveau moyen du lac est élevé (il faut entendre ici une cote du plan d'eau supérieure à 283-284 mètres) il doit y avoir un enrichissement des sédiments en hydroxydes libres. La raison en est double : les hydroxydes sont, en moyenne, contenus en plus grande proportion dans les charges solides des eaux de fortes crues fluviatiles ; de plus leur taux de transformation est plus faible. Lorsque le niveau moyen du lac est bas pour des raisons inverses il y a appauvrissement des sédiments en ces constituants ; en revanche ils s'enrichissent en smectites.

Ces modifications sont évidemment trop brèves dans le temps pour qu'elles soient inscrites dans les sédiments de surface, ceux-ci n'en représentent que la résultante.

10.4. CONCLUSIONS GENERALES

Les régulations hydrique, hydrochimique et sédimentologique viennent d'être successivement esquissées. Nous allons tenter d'en dégager l'essentiel dans le but de regrouper en un même schéma les divers modes de régulation en fonction du plan d'eau du lac, ou d'une façon plus générale, en fonction des conditions climatiques. Une représentation ainsi intégrée se justifie d'autant que nous savons maintenant que c'est la régulation hydrique qui prérègle les régulations hydrochimique et sédimentologique, tandis que ces dernières s'auto-contrôlent (1).

La régulation hydrochimique, à l'issue de son analyse peut être ramenée à la combinaison de deux facteurs de nature antagoniste :

- le premier facteur est lié à la régulation hydrique. Celle-ci, dans le cas du lac Tchad, est telle qu'il y a accroissement de la salure des eaux d'origine fluviatile. Il s'agit donc d'un facteur de concentration de la salure. Ce facteur est égal au rapport de la hauteur d'eau éliminée par évaporation, h_E

(1) Toutefois, il ne faut pas perdre de vue le caractère fictif d'un tel schéma puisque, face aux irrégularités des apports, les états hydrique, hydrochimique et sédimentologique du lac présentent des degrés d'inertie fort différents, c'est-à-dire que les modifications qu'ils enregistrent les uns les autres, sont d'amplitudes et de durées très inégales. Il n'y a donc jamais un équilibre global dans le sens strict du terme.

et par infiltration h_I diminuée de celle relative aux pluies, h_M , sur la lame d'eau infiltrée : $F = \frac{h_E - h_M + h_I}{h_I}$. De par sa nature il peut être qualifié de facteur de *concentration climato-hydrogéologique*.

- le second facteur rend compte de la sédimentation chimique, qu'elle soit de nature biochimique ou géochimique. A ce titre, il peut être dénommé facteur de *dessalage biogéochimique*.

Ces deux facteurs varient en fonction du plan d'eau. Nous avons noté, en ce qui concerne la sédimentation chimique, qu'à partir de la cote 279,5 et en se dirigeant vers des valeurs croissantes, elle avait tendance à décroître pour devenir deux fois plus faible aux environs de la cote 283-284 ; cela étant aussi vrai pour la sédimentation de nature biochimique que celle de nature géochimique. On a tout lieu de penser qu'au delà de la cote 284 la sédimentation continue à décroître. Par contre, au-dessous de la cote 279, le problème est plus complexe, il faut distinguer la cuvette nord de la cuvette sud. Cette dernière est directement alimentée par le Chari et déverse son trop plein saisonnièrement dans la cuvette nord ; elle reste un milieu faiblement salé favorable à l'extension notamment des macrophytes et, par là, à l'accroissement de la sédimentation biochimique. La cuvette nord contient des eaux de salure trop élevée pour qu'il en soit de même ; il y a évolution vers une sédimentation de type évaporitique.

A propos du facteur de concentration on ne peut faire que des remarques qualitatives au sujet de son évolution. Il est à peu près certain qu'il est d'autant plus faible que le niveau du lac est élevé. En effet l'élévation du plan d'eau est le signe d'un climat devenant de plus en plus humide : l'évaporation diminue tandis que les pluies deviennent plus abondantes ; de plus, les infiltrations s'accroissent probablement dans la mesure où les gradients piézométriques lac-nappe phréatique augmentent et les fronts d'infiltration sont moins colmatés. Aux faibles cotes du plan d'eau et pour des raisons inverses, le lac tend vers un véritable bac d'évaporation reposant sur des sédiments argilo-yaseux à travers lesquels les infiltrations deviennent réduites.

En somme, ces deux facteurs évoluent en sens opposé, leur combinaison est telle que :

- au-delà de la cote 283 (c'est-à-dire pour une profondeur moyenne > à 4,5 m) on a affaire à un bac d'évaporation ; mais il est à effet "limité" du fait que la salure ne peut dépasser une certaine valeur qui est réglée en grande partie par le facteur climatique et hydrogéologique. Il est possible que la salure des eaux s'accroisse légèrement étant donné que le facteur de dessalage doit diminuer plus vite que celui de concentration. Ajoutons toute fois, que cela reste à vérifier. En tout état de cause la régulation est essentiellement du type *climato-hydrogéologique*.

- lorsque l'on considère les cotes du plan d'eau selon un ordre décroissant, on constate que les deux facteurs varient en sens inverse. Il en

ressort que la salure des eaux reste remarquablement constante. Cependant, en raison du caractère spécifique des sédimentations chimie, celle-ci évolue vers le pôle bicarbonaté sodique. On a affaire à une régulation mixte de type *climato-hydrogéologique et biogéochimique*.

- au-dessous de la cote 279,5, dans le cas de la cuvette nord, le facteur de concentration l'emporte largement sur le facteur de dessalage, la régulation est de type *climatique* correspondant à une évolution évaporitique. La salure des eaux se déplace alors plus franchement vers le pôle bicarbonaté sodique conformément à l'échelle des solubilités des sels dissous en présence. (cf. Fig. 10.1.)

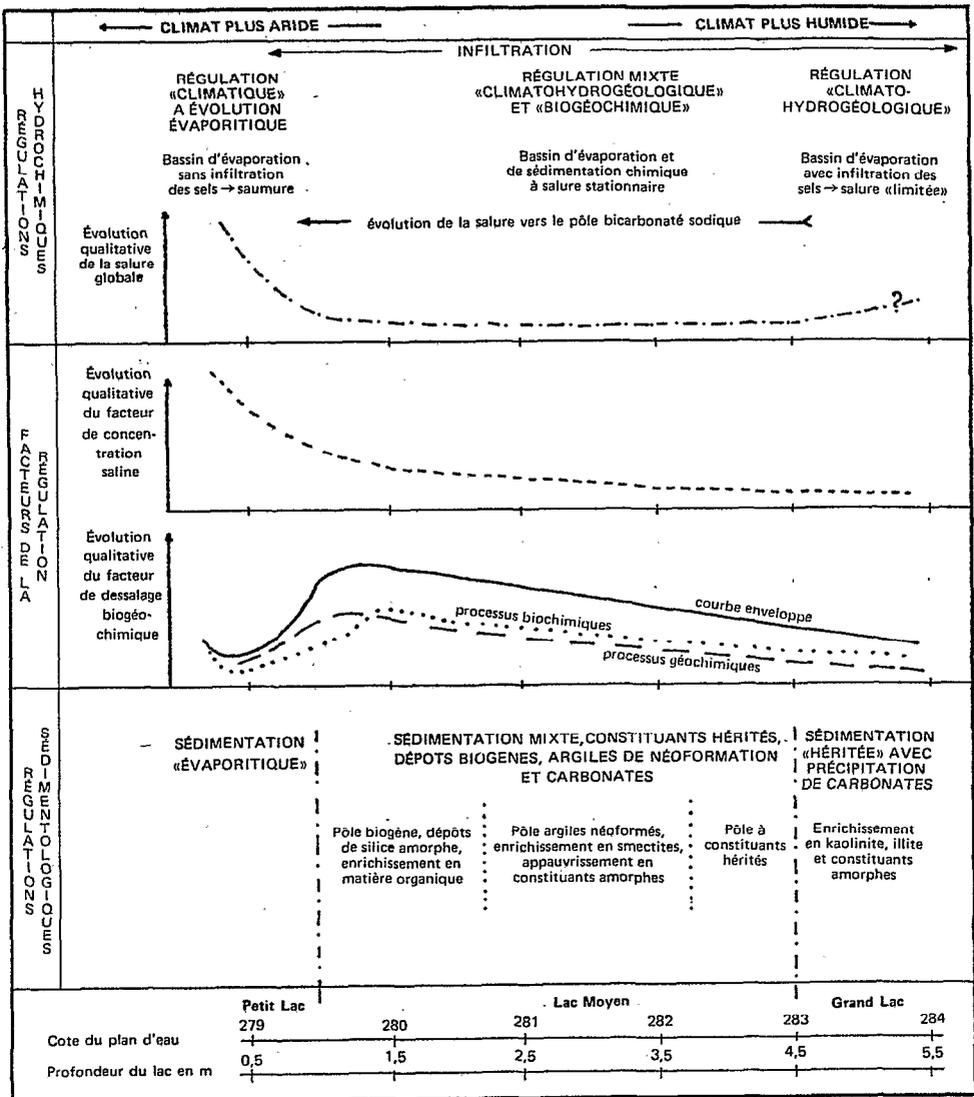


Figure 10.1. Régulations hydrogéochimiques du lac en fonction de la cote du plan d'eau.

La régulation sédimentologique est plus ou moins marquée, selon la cote du lac par les processus de transformation géochimique (néoformations argileuses et précipitation de sels insolubles) et par les processus biochimiques (enrichissement en matière organique).

- Comme nous l'avons vu, au delà de la cote 283,5-284, l'influence des processus biogéochimiques devient de moins en moins importante lorsque le plan d'eau s'élève. On a affaire à une sédimentation principalement héritée, en ce sens que la composition minéralogique des sédiments est peu modifiée par rapport à celle des charges solides des eaux fluviales. Les composants majeurs sont alors la kaolinite et l'illite.

- Si l'on considère les cotes du plan d'eau comprises entre 283,5 et 279,5, on tombe dans le cas d'une sédimentation profondément marquée par les processus biogéochimiques. On peut alors parler de sédimentation *mixte* composée d'une part de constituants hérités et d'autre part de constituants nouveaux liés à l'intervention des processus biogéochimiques (néoformation argileuses, précipitation de carbonates, dépôts biogènes).

- En dessous de la cote 279,5, la cuvette nord est le siège d'une sédimentation à prédominance évaporitique. Elle reçoit peu de matériaux solides. En effet, les eaux fluviales se déchargent en grande partie de leurs suspensions dans la cuvette sud ; de plus, lors de leur traversée de la *Grande-Barrière*, elles sont filtrées par la végétation. Quant à la cuvette sud, elle reste un lieu dans lequel les dépôts biogènes prennent une importance accrue (cf. Fig. 10.1).

Arrivé à ce stade, il reste naturellement à reconsidérer ces résultats propres au milieu lacustre actuel avec d'autres résultats acquis dans le cadre de l'opération multidisciplinaire sur le bassin du Tchad. C'est ce qui permettrait alors :

- d'une part, d'appréhender l'ensemble du système fluvio-lacustre *actuel* y compris ses annexes, c'est-à-dire les dépressions interduaires et ses annexes.

- et d'autre part, d'atteindre un niveau d'analyse plus poussé de certains milieux lacustres apparentés mais de nature *fossile*.

Annexes

I - METHODES D'ANALYSE

I.1. ANALYSES CHIMIQUE DES EAUX

Les eaux ont été analysées selon des méthodes classiques (Golterman, 1969) en partie sur le bateau au cours des différentes campagnes, en partie au Laboratoire à N'Djamena (Tchad).

- Les carbonates et les bicarbonates par potentiométrie sur appareil enregistreur (à $\pm 2,5 \%$)

- Les cations alcalino-terreux par complexométrie à l'E.D.T.A. ($\pm 2,5 \%$ pour Ca^{++} , $\pm 4 \%$ pour Mg^{++})

- Les cations alcalins par photométrie de flamme (à $\pm 2,5 \%$)

- La silice dissoute par spectrophotométrie du complexe silicomolybdique (à $\pm 2 \%$).

Les eaux interstitielles ont été extraites des sédiments de surface à l'aide d'une presse hydraulique sous une pression de 50-100 kg/cm².

I. 2 . ANALYSES CHIMIQUES TOTALES DES SEDIMENTS

Les analyses ont été effectuées au Laboratoire des sols de l'INRA à Versailles, selon un protocole établi par Robert et Veneau (1971).

- a) Fusion alcaline avec NaOH - reprise en milieu HCl (pH \approx 1,2) pour le dosage de SiO_2 et Al_2O_3 .

b) Attaque acide fluoro-perchlorique avec reprise en milieu HCl pour la détermination de tous les autres éléments.

- SiO₂ - colorimétrie du silico-molybdique (complexe réduit)
- Al₂O₃ - colorimétrie du complexe avec le violet de pyroco-
techol
- Fe₂O₃ - colorimétrie du complexe avec l'orthophenantroline
- TiO₂ - colorimétrie avec l'acide chromotropique
- MgO - détermination par absorption atomique
- CaO - dosage par photométrie de flamme en milieu oxine.
- K₂O et Na₂O - dosage par photométrie de flamme
- H₂O total - déterminée en général à l'aide de la courbe
d'analyse thermodéterminale.

Des analyses totales ont également été effectuées sur des granules de pseudo-sable à la microsonde de Castaing au laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris VI, sous la responsabilité de B. Velde.

I.3. ANALYSES MINERALOGIQUES

Les analyses ont été effectuées au laboratoire des sols de l'INRA-Versailles.

- diffraction des rayons X : diffractomètre RIGAKU type biplane (cat. n° 2 001) avec enregistrement.

- analyse thermodéterminale : appareil ADAMEL modèle TH 59 avec enregistreur MECI.

- analyse thermique différentielle : appareil ADAMEL type A T D 63 avec enregistreur MECI, four à 1 000° C, vitesse de chauffe : 600°/h.

Ces analyses classiques ont été complétées dans le cas des granules par le test Hofman-Klemen (Greene K., 1955) au Laboratoire de Chimie des Solides à l'Université de Paris VI (Responsable M. Pezerat).

- Analyses chimiques spécifiques :

a) détermination du quartz et des feldspaths : extraction de ces minéraux à l'issue d'une fusion au pyrosulfate de sodium de l'échantillon. Evaluation des feldspaths par détermination de K, Na et Ca qu'ils contiennent après attaque fluorochlorhydrique. Le quartz est alors déterminé par différence. (Jackson M.L., 1964).

b) détermination de la silice amorphe : l'échantillon est attaqué à 100° C par une solution de carbonate de sodium à 2 % à pH 10,5. La silice de la solution surnageante est ensuite dosée par colorimétrie (Jackson M.L., 1956).

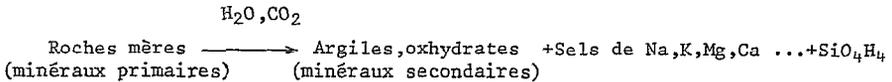
c) détermination du fer et de l'alumine amorphe : extraction de Fe et Al par une solution acide oxalique-oxalate de Na à pH 4,5 sous rayonnement U.V. durant 20 mn (3 fois). Colorimétrie de Fe et Al du liquide surnageant. (De Endredy A.S., 1963 ; Segalen P., 1970).

II - ACQUISITION DES SUBSTANCES DISSOUTES ET PARTICULAIRES DES EAUX DU CHARI

II.1. PRESENTATION GENERALE DU PROBLEME

Le problème qui se pose revient à déterminer en termes très généraux les processus qui président à la libération des substances minérales exportées par les fleuves. Ces substances sont des produits issus de l'altération des roches qui, attaquées par les agents atmosphériques, sont ainsi transformées en substances plus simples et plus stables. Les produits d'altération obtenus sont, soit à l'état solide, soit à l'état de solution vraie ou colloïdale. Les produits solides sont constitués par des minéraux primaires ou des fragments de la roche mère restés inaltérés et par des minéraux secondaires résultant de l'évolution d'argiles et/ou d'oxhydrates. Les matériaux de surface des sols sont exportés en suspension par les *eaux de ruissellement* qui atteignent les rivières. Les argiles en constituent la fraction la plus importante car, de par leur dimension et leurs caractéristiques, elles passent aisément en suspension. Des oxhydrates de fer et d'aluminium, lorsqu'ils sont présents, peuvent être également transportés, fréquemment associés à des particules argileuses et à des substances humiques. Les produits solubles (sels alcalins, alcalino-terreux, silicates dissous ...) sont lessivés par des *eaux d'infiltration*, gagnent la nappe phréatique, puis les eaux de source et enfin les rivières. Les matériaux solides précipités empruntent également cette voie sous forme colloïdale, en proportion moindre.

La nature des substances minérales particulières et dissoutes exportables par voie fluviale dépend donc essentiellement du type d'altération des roches. Le schéma général du phénomène est le suivant :



Le problème de l'acquisition des substances solides et dissoutes se ramène donc théoriquement à préciser les termes de cette équation. Mais en pratique, tenter d'établir une relation étroite entre les différents termes de l'équation serait une entreprise vaine pour deux raisons essentielles :

- La première raison est que la salure des eaux provient de l'altération actuelle des roches, tandis que les matériaux particuliers des horizons supérieurs des sols ont pu être issus d'un type d'altération plus ancien ; on sait en effet que l'histoire de la formation d'un sol est en général suffisamment longue, pour que l'on puisse concevoir que ce dernier ait été marqué au cours de sa genèse par différents climats qui ont eu pour conséquence d'imposer divers types d'altération. Les matériaux constitutifs d'un sol ne confirment donc pas de façon absolue le type d'altération actuelle, celui-ci pouvant fonctionner depuis une date trop récente pour que les néoformations auxquelles il conduit soient suffisamment abondantes pour être mises en évidence.

- la seconde raison est que la répartition des roches dans le bassin versant, leur composition minéralogique et leur altérabilité restent des données relativement approximatives.

En dépit de ces deux obstacles, il reste possible toutefois de déterminer, de façon approchée, le mode d'acquisition des caractéristiques chimiques des eaux. En effet, en ce qui concerne la première difficulté, il est aisé de préciser le mode d'altération actuel, soit en comparant la composition moyenne des roches mères et la composition chimique des eaux issues de l'altération, soit encore en recherchant les minéraux secondaires qui sont susceptibles d'être en équilibre chimique par rapport à la solution du sol.

Sur le plan de la seconde difficulté, on peut se limiter, avec une bonne approximation, à ne considérer que les espèces minérales, à la fois abondantes dans les roches et peu sensibles à l'altération.

Le problème ainsi posé, il convient donc d'envisager deux points :

1) Le mode d'acquisition de la charge *dissoute* des eaux, en précisant dans un premier temps les principales zones d'altération géochimique ; ceci revient donc à évaluer la contribution hydrochimique des divers bassins, afin de localiser et d'identifier les matériaux qui sont altérés, de déterminer dans un deuxième temps le type d'altération actuelle et, par là, les espèces solides néoformées. A partir de là il devient possible en revenant à l'équation générale, de déduire les éléments solubles libérés lors de la destruction chimique des roches.

2) Le mode d'acquisition de la charge *solide*, en déterminant l'ori-

gine géographique des matériaux transportés et la nature des sols mis en jeu.

En ce qui concerne la cuvette tchadienne, le problème revient donc à cerner les zones correspondant à une intense altération géochimique et à une importante ablation mécanique, ou, en d'autres termes, à préciser les contributions hydriques, hydrochimiques et sédimentologiques des divers sous bassins du Logone et du Chari.

II.2. LOCALISATION DES ZONES D'ALTERATION GEOCHIMIQUE ET D'ABLATION MECANIQUE

II.2.1. CONTRIBUTION HYDRIQUE DES SOUS BASSINS VERSANTS

Les bassins versants du Logone et du Chari, qui sont adjacents, n'occupent que 25 % de la superficie totale de la cuvette tchadienne. Des nombreuses descriptions hydrographiques qui ont été faites, notamment dans la monographie du Logone (Bouchardeau et al., 1968) et celle du Chari (Billon et al., 1969), nous n'en dégagerons ici que les grands traits utiles à notre propos.

Les parties hautes de ces bassins sont constituées de montagnes, vallons et hauts plateaux, compris entre 1 300 et 500 m et disposés sur un arc de cercle de plus de 2 000 km de long, centré sur le lac Tchad (Fig. II.1.). En réalité, la bordure orientale et septentrionale de cet arc, bien qu'occupant 40 % de la surface totale, ne fournit que 10 % des apports totaux au lac.

A la sortie de ces massifs, les rivières s'écoulent dans de vastes plaines marécageuses, mal drainées où elles subissent de grandes pertes par évaporation. L'aire d'alimentation efficace se limite donc au croissant montagneux, qui s'étend du versant nord du plateau de l'Adamaoua à la chaîne des Bongos. Le bassin supérieur du Logone s'appuie sur l'Adamaoua (1 300-1 000 m) d'où descendent la Vina, la Nbééré, la Kim et la Pendé ; le haut bassin du Chari débute à l'ouest par les massifs des Monts Karé (1 100 m) qui alimentent la Nana Barya et l'Ouham et se poursuit à l'est par la chaîne des Kagas et des Bougos (700-500 m), d'où prennent naissance la Gribingui, la Bamingui, la Bangoran et les affluents de la rive gauche de l'Aouk. On constate que l'altitude de ce croissant montagneux s'atténue d'ouest en est. Il en est de même des pluviosités, qui diminuent de 1 500 à 1 200 mm par an. Aussi, le module spécifique des rivières est-il d'autant plus faible que celles-ci ont une position orientale : les modules spécifiques du Logone à Baïbokoum, de la Kim à Ouli-Bangala, de la Pendé à Goré, du Bahr Sara à Manda et du Chari à Sahr sont respectivement égaux à 16,2, 17,4, 11,5, 7,5 et 1,86 l/s/km². Le régime de ces rivières, qui est apparenté à celui du type tropical, présente une rapide montée des eaux en juin, une saison de hautes eaux de juillet à octobre, une décrue rapide en novembre et une saison de basses eaux de décembre à juin.

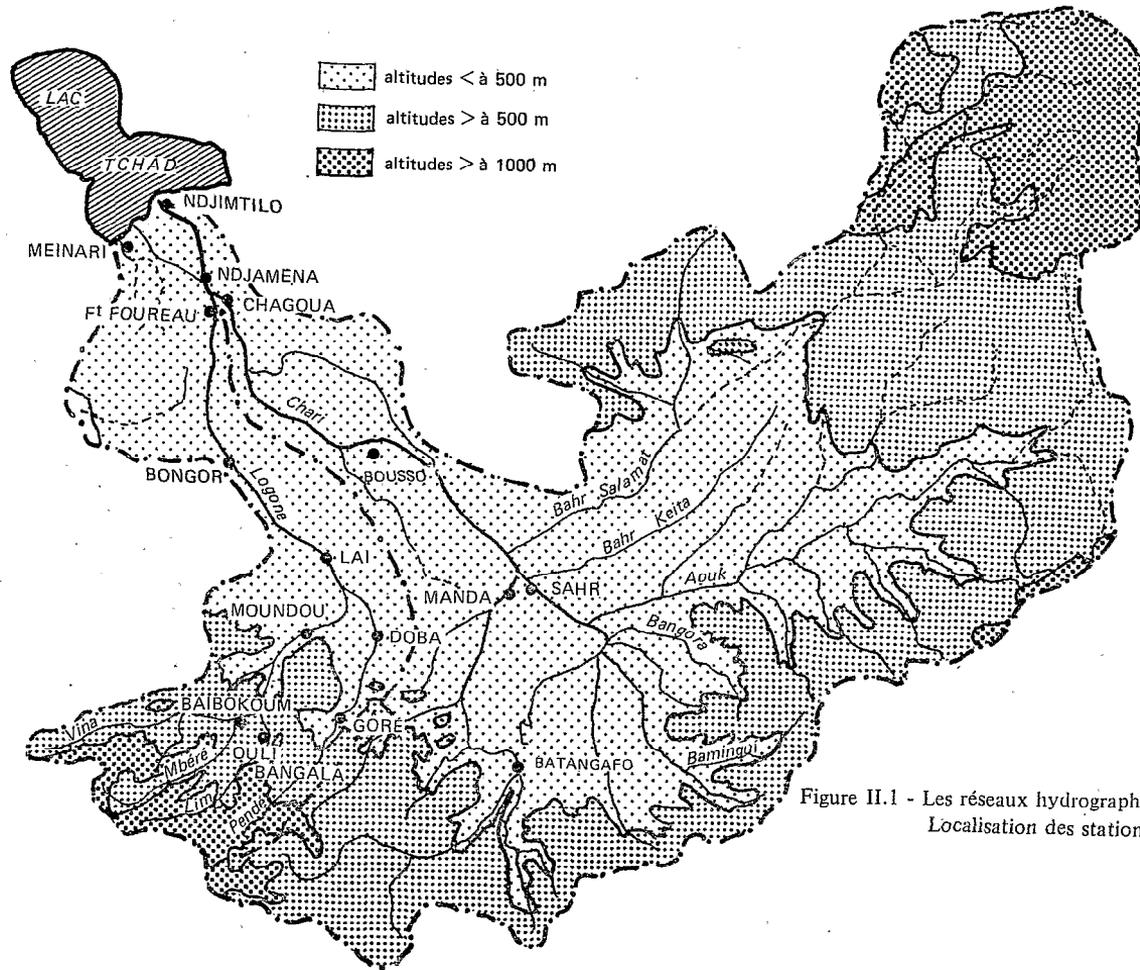


Figure II.1 - Les réseaux hydrographiques du Logone et du Chari.
 Localisation des stations de mesure.

A cette région montagneuse, s'adosse, comme on l'a déjà dit, une pénéplaine de 700 à 500 m d'altitude qui s'étend approximativement jusqu'au 9ème degré de latitude nord. Les précipitations y sont moins abondantes (1 000 à 1 100 mm par an). A la sortie de la pénéplaine, à Moundou, Doba, Manda et Sahr, le volume d'eau qui s'écoule est égal en moyenne à $43,3 \times 10^9$ m³/an, soit à 105 % de celui des eaux qui arrivent au lac : le Logone et son affluent : la Pendé, en fournissent pour leur part 38 %, le Chari et son affluent : le Bahr Sara, 67 %.

La pénéplaine est prolongée par une plaine centrale qui descend en pente douce jusqu'au lac. Cette plaine est partiellement inondée par les eaux de crue. Les déversements du Logone ont lieu en amont de Bongor sur la rive droite, puis en aval de cette localité principalement sur la rive gauche. Les eaux d'inondation de la première plaine sont partiellement récupérées par le Ba-Hilli, qui rejoint le Logone plus bas ; celles de la seconde plaine, beaucoup moins importantes en volume, sont directement drainées vers le lac par l'El Beïd, après avoir subi de fortes pertes par évaporation : au total, à Fort-Foureau près de 20 % en moyenne des eaux ont quitté le lit majeur. Quant au Chari, il inonde des plaines de moindre importance sur sa rive droite. Notons toutefois que les eaux d'inondation en grande partie gagnent à nouveau le fleuve par de nombreux affluents, dont le principal est le Bahr Irgui. Ces vastes plaines peuvent atteindre 25 000 km², surface équivalente à celle du lac Tchad.

