

mhg 219

EVOLUTION GÉOCHIMIQUE D'UN MILIEU CONFINÉ : LE LAC RETBA (CAP VERT). SÉNÉGAL

par J.M. GARNIER *

RESUME. -- Le lac Retba est situé dans la Presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). Il correspond à la fermeture d'une ancienne lagune de 15 km². En mars 1976 sa surface n'était plus que de 4,2 km² et sa cote de -3,50 m. Ses eaux marines fortement concentrées en font un modèle actuel de sédimentation évaporitique. Les mesures périodiques sur 3 années de la hauteur d'eau, de la concentration ionique et isotopique ($\delta^{18}O$) permettent d'expliquer son dynamisme et son évolution.

Mots-clés : Saumures, Sédimentation lacustre, Evaporites, Gypse, Oxygène 18, Sénégal.

ABSTRACT. -- *Geochemical evolution of a close basin : the Retba lake (Cap-Vert), Senegal :* Retba lake is located in Cap-Vert peninsula (Senegal). It was formed by the closing of a laguna extended on 15 km². In March 1976 it was reduced at 4.2 km² and its water level was -3.50 m. The lake, with the high salinity of its water, represents a recent pattern of evaporitic sedimentation. Data collected three years ago, from water level, ionic and isotopic concentration ($\delta^{18}O$), can account for the mechanisms of its evolution.

Key-words : Brines, Lake sedimentation, Evaporites, Gypsum, Oxygen 18, Senegal.

INTRODUCTION

L'examen des milieux de sédimentation actuelle apporte des renseignements sur les conditions de mise en place de formations anciennes. Ainsi la genèse de certains dépôts de gypse s'explique par la précipitation de cristaux en milieu lacustre confiné sous l'action de l'évaporation. Le régime climatique sahélien, exprimé par un fort déficit hydrique (E.T.R. > précipitations), et par une distribution des précipitations sur une courte période, favorise et entretient l'existence de milieux confinés. La vague de sécheresse que subit cette région depuis 1970 a déterminé les conditions optimales pour atteindre la saturation et la précipitation. Le lac Retba représente un de ces milieux où la précipitation est possible et effective. Cependant il faut se garder d'une généralisation hâtive pour l'interprétation de séries anciennes.

I. — ENVIRONNEMENT PHYSIQUE

A. — CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE.

Le relief de la région résulte de l'érosion (ou de l'aggradation) quaternaire sur des formations quaternaires. Cependant les formations antérieures jouent un grand rôle sur l'hydrodynamisme du bassin.

Les formations anciennes correspondent à celles du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien. La série secondaire-tertiaire est très épaisse (6 000 m) et discordante sur le Primaire. Dans la presqu'île du Cap-Vert la série est fracturée (fig. 1). Seules les formations du Paléogène nous intéressent et, en particulier, l'Éocène inférieur argileux et marneux qui forme le substratum imperméable du bassin versant. A l'Est du bassin ces formations sont subaffleurantes et se retrouvent à -50 m au niveau du littoral (C.G.G., 1970).

* O.R.S.T.O.M., BP 1386, Dakar (Sénégal).



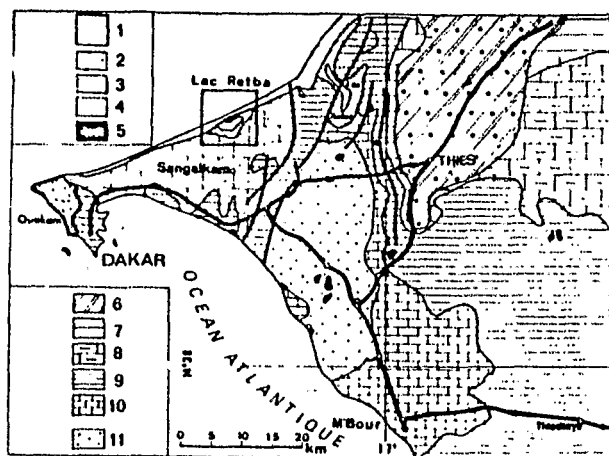


FIGURE 1

Carte Géologique de situation.

Extrait de la carte géologique du Sénégal (B.R.G.M.) au 1/500 000.

- 1 : Zone en cours d'étude par l'O.R.S.T.O.M.; 2 : Dunes littorales et dunes semi fixées (Quaternaire récent); 3 : Dépôts lagunaires (Nouakchottien); 4 : Dunes rouges fixées (Ogolién); 5 : Produits volcaniques (Tertiaire et Quaternaire); 6 : Sables du Continental terminal (Eocène moyen à Mio-Pliocène); 7 : Calcaires à nummulites (Eocène moyen); 8 : Marnes, calcaires (Eocène inférieur); 9 : Argiles et marnes papyracées (Eocène inférieur); 10 : Calcaires, grès (Paléocène); 11 : Sables, grès, argiles (Maestrichtien).