De la confluence du Logone et du Chari, à N'Djamena jusqu'au lac, les eaux de crue ne se déversent plus dans les plaines riveraines. Dans cette plaine centrale, les apports météoriques, qui décroissent régulièrement du sud au nord de 1 100 à 500 mm/an ne compensent pas entièrement les pertes par évaporation qui ont lieu principalement lors des inondations. Il y a donc un déficit moyen annuel de 2×10^9 m³. Les contributions moyennes annuelles du Logone, du Chari et de leurs principaux tributaires en différents points de leur cours, exprimées en volume moyen annuel écoulé sont regroupées dans la figure II. 2. Les valeurs sont tirées des monographies du Logone et du Chari.

II.2.2. CONTRIBUTION HYDROCHIMIQUE DES SOUS BASSINS VERSANTS

Roche a suivi l'évolution spatiotemporelle des salures des principaux tributaires en 1969. Il a défini en différentes stations des bassins du Logone et du Chari, la concentration moyenne annuelle de chacun des cations et calculé la quantité cationique totale exportée, en tenant compte des volumes écoulés au cours de cette année-là (Roche, 1973). Or, ces volumes sont ceux d'une année de faible hydraulicité (35×10^9 m³ contre $41,3 \times 10^9$ m³ en moyenne) marquée par les apports déficitaires du Chari ($21,5 \times 10^9$ m³ contre $28,8 \times 10^9$ m³ en moyenne). Aussi, est-il préférable, pour définir de façon plus

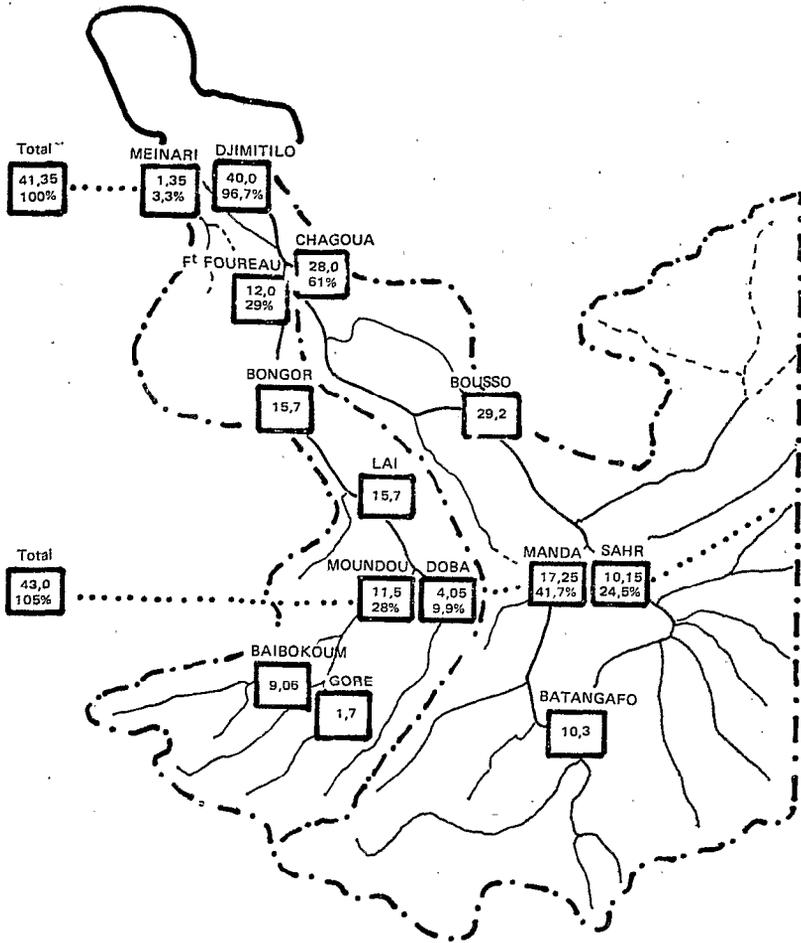


Figure II.2 - Contributions hydriques moyennes des bassins versants du Logone et du Chari : dans chaque station, le chiffre supérieur correspond au volume d'eau écoulé annuellement en $m^3 \times 10^9$, le chiffre inférieur à la fraction du volume total des apports au lac en %.

rigoureuse la contribution hydrochimique des fleuves en différents points de leur cours, d'utiliser les caractéristiques hydrologiques relatives à une crue moyenne, tout en conservant les teneurs moyennes annuelles des composants de la salure définie par Roche, teneurs qui, nous l'avons vu pour le cours inférieur du Chari, varient peu d'une année à l'autre. Les résultats obtenus à partir de ces données, sont regroupés dans les figures II.3. et II.4. qui concernent respectivement la salure globale ionisée et les composants cationiques exprimés en termes millimoles, mM, d'électrolytes par litre.

A la sortie de la pénéplaine, aux stations de Moundou, Doba, Manda et Sahr, les eaux transportent $38,4 \times 10^{12}$ mé d'électrolytes par an (1), soit 88 % des apports au lac : 37 % des transports proviennent du haut Logone, 63 % proviennent du haut Chari (Fig. II.3.). Les concentrations des eaux du Logone (0,87 mM/l) et celles des eaux du Chari (0,90 mM/l) sont voisines. Donc, au pied des deux bassins supérieurs, les quantités de sels exportées sont, en première approximation, proportionnelles aux volumes écoulés. Notons toutefois que, dans les sous bassins supérieurs, cette relation est moins étroite, car les concentrations en sels des branches mères sont comprises entre 0,64 mM/l à Ouli Bangala et 0,98 mM/l à Sahr.

Au cours de leur traversée de la plaine centrale, les eaux acquièrent le complément des apports en sels ionisés, qui est de $5,0 \times 10^{12}$ mM par an (Fig. II.3.). Ainsi, la plaine fournit 12 % des apports en sels au lac.

Si l'on considère maintenant chacun des composés cationiques, on note qu'au pied de la pénéplaine, les quantités de calcium, de magnésium, de sodium et de potassium correspondent respectivement à 86,3, 86,1, 86,6 et 100 % des apports au lac. (Fig. II.4.). Les quantités de calcium, magnésium, sodium et potassium extraites des plaines d'inondation sont, dans l'ordre, égales à 13,6, 14, 13,4 et 0 % des apports au lac. Les transports d'anions, représentés par les seuls bicarbonates, suivent à un coefficient près ceux de la salure cationique. Le régime de la silice dissoute n'a pu être établi dans les bassins supérieurs faute de données. Les seules mesures disponibles, qui sont relatives au sous bassin de l'Ouham (Gac et Pinta, 1973), montrent que le rapport moyen silicate sur somme des composés cationiques ou anioniques des eaux de l'Ouham est proche de celui des eaux du Chari inférieur (0,9 contre 0,7) ; ce qui semble indiquer que les transports de la silice dissoute dans les principaux tributaires sont, grosso modo, proportionnels à ceux de la salure globale ionisée.

(1) Rappelons qu'il s'agit des ions CO_3H^- , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ et K^+

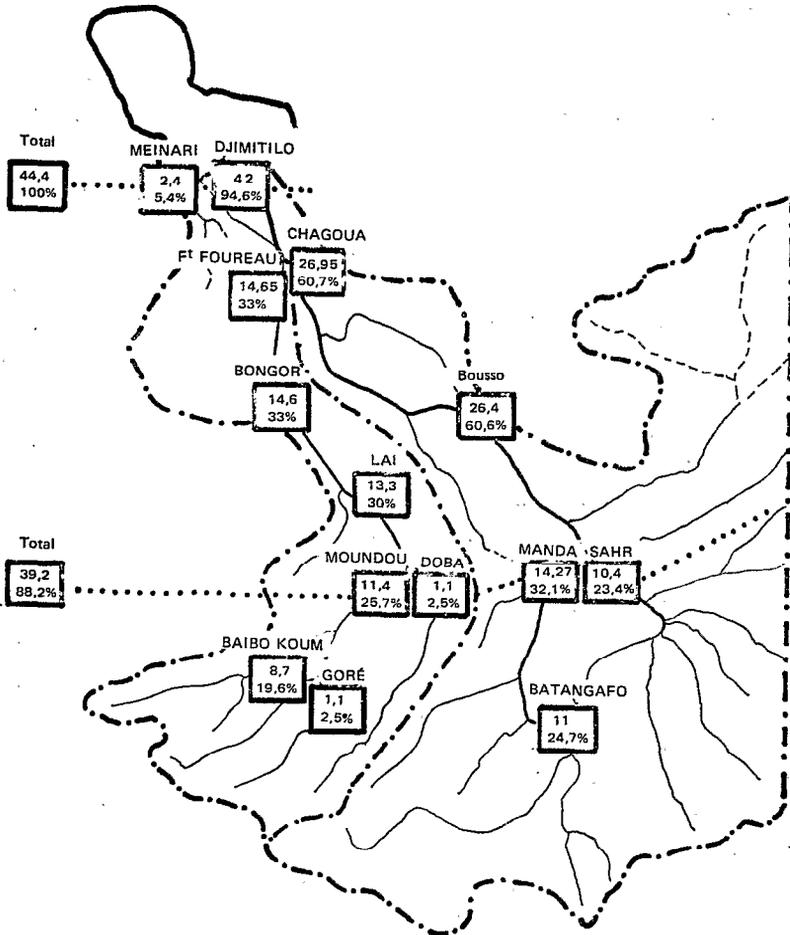


Figure II.3 - Contributions hydrochimiques moyennes en sels ionisés des bassins versants du Logone et du Chari : dans chaque station, le chiffre supérieur correspond à la quantité d'électrolytes transportés annuellement en mé x 10¹², le chiffre inférieur correspond à la fraction de la quantité totale en électrolytes apportée au lac en %.

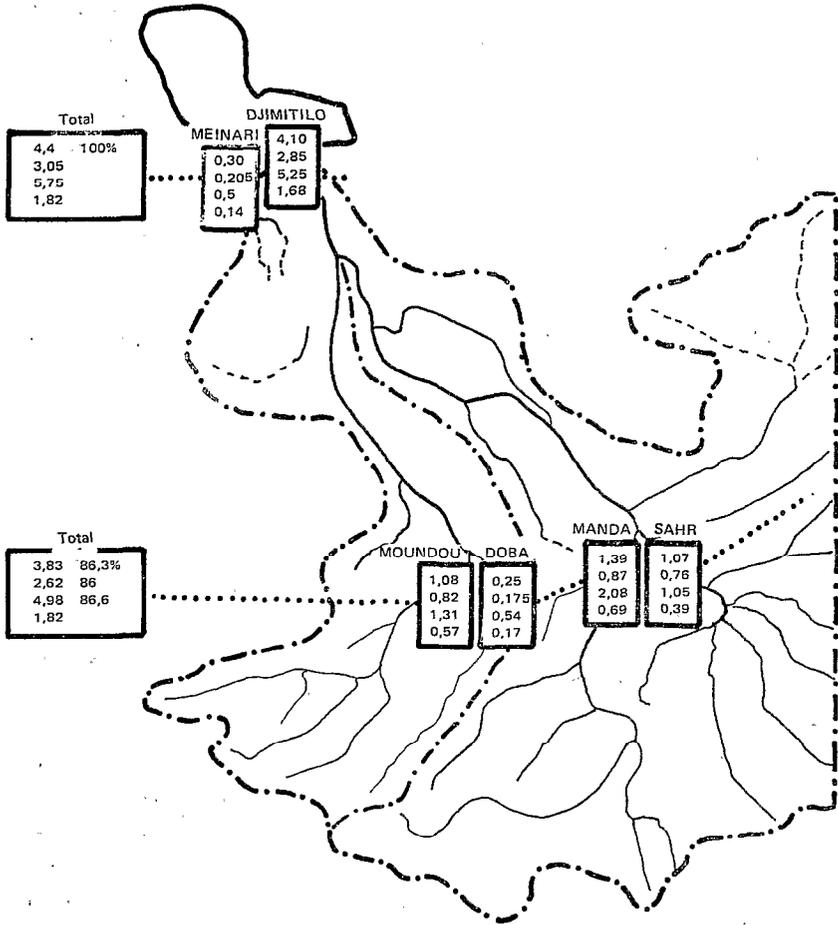


Figure II.4 - Contributions hydrochimiques moyennes en cations des bassins versants du Logone et du Chari : dans chaque station, les chiffres représentent successivement de haut en bas les quantités de calcium, magnésium, sodium et potassium véhiculées annuellement, elles sont exprimées en $\text{mM} \times 10^{12}$.

En résumé, les sous bassins versants de la Vina au Bangoran fournissent à la sortie de la pénéplaine 88 % des apports en sels ionisés au lac. Leur contribution hydrochimique est proportionnelle à leur poids hydrologique. Les altérations spécifiques, comprises entre $24 \text{ m}\acute{\text{e}}/\text{km}^2/\text{an}$ et $15 \text{ m}\acute{\text{e}}/\text{km}^2/\text{an}$, sont d'autant plus fortes qu'elles concernent les bassins situés à l'ouest. La plaine centrale fournit 12 % des apports à l'état ionisé. Ce complément est constitué de bicarbonates de calcium, sodium et magnésium ; car apparemment il n'y a pas exportation de potassium en provenance de cette région. En fait, compte tenu des remarques que nous avons faites à propos de l'influence des macrophytes sur l'hydrochimie du lac (cf. §8.3.p.277), il paraît plus plausible de penser qu'une certaine quantité de potassium est bien libérée au même titre que les autres cations mais, qu'au même moment, une quantité à peu près équivalente est récupérée alors par les plantes.

II.2.3. CONTRIBUTION DES SOUS BASSINS VERSANTS AUX TRANSPORTS SOLIDES AU LAC

Grâce à l'étude des transports solides pour l'ensemble du réseau fluvial, commencée par Billon (1968) et poursuivie par Carré (1972) et Chouret (1973), il est possible aujourd'hui de préciser les origines de la charge solide des eaux qui arrivent au lac.

Les données disponibles sur les transports globaux recouvrent une période de trois à quatre ans. Les stations de mesure sont situées à la sortie de la pénéplaine et à la confluence du Logone et du Chari, de telle sorte qu'il est possible de connaître la contribution des bassins supérieurs et celle des bassins inférieurs.

La période d'observation est trop courte pour pouvoir déterminer avec une bonne précision, les transports moyens annuels aux différentes stations. Néanmoins, ces derniers ont été évalués à partir des concentrations moyennes annuelles des différentes stations, calculées sur la base des données de 1969 à 1972, et à partir des débits liquides moyens annuels correspondants qui viennent d'être établis.

Les résultats sont regroupés dans la figure II.5. On remarque en premier lieu, qu'à la sortie de la pénéplaine, la quantité de matériaux transportés (qui est égale à $3245 \times 10^3 \text{ t}$) est supérieure à celle qui est reçue par le lac ($2790 \times 10^3 \text{ t}$). Autrement dit, dans la plaine centrale les dépôts l'emportent globalement sur les départs. Les matériaux qui déposent proviennent principalement du Logone : celui-ci perd $700 \times 10^3 \text{ t}$ en moyenne, soit plus d'un tiers des apports du bassin supérieur. En revanche, le Chari gagne $245 \times 10^3 \text{ t}$ soit un supplément de 20 % par rapport à la quantité de matériaux exportés au pied de la pénéplaine ($1265 \times 10^3 \text{ t}$). Les pertes du Logone sont dues au fait que 25 % des eaux quittent définitivement le lit majeur dans la plaine centrale;

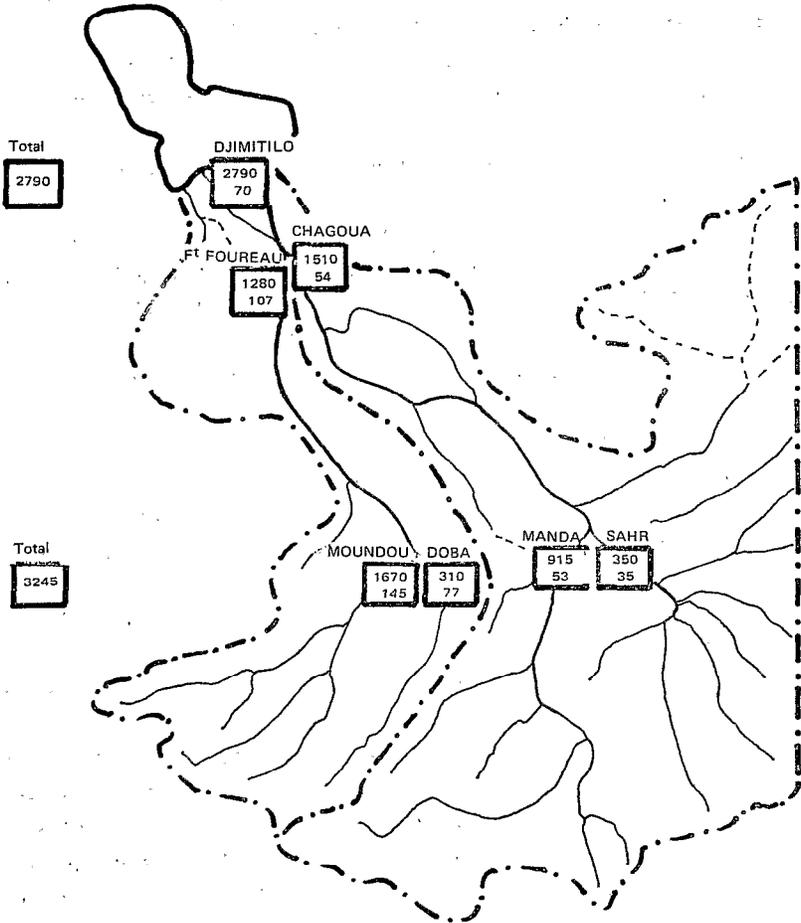


Figure II.5 - Contributions moyennes aux apports solides au lac des bassins versants du Logone et du Chari : dans chaque station le chiffre supérieur correspond aux apports annuels en milliers de tonnes, le chiffre inférieur aux concentrations moyennes annuelles en g/m³.

à cette fraction, il faut ajouter celle des eaux qui se déversent dans les plaines riveraines, puis qui reviennent en grande partie délestées de leur charge solide.

Les données portant sur les *transports spécifiques*, c'est-à-dire sur ceux de chacune des espèces minéralogiques, sont plus restreintes. Il reste toutefois possible d'avoir des indications sur l'évolution de la composition de la charge solide des eaux d'amont en aval du bassin, en particulier sur celles du Chari. En effet, si nous avons déterminé la composition minéralogique moyenne des charges solides du Logone et du Chari à leur confluence (§ 5.2.2.1.p.160), Gac et Pinta (1972) en ont fait autant pour l'Ouham, principal tributaire du Chari, à Batangafo au pied de la pénéplaine. Ils donnent les résultats suivants :

Kaolinite = 59 % - Illite = 14 % - Feldspaths 6,5 % - Quartz = 10 % - Divers = 10 %.

En comparant cette composition minéralogique de la charge solide de l'Ouham à celle de la charge solide du Chari au confluent, on constate qu'*au niveau de la plaine centrale, les eaux se chargent en smectite*. On peut facilement montrer que ce gain représente sensiblement 50 % du gain global en matériau particulaire dans cette partie du bassin, le restant étant principalement assuré par les dépôts de kaolinite, illite et feldspaths. Les dépôts de ces minéraux se font d'ailleurs selon des proportions telles que leurs rapports mutuels dans les suspensions solides des eaux restent quasiment inchangés à la sortie des plaines d'inondation. En effet les rapports kaolinite/illite et kaolinite/feldspaths sont égaux à 4,2 et 7,9 à Chagoua contre 4,2 et 9,1 à Batangafo.

Il n'est pas possible de suivre l'évolution de la charge solide des eaux du Logone, car nous ne disposons pas de données sur la composition des transports dans les bassins versants supérieurs. Toutefois, comme nous allons le voir dans le paragraphe II.4., en se référant sur la nature des sols drainés, on a tout lieu de penser que les suspensions solides des eaux des rivières d'amont ont une composition minéralogique proche de celle des suspensions des eaux de l'Ouham. On peut alors avancer que les échanges de matériaux dans les plaines d'inondation sont telles que ces régions sont une zone de dépôt partiel pour la kaolinite, l'illite, le feldspath et le quartz et au contraire une zone d'enrichissement en smectite.

II.2.4. CONCLUSION SUR LES TRANSFERTS DE MATIERE DANS LE BASSIN VERSANT DU LAC TCHAD

Un tableau synoptique permet de suivre les transferts de matière moyens annuels (eau, substances minérales dissoutes et particulières) au pied de la pénéplaine et au niveau du lac (Tabl. II.1.).

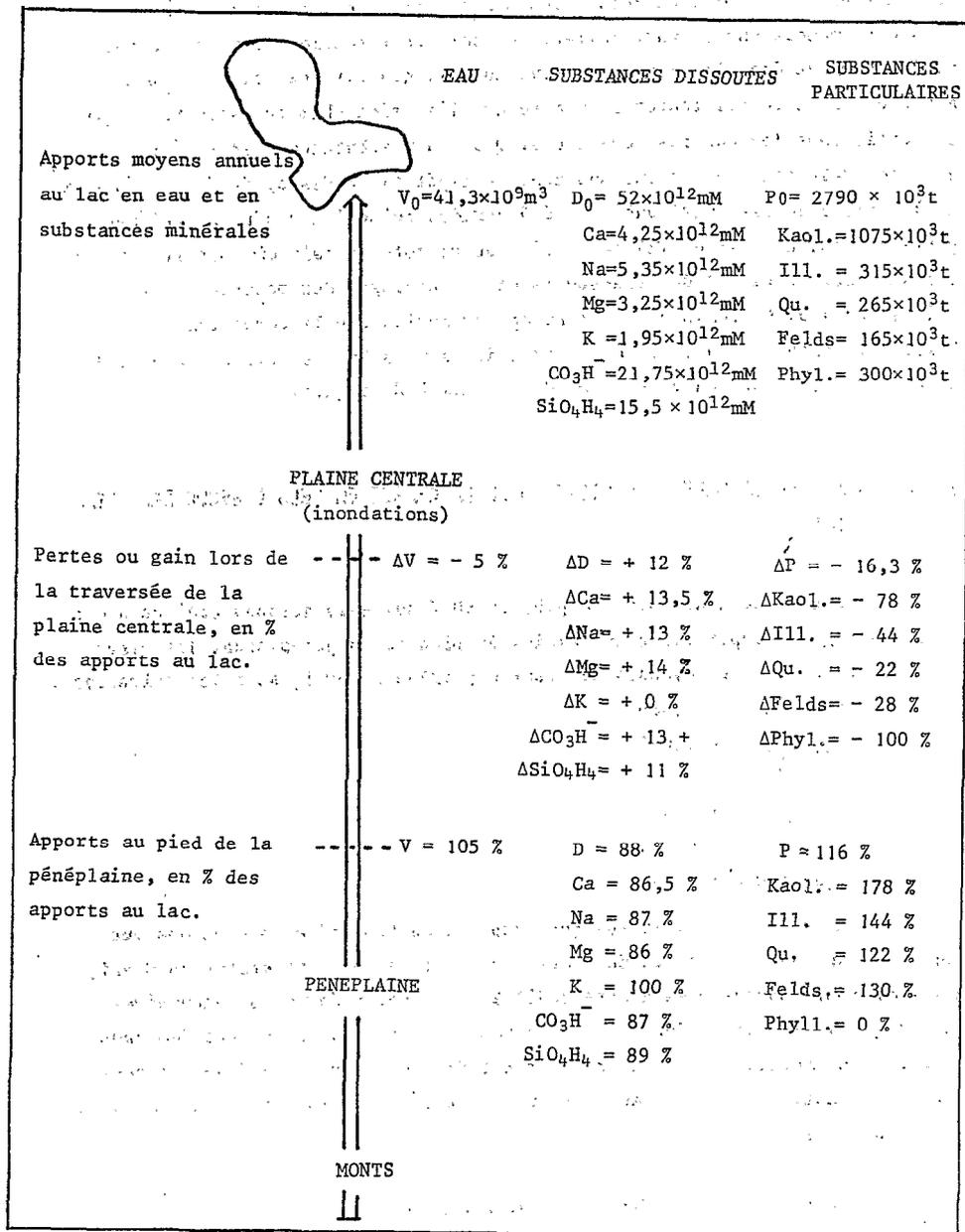


Tableau II.1. Transferts de matière moyens annuels (eau, substances minérales dissoutes et particulaires) au pied de la pénéplaine et au niveau du lac.

Ainsi, à l'entrée de la plaine centrale, le volume des transports en eau représente 105 % de celui reçu par le lac : les pertes par évaporation, lors des inondations en particulier, ne sont pas totalement compensées par les pluies tombant dans la plaine. En revanche, la quantité de sels exportés augmente de 12 %, ce qui toutefois montre que l'érosion chimique s'opère en grande partie dans les bassins supérieurs. Quant aux substances particulières, la zone centrale est globalement une zone de dépôt (16 % des apports reçus par le lac). Mais elle est aussi une zone d'échanges, puisqu'il y a principalement perte en kaolinite et en illite et d'un autre côté un gain en smectite. Notons ici que pour le calcul des transports et des échanges des matériaux particuliers, nous avons admis en première approximation que la composition minéralogique moyenne des suspensions solides des eaux à leur sortie de la pénélaine était voisine de celle des eaux de l'Ouham à Batangafo.

II.3. ETUDE SUR LE MODE D'ACQUISITION DE LA CHARGE EN SELS DISSOUS DANS LES FLEUVES

Nous venons de voir que près de 90 % des sels dissous étaient acquis dans les régions supérieures du bassin. Au pied de la pénélaine, les caractéristiques chimiques moyennes des eaux exprimées en mM/l, sont les suivantes :

- [Ca ⁺⁺]	= 0,086
- [Mg ⁺⁺]	= 0,060
- [Na ⁺]	= 0,113
- [K ⁺]	= 0,051
- [CO ₃ H ⁻]	= 0,446
- [Si (OH) ₄]	= 0,360

C'est sur ces chiffres que nous allons travailler plutôt que sur ceux correspondants au delta du Chari, car dans le cours inférieur du Chari, les eaux sont susceptibles d'être modifiées par des phénomènes secondaires autres que l'altération des roches. La reconstitution de la salure des eaux à ce niveau implique alors la connaissance de deux sortes d'éléments : tout d'abord la nature des matériaux qui subissent l'altération et, en second lieu, leur type d'altération.

II.3.1. NATURE DES MATERIAUX SOUMIS A L'ALTERATION

Les grands traits de la géologie et de la pétrographie des bassins du Logone et du Chari sont tirés des cartes géologiques du Tchad (Mestraud, 1958) et de la République Centrafricaine (Gérard, 1959) (Fig. II.6.). On distingue trois grandes formations : en amont, le *Socle Précambrien* occupe les régions montagneuses et vallonnées. Il s'enfonce sous une première formation

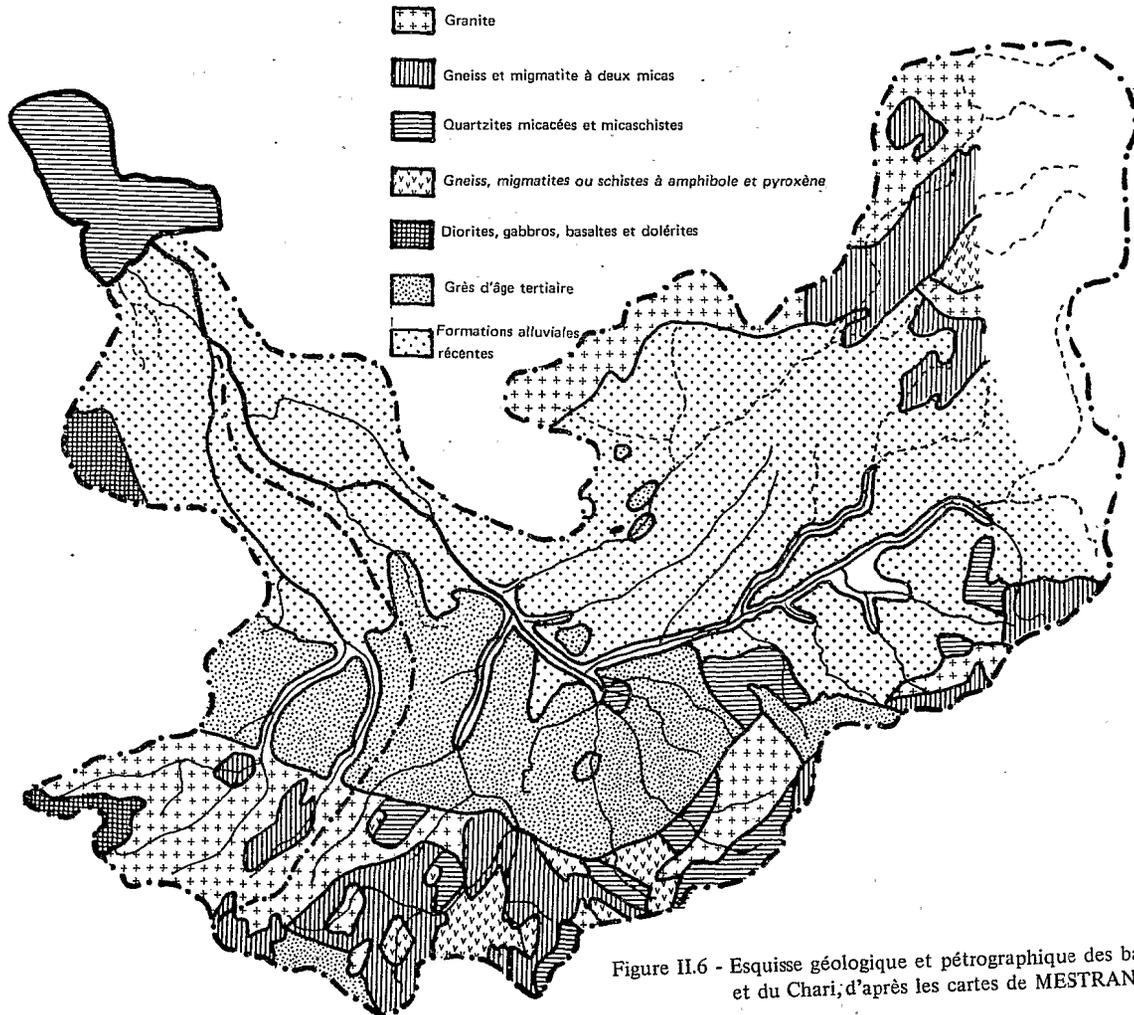


Figure II.6 - Esquisse géologique et pétrographique des bassins versants du Logone et du Chari; d'après les cartes de MESTRAND (1958) et GERARD (1959).

de couverture d'âge tertiaire, appelée *Continental Terminal*, au nord de Baïbo-koum-Batangafo. Au delà, vers Laï-Manda, celle-ci disparaît à son tour sous une seconde formation de couverture d'âge quaternaire. Nous allons examiner la pétrographie des deux premières formations seulement car ce sont elles qui sont le siège de la plus grande part de l'altération chimique.

Le Socle Précambrien correspond au "vieux bouclier africain" fortement pénéplané. Il comprend essentiellement des roches magmatiques (granites et intrusions basiques grenues telles que dolérites et gabbros) et des roches métamorphiques (quartzites et quartzites micacés, micaschistes, gneiss, migmatites et charnokites). Les quartzites et quartzites micacés représentent 11 % de la surface du socle ; les grès, 3 % ; les granites, 46 % ; les gneiss et les migmatites à deux micas, 27 % ; les gneiss, migmatites ou schistes à amphiboles et pyroxènes, 10 % ; les basaltes enfin, 3 %. Les quatre premiers types de roches sont essentiellement constitués de quartz, feldspaths et micas, les deux derniers d'amphiboles, pyroxènes et péridots.

Le *Continental Terminal*, qui est une formation sédimentaire non métamorphisée, s'étend sur l'ensemble de la pénéplaine. Il présente essentiellement des grès feldspathiques à ciment siliceux. Ce sont des dépôts arénacés qui se sont constitués aux dépens du socle précambrien cristallin : certains sont pauvres en feldspaths (quartzites), d'autres au contraire en contiennent une quantité non négligeable 25 à 50 % (arkoses). Par endroits apparaissent en surface des grès ferrugineux principalement formés de goethite et d'hydrates ferriques peu cristallisés, qui forment de vastes cuirasses latéritiques. Des argilites alternent avec les grès au sud du 9ème parallèle, parfois coiffées d'une cuirasse latéritique (Pias, 1963).

De l'examen des roches constitutives de ces deux formations, on constate que les minéraux primaires prédominants sont des quartz, des feldspaths et des micas. Des amphiboles et pyroxènes existent aussi, mais sont présents en bien moindre quantité. Du point de vue de l'altération il convient de retenir, d'une part les feldspaths et les micas qui constituent l'ensemble sialferrique $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe}_2\text{O}_3)$ et, d'autre part, les péridots, amphiboles et pyroxènes qui forment l'ensemble sifémique $\text{SiO}_2\text{-MgO-(FeO)}$ (Pédro, 1973). Cette dernière famille, qui est peu représentée, participe dans de faibles proportions à la genèse de la salure des eaux. C'est donc l'ensemble sialferrique qui doit être essentiellement pris en considération ici.

II.3.2. DETERMINATION DU TYPE D'ALTERATION GEOCHIMIQUE ACTUEL

L'altération des roches peut emprunter différentes voies selon les conditions générales qui relèvent de la nature minéralogique et chimique des roches, de la nature chimique de la solution d'attaque, des conditions climatiques, hydrodynamiques ... Différents types d'altération ont été successivement définis par Harrassowitz (1924) et Pédro (1964, 1966, 1973) ; ils peuvent

réduits au nombre de trois : l'allitisation, la monosiallitisaiton et la bisiallitisaiton.

- *l'allitisation* correspond à la libération de tous les éléments sans recombinaison ultérieure de certains d'entre eux . Ainsi Na_2O , CaO , MgO et K_2O passent en solution à l'état d'ion, SiO_2 également sous forme de SiO_4H_4 ; Al_2O_3 et Fe_2O_3 restent sous forme d'hydroxydes insolubles.

- *la monosiallitisaiton* correspond à la libération de tous les éléments, suivie de la recombinaison d'une partie de SiO_2 avec Al_2O_3 pour former un minéral secondaire qui est la kaolinite : $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

- *la bisiallitisaiton* enfin correspond à la libération de tous les éléments, suivie de la recombinaison d'une partie de SiO_2 avec Al_2O_3 pour former un minéral à deux couches de silice pour 1 couche d'alumine, appelé en terme général minéral 2/1 (bisiallite).

Il est possible de préciser celui de ces trois modes d'altération qui prédomine par deux méthodes complémentaires, l'une reposant sur le comportement de la silice dissoute libérée relativement aux cations (Pédro, 1964), l'autre sur des considérations thermodynamiques (Garrels, 1957 ; Feth, 1964).

a) *Utilisation des taux comparés de libération de la silice et des cations.*

Pédro (1961) fait remarquer que les 3 types d'altération précités se distinguent les uns des autres par le comportement de la silice vis à vis des cations basiques : d'où l'idée d'utiliser le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Bases}$, qui a permis d'établir des coupures génétiques entre les diverses évolutions (Pédro, 1966) (Il faut entendre par bases les espèces cationiques dissoutes exprimées sous forme d'oxydes, en l'occurrence Na_2O , K_2O , MgO et CaO).

Ainsi, lorsque $q(\text{SiO}_2) \geq q(\text{Bases})$, il y aurait allitisation, lorsque $0,64 q(\text{Bases}) \leq q(\text{SiO}_2)$, c'est la monosiallitisaiton qui se développe, enfin, lorsque $q(\text{SiO}_2) < 0,64 q(\text{Bases})$, on se trouve dans le domaine de la bisiallitisaiton. Les expressions $q(\text{SiO}_2)$ et $q(\text{Bases})$ correspondent à des vitesses relatives d'élimination. Elles peuvent être assimilées aux concentrations correspondantes de ces éléments dans les solutions d'altérations, ou encore dans les eaux des fleuves.

Si l'on reprend les caractéristiques chimiques moyennes des eaux à la sortie de la pénélaine, qui viennent d'être présentées, on a :

$$\begin{aligned} [\text{CaO}] + [\text{MgO}] + [\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] &= 0,228 \text{ mM/l et} \\ [\text{SiO}_2] &= 0,36 \text{ mM/l} \end{aligned}$$

D'après ces données, on se trouve dans le cas de la monosiallitisaiton.

Outre ces considérations d'ordre qualitatif, sur les teneurs relatives en silicates dissous et sur celles des cations, il faut tenir compte aussi des valeurs absolues de ces éléments pour préciser définitivement le processus d'altération en cours. En effet, il est bon de s'assurer que le

minéral secondaire prévu est bien stable au regard de la solution d'altération. C'est la thermodynamique de l'équilibre chimique qui apporte la réponse dans ce cas.

b) Considération thermodynamique

L'altération des feldspaths et des micas peut être précisée par l'intermédiaire de trois modèles thermodynamiques, dont la combinaison donne une représentation simplifiée du système d'altération naturel.

- un modèle comportant la phase aqueuse d'altération et les phases solides suivantes : feldspath sodique, gibbsite, kaolinite et montmorillonite sodique.

- un modèle comportant la phase aqueuse d'altération et les phases solides du type feldspath calcique, gibbsite, kaolinite et montmorillonite calcique.

- enfin, un modèle comportant la phase aqueuse d'altération et les phases solides ci-après : feldspath potassique, gibbsite, kaolinite et micas.

Les relations d'équilibre entre ces différentes phases ont été établies par différents auteurs (Garrels, 1957 ; Feth et al., 1964 ; Robie et Walbaum, 1968 ; Kramer, 1968). Elles peuvent être présentées sous forme de diagramme de prédominance pour chacun des modèles. Cette représentation graphique décrite par Garrels et Christ (1965) est largement utilisée pour l'étude des relations minéraux-solution. Pour notre propos, nous allons tenter de préciser la nature du minéral secondaire, qui est stable au regard de la solution du sol.

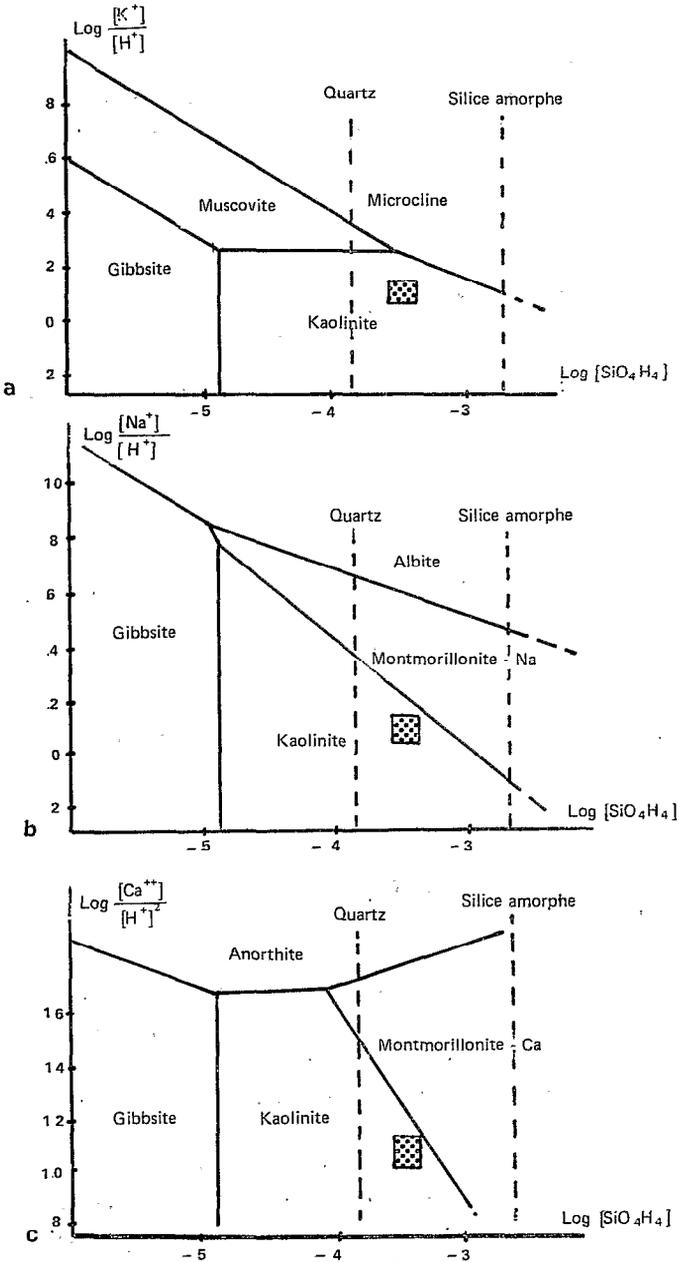
Les diagrammes de prédominance que nous utilisons sont ceux établis par Tardy (1970) à partir des constantes d'équilibres publiées par Walbaum (1968) et Kramer (1968) (1) (Fig. II.7.). En première approximation, nous supposons que la composition chimique de la solution d'altération est proche de celle des rivières.

Nous avons considéré la composition chimique moyenne des eaux du Chari inférieur à N'Djamena (cf. Tabl. II.1.) (2). Les valeurs de $\frac{[Na^+]}{[H^+]}$, $\frac{[K^+]}{[H^+]}$ et $\frac{[Ca^{++}]}{[H^+]^2}$ de ces eaux ont été placées respectivement en fonction de SiO_4H_4 dans les figures II.7. a, b, c. Tous les points tombent dans le domaine de stabilité de la kaolinite.

Ce résultat confirme donc celui qui a été obtenu par la première approche : l'altération prédominante est du type monosiallitique.

(1) Différentes formules exprimant les phases solides et différentes constantes d'équilibre sont proposées. Selon le choix effectué des diagrammes de prédominance fort différents peuvent être construits. Aussi une telle approche ne fournit-elle que des présomptions sur le mode d'altération en cours.

(2) Les valeurs de pH, qui ne sont pas reportées dans le tableau 4.1., sont comprises entre 7,0 en septembre et 7,7 en mai.



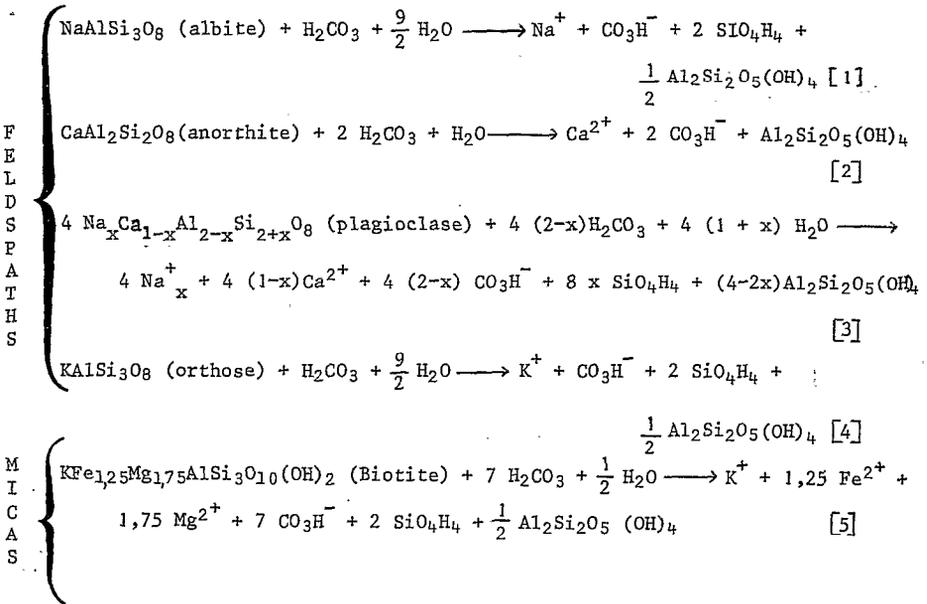
 Domaine des points représentatifs des eaux du Chari.

Figure II.7 - Diagrammes d'équilibres thermodynamiques de divers minéraux en solution.
 a - système comportant : feldspaths potassiques, gibbsite, kaolinite, micas
 b - système comportant : feldspaths sodiques, gibbsite, kaolinite, montmorillonite sodique ;
 c - système comportant : feldspaths calciques, gibbsite, kaolinite, montmorillonite calcique ;

II.3.3. CONSIDERATION SUR LA GENESE DE LA SALURE DES EAUX FLUVIATILES

Rappelons tout d'abord que les principaux minéraux primaires soumis à l'altération sont les feldspaths et les micas (biotites) ; le minéral secondaire caractéristique étant la kaolinite. Quant à la solution d'attaque, elle est constituée dans ces régions tropicales par de l'eau enrichie en CO_2 provenant de l'atmosphère et résultant du métabolisme végétal. Il devient alors possible d'écrire les équations fondamentales de libération des solutés, puis de reconstituer par leur combinaison la composition chimique des eaux.

Les équations fondamentales sont les suivantes :

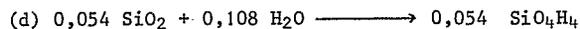
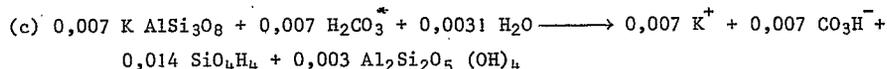
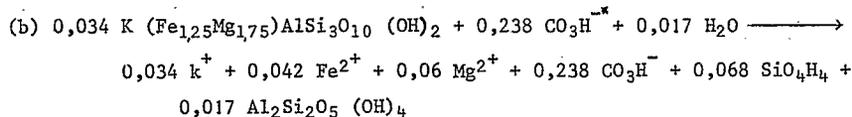
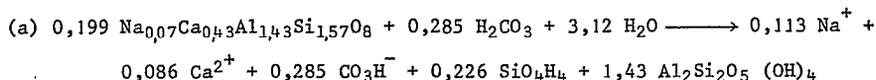


Théoriquement, un composant de la salure peut provenir de divers minéraux, mais pratiquement on peut considérer avec une bonne approximation que les ions Na^+ et Ca^{2+} ne proviennent que de l'altération des feldspaths calcosodiques et que le potassium ne provient que du feldspath potassique et de la biotite.

Ainsi, en se référant à la composition moyenne des eaux à la sortie de la pénéeplaine qu'il s'agit de reconstituer, (soit $[\text{Ca}^{++}] = 0,086$; $[\text{Mg}^{++}] = 0,06$, $[\text{Na}^+] = 0,113$; $[\text{K}^+] = 0,041$; $[\text{CO}_3\text{H}] = 0,446$; $[\text{SiO}_4\text{H}_4] = 0,360$, en mM/1), on peut écrire que 0,113 mM de Na^+ et 0,086 mM de Ca^{2+} proviennent respectivement de 0,113 mM d'albite et de 0,086 mM d'albite ou encore de 0,199 mM de plagioclase de formule $\text{Na}_{0,57} \text{Ca}_{0,43} \text{Al}_{1,43} \text{Si}_{2,57} \text{O}_8$, d'après les rapports stoechiométriques des équations [1] et [2], ou [3]. Dans les deux cas, 0,285 mM de CO_3H^- et 0,226 mM de SiO_4H_4 sont libérées. K provient de la destruction des orthoses et des biotites. Quelle que soit l'équation considérée [4] ou [5], 1 mM de K^+ libère 2 mM de $\text{Si}(\text{OH})_4$. Ainsi, la destruction des feldspaths et

des micas fournit 0,308 mM de SiO_4H_4 . Or, les eaux contiennent 0,360 mM de SiO_4H_4 . En fait, le quartz se dissout aussi en zone tropicale : d'après Lelong 15 % de la silice dissoute dans les eaux proviendrait dans ces régions de l'hydrolyse de ce minéral. Dans notre cas cela fait 0,054 mM/l. Dans ces conditions, si on fait la somme de SiO_4H_4 provenant des feldspaths, des micas et du quartz ; on arrive au chiffre de 0,362 mM/l, valeur identique à celle correspondant à la concentration réelle. On peut en conclure que la participation des autres minéraux altérables à la genèse de la salure est faible et, en particulier que Mg provient essentiellement des biotites. Si tel est le cas, il devient possible de calculer la fraction de potassium, qui revient à l'orthose et celle qui revient à la biotite. Pour ce faire, nous avons pris une biotite de composition moyenne $\text{K}(\text{Fe}_{1,25}\text{Mg}_{1,75})\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ la libération de 1,75 mM de Mg est accompagnée de celle de 1 mM de K^+ , donc celle de 0,060 mM de Mg^{2+} est accompagnée de 0,034 mM de K^+ . Il s'ensuit que 0,007 mM de K^+ proviennent de l'orthose.

D'où les réactions schématiques qui président à la genèse de la salure des eaux fluviales :



Nous avons admis à la suite de Lelong (1969) que 15 % de SiO_4H_4 dissous dans les eaux provient de la dissolution du quartz. Ce pourcentage est probablement un peu trop élevé. En effet, il est probable qu'une quantité non négligeable de SiO_4H_4 soit issue de la destruction de minéraux ferromagnésiens, bien que ceux-ci ne soient pas très abondants. Par voie de conséquence, du magnésium proviendrait de cette destruction, ce qui diminuerait d'autant le taux de biotite altérée et ce qui augmenterait d'autant celui de l'orthose.

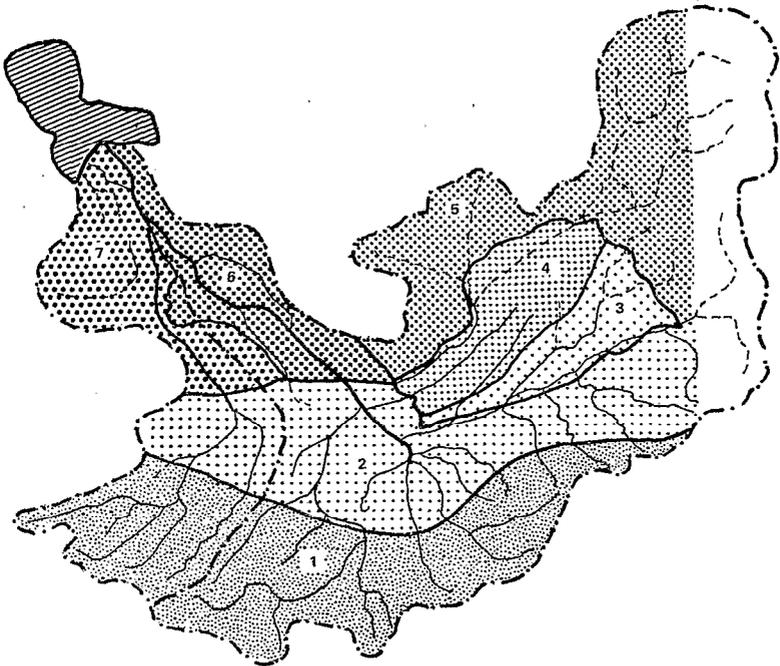
II.4. MODE D'ACQUISITION DE LA CHARGE SOLIDE

L'acquisition de la charge solide des eaux procède d'un simple entrainement des matériaux fins, constituant la couche superficielle des sols de certaines zones du bassin. Il suffit donc de préciser la nature et la distribution des sols soumis au ruissellement pour comprendre l'évolution de la charge solide de l'amont à l'aval. A ce propos, il est inutile de se référer aux nombreuses études détaillées effectuées par les pédologues de l'ORSTOM sur les sols des deux bassins. Nous pouvons nous contenter des données fournies par les esquisses pédologiques établies par Quantin (1965) en ce qui concerne les sols de la République Centrafricaine et par Pias (1970) en ce qui concerne ceux du Tchad.

Rappelons que l'essentiel des apports solides au lac provient des sous-bassins supérieurs. Il faut donc principalement examiner les sols qui occupent la *pénéplaine* et les *monts*. Ce sont des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux qui sont caractéristiques d'une altération assez intense (Fig. II.8.). Dans notre optique on peut se limiter à dire que ces sols proviennent d'une hydrolyse quasi intégrale des minéraux constitutifs des roches, suivie d'une néoformation d'un minéral secondaire qui est la kaolinite. Les autres produits insolubles directement libérés sont des oxhydrates (en particulier de fer). Outre la kaolinite et les oxhydrates, résultat de l'altération les sols contiennent aussi des débris de la roche mère restée inaltérée. Ce sont principalement du quartz, des feldspaths et de l'illite. Ce dernier minéral provient en général de la microdivision de nature mécanique de la muscovite.

Quant à la plaine, elle est occupée par des vertisols, dont la formation est caractérisée par une altération bisiallitique, c'est-à-dire par la néoformation d'une smectite. Pias (1970) a montré que ces sols étaient à codominance de montmorillonite et de kaolinite. L'illite y est également bien représentée. La présence de ces deux minéraux semble due ici au délestage partiel de la charge solide des eaux provenant de l'amont.

En définitive la répartition des sols explique clairement les origines de la charge solide des eaux reçue par le lac : en amont, les eaux se chargent en kaolinite et à un degré moindre en illite, quartz et oxydrate, qu'elles perdent en partie dans la plaine centrale. En revanche, c'est dans cette dernière région qu'elles se chargent en certains matériaux autochtones qui sont essentiellement constitués ici de kaolinite et de montmorillonite.



- | | | | |
|---|---|---|--|
| 1 | Sols faiblement ferrallitiques dominants
sols ferrugineux tropicaux associés | 2 | Sols ferrugineux tropicaux dominants
sols faiblement ferrallitiques associés |
| 3 | Sols hydromorphes et ferrugineux tropicaux
peu lessivés | 4 | Vertisols dominants, sols ferrugineux tropicaux
associés et sols hydromorphes associés |
| 5 | Sols ferrugineux tropicaux à cuirasses, vertisols,
sols d'érosion et roches associés | 6 | Sols ferrugineux tropicaux, peu lessivés, sols
hydromorphes, sols halomorphes, vertisols associés |
| 7 | Vertisols, sols hydromorphes,
sols halomorphes associés | | |

Figure II.8 - Esquisse pédologique des bassins du Logone et du Chari,
d'après QUANTIN (1965) et PIAS (1970).

II.5 , CONCLUSION

Les matériaux transportés par les eaux fluviales, tant dissous que particulaires, sont principalement acquis dans les sous-bassins du Logone et du Chari.

La nature des sols soumis au ruissellement permet de comprendre aisément l'évolution de la charge solide des eaux de l'amont à l'aval : teneur élevée en kaolinite au pied de la pénéplaine, enrichissement en smectite dans la plaine centrale.

La composition chimique des eaux fluviales apparaît, de nos jours, comme étant le résultat d'une altération monosiallitique des roches au niveau des sous-bassins versants. Il s'agit là d'un résultat important pour notre étude (cf. p. 301). En effet le minéral secondaire engendré dans ce cas est la kaolinite. Or, les sols de ces régions sont à dominance de ce minéral. On peut en conclure que ce type d'altération se manifeste depuis une époque relativement reculée ; par voie de conséquence la composition chimique des eaux a peu varié depuis cette même époque. Pour cette raison, il nous a paru raisonnable d'admettre dans le chapitre 9, durant la plus longue des périodes envisagées pour appréhender la régulation hydrogéochimique du lac (2 - 3 siècles ?) la composition chimique des eaux est restée inchangée.