Sketch Geological map.

Part of the geological map of Senegal (B.R.G.M.).

- 1 : Area studied by the ORSTOM; 2 : Coastal sand dunes and half fixed sand dunes (Recent Quaternary); 3 : Lagoon deposits (Nouakchottian); 4 : Red fixed sand dunes (Ogolian); 5 : Volcanic rocks (Tertiary and Quaternary); 6 : Continental terminal sands (Middle Eocene to Mio-Pliocene); 7 : Nummulite limestones (Middle Eocene); 8 : Marls, limestones (Lower-Eocene); 9 : Clays and papery marls (Lower Eocene); 10 : Limestones, sandstones (Paleocene); 11 : Sands, sandstones, clays (Maestrichtian).

Les formations quaternaires sont pratiquement les seules qui affleurent. Au maximum de la glaciation Würm la régression du niveau marin atteint -100 m. Durant cet épisode désertique (Ogolién, -20 000 ans B.P.) s'édifient de puissants cordons dunaires (SW-NE) (fig. 2) qui ont subi une évolution pédologique conduisant à une rubéfaction par ferruginisation. La mer remonte progressivement pendant que le climat devient plus humide. Au maximum de la transgression (Nouakchottien, -5 000 ans B.P.) la mer envahit de nombreuses dépressions interdunaires. La faune qui l'accompagne occupe les golfes et prolifère (*Arca senilis*, *Disonia isocordia*...). L'accumulation de coquilles forme des plages (fig. 2) (P. Elouard et al., 1975). Le retrait de la mer, jusqu'à une côte voisine de celle d'aujourd'hui, est accompagné d'une dérive littorale importante qui érige des cordons coquil-

liers et un cordon dunaire qui bouche l'entrée de la lagune. Le bassin ainsi formé devient endoréique.

A l'affleurement, sur la bordure SW du lac, les dunes récentes reposent localement sur un niveau argileux (montmorillonite) qui crée une zone de sources et de vasques au-dessus de la cote du lac. Ce niveau imperméable n'est pas circonscrit mais son extension sous le massif dunaire est probablement faible comme l'attestent des sondages dans les mêmes formations quelques kilomètres au SW (J. Debuisson, 1965). Notons que ces argiles sont salifères et contiennent des cristaux de gypse en prismes monocliniques automorphes. Le fond du lac, dans sa partie centrale, est constitué d'une couche vaseuse organique qui repose sur les formations nouakchottiennes (sables et coquilles). Ces dernières constituent le substratum du lac en continuité latérale avec la vase. Au-dessus de cette vase et dans la zone la plus profonde on observe une croûte de gypse de 1 cm d'épaisseur.

Plusieurs profils (fig. 4a) ont permis de définir la géométrie du lac qui est dissymétrique mais régu-

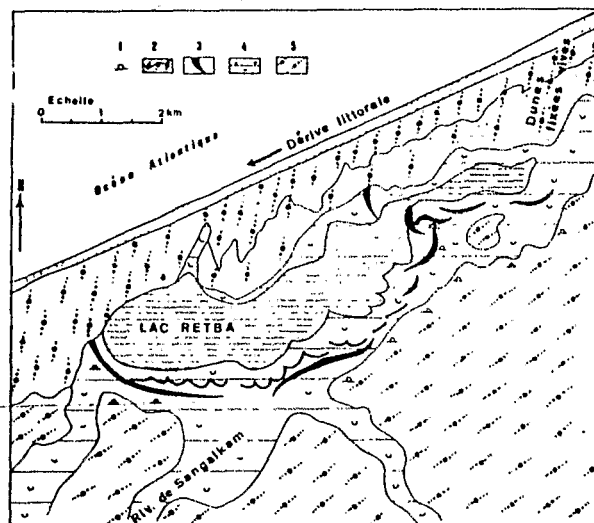


FIGURE 2

Carte géomorphologique du lac Retba (d'après P. Elouard et al., 1975).

- 1 : Kjökkenmödding; 2 : Cordon littoral sableux discontinu et cordon dunaire littoral (< 3 000 ans - actuel); 3 : Cordons littoraux coquilliers du lac Retba (< 3 000 - 680 B.P.); 4 : Transgression nouakchottienne (5 000 ans B.P.); 5 : Dunes intérieures continentales (≈ 20 000 ans B.P.).

Geomorphological map of Retba lake (after P. Elouard and al., 1975).