III - DONNÉES HYDROCHIMIQUES

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l
Na	Eaux Libres du Sud-Est V = 6,01	0,99	0,165	Eaux Libres du Sud V = 4,46	1,11	0,25	Ilots- Bancs du Sud V = 2,01	1,16	0,58
Ca		0,81	0,135		0,74	0,165		0,45	0,225
Mg		0,63	0,105		0,56	0,125		0,41	0,205
K		0,36	0,060		0,35	0,08		0,28	0,145
HCO ₃		4,17	0,694		4,00	0,897		3,11	1,55
SiO ₄ H ₄		2,13	0,355		2,36	0,53		1,27	0,635
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 3,16	0,73	0,23	Archipel du Sud-Est V = 2,33	0,582	0,25	Archipel de l'Est V = 2,70	1,83	0,68
Ca		0,60	0,19		0,46	0,20		1,21	0,45
Mg		0,44	0,14		0,335	0,145		0,81	0,30
K		0,29	0,095		0,22	0,095		0,65	0,24
HCO ₃		3,05	0,965		2,35	1,01		6,40	2,37
SiO ₄ H ₄		1,89	0,60		1,40	0,60		2,97	1,10
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 3,29	3,05	0,93	Grande Barrière (partie nord) V = 4,02	4,60	1,15	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,93	9,47	1,92
Ca		1,30	0,395		1,95	0,485		4,04	0,82
Mg		1,03	0,315		1,55	0,385		3,33	0,675
K		0,82	0,26		1,28	0,32		2,96	0,60
HCO ₃		8,34	2,53		11,33	2,82		26,18	5,31
SiO ₄ H ₄		1,97	0,60		2,95	0,735		4,14	0,84
Na	Archipel du Nord-Est V = 7,05	19,45	2,76	Eaux Libres du Nord V = 16,07	23,0	1,43	Ilots- Bancs du Nord V = 12,96	34,73	2,68
Ca		7,05	1,00		9,16	0,59		13,28	1,025
Mg		6,17	0,875		7,71	0,48		11,01	0,85
K		5,64	0,80		6,43	0,40		9,72	0,75
HCO ₃		49,85	7,07		60,75	3,78		8,97	0,69
SiO ₄ H ₄		7,05	1,0		11,40	0,71		13,2	1,02
Na	Cuvette Sud V = 24	9,44	0,395	Cuvette nord V = 45	91,36	2,03	Lac V = 69	100,8	1,46
Ca		5,52	0,23		35,48	0,79		41,0	0,515
Mg		3,43	0,145		29,76	0,66		33,2	0,48
K		2,97	0,135		26,03	0,578		29,2	0,425
HCO ₃		30	1,25		23,9	5,31		269	3,89
SiO ₄ H ₄		14	0,585		38,76	0,86		52,75	0,765

Tableau III.1 - Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en AVRIL 1968.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l
Na	Eaux Libres du Sud-Est V = 5,48	0,76	0,14	Eaux Libres du Sud V = 3,97	1,07	0,27	Ilots- Bancs du Sud V = 1,74	1,04	0,60
Ca		0,60	0,11		0,63	0,16		0,39	0,225
Mg		0,49	0,09		0,51	0,13		0,38	0,22
K		0,30	0,055		0,415	0,105		0,15	0,09
HCO ₃		3,18	0,58		3,69	0,93		2,68	1,54
SiO ₄ H ₄		1,75	0,32		2,60	0,65		1,04	0,60
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 2,97	0,86	0,29	Archipel du Sud-Est V = 2,21	0,77	0,35	Archipel de l'Est V = 2,62	1,83	0,70
Ca		0,71	0,248		0,57	0,26		1,26	0,48
Mg		0,53	0,18		0,42	0,19		0,85	0,325
K		0,34	0,115		0,275	0,126		0,68	0,26
HCO ₃		3,59	1,21		3,02	1,37		6,55	2,50
SiO ₄ H ₄		2,22	0,75		1,61	0,73		2,62	1,0
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 2,96	1,01	0,34	Grande Barrière (partie nord) V = 3,62	1,52	0,42	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,77	6,68	1,40
Ca		0,50	0,17		0,75	0,205		2,74	0,575
Mg		0,425	0,143		0,64	0,175		2,22	0,465
K		0,32	0,108		0,49	0,135		2,05	0,43
HCO ₃		3,18	1,07		4,67	1,39		18,65	3,91
SiO ₄ H ₄		1,45	0,49		2,18	0,60		3,67	0,77
Na	Archipel du Nord-Est V = 6,78	18,54	2,75	Eaux Libres du Nord V = 15,00	27,30	1,82	Ilots- Bancs du Nord V = 12,33	34,5	2,88
Ca		5,93	0,875		9,75	0,65		12,9	1,05
Mg		5,25	0,775		8,62	0,575		10,60	0,86
K		5,02	0,74		7,2	0,48		10,05	0,815
HCO ₃		44,5	6,57		68,4	4,56		90,9	7,37
SiO ₄ H ₄		6,78	1,00		10,9	0,725		11,89	0,965
Na	Cuvette Sud V = 21,9	6,97	0,32	Cuvette nord V = 42,6	88,78	2,08	Lac V = 64,5	95,75	1,49
Ca		4,055	0,20		32,05	0,75		36,7	0,568
Mg		3,65	0,155		27,35	0,64		31,0	0,48
K		2,48	0,15		23,87	0,56		27,3	0,425
HCO ₃		25,40	1,16		223,5	5,25		24,9	3,86
SiO ₄ H ₄		13,30	0,605		35,4	0,83		48,7	0,735

Tableau III. 2.- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en SEPTEMBRE 1968.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l
Na	Eaux Libres du Sud-Est V = 5,88	0,94	0,16	Eaux Libres du Sud V = 3,92	0,86	0,22	Ilots- Bancs du Sud V = 1,71	0,96	0,56
Ca		0,76	0,83		0,59	0,152		0,39	0,23
Mg		0,56	0,095		0,41	0,105		0,37	0,215
K		0,35	0,06		0,35	0,089		0,29	0,17
HCO ₃		3,83	0,653		3,15	0,80		2,70	1,58
SiO ₄ H ₄		2,41	0,41		2,14	0,545		0,92	0,54
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 2,91	0,64	0,22	Archipel du Sud-Est V = 2,16	0,58	0,27	Archipel de l'Est V = 2,56	1,74	0,68
Ca		0,43	0,15		0,44	0,205		1,16	0,435
Mg		0,41	0,14		0,28	0,13		0,82	0,325
K		0,29	0,10		0,20	0,095		0,64	0,125
HCO ₃		2,56	0,88		2,18	1,01		6,22	2,43
SiO ₄ H ₄		1,75	0,60		1,58	0,73		2,56	1,0
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 2,89	2,37	0,82	Grande Barrière (partie nord) V = 3,53	3,56	1,00	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,66	8,62	1,85
Ca		1,125	0,39		1,69	0,48		3,61	0,775
Mg		0,865	0,30		1,29	0,365		2,93	0,63
K		0,69	0,24		1,04	0,295		2,33	0,50
HCO ₃		6,86	2,37		10,55	2,99		23,43	5,03
SiO ₄ H ₄		1,76	0,61		2,64	0,75		3,63	0,78
Na	Archipel du Nord-Est V = 6,62	17,67	2,67	Eaux Libres du Nord V = 14,66	20,52	1,40	Ilots- Bancs du Nord V = 12,05	33,75	2,80
Ca		6,12	0,925		7,91	0,54		12,30	1,02
Mg		5,46	0,825		6,96	0,475		11,75	0,975
K		4,96	0,75		6,08	0,415		9,16	0,76
HCO ₃		44,68	6,75		55,0	3,75		87,6	7,27
SiO ₄ H ₄		6,62	1,0		8,21	0,56		13,25	1,1
Na	Cuvette Sud V = 22,0	8,10	0,37	Cuvette nord V = 41	84,1	2,05	Lac V = 63	92,2	1,46
Ca		4,85	0,22		31,65	0,77		36,5	0,58
Mg		3,70	0,17		28,4	0,69		32,1	0,51
K		2,80	0,13		23,6	0,575		26,4	0,42
HCO ₃		27,3	1,24		22,2	5,41		25,0	3,97
SiO ₄ H ₄		13,10	0,595		34,4	0,84		47,5	0,75

Tableau III. 3 .- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en AVRIL 1969.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	$[\bar{i}]$ en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	$[\bar{i}]$ en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	$[\bar{i}]$ en mM/l
Na		0,73	0,132		0,52	0,142		0,75	0,44
Ca	<i>Eaux Libres du Sud-Est</i> V = 5,54	0,66	0,120	<i>Eaux Libres du Sud</i> V = 3,69	0,42	0,115	<i>Ilots- Bancs du Sud</i> V = 1,71	0,33	0,195
Mg		0,50	0,09		0,32	0,086		0,20	0,12
K		0,265	0,048		0,21	0,057		0,21	0,125
HCO ₃		3,21	0,58		2,16	0,585		1,98	1,16
SiO ₄ H ₄		1,85	0,335		1,49	0,405		0,79	0,465
Na	<i>Ilots- Bancs du Sud-Est</i> V = 2,91	0,73	0,25	<i>Archipel du Sud-Est</i> V = 2,16	0,45	0,21	<i>Archipel de l'Est</i> V = 2,56	1,69	0,66
Ca		0,52	0,18		0,345	0,16		1,19	0,465
Mg		0,38	0,13		0,26	0,122		0,83	0,325
K		0,23	0,08		0,140	0,065		0,64	0,25
HCO ₃		2,72	0,935		1,77	0,82		6,19	2,42
SiO ₄ H ₄		1,45	0,5		1,37	0,635		2,56	1,0
Na	<i>Grande Barrière (partie sud)</i> V = 2,89	0,92	0,31	<i>Grande Barrière (partie nord)</i> V = 3,53	1,38	0,39	<i>Ilots- Bancs du Nord-Est</i> V = 4,66	7,45	1,6
Ca		0,485	0,17		0,73	0,205		2,56	0,55
Mg		0,462	0,16		0,69	0,195		2,21	0,475
K		0,292	0,20		0,438	0,125		1,00	0,215
HCO ₃		3,03	1,05		4,54	1,29		18,64	4,00
SiO ₄ H ₄		1,37	0,475		2,06	0,58		3,63	0,78
Na	<i>Archipel du Nord-Est</i> V = 6,62	17,87	2,7	<i>Eaux Libres du Nord</i> V = 14,66	18,32	1,25	<i>Ilots- Bancs du Nord</i> V = 12,05	38,56	3,20
Ca		5,79	0,875		7,33	0,50		12,35	1,025
Mg		5,46	0,825		6,96	0,475		11,15	0,925
K		4,89	0,74		5,79	0,395		10,12	0,842
HCO ₃		44,15	6,67		51,31	3,50		93,38	7,75
SiO ₄ H ₄		6,62	1,0		8,06	0,55		12,77	1,06
Na	<i>Cuvette Sud</i> V = 21,45	5,80	0,27	<i>Cuvette nord</i> V = 41,55	83,6	2,01	<i>Lac</i> V = 63	89,4	1,42
Ca		3,95	0,185		28,75	0,69		82,7	0,52
Mg		2,95	0,14		26,45	0,635		29,4	0,465
K		2,00	0,095		22,2	0,535		24,2	0,385
HCO ₃		21,05	0,98		2,11	5,08		23,2	3,68
SiO ₄ H ₄		10,90	0,51		33,10	0,795		44,0	0,70

Tableau III. 4 .- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en DECEMBRE 1969.

(i) = stock de l'élément i ;

$[\bar{i}]$ = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l
Na		0,72	0,14		0,59	0,185		0,56	0,42
Ca	Eaux Libres du Sud-Est V = 5,19	0,60	0,12	Eaux Libres du Sud V = 3,18	0,46	0,145	Ilots- Bancs du Sud V = 1,33	0,26	0,20
Mg		0,49	0,095		0,375	0,118		0,23	0,175
K		0,26	0,05		0,211	0,067		0,175	0,136
HCO ₃		3,14	0,605		2,41	0,76		1,69	1,27
SiO ₄ H ₄		1,89	0,365		1,28	0,405		0,62	0,465
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 2,35	0,63	0,27	Archipel du Sud-Est V = 1,94	0,515	0,265	Archipel de l'Est V = 2,29	1,68	0,735
Ca		0,46	0,197		0,39	0,20		1,08	0,47
Mg		0,33	0,14		0,29	0,15		0,80	0,35
K		0,22	0,095		0,18	0,094		0,55	0,24
HCO ₃		2,37	1,01		2,0	1,03		5,84	2,55
SiO ₄ H ₄	1,33	0,565	1,16	0,60	2,17	0,95			
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 2,55	1,81	0,71	Grande Barrière (partie nord) V = 3,11	2,72	0,875	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,35	9,00	2,07
Ca		0,80	0,315		1,20	0,385		3,35	0,77
Mg		0,73	0,285		1,10	0,355		2,74	0,63
K		0,56	0,22		0,84	0,27		2,37	0,545
HCO ₃		5,29	2,07		7,95	2,52		23,0	5,29
SiO ₄ H ₄	1,36	0,535	2,04	0,655	3,61	0,83			
Na	Archipel du Nord-Est V = 6,33	17,40	2,75	Eaux Libres du Nord V = 13,85	18,97	1,37	Ilots- Bancs du Nord V = 11,45	34,35	3,00
Ca		5,38	0,85		6,78	0,49		11,05	0,965
Mg		5,22	0,825		6,09	0,44		10,19	0,89
K		2,31	0,365		5,40	0,39		9,44	0,825
HCO ₃		39,9	6,30		48,9	3,53		84,15	7,35
SiO ₄ H ₄	6,33	1,0	7,27	0,525	10,87	0,95			
Na	Cuvette Sud V = 18,90	6,50	0,345	Cuvette nord V = 39,1	82,5	2,11	Lac V = 58	89,0	1,53
Ca		4,05	0,215		27,75	0,71		31,8	0,55
Mg		3,25	0,17		25,35	0,65		28,6	0,495
K		2,15	0,115		20,35	0,52		22,5	0,39
HCO ₃		22,65	1,20		203,8	5,21		226,5	3,90
SiO ₄ H ₄	9,80	0,52	30,1	0,77	39,9	0,69			

Tableau III. 5 - Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en FEVRIER 1970.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l
Na	Eaux Libres du Sud-Est V = 4,59	1,10	0,24	Eaux Libres du Sud V = 2,585	1,13	0,44	Ilots- Bancs du Sud V = 0,93	0,93	1,00
Ca		0,73	0,16		0,49	0,19		0,265	0,285
Mg		0,60	0,13		0,41	0,16		0,27	0,29
K		0,41	0,09		0,31	0,12		0,21	0,228
HCO ₃		4,06	0,885		3,15	1,22		2,16	2,32
SiO ₄ H ₄		1,75	0,38		1,24	0,48		0,56	0,60
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 1,85	0,65	0,35	Archipel du Sud-Est V = 1,66	0,78	0,47	Archipel de l'Est V = 2,09	1,88	0,90
Ca		0,48	0,526		0,48	0,29		1,05	0,50
Mg		0,38	0,205		0,38	0,227		0,87	0,415
K		0,24	0,13		0,28	0,17		0,63	0,30
HCO ₃		2,53	1,37		2,70	1,63		6,16	2,95
SiO ₄ H ₄		1,283	0,665		1,30	0,785		2,25	1,08
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 1,78	1,18	0,66	Grande Barrière (partie nord) V = 2,18	1,79	0,82	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 3,86	8,68	2,25
Ca		0,641	0,23		0,61	0,28		2,78	0,72
Mg		0,42	0,235		0,68	0,31		2,47	0,64
K		0,32	0,18		0,48	0,22		2,35	0,61
HCO ₃		3,08	1,73		4,73	2,17		21,0	5,44
SiO ₄ H ₄		0,77	0,43		1,16	0,53		3,75	0,97
Na	Archipel du Nord-Est V = 5,58	16,74	3,00	Eaux Libres du Nord V = 12,42	22,38	1,81	Ilots- Bancs du Nord V = 10,37	33,18	3,20
Ca		4,80	0,86		6,71	0,514		8,71	0,84
Mg		4,74	0,85		7,33	0,59		9,07	0,7
K		4,30	0,77		6,48	0,522		8,91	0,86
HCO ₃		39,11	7,01		55,65	4,48		75,7	7,30
SiO ₄ H ₄		6,02	1,08		7,26	0,585		10,37	1,00
Na	Cuvette Sud V = 15,5	7,65	0,495	Cuvette nord V = 34,5	82,95	2,40	Lac V = 50	90,6	1,81
Ca		3,90	0,250		23,6	0,685		27,50	0,55
Mg		3,35	0,215		24,25	0,70		27,6	0,55
K		2,5	0,16		20	0,58		22,5	0,45
HCO ₃		24,05	0,59		193,5	5,61		218	4,36
SiO ₄ H ₄		9,15	0,59		28,55	0,825		37,7	0,755

Tableau III. 6.- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en JUILLET 1970.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l
Na		0,52	0,11		0,84	0,29		0,77	0,78
Ca	Eaux Libres du Sud-Est V = 4,73	0,40	0,085	Eaux Libres du Sud V = 2,89	0,39	0,135	Ilots- Bancs du Sud V = 0,99	0,22	0,225
Mg		0,31	0,065		0,36	0,125		0,25	0,255
K		0,19	0,04		0,25	0,087		0,19	0,195
HCO ₃		2,07	0,44		2,52	0,874		1,86	1,88
SiO ₄ H ₄		1,42	0,30		1,30	0,45		0,49	0,50
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 1,96	0,68	0,35	Archipel du Sud-Est V = 1,76	0,60	0,34	Archipel de l'Est V = 2,22	1,66	0,75
Ca		0,51	0,26		0,44	0,25		1,02	0,46
Mg		0,40	0,205		0,33	0,19		0,79	0,355
K		0,25	0,13		0,19	0,11		0,284	0,128
HCO ₃		2,68	1,37		2,30	1,30		5,41	2,44
SiO ₄ H ₄	1,17	0,60	1,18	0,67	2,11	0,95			
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 1,89	0,67	0,355	Grande Barrière (partie nord) V = 2,31	1,00	0,43	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,09	5,72	1,40
Ca		0,385	0,205		0,50	0,215		1,88	0,46
Mg		0,305	0,16		0,455	0,195		1,72	0,42
K		0,21	0,11		0,32	0,14		0,84	0,205
HCO ₃		2,20	1,16		3,15	1,36		13,75	3,36
SiO ₄ H ₄	0,90	0,475	1,33	0,575	3,07	0,75			
Na	Archipel du Nord-Est V = 5,97	17,19	2,88	Eaux Libres du Nord V = 13,20	24,4	1,85	Ilots- Bancs du Nord V = 11,0	35,2	3,20
Ca		5,07	0,85		7,26	0,55		8,58	0,78
Mg		5,07	0,85		7,92	0,60		9,30	0,845
K		4,30	0,72		6,73	0,51		9,46	0,86
HCO ₃		40,75	6,82		6,0	4,54		78,5	7,13
SiO ₄ H ₄	5,97	1,0	7,72	0,585	10,8	0,98			
Na	Cuvette Sud V = 16,46	5,75	0,35	Cuvette nord V = 36,55	83,5	2,285	Lac V = 53	89,25	1,68
Ca		3,35	0,205		23,3	0,64		26,65	0,50
Mg		2,75	0,170		24,45	0,67		27,2	0,515
K		1,55	0,095		21,65	0,59		23,2	0,44
HCO ₃		19,01	1,15		195,00	5,35		214,0	4,05
SiO ₄ H ₄	8,55	0,52	28,9	0,79	37,45	0,705			

Tableau III. 7. - Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en SEPTEMBRE 1970.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l			
Na		0,645	0,132		0,433	0,145		0,60	0,48			
Ca	<i>Eaux Libres du Sud-Est</i>	0,546	0,112	<i>Eaux Libres du Sud</i>	0,343	0,115	<i>Ilots- Bancs du Sud</i>	0,212	0,17			
Mg		0,463	0,095		0,257	0,086		0,212	0,17			
K		0,268	0,055		0,173	0,058		0,187	0,15			
HCO ₃		3,00	0,616		1,77	0,591		1,60	1,28			
SiO ₄ H ₄		V = 4,88	1,62		0,33	V = 2,99		1,62	0,542	V = 1,25	0,518	0,415
Na	<i>Ilots- Bancs du Sud-Est</i>	0,55	0,25	<i>Archipel du Sud-Est</i>	0,564	0,31	<i>Archipel de l'Est</i>	1,62	0,75			
Ca		0,42	0,19		0,435	0,24		0,972	0,45			
Mg		0,33	0,15		0,327	0,18		0,756	0,35			
K		0,198	0,09		0,218	0,12		0,55	0,255			
HCO ₃		2,21	1,00		2,25	1,24		5,48	2,54			
SiO ₄ H ₄		V = 2,21	0,95		0,43	V = 1,82		1,09	0,60	V = 2,16	2,11	0,98
Na	<i>Grande Barrière (partie sud)</i>	1,23	0,50	<i>Grande Barrière (partie nord)</i>	1,85	0,616	<i>Ilots- Bancs du Nord-Est</i>	6,93	1,70			
Ca		1,16	0,471		1,75	0,583		1,22	0,47			
Mg		1,09	0,443		1,65	0,549		2,32	0,57			
K		0,39	0,158		0,58	0,193		1,91	0,47			
HCO ₃		5,97	2,42		9,00	3,0		16,93	4,15			
SiO ₄ H ₄		V = 2,45	1,12		0,455	V = 3,00		1,68	0,56	V = 4,08	3,30	0,81
Na	<i>Archipel du Nord-Est</i>	16,39	2,75	<i>Eaux Libres du Nord</i>	18,87	1,45	<i>Ilots- Bancs du Nord</i>	35,50	3,30			
Ca		5,06	0,85		5,53	0,425		8,88	0,825			
Mg		5,12	0,86		5,66	0,435		9,95	0,925			
K		4,29	0,72		5,08	0,39		9,68	0,90			
HCO ₃		40,05	6,72		45,18	3,47		8,08	7,51			
SiO ₄ H ₄		V = 5,96	5,96		1,0	V = 13,00		6,70	0,515	V = 10,75	9,84	0,315
Na	<i>Cuvette Sud</i>	5,65	0,317	<i>Cuvette nord</i>	79,55	2,17	<i>Lac</i>	85,2	1,56			
Ca		4,09	0,23		23,13	0,63		27,2	0,50			
Mg		3,43	0,192		24,70	0,67		28,13	0,516			
K		1,98	0,11		21,54	0,586		23,52	0,43			
HCO ₃		22,10	1,24		191,8	5,22		213,8	3,92			
SiO ₄ H ₄		V = 17,8	9,03		0,507	V = 36,7		27,47	0,748	V = 54,5	36,50	0,67

Tableau III. 8. - Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en NOVEMBRE 1970.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12}$ mM	[i] en mM/l
Na		0,765	0,15		0,535	0,19		0,53	0,42
Ca	Eaux Libres du Sud-Est V = 5,10	0,61	0,12	Eaux Libres du Sud V = 2,85	0,44	0,155	Ilots- Bancs du Sud V = 1,26	0,25	0,20
Mg		0,51	0,10		0,34	0,12		0,22	0,175
K		0,28	0,055		0,18	0,065		0,175	0,14
HCO ₃		3,20	0,63		2,23	0,785		1,61	1,38
SiO ₄ H ₄		1,68	0,33		1,70	0,595		0,565	0,45
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 2,23	0,61	0,275	Archipel du Sud-Est V = 1,84	0,47	0,255	Archipel de l'Est V = 2,18	1,69	0,775
Ca		0,43	0,19		0,365	0,20		1,03	0,47
Mg		0,31	0,14		0,30	0,165		0,81	0,37
K		0,21	0,095		0,17	0,09		0,52	0,24
HCO ₃		2,23	1,00		1,05	0,57		2,65	1,21
SiO ₄ H ₄									
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 2,45	1,92	0,78	Grande Barrière (partie nord) V = 2,99	2,88	0,96	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,12	7,62	1,85
Ca		0,515	0,21		1,29	0,43		2,57	0,625
Mg		0,50	0,20		1,25	0,42		2,47	0,50
K		0,58	0,235		0,87	0,29		2,10	0,51
HCO ₃		4,38	1,79		8,60	2,875		19,32	4,69
SiO ₄ H ₄		1,26	0,515		1,89	0,63		3,60	0,875
Na	Archipel du Nord-Est V = 6,0	17,16	2,86	Eaux Libres du Nord V = 13,13	15,1	1,15	Ilots- Bancs du Nord V = 10,85	35,26	3,25
Ca		5,25	0,875		5,58	0,425		8,40	0,775
Mg		5,4	0,90		5,71	0,435		9,65	0,89
K		4,53	0,755		4,33	0,33		9,22	0,85
HCO ₃		41,88	6,98		40,96	3,12		74,61	7,24
SiO ₄ H ₄		6,66	1,11		6,24	0,475		10,30	0,95
Na	Cuvette Sud V = 17,9	6,50	0,365	Cuvette nord V = 37,1	7,80	2,20	Lac V = 55	84,5	1,54
Ca		3,65	0,20		23,1	0,62		26,75	0,48
Mg		3,00	0,17		24,5	0,66		27,50	0,50
K		2,10	0,12		21,0	0,565		23,1	0,42
HCO ₃		21,35	1,19		189,5	5,11		21,1	3,84
SiO ₄ H ₄		9,35	0,52		28,7	0,77		38	0,69

Tableau III. 9 .- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en FEVRIER 1971.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l
Na		0,61	0,12		0,65	0,24		0,52	0,425
Ca	Eaux Libres du Sud-Est V = 5,02	0,515	0,10	Eaux Libres du Sud V = 2,70	0,47	0,175	Ilots- Bancs du Sud V = 1,22	0,245	0,20
Mg		0,40	0,08		0,40	0,15		0,215	0,175
K		0,22	0,045		0,24	0,09		0,17	0,14
HCO ₃		2,59	0,51		2,56	0,95		1,57	1,30
SiO ₄ H ₄		1,85	0,37		1,30	0,48		0,61	0,50
Na		0,59	0,27		0,47	0,26		1,83	0,86
Ca	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 2,16	0,142	0,195	Archipel du Sud-Est V = 1,79	0,35	0,195	Archipel de l'Est V = 2,12	1,00	0,47
Mg		0,30	0,14		0,285	0,16		0,76	0,36
K		0,21	0,10		0,17	0,095		0,63	0,30
HCO ₃		2,18	1,00		1,86	1,04		5,83	2,75
SiO ₄ H ₄		1,31	0,605		1,30	0,725		2,12	1,00
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 2,37	1,85	0,78	Grande Barrière (partie nord) V = 2,90	2,77	0,955	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 4,00	8,81	2,20
Ca		0,60	0,25		1,20	0,41		2,5	0,625
Mg		0,505	0,215		1,18	0,405		25,5	0,635
K		0,56	0,235		0,85	0,295		2,32	0,58
HCO ₃		4,59	1,94		5,82	2,00		20,70	5,17
SiO ₄ H ₄		1,19	0,50		1,78	0,61		3,65	0,91
Na	Archipel du Nord-Est V = 5,84	17,11	2,93	Eaux Libres du Nord V = 12,75	17,11	1,34	Ilots- Bancs du Nord V = 10,55	34,8	3,30
Ca		4,65	0,80		5,5	0,43		8,17	1,55
Mg		4,65	0,80		5,42	0,425		9,35	1,77
K		4,38	0,75		4,72	0,37		9,30	0,88
HCO ₃		39,08	6,70		42,58	3,35		111,3	1,07
SiO ₄ H ₄		6,31	1,08		6,83	0,535		11,2	1,06
Na	Cuvette Sud V = 17,5	6,5	0,37	Cuvette nord V = 36,0	80,5	2,235	Lac V = 53,5	87,0	1,65
Ca		3,6	0,205		22,0	0,61		25,6	0,48
Mg		2,86	0,16		23,25	0,64		26,0	0,485
K		2,20	0,125		21,6	0,60		23,8	0,445
HCO ₃		21,1	1,20		188	5,22		209	3,90
SiO ₄ H ₄		9,70	0,555		29,8	0,83		39,5	0,74

Tableau III. 10. - Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en AVRIL 1971.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l	Régions Volume en m ³ ×10 ⁹	(i) ×10 ¹² mM	[i] en mM/l
Na	Eaux Libres du Sud-Est V = 4,35	0,74	0,17	Eaux Libres du Sud V = 2,35	0,60	0,255	Ilots- Bancs du Sud V = 0,78	0,60	0,77
Ca		0,56	0,13		0,48	0,20		0,28	0,36
Mg		0,48	0,11		0,38	0,16		0,21	0,27
K		0,30	0,07		0,16	0,07		0,21	0,27
HCO ₃		3,04	0,70		2,42	1,03		1,74	2,23
SiO ₄ H ₄		1,74	0,40		1,34	0,57		0,55	0,705
Na		Ilots- Bancs du Sud-Est V = 1,69	0,65		0,385	Archipel du Sud-Est V = 1,49		0,55	0,37
Ca	0,44		0,26	0,40	0,27		1,04	0,56	
Mg	0,335		0,20	0,33	0,22		0,785	0,425	
K	0,25		0,15	0,21	0,14		0,68	0,365	
HCO ₃	2,39		1,41	2,16	1,45		6,12	3,30	
SiO ₄ H ₄	1,11		0,655	0,89	0,60		1,85	1,00	
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 1,59		1,54	0,97	Grande Barrière (partie nord) V = 1,95		2,31	1,18	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 3,56
Ca		0,66	0,415	1,00		0,51	2,40	0,675	
Mg		0,66	0,415	1,00		0,51	2,315	0,65	
K		0,46	0,29	0,70		0,36	2,17	0,61	
HCO ₃		4,52	2,85	6,83		3,50	19,29	5,42	
SiO ₄ H ₄		0,89	0,56	1,33		0,68	3,20	0,90	
Na		Archipel du Nord-Est V = 5,00	16,00	3,2		Eaux Libres du Nord V = 11,64	17,69	1,52	
Ca	4,32		0,865	5,3	0,45		6,87	0,705	
Mg	4,25		0,85	5,12	0,44		8,87	0,91	
K	3,07		0,615	4,42	0,38		8,77	0,90	
HCO ₃	35,03		7,00	41,87	3,60		72,49	7,45	
SiO ₄ H ₄	5,47		1,09	6,62	0,57		9,75	1,00	
Na	Cuvette Sud V = 14,1		6,65	0,47	Cuvette nord V = 31,9		78,25	2,45	Lac V = 46,0
Ca		3,85	0,27	19,9		0,62	23,75	0,515	
Mg		3,20	0,22	21,5		0,67	24,7	0,535	
K		2,25	0,16	19,15		0,60	21,4	0,465	
HCO ₃		22,40	1,59	176		5,51	198	4,30	
SiO ₄ H ₄		8,35	0,59	26,35		0,825	34,7	0,75	

Tableau III.11 .- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en JUIN 1971.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l	Régions Volume en $m^3 \times 10^9$	(i) $\times 10^{12} mM$	[i] en mM/l
Na		0,35	0,14		0,36	0,26			
Ca	Eaux Libres du Sud-Est V = 2,55	0,31	0,12	Eaux Libres du Sud V = 1,37	0,20	0,145	Ilots- Bancs du Sud	exondé	
Mg		0,25	0,105		0,15	0,105			
K		0,14	0,055		0,11	0,08			
HCO ₃		1,57	0,615		1,14	0,83			
SiO ₄ H ₄		0,76	0,30		0,44	0,32			
Na	Ilots- Bancs du Sud-Est V = 0,30	0,108	0,36	Archipel du Sud-Est V = 0,86	0,455	0,53	Archipel de l'Est V = 0,96	1,25	1,30
Ca		0,078	0,26		0,21	0,245		0,39	0,40
Mg		0,054	0,18		0,15	0,175		0,395	0,41
K		0,036	0,11		0,11	0,13		0,42	0,44
HCO ₃		0,398	1,32		1,25	1,45		3,16	3,29
SiO ₄ H ₄		0,12	0,40		0,33	0,38		0,50	0,52
Na	Grande Barrière (partie sud) V = 0,76	1,68	2,21	Grande Barrière (partie nord) V = 0,92	2,52	2,74	Ilots- Bancs du Nord-Est V = 2,90	10,0	3,44
Ca		0,65	0,85		0,97	1,05		1,75	0,60
Mg		0,72	0,94		1,08	1,17		1,93	0,66
K		0,48	0,63		0,72	0,78		2,39	0,82
HCO ₃		4,78	6,29		7,15	7,77		19,25	6,63
SiO ₄ H ₄		2,265	0,35		0,40	0,43		2,02	0,695
Na	Archipel du Nord-Est V = 3,06	10,65	3,48	Eaux Libres du Nord V = 8,55	14,55	1,70	Ilots- Bancs du Nord V = 7,8	30,4	3,89
Ca		1,2	0,39		3,99	0,465		4,0	0,51
Mg		1,73	0,565		4,27	0,50		5,0	0,64
K		2,28	0,745		4,10	0,48		7,25	0,93
HCO ₃		18,32	5,98		34,29	4,01		54,25	6,95
SiO ₄ H ₄		2,55	0,833		3,72	0,435		5,85	0,75
Na	Cuvette Sud V = 6,8	4,20	0,615	Cuvette nord V = 23,2	68,1	2,93	Lac V = 30	72,3	2,41
Ca		1,85	0,27		11,9	0,51		13,8	0,46
Mg		1,75	0,255		14,0	0,605		15,75	0,52
K		1,30	0,19		15,7	0,72		18,0	0,60
HCO ₃		12,4	1,82		133	5,73		146	4,87
SiO ₄ H ₄		2,40	0,35		14,6	0,63		17,0	0,565

Tableau III.12 .- Volumes, stocks et concentration en sels dissous moyens des eaux des grandes régions du lac, en JANVIER 1973.

(i) = stock de l'élément i ;

[i] = concentration de l'élément i.

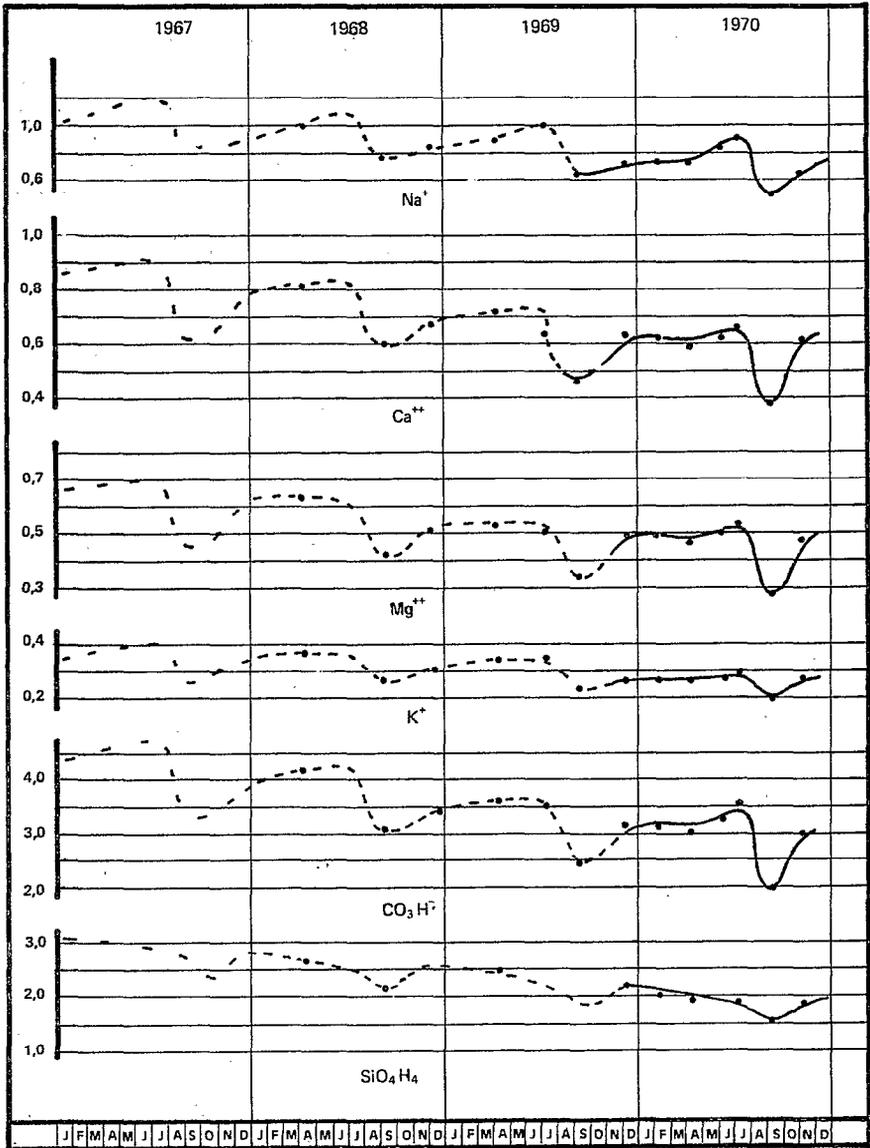


Figure III.1. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Eaux-Libres* du *Sud-Est* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

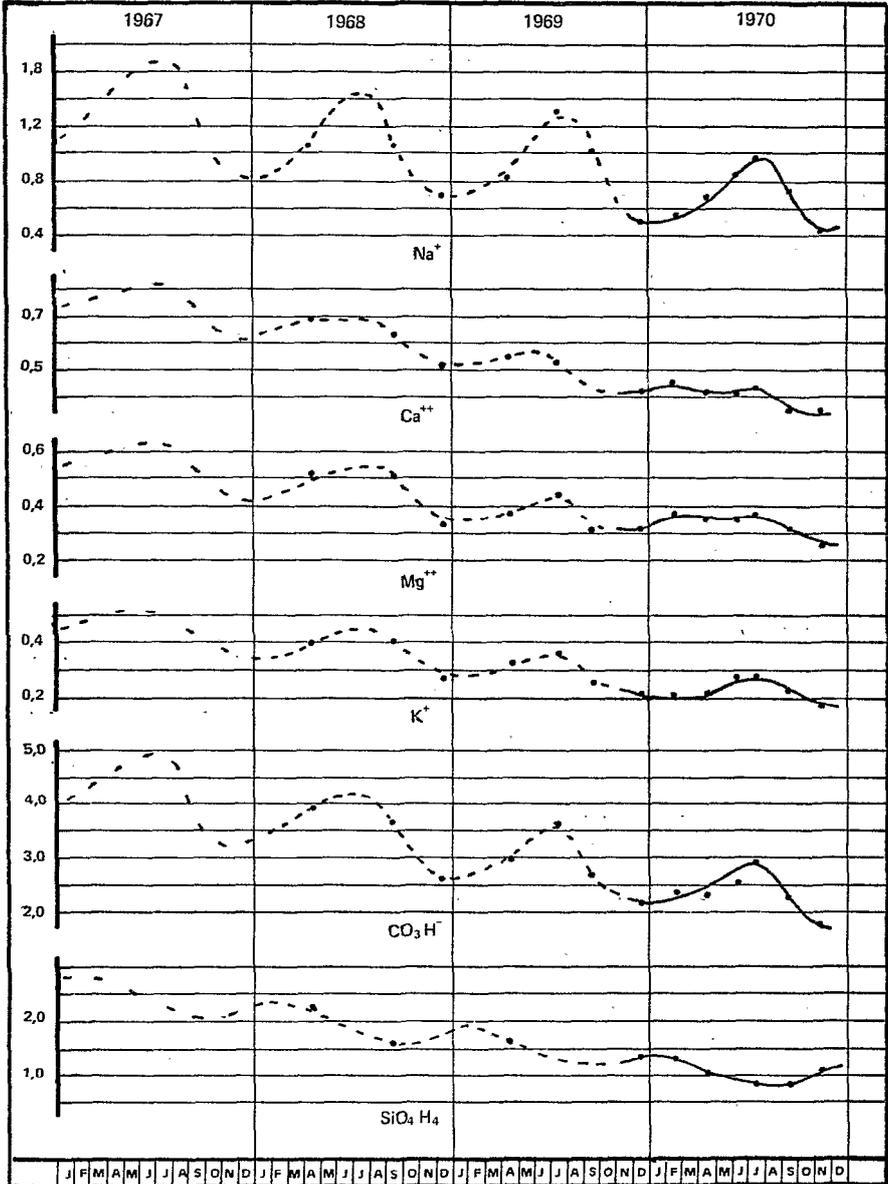


Figure III.2. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Eaux-Libres du Sud* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

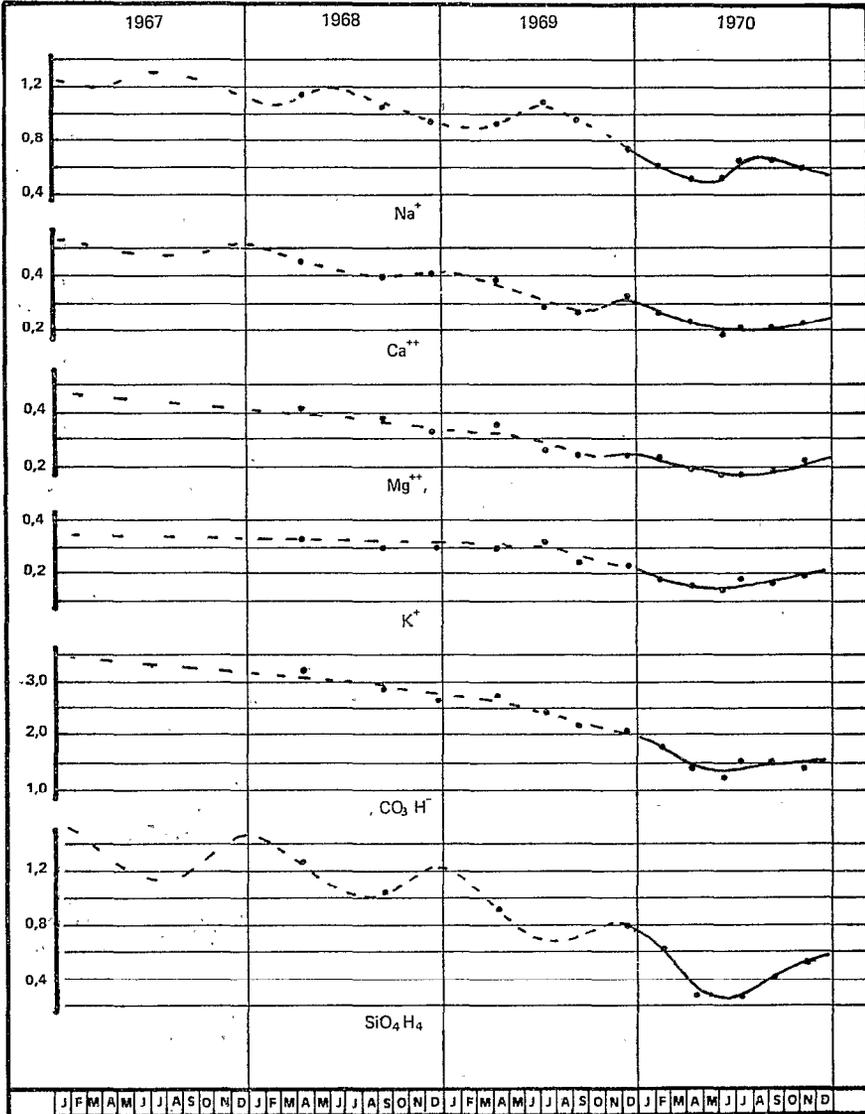


Figure III.3. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Ilots-Bancs du Sud* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

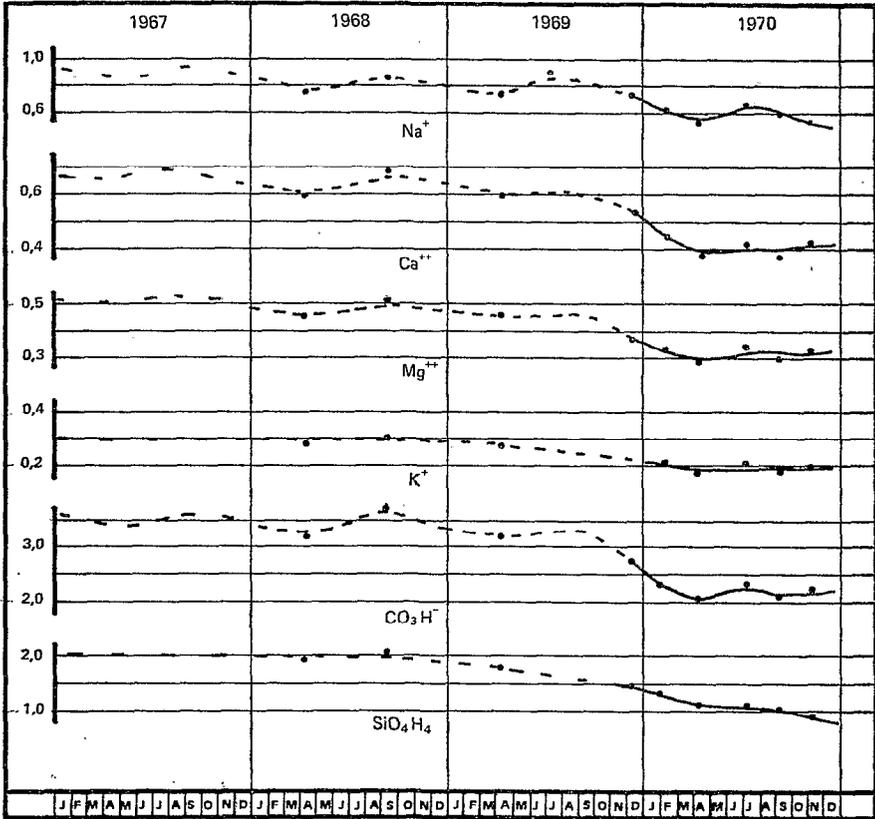


Figure III.4. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Ilots-Bancs du Sud-Est* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

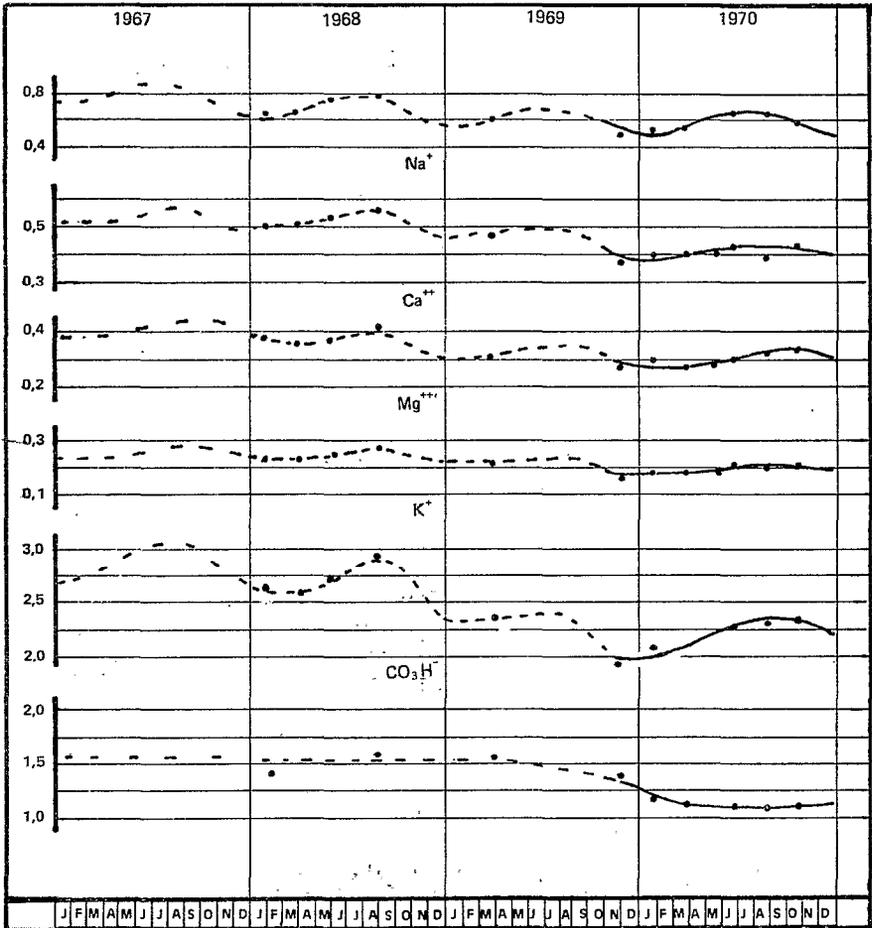


Figure III.5. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous de l'Archipel du Sud-Est entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

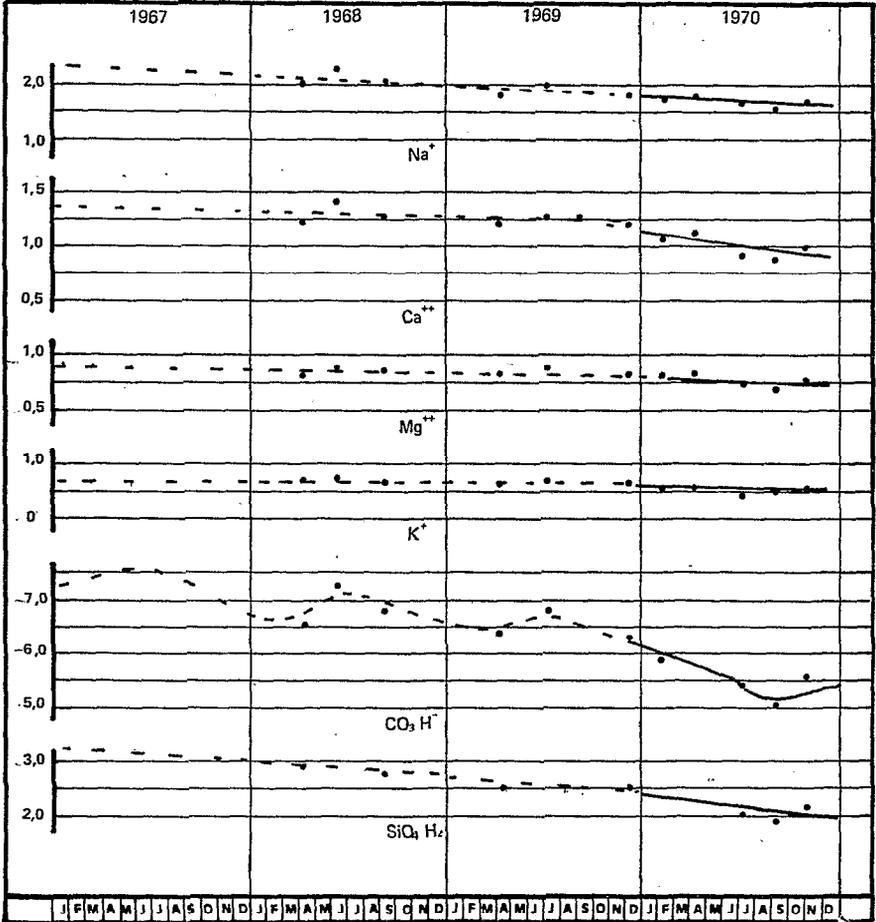


Figure III.6. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous de l'Archipel de l'Est entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

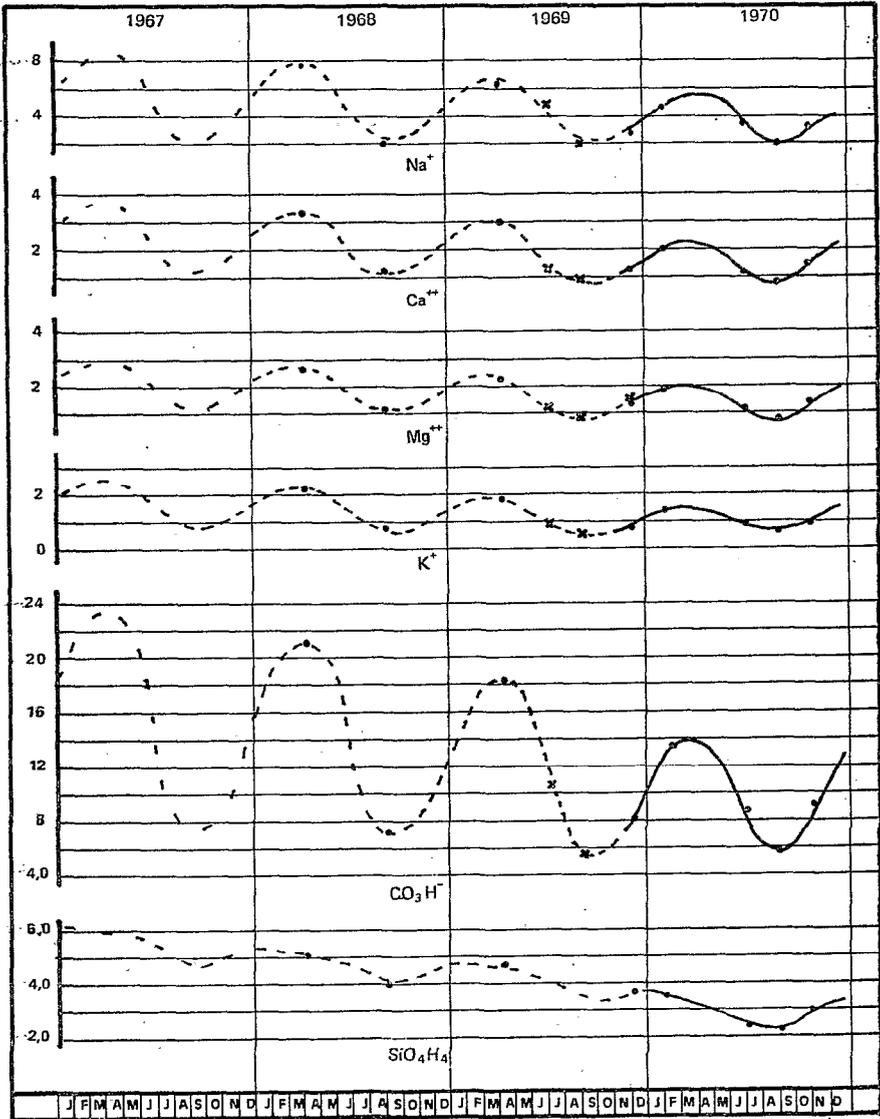


Figure III.7. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous de la Grande-Barrière entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