- 1 : Kjökkenmödding; 2 : Discontinuous sandy offshore bar and sand dunes offshore bar (< 3,000 years to actual); 3 : Shell offshore bar of the Retba lake (< 3,000 to 680 B.P.); 4 : Nouakchottian transgression (5,000 years B.P.); 5 : Internal continental sand dunes (≈ 20,000 years B.P.).

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

lière. Ainsi les volumes peuvent être corrélés avec les variations du niveau. Les fluctuations du niveau qui sont suivies depuis 1974 par une échelle limnimétrique et plus précisément par un limnigraphe depuis 1976 ne sont pas étroitement dépendantes des données climatiques.

B. — LES DONNÉES CLIMATIQUES.

Elles représentent l'un des facteurs dominants de l'évolution des milieux confinés. La proximité du littoral modifie nettement les caractères sahéliens du régime climatique. Les données utilisées sont recueillies à la station de Sangalkam (située à 4 km du lac). Les valeurs relevées ne peuvent par fournir

de résultats statistiques car la station ne fonctionne que depuis 1975. Les moyennes sont celles de la station de Thiès (tableau I) et correspondent à la période 1951-1960. On notera pour ces deux stations un écart important entre les humidités relatives minimales qui se retrouve au niveau de l'évaporation mesurée à l'évaporomètre Piche. La différence de ces deux valeurs est à rattacher à la proximité du littoral à Sangalkam. Le calcul de P.E.T.P. à Sangalkam, 1 370 mm selon C. Riou (1972), souligne le déficit du bilan hydrique.

A côté des appareils normalisés de la station de Sangalkam on a installé un bac Colorado contenant de l'eau du lac maintenue à une concentration constante de 300 g/l. Le tableau II reprend les valeurs des variations du plan d'eau relevées à

TABLEAU I
Données climatiques.

Moyenne annuelle	Thiès (1)	Sangalkam 1976 (2)
T°C	25,7	23,7
Insolation (h et 1/10/j)	8,9	
Humidité minimale (%)	42	55,7
Humidité maximale (%)	91	89,6
Évaporation Piche (mm)	1535	1066
Évaporation Bac (mm)		1832
Précipitations (mm)	660,1 (43 ans)	268,7
Précipitations 1975	578,3	701,8

(1) J. Lérique (1977); (2) A. Cornet (1977)

l'échelle et celles des deux bacs. On peut en tirer les conclusions suivantes :

— Le bac en eau douce évapore plus que le bac à saumure avec un rapport moyen de 1,46 relativement constant. L'écart entre les deux bacs résulte de la présence de sels dissous qui diminuent l'activité de l'eau ce qui abaisse la tension de vapeur.

— Le lac, en apparence, évapore moins que le bac à saumure mais le rapport des hauteurs d'eau évaporée dans le bac et dans le lac (Bac/échelle) décroît avec l'avancement de la saison sèche. Cette évolution est inverse de celle qui est attendue car :

• la concentration en sels du lac croît tandis que celle du bac reste constante ce qui devrait diminuer le taux d'évaporation sur le lac par rapport à celui du bac :

TABLEAU II
Évaporation bacs et lac.

Mois	Echelle Lac mm	Bac 1 eau douce mm	Bac 2 à saumures mm	Rapport	
				Bac 1 Bac 2	Bac 2 Echelle
11/76	60	145	99	1.46	1.65
12	30	112,5	77	1.56	2.40
1/77	40	115,5	77	1.50	1.93
2	50	128	93	1.38	1.86
3	70	162	114,5	1.42	1.64
4	75	176	121,5	1.45	1.62
5	80	176	121,5	1.45	1.52
6	80	169,2	111,2	1.52	1.39

• la surface du lac diminue de façon continue (le profil étant régulier) donc théoriquement la vitesse d'évaporation à l'échelle devrait diminuer.

Dans ces conditions il faut envisager deux types de processus que nous développerons plus loin : soit le lac a des pertes par son substratum, soit les apports d'eau par la nappe diminuent avec la saison sèche, cela impliquant que les hauteurs d'évaporation mesurée à l'échelle ne représentent pas toute l'eau évaporée.

II. — MILIEU CHIMIQUE

A. — CHIMISME DES EAUX.

a) Les eaux du lac qui résultent de la fermeture d'une lagune ont une composition chimique d'eau de mer concentrée (jusqu'à 8 à 9 fois en fin de saison sèche). Elles présentent un déficit en bicarbonate de calcium qui s'explique — à partir de la sursaturation vis-à-vis de la calcite — par une précipitation de carbonate de calcium et de magnésium. La concentration ionique des eaux a été observée régulièrement depuis 1974. Le tableau III reprend quelques-unes des analyses effectuées. Les plus faibles concentrations mesurées correspondent à la crue de 1975 (86 g/l) et les plus fortes à celles de l'étiage 1975 (297 g/l).