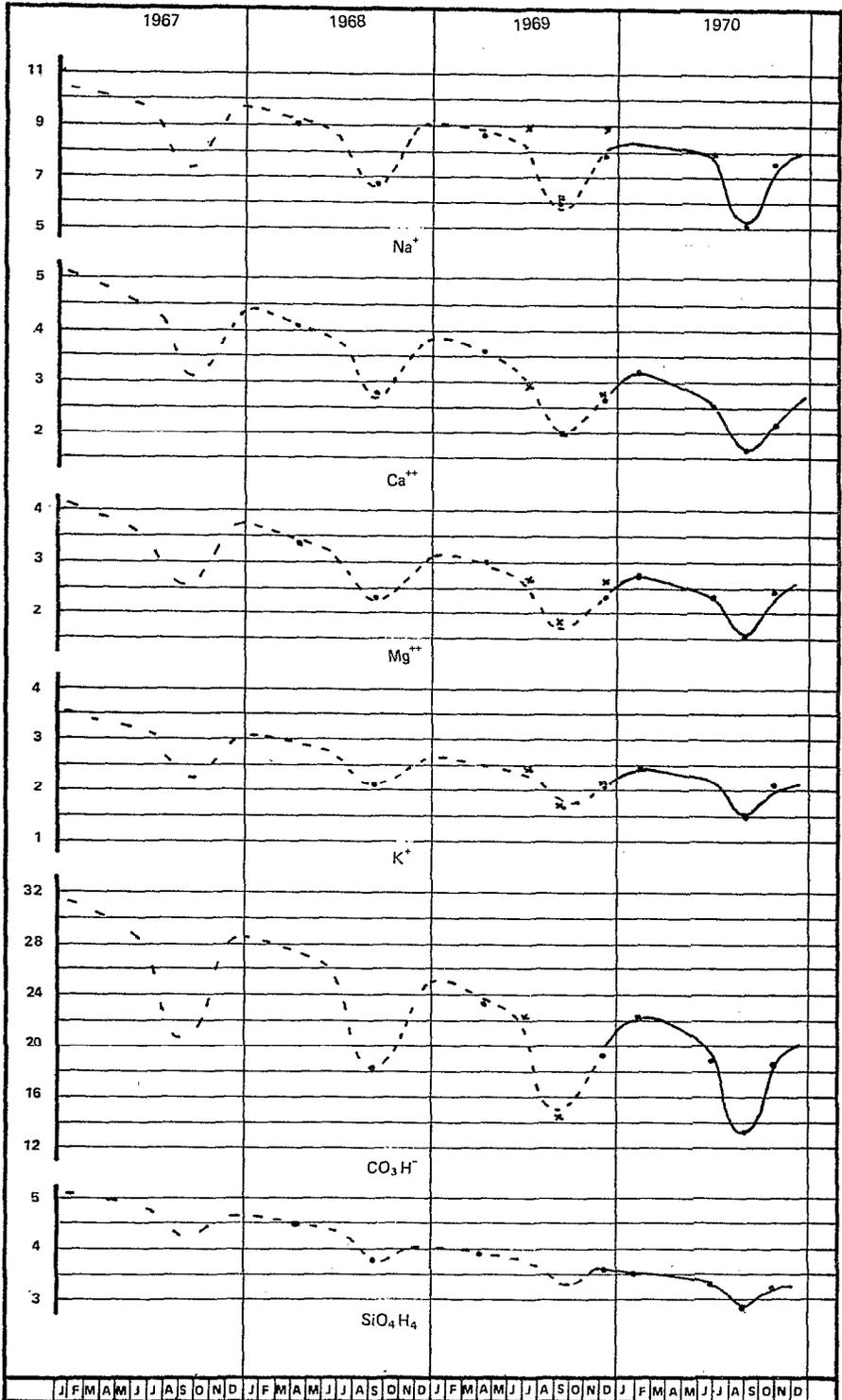


Figure III.8. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Îlots-Bancs du Nord-Est* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

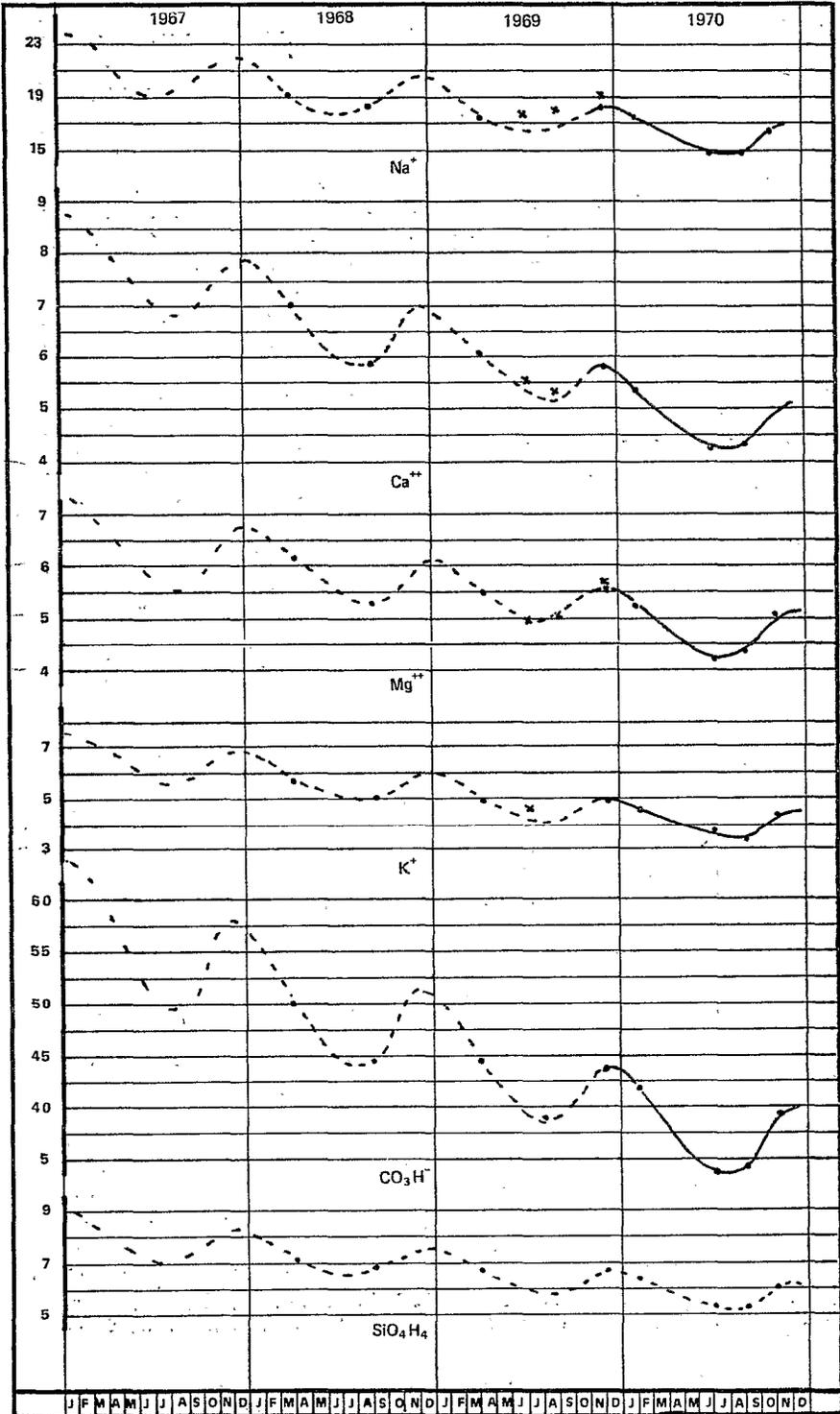


Figure III.9. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous de l'Archipel du Nord-Est entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

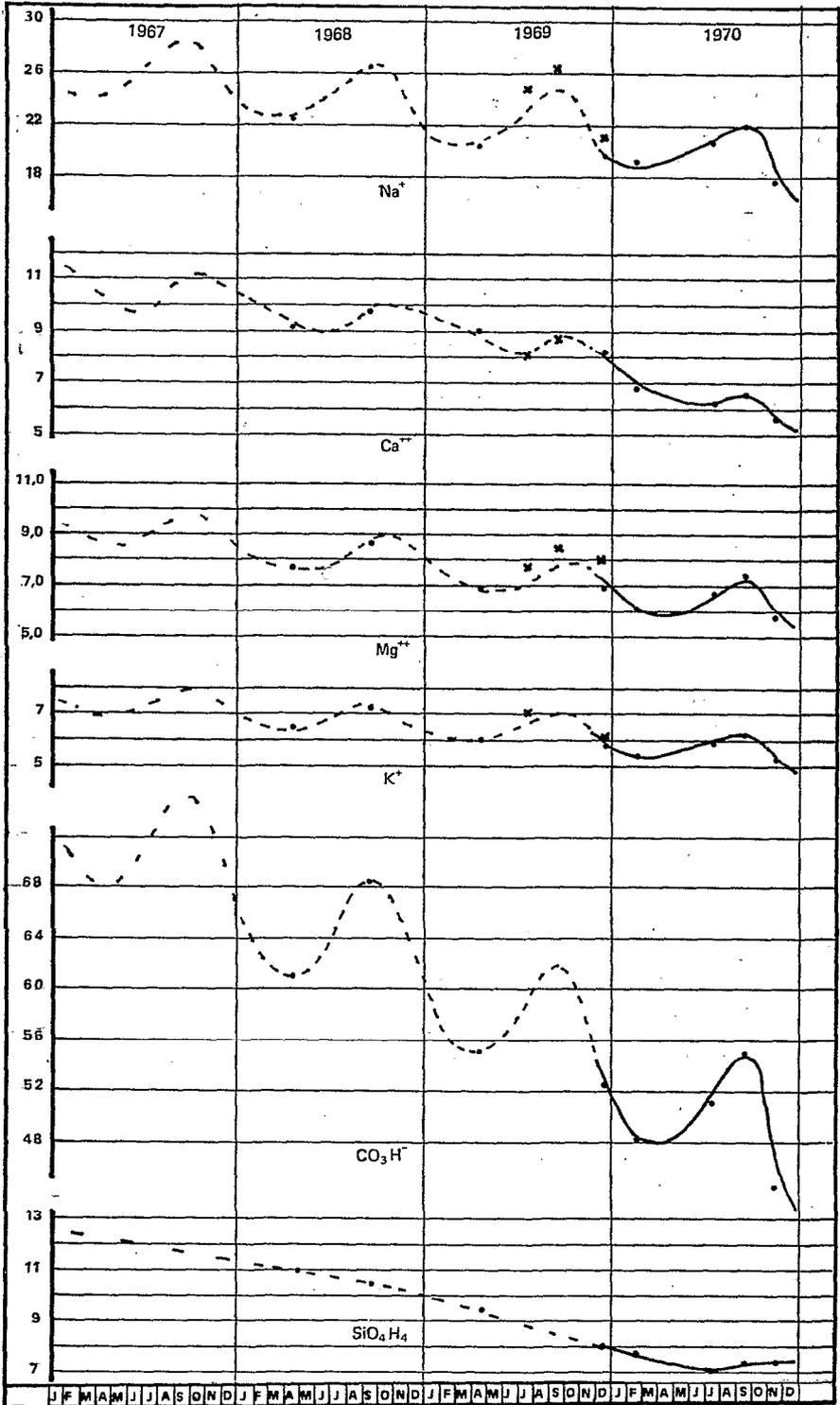


Figure III.10. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des Eau-Libres du Nord entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

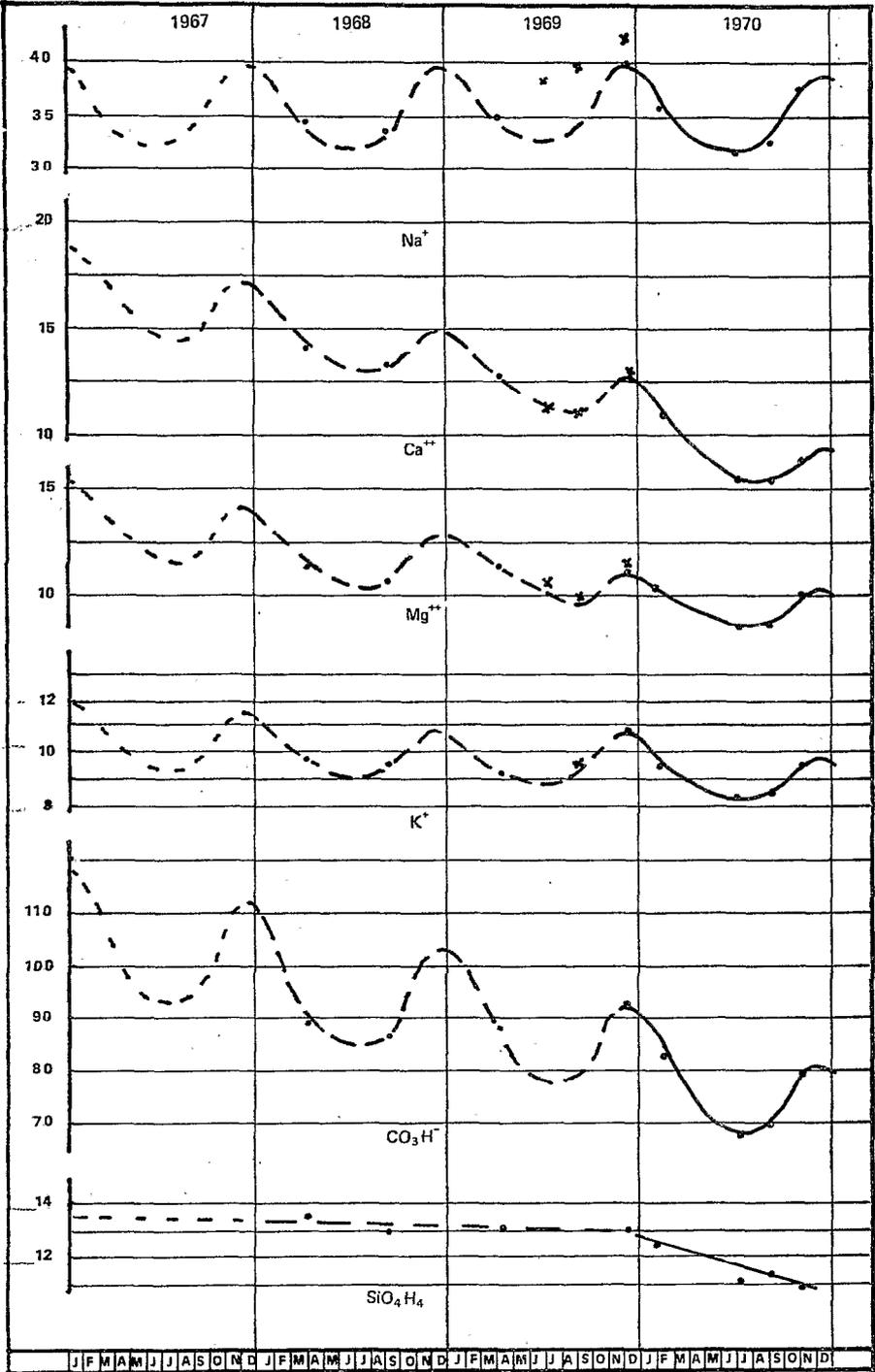


Figure III.11. Courbes d'évolution des stocks en sels dissous des *Ilots-Bancs du Nord* entre 1967 et 1970. Les résultats sont exprimés en $M \times 10^9$.

Tableau III. 1.- Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en DECEMBRE 1969.

Alc = alcalinité en mé/l ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.

$$P = [Ca^{++}]_L \times [CO_3^{--}]_L ; \delta = P/K_s \text{ (} K_s = \text{produit de solubilité de la calcite) } r = [Ca^{++}]_T / [Mg^{++}]_T.$$

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃ C ⁺]	[CO ₃ C ^{**}]	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
1	7,1	0,62	0,62		0,12	0,091													
2	7,2	0,62	0,62		0,121	0,09													
3	7,5	0,605	0,605		0,113	0,085													
4	7,6	0,605	0,605		0,104	0,092													
5	7,35	0,60	0,60		0,111	0,087													
6	7,65	0,54	0,54		0,10	0,084													
7	7,75	0,67	0,67		0,12	0,10													
8	8,35	1,62	1,62		0,22	0,20													
9	7,75	1,88	1,88		0,225	0,26													
10	8,05	0,77	0,77		0,132	0,091													
11	8,2	1,18	1,18		0,20	0,14													
12	8,45	1,54	1,54		0,24	0,17													
13	7,45	0,74	0,74		0,135	0,113													
14	7,9	1,39	1,39		0,255	0,20													
15	8,5	2,54	2,02	0,24	0,38	0,335	0,01	0,007	0,014	0,02	0,356	0,04	0,08	0,035	0,306	0,03	9,18	1,75	1,13
16	8,9	4,20	2,84	0,60	0,57	0,525	0,018	0,013	0,05	0,08	0,50	0,125	0,175	0,13	0,40	0,104	41,6	7,9	1,08
17	8,75	4,34	3,06	0,64	0,59	0,515	0,02	0,13	0,06	0,08	0,51	0,095	0,22	0,14	0,405	0,105	42,5	8,1	1,14
18	8,8	4,40	3,20	0,60	0,575	0,565	0,02	0,016	0,04	0,06	0,51	0,195	0,105	0,10	0,41	0,15	62,3	11,8	1,02
19	8,9	5,48	3,72	0,88	0,735	0,665	0,015	0,012	0,11	0,158	0,59	0,095	0,225	0,14	0,407	0,11	44,7	8,5	1,10
20	8,95	5,98	4,24	0,88	0,815	0,755	0,034	0,026	0,126	0,178	0,67	0,17	0,29	0,30	0,447	0,11	49,7	9,5	1,08
21	9,0	6,22	3,72	1,25	0,815	0,72	0,027	0,017	0,169	0,219	0,617	0,24	0,385	0,39	0,413	0,155	64,3	12,2	1,13
22	9,10	6,65	4,05	1,30	0,88	0,845	0,036	0,023	0,152	0,23	0,694	0,302	0,35	0,38	0,458	0,19	37,1	16,6	1,04
23	9,10	7,42	4,62	1,40	0,88	0,925	0,03	0,03	0,165	0,256	0,67	0,33	0,37	0,41	0,438	0,208	91	17,3	0,95
24	9,05	9,39	5,79	1,80	0,725	1,15	0,034	0,041	0,138	0,333	0,532	0,40	0,495	0,47	0,335	0,245	82,2	15,6	0,63
25	9,0	10,25	6,43	1,90	0,705	1,24	0,036	0,05	0,151	0,388	0,516	0,395	0,55	0,54	0,345	0,23	80,0	15,3	0,56
26	8,8	10,95	7,77	1,59	0,765	1,35	0,05	0,064	0,115	0,31	0,598	0,31	0,495	0,435	0,365	0,18	65,7	12,5	0,564
27	8,65	12,25	9,39	1,43	0,755	1,50	0,06	0,09	0,103	0,31	0,59	0,30	0,46	0,41	0,348	0,167	58,5	11,1	0,50
28	8,60	15,00	11,8	1,60	0,90	1,75	0,088	0,12	0,12	0,345	0,734	0,305	0,50	0,46	0,41	0,166	76,0	14,5	0,514
29	8,95	7,62	5,28	1,32	0,91	0,89	0,042	0,03	0,204	0,289	0,668	0,275	0,38	0,49	0,44	0,173	76,0	14,5	1,03
30	9,0	7,62	4,82	1,40	0,975		0,046	0,03	0,167	0,209	0,836	0,275	0,47	0,375	0,55	0,171	94,0	17,9	

Tableau III.1. (suite).

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃] _C [*]	[CO ₃] _C ^{**}	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
31	9,05	7,70	5,00	1,35	1,04	0,865	0,048	0,03	0,19	0,23	0,80	0,325	0,35	0,42	0,53	0,198	104,2	19,8	1,20
32	9,00	7,66	4,68	1,49	1,05	0,86	0,044	0,029	0,197	0,215	0,77	0,28	0,42	0,41	0,508	0,175	88,5	16,8	1,22
33	8,90	7,49	4,71	1,39	1,07	0,85	0,046	0,026	0,20	0,236	0,823	0,22	0,475	0,435	0,543	0,137	75,0	14,3	1,26
34	9,00	7,18	4,53	1,33	1,03	0,85	0,038	0,024	0,207	0,265	0,71	0,265	0,41	0,47	0,470	0,167	80	15,2	1,21
35	8,75	5,82	4,12	0,85	0,815	0,70	0,034	0,022	0,101	0,135	0,66	0,13	0,295	0,235	0,455	0,086	38,8	7,4	1,11
36	8,85	5,3	3,70	0,80	0,70	0,665	0,027	0,019	0,075	0,105	0,61	0,15	0,25	0,18	0,488	0,125	61	11,6	1,05
37	8,8	4,86	3,30	0,78	0,62	0,625	0,022	0,017	0,059	0,092	0,538	0,13	0,235	0,15	0,43	0,11	47,3	9,0	0,99
38	8,8	5,12	3,88	0,62	0,66	0,61	0,037	0,025	0,074	0,10	0,568	0,155	0,155	0,175	0,455	0,13	59,15	11,2	1,11
39	8,45	2,06	1,76	0,15	0,285	0,299	0,06	0,005	0,007	0,013	0,27	0,031	0,04	0,02	0,23	0,268	61,6	11,7	0,95
40	8,85	2,33	1,73	0,30	0,33	0,335	0,007	0,005	0,022	0,036	0,30	0,06	0,09	0,06	0,255	0,052	13,26	2,52	0,985

Tableau III.2. - Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en FEVRIER 1970.

Alc = alcalinité en mē/l ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.

$$P = [Ca^{++}]_L \times [CO_3^{--}]_L ; \delta = P/K_s \quad (K_s = \text{produit de solubilité de la calcite}) \quad r = [Ca^{++}]_T / [Mg^{++}]_T$$

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃] _C [*]	[CO ₃] _C ^{**}	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r	
1	7,35	0,60	0,60		0,12	0,092														
2	7,45	0,60	0,60		0,115	0,088														
3	8,00	0,55	0,55		0,11	0,07														
4	7,85	0,59	0,59		0,12	0,085														
5	7,90	1,58	1,58		0,25	0,225														
6	8,00	1,50	1,50		0,255	0,215														
7	8,00	0,68	0,68		0,143	0,11														
8	8,10	1,21	1,21		0,225	0,176														
9	7,95	1,56	1,56		0,26	0,241														
10	7,90	1,06	1,06		0,207	0,165														

Tableau III. 2. (suite).

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃] _C [*]	[CO ₃] _C ^{**}	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
11	8,00	0,94	0,94		0,19	0,15													
12	8,00	1,50	1,50		0,275	0,21													
13	8,25	3,92	3,92		0,56	0,505													
14	8,75	4,65	3,61	0,52	0,64	0,61	0,025	0,019	0,055	0,083	0,558	0,115	0,145	0,14	0,396	0,08	31,5	6,0	1,05
15	8,8	4,64	3,42	0,60	0,62	0,60	0,023	0,017	0,06	0,10	0,537	0,13	0,17	0,16	0,381	0,09	34,0	6,5	1,05
16	8,75	2,71	2,21	0,25	0,38	0,365	0,010	0,07	0,022	0,034	0,347	0,065	0,06	0,055	0,263	0,05	12,6	2,4	1,04
17	8,65	2,50	1,98	0,66	0,38	0,32	0,009	0,006	0,016	0,023	0,363	0,045	0,085	0,04	0,275	0,035	9,4	1,8	1,18
18	8,76	3,92	2,96	0,48	0,55	0,52	0,019	0,013	0,05	0,073	0,49	0,11	0,135	0,125	0,357	0,08	35,6	6,8	1,06
19	8,8	4,10	3,18	0,46	0,53	0,57	0,018	0,015	0,045	0,075	0,465	0,11	0,12	0,155	0,335	0,08	25,7	4,9	0,93
20	8,9	2,00	1,44	0,28	0,59	0,52	0,01	0,007	0,03	0,047	0,545	0,06	0,08	0,075	0,422	0,045	19,2	3,6	1,13
21	8,85	2,60	1,88	0,36	0,49	0,36	0,01	0,06	0,03	0,035	0,447	0,07	0,11	0,07	0,339	0,055	18,4	3,5	1,30
22	8,7	2,48	1,92	0,28	0,39	0,31	0,009	0,005	0,02	0,023	0,362	0,05	0,09	0,045	0,275	0,037	10,2	1,9	1,26
23	8,65	3,62	3,06	0,28	0,525	0,47	0,02	0,013	0,03	0,045	0,456	0,07	0,07	0,075	0,332	0,052	17,1	3,25	1,12
24	8,9	6,26	4,36	0,95	0,86	0,75	0,037	0,024	0,11	0,148	0,712	0,205	0,27	0,26	0,477	0,13	62,1	11,8	1,14
25	8,8	6,34	4,34	1,0	0,88	0,78	0,037	0,025	0,11	0,162	0,73	0,203	0,275	0,26	0,489	0,13	62,3	12,0	1,13
26	8,9	7,18	4,98	1,20	1,00	0,88	0,048	0,03	0,136	0,183	0,815	0,23	0,36	0,32	0,537	0,143	76,8	14,6	1,13
27	9,0	7,56	4,76	1,40	1,065	0,925	0,04	0,036	0,148	0,243	0,746	0,28	0,465	0,39	0,485	0,177	85,8	16,3	1,15
28	8,9	7,48	5,28	1,10	1,02	0,90	0,05	0,03	0,145	0,195	0,823	0,235	0,305	0,34	0,535	0,153	82,3	15,6	1,13
29	9,0	7,92	4,92	1,50	1,04	0,93	0,046	0,031	0,166	0,235	0,806	0,29	0,45	0,40	0,531	0,18	96,4	18,3	1,12
30	8,95	8,34	6,84	1,50	0,94	1,03	0,047	0,03	0,17	0,221	0,845	0,28	0,42	0,39	0,541	0,17	94,0	17,9	0,91
31	8,95	6,24	4,24	1,00	0,83	0,80	0,03	0,03	0,03	0,167	0,578	0,225	0,275	0,28	0,454	0,143	64,9	12,3	1,03
32	9,0	6,48	4,20	1,14	0,86	0,80	0,035	0,035	0,035	0,179	0,698	0,245	0,325	0,306	0,46	0,157	72,3	13,8	1,07
33	8,5	5,88	3,88	1,00	0,76	0,72	0,029	0,029	0,029	0,142	0,632	0,290	0,25	0,124	0,423	0,13	55,5	10,6	1,05
34	8,85	4,38	2,98	0,80	0,65	0,55	0,021	0,021	0,021	0,094	0,56	0,145	0,207	0,165	0,40	0,104	42	8,0	1,18
35	7,9				0,60														
36	7,20	0,63	0,63		0,13														
37	7,35	0,58	0,58		0,11														

Tableau III.3.- Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en SEPTEMBRE 1970.

Alc = alcalinité en mē/l ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.

$$P = [Ca^{++}]_L \times [CO_3^{--}]_L ; \delta = P/K_s \text{ (} K_s = \text{produit de solubilité de la calcite) } r = [Ca^{++}]_T / [Mg^{++}]_T.$$

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃] _C *	[CO ₃] _C **	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
1	7,0	0,44	0,44		0,085	0,065													
2	7,2	0,43	0,43		0,08	0,065													
3	7,35	0,42	0,42		0,075	0,07													
4	7,80	0,53	0,53		0,085	0,095													
5	8,1	1,54	1,54		0,225	0,255													
6	8,0	0,55	0,55		0,085	0,087													
7	8,05	1,13	1,13		0,16	0,15													
8	7,8	0,77	0,77		0,13	0,14													
9						0,16													
10	8,9	4,80	3,50	0,65	0,59	0,62	0,022	0,018	0,066	0,107	0,50	0,18	0,14	0,17	0,44	0,16	70,4	13	0,95
11	8,85	4,87	3,47	0,70	0,555	0,63	0,021	0,009	0,065	0,094	0,478	0,16	0,18	0,15	0,43	0,15	64,5	12,2	0,88
12	8,75	4,25	3,25	0,50	0,55	0,58	0,018	0,016	0,039	0,071	0,44	0,115	0,135	0,11	0,315	0,075	23,9	5,80	0,95
13	8,85	6,37	4,53	0,92	0,74	0,78	0,034	0,027	0,088	0,143	0,618	0,225	0,235	0,23	0,41	0,143	58,5	14,20	0,95
14	8,85	7,45	5,05	1,20	0,80	0,84	0,037	0,027	0,135	0,21	0,63	0,277	0,275	0,345	0,408	0,174	71	17,3	0,95
15	8,9	7,70	5,3	1,20	0,80	0,88	0,036	0,033	0,116	0,19	0,64	0,30	0,30	0,305	0,41	0,188	77	18,8	0,91
16	8,9	7,60	5,3	1,15	0,73	0,87	0,036	0,032	0,106	0,19	0,59	0,295	0,28	0,295	0,385	0,186	71,6	17,4	0,84
17	9,05	7,45	5,15	1,5	0,72	0,84	0,034	0,03	0,11	0,195	0,573	0,32	0,255	0,305	0,372	0,20	75	18,3	0,855
18	8,85	6,60	4,7	0,95	0,81	0,925	0,037	0,031	0,105	0,186	0,606	0,265	0,21	0,285	0,445	0,17	74,8	18,2	0,815
19	9,00	4,86	3,20	0,83	0,62	0,62	0,020	0,015	0,08	0,135	0,52	0,21	0,21	0,215	0,413	0,143	59,0	14,4	1,0
20	8,95	4,7	3,94	0,83	0,64	0,58	0,026	0,018	0,087	0,123	0,525	0,235	0,18	0,21	0,372	0,16	59,6	14,5	1,10
21	9,00	3,8	2,67	0,565	0,50	0,49	0,015	0,011	0,056	0,085	0,428	0,17	0,11	0,14	0,312	0,123	38,3	9,34	1,02
22	8,9	4,95	3,55	0,70	0,74	0,62	0,028	0,016	0,083	0,107	0,63	0,185	0,165	0,19	0,44	0,16	70,4	13,0	1,19
23	8,8	3,45	2,6	0,43	0,50	0,425	0,015	0,010	0,04	0,05	0,446	0,105	0,11	0,09	0,36	0,08	28,8	15,1	1,17
24	8,85	2,45	1,95	0,25	0,37	0,375	0,08	0,006	0,025	0,034	0,336	0,085	0,04	0,06	0,269	0,065	17,4	3,31	1,00
25	8,0	1,55	1,55		0,25	0,245													
26	8,6	3,73	3,37	0,33	0,465	0,50	0,019	0,016	0,028	0,047	0,42	0,085	0,08	0,075	0,357	0,065	23	4,4	1,59
27	7,75	0,93	0,91		0,185	0,155													
28	8,05	1,35	1,35		0,265	0,20													
29	7,75	1,30	1,30		0,26	0,19													
30	7,8	1,40	1,40		0,25	0,195													
31	7,5	0,85	0,85		0,165	0,135													

Tableau III. 4.- Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en NOVEMBRE 1970.

Alc = alcalinité en mē/l ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.

$$P = [Ca^{++}]_L \times [CO_3^{--}]_L ; \delta = P/K_s \quad (K_s = \text{produit de solubilité de la calcite}) \quad r = [Ca^{++}]_T / [Mg^{++}]_T$$

n°	pH	[Alc] _T	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃ [*]] _C	[CO ₃ ^{**}] _C	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
1	7,2	0,60	0,60		0,13	0,10													
2	7,35	0,59	0,59		0,13	0,095													
3	7,6	0,525	0,525		0,105	0,095													
4	8,1	0,86	0,86		0,155	0,141													
5	8,25	1,80	1,80		0,20	0,27													
6	8,3	0,75	0,75		0,19	0,122													
7	8,25	0,575	0,575		0,11	0,10													
8	8,1	0,62	0,62		0,115	0,12													
9	8,8	1,275	1,27	0,20	0,195	0,205													
10	8,85	4,75	3,35	0,70	0,59	0,62	0,021	0,018	0,056	0,095	0,493	0,135	0,215	0,15	0,351	0,095	32,7	7,0	0,95
11	8,85	5,65	4,25	0,70	0,69	0,73	0,032	0,023	0,083	0,128	0,60	0,182	0,165	0,21	0,415	0,12	49,6	10,6	0,95
12	9,00	7,65	4,75	1,45	0,89	0,88	0,022	0,016	0,142	0,215	0,729	0,295	0,43	0,36	0,473	0,13	87	18,6	1,01
13	9,00	7,65	4,75	1,45	0,50	0,90	0,027	0,03	0,095	0,216	0,477	0,30	0,42	0,31	0,31	0,19	59,4	12,7	0,66
14	9,15	8,10	5,0	1,55	0,80	0,925	0,036	0,03	0,144	0,248	0,62	0,345	0,43	0,39	0,397	0,217	86,1	18,4	0,86
15	9,0	8,35	5,05	1,60	0,81	1,05	0,032	0,035	0,113	0,261	0,564	0,311	0,50	0,375	0,36	0,194	70,7	15,1	0,67
16	9,15	7,75	4,35	1,70	0,80	0,94	0,031	0,026	0,157	0,274	0,61	0,39	0,45	0,43	0,395	0,243	95,5	20,4	0,85
17	9,15	7,00	3,70	1,65	0,815	1,00	0,028	0,035	0,133	0,33	0,663	0,29	0,53	0,38	0,435	0,184	80	17,1	0,81
18	9,1	6,95	4,25	1,25	0,75	0,835	0,029	0,024	0,134	0,227	0,585	0,32	0,35	0,36	0,383	0,202	77,7	16,6	0,898
19	8,7	4,50	3,5	0,50	0,60	0,625	0,024	0,019	0,045	0,071	0,531	0,105	0,145	0,115	0,377	0,013	27,6	5,9	0,96
20	9,0	4,20	2,9	0,65	0,475	0,555	0,015	0,014	0,056	0,105	0,40	0,165	0,161	0,16	0,305				
21	8,8	3,25	2,4	0,42	0,46	0,412	0,013	0,009	0,03	0,046	0,414	0,085	0,125	0,11	0,305	0,06	18,9	3,8	
22	8,75	4,30	3,25	0,52	0,03	0,55	0,016	0,04	0,067	0,46	0,105	0,155	0,11						
23	7,9	1,75	1,75		0,305	0,26													
24	7,5	0,80	0,80		0,175	0,15													
25	7,65	0,80	0,80		0,175	0,145													
26	7,65	0,80	0,80		0,175	0,15													
27	7,8	1,23	1,23		0,26	0,192													
28	7,9	1,21	1,21		0,255	0,192													
29	7,85	1,31	1,31		0,26	0,20													
30	7,75	1,00	1,00		0,205	0,19													

Tableau III.4. (suite)

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] ^T	[CO ₃] ^T	[Ca] ^T	[Mg] ^T	[HCO ₃ Ca] ⁺	[HCO ₃ Mg] ⁺	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] ^L	[CO ₃ --] ^L	[CO ₃] ^C	[CO ₃ C] [*]	[CO ₃ C] [*]	{Ca ⁺⁺ } ^L	{CO ₃ --} ^L	P	δ	r
31	8,35	1,60	0,335	0,25																
32	8,60	2,62	1,875	0,375	0,51	0,36														
33	8,80	4,00	2,70	0,55	0,72	0,585														
34	7,25	0,61			0,14	0,099														
35	7,20	0,61	0,61		0,14	0,097														

Tableau III.5. - Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en FEVRIER 1971
 Alc = alcalinité en mEq/l ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.
 $P = [Ca^{++}]^L \times [CO_3^{--}]^L$; $\delta = P/K_s$; $r = [Ca^{++}]^L / [Mg^{++}]^L$.
 $r = \text{produit de solubilité de la calcite}$

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] ^T	[CO ₃] ^T	[Ca] ^T	[Mg] ^T	[HCO ₃ Ca] ⁺	[HCO ₃ Mg] ⁺	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] ^L	[CO ₃ --] ^L	[CO ₃] ^C	[CO ₃ C] [*]	[CO ₃ C] [*]	{Ca ⁺⁺ } ^L	{CO ₃ --} ^L	P	δ	r
1	7,5	0,74	0,74	0,13	0,13	0,135														
2	7,8	0,74	0,125	0,125	0,11	0,112														
3	7,9	0,65	0,65	0,11	0,11	0,112														
4	7,6	0,65	0,65	0,11	0,11	0,135														
5	8,05	1,30	1,30	0,21	0,21	0,24														
6	7,7	0,76	0,76	0,15	0,15	0,131														
7	8,05	1,20	1,20	0,19	0,19	0,245														
8	8,55	2,3	1,95	0,35	0,35	0,35														
9	8,6	2,95	2,45	0,40	0,40	0,405														
10	8,65	2,37	1,99	0,19	0,19	0,335														
					0,25	0,25														
					0,17	0,17														
					0,35	0,35														
					0,009	0,009														
					0,01	0,01														
					0,006	0,006														
					0,018	0,018														
					0,024	0,024														
					0,03	0,03														
					0,02	0,02														
					0,329	0,329														
					0,035	0,035														
					0,056	0,056														
					0,069	0,069														
					0,048	0,048														
					0,28	0,28														
					0,04	0,04														
					0,265	0,265														
					0,026	0,026														
					6,9	6,9														
					11,5	11,5														
					2,2	2,2														
					1,54	1,54														
					8,1	8,1														
					0,034	0,034														
					1,3	1,3														
					1,00	1,00														

Tableau III.5. (suite)

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃ [*]] _C	[CO ₃ ^{**}] _C	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
11	9,0	4,35	3,05	0,65	0,54	0,565	0,018	0,021	0,066	0,164	0,456	0,165	0,16	0,23	0,324	0,115	37,3	-7,10	0,955
12	9,0	6,70	4,20	1,25	0,80	0,85	0,032	0,026	0,118	0,195	0,649	0,245	0,38	0,315	0,42	0,16	67,5	12,8	0,94
13	9,05	6,75	4,25	1,25	0,73	0,872	0,03	0,026	0,12	0,215	0,58	0,28	0,333	0,335	0,38	0,178	67,9	12,9	0,83
14	8,95	3,85	2,49	0,68	0,51	0,51	0,014	0,011	0,049	0,076	0,446	0,12	0,215	0,125	0,325	0,085	27,7	5,27	1,00
15	9,15	6,8	3,9	1,45	0,86	0,82	0,032	0,022	0,148	0,21	0,685	0,315	0,40	0,33	0,45	0,201	90,4	17,9	1,05
16	9,0	8,88	6,98	1,90	0,60	1,10	0,035	0,045	0,127	0,34	0,437	0,435	0,51	0,465	0,278	0,257	71,5	13,6	0,545
17	9,1	11,8	6,60	2,60	0,75	1,43	0,026	0,045	0,134	0,480	0,419	0,530	0,635	0,610	0,318	0,30	95,6	18,2	0,525
18	8,95	13,69	8,49	2,60	0,76	1,65	0,049	0,075	0,153	0,547	0,558	0,49	0,75	0,70	0,423	0,274	116,1	22,1	0,46
19	8,95	9,06	5,95	1,55	1,03	1,19	0,055	0,047	0,173	0,30	0,80	0,32	0,465	0,47	0,50	0,195	97,5	18,5	0,86
20	8,90	6,95	5,45	1,50	0,935	0,965	0,048	0,036	0,17	0,258	0,72	0,318	0,43	0,44	0,471	0,201	95,0	18,1	0,97
21	8,9	5,9	4,5	1,10	0,81	0,74	0,036	0,022	0,106	0,15	0,666	0,22	0,33	0,26	0,435	0,145	65,0	12,5	1,09
22	9,05	9,55	6,05	1,75	0,96	1,07	0,005	0,004	0,169	0,273	0,788	0,295	0,51	0,44	0,511	0,187	95,6	18,2	0,90
23					1,00	1,08	0,041	0,033	0,169	0,273	0,788	0,295	0,51	0,44	0,511	0,187	95,6	18,2	0,92
24	8,8	5,12	3,92	0,80	0,75	0,70	0,031	0,022	0,075	0,108	0,643	0,145	0,265	0,185	0,446	0,095	42,4	8,07	1,07
25	8,65	4,4	3,4	0,50	0,68	0,61	0,025	0,018	0,06	0,085	0,593	0,08	0,165	0,145	0,42	0,058	24,5	4,66	1,11
26	8,65	4,1	3,3	0,40	0,55	0,60	0,021	0,017	0,045	0,078	0,484	0,105	0,09	0,12	0,34	0,076	25,8	4,91	1,08
27	8,60	3,10	2,56	0,27	0,415	0,495	0,013	0,012	0,02	0,038	0,382	0,055	0,07	0,06	0,267	0,044	11,7	2,22	1,10
28	8,80	2,95	2,25	0,35	0,42	0,435	0,011	0,010	0,03	0,045	0,37	0,075	0,08	0,075	0,259	0,060	15,5	2,95	1,07
29	8,15	3,35	3,35		0,59	0,51													
30	8,6	4,10	3,26		0,72	0,59													
31	7,2	1,00	1,00		0,22	0,20													
32	7,3	1,25	1,25		0,275	0,25													
33	7,65	0,95	0,95		0,205	0,17													
34	7,95	1,30	1,30		0,28	0,22													
35	9,0	2,35	1,43		0,46	0,47													
36	8,9																		
37	8,85	6,50	4,5		1,02	1,49													
38	7,9	1,25	1,25		0,245	0,195													
39	7,55	0,75	0,75		0,195	0,175													
40	7,85	0,85	0,85		0,16	0,165													
41	7,80	0,73	0,73		0,21	0,195													

Tableau III. 6.- Distribution des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux dans les eaux lacustres en MAI 1973

Alc = alcalinité en mē/1 ; [i] et {i} concentration et activité de i en mM/l. Les indices T, L et C désignent respectivement les formes totales, libres et combinées.

$$P = [Ca^{++}]_L \times [CO_3^{--}]_L ; \delta = P/K_s \cdot (K_s = \text{produit de solubilité de la calcite}) \quad r = [Ca^{++}]_T / [Mg^{++}]_T$$

n°	pH	[Alc]	[CO ₃ H] _T	[CO ₃] _T	[Ca] _T	[Mg] _T	[HCO ₃ Ca ⁺]	[HCO ₃ Mg ⁺]	[CO ₃ Ca ⁰]	[CO ₃ Mg ⁰]	[Ca ⁺⁺] _L	[CO ₃ ⁻⁻] _L	[CO ₃] _C [*]	[CO ₃] _C ^{**}	{Ca ⁺⁺ } _L	{CO ₃ ⁻⁻ } _L	P	δ	r
1	9,05	8,6	5,4	1,60	0,56	0,75	0,027	0,026	0,11	0,212	0,421	0,431	0,36	0,33	0,25	0,25	67,5	15,9	0,76
2	9,05	7,85	4,35	1,75	0,45	0,80	0,019	0,023	0,074	0,198	0,357	0,349	0,289	0,290	0,245	0,200	50,9	13,04	0,56
3	9,10	6,10	3,60	1,25	0,52	0,78	0,017	0,019	0,09	0,207	0,409	0,358	0,265	0,295	0,274	0,234	64,2	16,4	0,66
4	9,15	8,65	5,45	1,60	0,27	0,78	0,012	0,025	0,062	0,26	0,195	0,516	0,245	0,32	0,125	0,44	55,3	14,1	0,34
5	9,20	8,30	4,70	1,80	0,40	0,85	0,015	0,024	0,09	0,28	0,295	0,53	0,36	0,38	0,19	0,325	62,6	16,05	0,47
6	9,20	12,80	7,4	2,50	0,31	0,89	0,016	0,031	0,089	0,359	0,206	0,907	0,345	0,45	0,12	0,515	61,3	15,7	0,34
7	9,10	6,09	3,69	1,20	0,48	0,72	0,017	0,019	0,08	0,18	0,389	0,325	0,275	0,26	0,26	0,212	55,3	14,1	0,66
8	9,0	5,76	3,76	1,00	0,62	0,65	0,023	0,018	0,086	0,136	0,509	0,261	0,24	0,225	0,345	0,173	59,7	15,3	0,95
9	2,95	5,33	3,67	0,83	0,57	0,60	0,021	0,018	0,07	0,118	0,458	0,224	0,195	0,19	0,315	0,149	47,2	12,1	0,95
10	8,85	5,66	4,00	0,83	0,65	0,65	0,027	0,02	0,07	0,11	0,55	0,198	0,215	0,18	0,375	0,13	48,8	12,5	1,00
11	9,05	5,20	3,20	1,0	0,62	0,60	0,02	0,014	0,09	0,124	0,512	0,245	0,255	0,215	0,358	0,166	59,3	15,2	1,02
12	8,95	5,0	3,54	0,73	0,54	0,58	0,02	0,016	0,066	0,11	0,453	0,213	0,145	0,175	0,32	0,146	46,6	11,94	0,95
13	8,80	5,0	3,80	0,60	0,54	0,58	0,022	0,038	0,052	0,09	0,53	0,62	0,14	0,14	0,371	0,11	41,2	10,5	0,95
14	8,95	6,23	4,51	0,86	0,52	0,56	0,022	0,019	0,071	0,131	0,406	0,278	0,15	0,20	0,27	0,183	49,4	12,6	0,90
15	8,80	5,49	4,09	0,70	0,62	0,62	0,027	0,02	0,02	0,063	0,10	0,53	0,125	0,165	0,365	0,118	43,4	11,1	1,00

Bibliographie

- BILLON B. et *al.* (1968, 1969).- Monographie hydrologique du Chari.
ORSTOM, Paris, 5 t. en 6 vol., 610 p. multigr.
- BOCQUIER G. (1971).- Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biodynamique.
Mém. ORSTOM, n° 62, 350 p.
- BOUCHARDEAU A., LEFEVRE R. (1957).- Monographie du lac Tchad.
ORSTOM, Paris, 112 p. multigr.
- BOUCHARDEAU A. et *al.* (1967, 1968).- Monographie hydrologique du Logone.
ORSTOM, Paris, 6 parties en 8 vol., 770 p. multigr.
- BRINDLEY G., PEDRO G. (1972).- Report of the A.I.P.E.A. nomenclature committee. 4th Int. Clay Conf., Madrid (Espagne).
A.I.P.E.A. Newsletter, n° 7-8, p. 13.
- CARBONNEL J.P., GUISCAFRE J. (1962).- Grand Lac du Cambodge. Sédimentologie et hydrologie.
ORSTOM, Paris, 401 p.
- CARMOUZE J.P. (1968).- Ions majeurs, phosphates et silicates dans le lac Tchad en avril 1968.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 18 p. multigr.
- CARMOUZE J.P. (1969).- Salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad en 1968.
Cah. ORSTOM, sér. hydrobiol., vol. III, n° 2, pp. 3-14.

- CARMOUZE J.P., DUPONT B. (1970).- Nouvelles approximations sur la bathymétrie et la superficie du lac Tchad.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 2 p. multigr.
- CARMOUZE J.P. (1971).- Circulation générale des eaux dans le lac Tchad.
Cah. ORSTOM, sér. hydrobiol., vol. V, n° 3-4, pp. 191-212.
- CARMOUZE J.P. (1972).- Originalité de la régulation saline du lac Tchad.
C.R. acad. sc. Paris, t. 275, pp. 1871-1874.
- CARMOUZE J.P. et al. (1972).- Grandes zones écologiques du lac Tchad.
Cah. ORSTOM, sér. hydrobiol., vol. VI, n° 2, pp. 103-169.
- CARMOUZE J.P., CHOURET A., DURAND J.R. (1973).- Données récentes sur l'évolution du lac Tchad en 1972-1973.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 11 p. multigr.
- CARMOUZE J.P., CHOURET A., FRANC J. (1973).- Assèchement de la cuvette sud du lac Tchad.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 8 p. multigr.
- CARRE P. (1972).- Quelques aspects du régime des apports fluviaux de matériaux solides en suspension vers le lac Tchad.
Cah. ORSTOM, sér. hydrolog., vol. IX, n° 1, pp. 19-45.
- CHEVERRY C. (1974).- Contribution à l'étude des polders du lac Tchad. La dynamique des sels lors de la transformation de sédiments argileux et organiques en milieu continental subaride.
Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg ; ORSTOM, Paris, 275 p. multigr.
- CHOURET A., DURAND J.R. (1972).- Note sur la crue exceptionnellement faible du Chari à Fort-Lamy en 1972 et ses incidences sur le niveau du lac.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 7 p. multigr.
- CHOURET A. (1973).- Etude des transports solides en suspension au Tchad (campagne 1971-1972).
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 11 p. multigr.
- CHOURET A., FRANC J., LEMOALLE J. (1974).- Evolution hydrologique du lac Tchad de juillet à décembre 1973.
ORSTOM, N'Djamena, 9 p. multigr.
- DAVIES S., DE WIEST R. (1966).- Hydrogeology.
Wiley, New-York.

- DE DONDER Th. (1928).- L'affinité.
Gauthier-Villars, Paris.
- DE ENDREY A.S. (1963).- Estimation of free oxides in soils and clays by a photolytic method.
Clay Miner. Bull., 29, 5, pp. 209-217.
- DEJOUX C. (1974).- Gynécologie des Chironomides du lac Tchad (Diptères, Nématocères).
Thèse ORSTOM, Paris-Orsay, 162 p.
- DESTENAVE (1903).- Le lac Tchad. Le lac, ses affluents, les archipels, les habitants, la faune, la flore.
Rev. gén. des sc., Paris, pp. 649-717.
- DIELEMAN P.J., DE RIDDER N.A. (1963).- Expertise sur les mouvements des eaux et du sel dans le polder de Bol-Guini.
Int. Inst. Land Recl. Impr., Wageningen, 50 p.
- DUPONT B. (1967).- Etude des formations sédimentaires du Kanem.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 150 p. multigr.
- DUPONT B. (1970).- Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données).
Cah. ORSTOM, sér. géol., vol. II, n° 1, pp. 9-42.
- DUSSART B. (1966).- Limnologie. L'étude des eaux continentales.
Gauthier-Villars, Paris, 678 p.
- FAURE H. (1969).- Lacs quaternaires du Sahara.
Mitt. Int. Verein. Limnol., 17, pp. 255-274.
- FETH J., ROBERSON C., POLZER W. (1964)
U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1935, I, 170.
- FONTES J., MAGLIONE G., ROCHE M.A. (1969).- Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est.
Cah. ORSTOM, sér. hydroł., vol. VI, n° 1, pp. 17-34.
- FONTES J., MAGLIONE G., ROCHE M.A. (1970).- Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad.
I.A.E.A. Vienne.
- GAC J.Y., PINTA M. (1973).- Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.).
Cah. ORSTOM, sér. géol., vol. V, n° 1, pp. 83-96.

- GARRELS R.M. (1957).- Some free energy values from geologic relation.
Amer. mineral., 42, 789.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L. (1965).- Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses.
Gauthier-Villars, Paris, 335 p.
- GERARD J. (1963).- Carte géologique de reconnaissance de la République Centrafricaine à l'échelle du 1/500.000è. Notice explicative sur la feuille Bossangoa-est.
Impr. Centrale d'Afrique, Brazzaville, 64 p.
- GIROU A., ROQUES H. (1971).- Etude théorique de la cinétique de la précipitation des carbonates de calcium.
Ann. spéléol., 26, 2, pp. 331-366.
- GIROU A., ROQUES H. (1972).- Etude expérimentale de la cinétique de la précipitation des carbonates.
Ann. spéléol., 27, 2.
- GOLTERMAN H.L. (1969).- Methods for chemical analysis of fresh water.
I.B.P., Handbook n° 8.
- GREENE K. (1955).- Deshydration of the montmorillonite minerals.
Mineral. mag., vol. 30, pp. 804-815.
- GREENWALD I. (1941).- The dissociation of calcium and magnesium carbonates.
J. biol. chem., 141, 789.
- GUICHARD E. (1957).- Sédimentation du lac Tchad.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 46 p. multigr.
- HARRASSOWITZ H. (1926).- Latérit.
Fortschr. geol. paleontol., Berlin, 4, pp. 253-565.
- ILTIS A. (1973).- Le phytoplancton des mares natronées du Kanem (Tchad).
Thèse Univ. Paris VI, 300 p. multigr.
- JACKSON M.L. (1956).- Soil chemical analysis. Advanced course.
Publ. Univ. Madison, 894 p.
- JACKSON M.L. (1964).- Soil clay mineralogical analysis in soil clay mineralogy.
Edited by C.I. Rich and G.W. Kunze (Univ. of North Carolina Press).
- JACKSON M.L. (1969).- Soil chemical analysis.
Dept. of soil science, University of Madison (Wisconsin), 63706, 894 p.

- JACQUES-FELIX J.H. (1947).- La vie et la mort du lac Tchad.
S.T.A.T., Paris, Bull. agron., n° 3, 96 p.
- KIELEY P.V., JACKSON M.L. (1965).- Quartz, feldspar, and mica determination for soils by sodium pyrosulfate fusion.
Soil sci. soc. amer. proc., 29, pp. 159-163.
- KRAMER J.R. (1968).- Mineral-water equilibria in silicate weathering.
Intern. geol. congr., 23rd., Prague, 6, pp. 149-160.
- KRAUSKOPF K. (1967).- Introduction to geochemistry.
Mc Graw-Hill Book Co, New-York, 721 p.
- LELONG F. (1969).- Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide.
Thèse sc. Nancy. Sc. de la Terre, mém. n° 14, Nancy, 188 p.
- LEMOALLE J. (1973).- L'énergie lumineuse et l'activité photosynthétique du phytoplancton dans le lac Tchad.
Cah. ORSTOM, sér. hydrobiol., vol. VIII, n° 1, pp. 95-116.
- LEVEQUE Ch. (1972).- Mollusques benthiques du lac Tchad ; écologie, production et bilans énergétiques.
Thèse Univ. Paris VI. ORSTOM, Paris, 225 p. multigr.
- LEWIN I.C. (1961).- The dissolution of silica from diatoms wells.
Geochim. and cosmochim. acta, 21, pp. 182-198.
- LUND J. (1964).
Verh. internat. verein. limnol., 15, 37.
- MAGLIONE G. (1974).- Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné.
Thèse Univ. Paris VI. ORSTOM, Paris, 331 p. multigr.
- 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. acad. sc. Paris, t. 273, pp. 1673-1679.
- MAXWELL J.A. (1968).- Rocks and minerals analysis.
Interscience publ., New-York, 584 p.
- MESTRAND J.L. (1953).- Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000è. Notice explicative sur la feuille Bangassou-ouest.
Impr. nat., Paris, 27 p.

- MEYBECK M., CARBONNEL J.P. (1975).- Chemical transport by the Mekong river.
Nature, vol. 255, n° 5504, pp. 134-136.
- ODIN G.S. (1973).- Répartition, nature minéralogique et genèse des granules verts recueillis dans les sédiments marins actuels.
Sc. de La Terre, vol. 18, n° 1, pp. 79-94.
- ODIN G.S. (1976).- Les Glauconies - Origine, formation, âge.
Thèse Univ. Paris VI, 245 p.
- PEDRO G. (1964).- Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique de roches cristallines.
Ann. agron., vol. 15, pp. 85-191, 243-333, 339-456.
- PEDRO G. (1966).- Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles. (cycle alumino-silicique).
C.R. acad. sc., Paris, t. 282, pp. 1828-1831.
- PEDRO G. (1973).- La pédogenèse sous les tropiques humides et la dynamique du potassium.
10è Colloque Int. de la Potasse, Abidjan, 2-8 déc., pp. 176-201.
- PIAS J. (1963).- Les sols du moyen et bas Logone, du bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr-el-Ghazal.
Mém. ORSTOM, n° 2, 438 p.
- PIAS J. (1970).- Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent.
Mém. ORSTOM, n° 43, 407 p.
- PIRARD F. (1963).- Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. Rapport de fin de travaux 1960-1963. Essais d'esquisses hydrogéologiques.
B.R.G.M., Orléans.
- QUANTIN P. (1965).- Les sols de la République Centrafricaine.
Mém. ORSTOM, n° 16, 114 p.
- RIOU Ch. (1972).- Etude de l'évaporation en Afrique centrale (Tchad, R.C.A., Congo). Contribution à la connaissance des climats.
Thèse Univ. Paris VII. Mém. ORSTOM, n° 80, 237 p.
- RIQUIER J. (1963).- Formules d'évapotranspiration.
Cah. ORSTOM, sér. pédol., n° 4, pp. 33-50.

- ROBERT M., VENEAU G. (1971).- Sur une méthode rapide d'analyse totale des silicates par voie humide.
I.N.R.A., Versailles, 29 p.
- ROBIE R., WALDBAUM D.R. (1968).- Thermodynamic properties of minerals as related substances at 298°, 15 K (25, 0° C) and one atmosphere (1013 bars) pressure and higher temperatures.
U.S. Geol. Surv. Bull., 1259, 256 p.
- ROCHE M.A. (1968).- Première estimation des apports en sels au lac Tchad par le Chari.
Cah. ORSTOM, sér. hydrol., vol. V, n° 1, pp. 55-89.
- ROCHE M.A. (1969).- Evolution 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. ORSTOM, sér. hydrol., vol. VI, n° 1, pp. 35-78.
- ROCHE M.A. (1970).- Evaluation des pertes du lac Tchad par abandon superficiel et infiltrations marginales.
Cah. ORSTOM, sér. géol., vol. II, n° 1, pp. 67-80.
- ROCHE M.A. (1970).- Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam, Soro (Kanem).
Cah. ORSTOM, sér. hydrol., vol. VII, n° 3, pp. 89-116.
- ROCHE M.A. (1971).- Géographie et éléments numériques sur la surface et la bathymétrie du lac Tchad.
ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 7 p. multigr.
- ROCHE M.A. (1973).- Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad.
Thèse Univ. Paris VI. ORSTOM, Paris, 385 p. multigr.
- RODHE W. (1949).- The ionic composition of lake water.
Int. verein. limnol. proc., 10, pp. 377-386.
- ROQUES H. (1964).- Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes CO₂-H₂O-CO₃.
Ann. spéléol., vol. 19, n° 2, pp. 258-494.
- SEGALEN P. (1970).- Extraction du fer libre des sols à sesquioxydes par la méthode de De Endredy, par irradiation à l'ultraviolet de solutions oxaliques.
Cah. ORSTOM, sér. pédol., vol. VIII, n° 4, pp. 483-496.
- SCHNEIDER J.L. (1967).- Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique.
A.I.H.S., Symposium de Garda, Publ. n° 70, pp. 122-131.

- SCHNITZER M., SKINNER S. (1965).- Organo metallic interactions in soils.
4. Carboxyl and hydroxyl groups in organic matter and metal retention.
Soil sci., vol. 99, n° 4, pp. 278-284.
- SERVANT M., SERVANT S. (1970).- Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne.
Rev. géogr. phys. géol. dynam., 12, 1, pp. 63-76.
- SERVANT M. (1973).- Séquences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au cénozoïque supérieur.
Thèse Univ. Paris VI. ORSTOM, Paris, 348 p. *multigr.*
- SERVANT S. (1973).- Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pléistocène ancien du Tchad d'après l'étude des diatomées.
C.R. acad. sc. Paris, t. 276, pp. 2633-2636.
- SILLEN L.G. (1961).- The physical chemistry of sea-water.
Oceanography, American association for advancement of science publ., pp. 549-561.
- STUM W., MORGAN J. (1970).- Aquatic chemistry ; an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters.
Wiley Interscience, New-York, 583 p.
- TARDY Y. (1970).- Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some european and african cristalline massifs.
Chem. geol., 7, pp. 253-371.
- TARDY Y., TRESCASES J.J., FRITZ B. (1974).- Evaluation de l'enthalpie libre de formation de montmorillonites ferrifères.
C.R. acad. sc. Paris, sér. D, n° 13, pp. 1665-1668.
- TILHO J. (1910).- Documents scientifiques de la Mission Tilho (1906-1908).
Impr. nat., Paris, 3 vol.
- TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY P. (1969).- Monographie hydrologique du lac Tchad.
ORSTOM, Paris, 169 p. *multigr.*
- TURC (1968).- Evaporation dans les principaux grands lacs.
INRA, Versailles, 2 p. *multigr.*
- TRESCASES J.J. (1973).- L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasi-ques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie.
Thèse sc. nat. Strasbourg. Mém. ORSTOM, n° 78, 260 p.
- ZANKER A. (1971).- Ionic activity coefficients in water solutions calculated by means of monographs.
Water Research, vol. 6, pp. 191-195.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	3
SOMMAIRE	5
1. INTRODUCTION GENERALE	7
PREMIERE PARTIE :	
CARACTERISTIQUES GENERALES DU LAC EN SITUATION HYDROLOGIQUE MOYENNE	
2. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU LAC (Les caractéristiques morphologiques - Les milieux lacustres)	17
2.1. Introduction	18
2.2. Morphologie de la cuvette lacustre	20
2.2.1. Topographie des fonds	22
2.2.2. Modelé dunaire	25
2.3. Délimitation des différents milieux lacustres	26
2.3.1. Le lac "moyen" (cote 281,9)	26
2.3.2. Le "grand" lac (cote 283)	29
2.3.3. Les "petits" lacs (cote < 279)	31
2.4. Conclusion	34
3. GRANDS TRAITES DE L'HYDROLOGIE LACUSTRE	35
3.A. HYDROLOGIE GLOBALE (Equilibre dynamique moyen du lac)	35
3.1. Introduction	35
3.2. Régime des apports	36
3.2.1. Les apports fluviatiles	37
3.2.2. Les apports météoriques	40
3.2.3. Les apports totaux	41
3.3. Régime moyen des pertes	42
3.3.1. Pertes par évaporation	42
3.3.2. Pertes par infiltration	45
3.3.3. Pertes totales	47
3.4. Caractéristiques hydriques générales du lac	48
3.5. Conclusions : Equilibre hydrique moyen du lac	51
3.B. HYDROLOGIE REGIONALE (Bilans hydriques et circulation des eaux)	53
3.6. Introduction	53
3.7. Equilibres hydriques moyens des cuvettes sud et nord	54
3.7.1. Régime moyen des apports et des pertes des deux cuvettes	54
3.7.2. Caractéristiques hydriques moyennes des deux cuvettes et leurs équilibres hydriques moyens	60

3.8. Eléments complémentaires concernant les équilibres hydriques moyens des parties est et ouest de la cuvette nord	62
3.9. Circulation générale des eaux	64
3.9.1. Introduction	64
3.9.2. Méthode d'étude	65
3.9.2.1. Relation entre la concentration des eaux en sodium et leur temps de séjour dans le lac	66
3.9.2.2. Application et limite de la méthode	68
3.9.3. Interprétation de la distribution spatio-temporelle de la concentration en sodium des eaux en terme de déplacements d'eau lors d'un cycle annuel	70
3.9.4. Conclusion	83
4. ETUDE HYDROCHIMIQUE (Les caractéristiques chimiques des eaux du lac)	85
4.A. HYDROCHIMIE GLOBALE (Equilibre dynamique moyen du lac en sels dissous)	85
4.1. Introduction	85
4.2. Régime moyen des apports dissous fluviatiles	87
4.2.1. Apports dissous du Chari inférieur	87
4.2.2. Apports en sels dissous de l'El Beïd	96
4.2.3. Apports dissous totaux	97
4.3. Régime moyen des pertes en sels dissous	97
4.4. Caractéristiques hydrochimique du lac	99
4.5. Présentation des équilibres hydrochimiques moyens	102
4.B. HYDROCHIMIE REGIONALE (Bilans et caractéristiques hydrochimiques)	107
4.6. Introduction	107
4.7. Equilibres dynamiques moyens des sels dissous dans les cuvettes sud et nord	108
4.7.1. Cas du sodium	109
4.7.2. Cas du calcium	110
4.7.3. Cas du magnésium	112
4.7.4. Cas du potassium	113
4.7.5. Cas des bicarbonates	114
4.7.6. Cas de la silice dissoute	115
4.7.7. Conclusion	117
4.8. Equilibres dynamiques moyens des sels dissous dans les parties est et ouest de la cuvette nord	119
4.9. Caractéristiques hydrochimiques moyennes des grandes régions naturelles	124
4.9.1. Présentation de la méthode d'étude	124
4.9.2. Les résultats et leur analyse	128
4.9.3. Conclusions	146
5. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE (Répartition des apports solides fluviatiles et évolution géochimique dans les sédiments)	153
5.1. Introduction	153
5.2. Régime moyen actuel des apports solides des fleuves au lac	154

5.2.1. Régime moyen des apports globaux	154
5.2.1.1. Charges solides	155
5.2.1.2. Transports solides	158
5.2.2. Régime moyen des apports des principales espèces minéralogiques	160
5.2.2.1. Composition minéralogique des suspensions solides	160
5.2.2.2. Les transports spécifiques	169
5.3. Caractéristiques sédimentologiques des fonds lacustres	171
5.3.1. Les matériaux à faciès argilo-vaseux	172
5.3.2. Les matériaux à faciès sableux	175
5.3.3. Les matériaux à faciès granulaire (pseudo-sable)	175
5.3.4. Les matériaux à faciès calcaire	179
5.4. Caractéristiques minéralogiques des fonds lacustres	180
5.4.1. Méthodes de détermination des composants minéralogiques	180
5.4.2. Distribution géographique des composants - Composition minéralogique des sédiments	184
5.4.3. Etude et caractérisation minéralogique des smectites	185
5.4.3.1. La smectite des sédiments à granules. Problème de la phylogénèse des granules	193
5.4.3.2. La smectite des sédiments argilo-vaseux de la zone médiane du lac	200
5.4.3.3. La smectite des sédiments argilo-vaseux du lac	201
5.5. Conclusion : Modifications minéralogiques au sein du lac	202
5.5.1. Comparaison entre les compositions minéralogiques moyennes des suspensions fluviales et des sédiments lacustres	202
5.5.2. Essai de caractérisation géochimique des smectites de néoformation	205
5.5.2.1. Smectite néoformée des pseudo-sables	205
5.5.2.2. Smectite néoformée de la zone médiane du lac	206
5.5.2.3. Smectite néoformée dans le nord du lac	206
5.5.2.4. Conclusion : comparaison des divers types de smectites	207

DEUXIEME PARTIE :

ANALYSE DES PROCESSUS MAJEURS DE LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE

6. CONTRIBUTION DE LA REGULATION HYDRIQUE A LA REGULATION HYDROCHIMIQUE	215
7. CONTRIBUTION DES PROCESSUS GEOCHIMIQUES A LA REGULATION HYDROGEO-CHIMIQUE	219
7.1. Contribution du système H ₂ O-CO ₂ -CaO à la régulation hydro-géochimique	219
7.1.1. Echanges CO ₂ dissous - CO ₂ atmosphérique	220
7.1.2. La précipitation de la calcite dans le lac Tchad et le problème de sa délimitation actuelle	231
7.1.2.1. Le processus de la précipitation et la référence thermodynamique	231

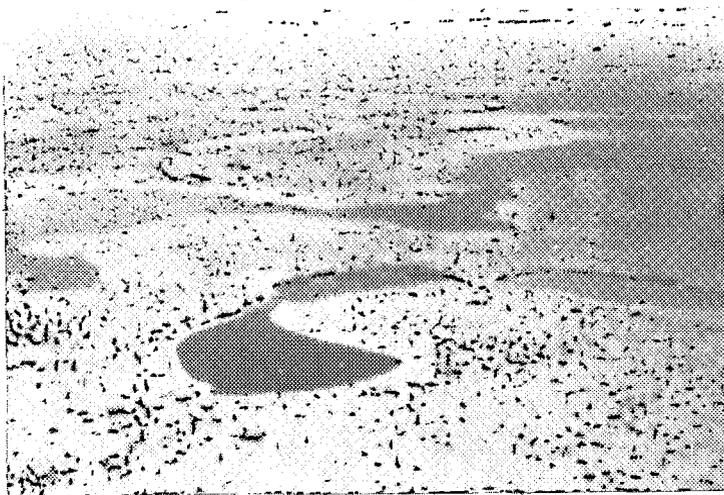
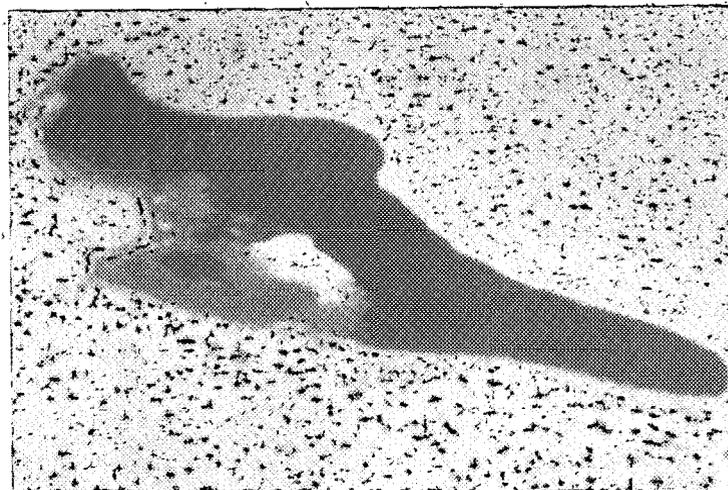
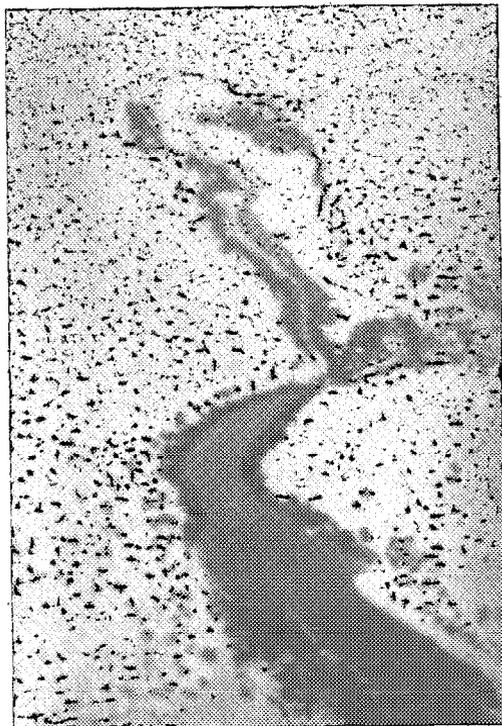
7.1.2.2. Délimitation géographique de la précipitation	250
7.1.3. Conséquences des échanges CO_2 dissous - CO_2 atmosphérique sur la distribution des espèces carbonatées dissoutes	250
7.1.4. Conclusion	258
7.2. Contribution du système $\text{H}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{CaO}-\text{MgO}$ à la régulation hydrogéochimique de la zone pérideltaïque : néoformation de la nontronite	259
7.2.1. Réaction de formation de la nontronite. Modifications hydrogéochimiques engendrées	259
7.2.2. Considérations sur les conditions de néoformation : Composition des eaux interstitielles	260
7.3. Contribution du système $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{CaO}$ à la régulation hydrogéochimique de la zone médiane du lac : néoformation de montmorillonite ferrifère	261
7.3.1. La réaction de néoformation et les modifications hydrogéochimiques engendrées	262
7.3.2. Considérations sur les conditions de néoformation : Composition des eaux interstitielles	263
7.4. Contribution du système $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{CaO}$ à la régulation hydrogéochimique de la zone nord du lac : néoformation de la montmorillonite magnésienne	264
7.4.1. La réaction de formation et les modifications hydrogéochimiques engendrées	264
7.4.2. Considérations sur les conditions de néoformation : Composition des eaux interstitielles	265
7.5. Vue d'ensemble sur les relations d'équilibre entre les smectites néoformées	265
7.5.1. Relation d'équilibre nontronite-montmorillonite ferrifère - solutions. Evaluation de la constante d'équilibre <i>in situ</i>	267
7.5.2. Relation d'équilibre montmorillonite ferrifère-montmorillonite magnésienne - solutions. La constante d'équilibre <i>in situ</i>	270
8. CONTRIBUTION DES PROCESSUS BIOCHIMIQUES A LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE	273
8.1. Introduction	273
8.2. Influence des mollusques benthiques	274
8.3. Influence des macrophytes supérieurs	277
8.3.1. Composition minérale des macrophytes	277
8.3.2. Biomasses des macrophytes et quantités de sels dissous retenus	278
8.4. Influence des diatomées	281
TROISIEME PARTIE :	
ESSAI D'INTERPRETATION DU FONCTIONNEMENT GENERAL DU LAC	
9. INTERVENTION DES DIFFERENTS PROCESSUS REGULATEURS AU COURS DES PERIODES RECENTE ET ACTUELLE	287
9.1. Introduction	287

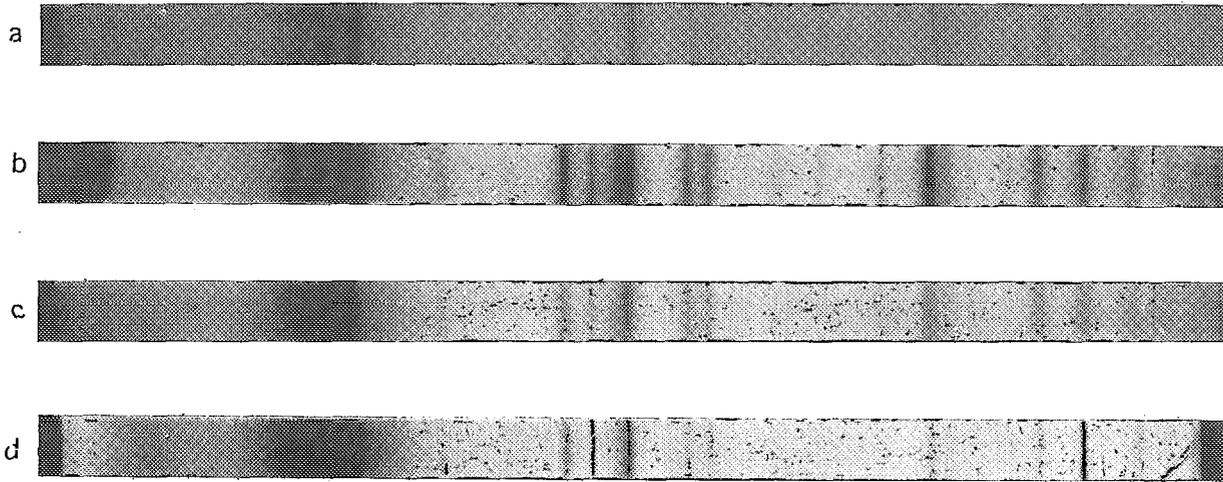
9.2. Intervention des processus régulateurs au cours de la période récente	288
9.2.1. Aspects de la régulation sédimentologique (évaluation des transferts moyens annuels en phase solide)	288
9.2.2. Aspects de la régulation hydrochimique (évaluation des transferts moyens annuels en phase dissoute)	293
9.2.2.1. Les sédimentations chimiques globales	294
9.2.2.2. Les sédimentations chimiques spécifiques	295
9.2.2.3. Conséquences des sédimentations chimiques sur l'hydrochimie du lac	300
9.2.3. Conclusions sur les grands traits de la régulation hydrogéochimique	302
9.3. Intervention des processus régulateurs au cours de la période actuelle	302
9.3.1. Etude du milieu en période d'équilibre : indications sur l'intervention actuelle des divers processus régulateurs d'après l'analyse des transferts récents et actuels en sels dissous	305
9.3.1.1. Comparaison des transferts biochimiques	306
9.3.1.2. Comparaison des transferts géochimiques	306
9.3.2. Le milieu en phase de décrue : indications sur l'intervention des processus régulateurs d'après l'analyse de l'évolution des transferts en sels dissous. Conséquences hydrochimiques	310
9.3.2.1. Indications sur l'intervention des processus régulateurs d'après l'évolution des stocks et l'analyse des transferts en sels dissous	310
9.3.2.2. Conséquences hydrochimiques des modifications de transferts en sels dissous : évolution de la composition chimique des eaux lors d'une phase de décrue	319
9.3.3. Le milieu en phase de crue : indications sur l'intervention des processus régulateurs d'après l'analyse de l'évolution des transferts en sels dissous : conséquences hydrochimiques	323
9.3.3.1. Indications sur l'intervention des processus régulateurs d'après l'analyse de l'évolution des transferts en sels dissous	323
9.3.3.2. Conséquences hydrochimiques de l'évolution des transferts des sels dissous : évolution de la composition chimique des eaux en phase de crue	325
10. CONCLUSION : ESQUISSE DE LA REGULATION HYDROGEOCHIMIQUE DU LAC EN FONCTION DES FLUCTUATIONS INTERANNUELLES DU PLAN D'EAU	329
10.1. La régulation hydrique	329
10.2. La régulation hydrochimique	331
10.2.1. Mode de régulation au niveau moyen de l'époque actuelle	331
10.2.2. Evolution du mode de régulation en fonction du niveau moyen du plan d'eau	333
10.2.3. Mode de régulation réel et ses variations	334
10.3. La régulation sédimentologique	337
10.4. Conclusions générales	339

ANNEXES

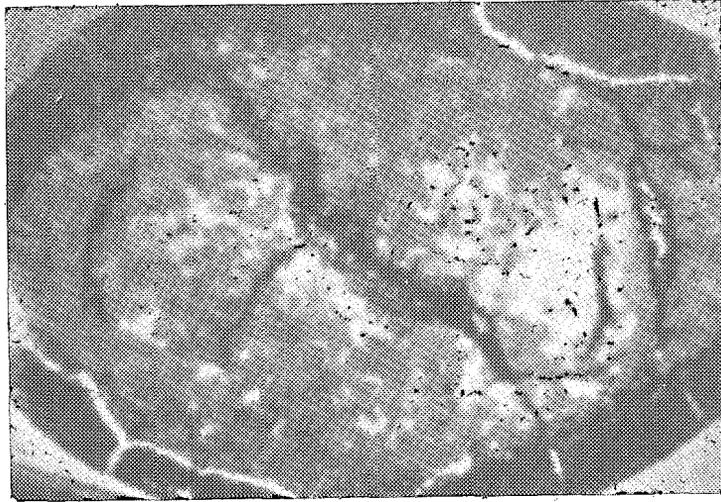
I. METHODES D'ANALYSES	345
I.1. Analyses chimiques des eaux	345
I.2. Analyses chimiques totales des sédiments	345
I.3. Analyses minéralogiques	346
II. ACQUISITION DES SUBSTANCES DISSOUTES ET PARTICULAIRES DES EAUX DU CHARI	347
II.1. Présentation générale du problème	347
II.2. Localisation des zones d'altération géochimique et d'ablation mécanique	349
II.2.1. Contribution hydrique des sous bassins versants	349
II.2.2. Contribution hydrochimique des sous bassins versants	351
II.2.3. Contribution des sous bassins versants aux transports solides au lac	356
II.2.4. Conclusion sur les transferts de matière dans le bassin versant du lac Tchad	358
II.3. Etude sur le mode d'acquisition de la charge en sels dissous dans les fleuves	360
II.3.1. Nature des matériaux soumis à l'altération	360
II.3.2. Détermination du type d'altération géochimique actuel	362
II.3.3. Considération sur la genèse de la salure des eaux fluviales	366
II.4. Mode d'acquisition de la charge solide	368
II.5. Conclusion	
III. DONNEES HYDROCHIMIQUES	371
BIBLIOGRAPHIE	405
TABLE DES MATIERES	413
PLANCHE DE PHOTOGRAPHIES (hors texte)	

Mares de bordures de la côte septentrionale du lac Tchad en cours d'assèchement

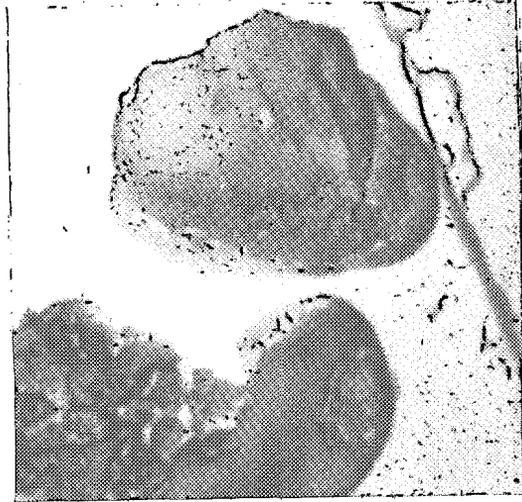




Diagrammes de diffractions de rayons X sur une poudre de goëthite de Mexico (a) prise en référence, sur les granules noirs de G4n(b), sur les granules de G3(c) et sur les granules de G8j(d)



Coupe d'un granule noir de G4n : structure oolithique (ph. C. CHEVERRY)



Vue d'ensemble sur deux granules de G8j

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM (séries périodiques)

- **biologie**: études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale: agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie**: systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie**: pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogénèse continentale - métallogénèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie**: études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie**: hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie**: physico-chimie, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie**: problèmes soulevés par l'étude des sols: morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- **sciences humaines**: études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM: consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (82 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES: depuis 1959, deux séries sont consacrées: l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE: collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (19 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES: mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (27 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM: cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (48 titres parus).

Les études en matière de géophysique (gravimétrie, sismologie, magnétisme...) sont publiées, ainsi que certaines données (magnétisme) dans des séries spéciales: **GÉOPHYSIQUE** et **OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES**.

L'HOMME D'OUTRE-MER: cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault) (10 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES**, accompagnées de **NOTICES**, sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle; ancienne dénomination jusqu'en 1970: Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXIII^e année).

O.R.S.T.O.M.

Direction générale :

24, rue Bayard, 75008 PARIS

Services Scientifiques Centraux :

70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

IMP. S. S. C. Bondy
O.R.S.T.O.M. Éditeur

Dépôt légal : 4^e trim. 1976
I.S.B.N. : 2-7099-0430-6