b) Les eaux de la nappe ont une minéralisation variable, bicarbonatée calcique à chlorurée sodique. Les eaux sont d'autant plus concentrées que l'on

se rapproche du lac ou de son ancienne extension (fig. 3) mais les teneurs en sels des eaux souterraines restent toujours en dessous des concentrations les plus faibles du lac. On assiste donc, par des apports d'eaux plus douces dans le lac, au dessalement de l'aquifère chargé en sels lors des périodes de hautes eaux du lac et lors de la mise en place des sédiments nouakchottiens. Signalons

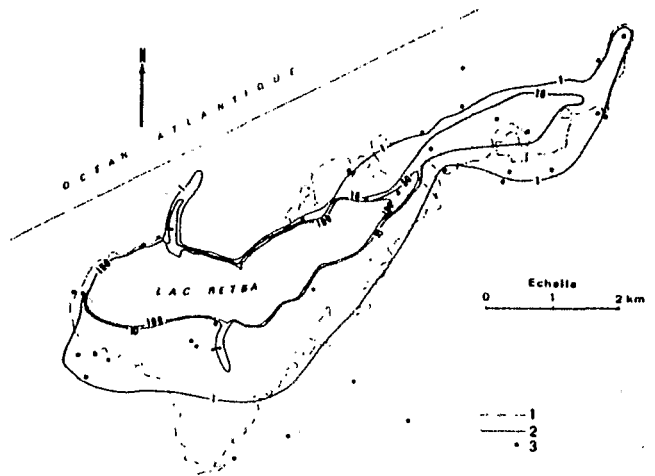


FIGURE 3

Isoconductivité des eaux de la nappe phréatique.

1 : Rivage du lac lors de la fermeture de la lagune originelle; 2 : Conductivité en m.mhos cm⁻¹; 3 : Points de prélèvement.

Isoconductivity of the water from shallow ground water.

1 : Shore of the original lagoon; 2 : Conductivity in m.mhos cm⁻¹; 3 : Sampling sites.

TABLEAU III

Variation de la composition chimique des eaux de la nappe et des eaux du lac dans le temps.

N°	Date	°C	Cond mmhos cm ⁻¹	Densité	pH	Eh mV.	Concentration en meq/l							SiO ₂ mg/l	g/l	Log IAP KT Gypsc	Log IAP KT Calcite	δ ¹⁸ O SMOW
							Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻					
1	28/05/74	28	0,8	1,000	8,0		5,0	1,1	2,9	0,1	3,1	1,3	5,0		0,6	-1,54	+0,92	
2	16/12/76	23	1,65	1,000	3,7		4,2	4,0	6,7	0,5	7,5	9,0	0,0	1,0	-0,92			
3	16/12/76	21	21,6	1,010	8,2		6,6	30,2	170,0	7,2	180,0	34,3	6,2	13,1	-0,80	+0,72	-3,06	
4	16/12/76	21	110,7	1,080	7,8		24,0	290,0	1100,0	38,0	1300,0	94,3	3,7	81,6	-0,62	+0,36		
5	02/03/77		127,0	1,100	7,5		38,0	452,0	2000,0	67,5	2450,0	197,0	4,9	18,5	-0,36	+0,40		
6	02/03/77		133,8	1,160	7,6		35,2	804,0	3400,0	105,0	4000,0	300,0	5,0	3,25	249,0	-0,43	+0,34	
7	15/10/74			1,140	7,3		27,2	693,0	3020,0	61,0	3550,0	272,0	6,6		220,0	-0,53	+0,13	+0,44
8	25/06/75		180,0	1,200	7,3		28,0	960,0	4040,0	80,0	4825,0	368,0	7,0		297,0	-0,49	+0,42	
9	14/10/75		111,0	1,060	7,4		18,5	290,0	1145,0	24,0	1400,0	105,0	3,4		86,0	-0,68	-0,08	-0,52
10	18/03/76	23	122,0	1,120	7,5	+250	45	577,0	2180,0	70,0	2625,0	228,0	5,0	5,0	165,0	-0,27	+0,41	+2,29
11	18/03/76	33	128,0	1,170	7,3	-100	42,5	850,0	3280,0	100,0	3920,0	308,0	7,8	8,0	244,0	-0,29	+0,40	+2,03
12	19/06/76	30		1,150	7,3	+210	52	820,0	2700,0	24,0	3625,0	290,0	5,5		217,0	-0,15	+0,34	
13	03/02/77	23	134,0	1,160	7,7	+250	53	850,0	2920,0	88,0	3700,0	303,0	5,1		228,0	-1,18	-0,41	
14	03/02/77	21	134,0	1,160	7,7	+250	53	830,0	2800,0	100,0	3600,0	306,0	5,1		221,0	-0,18	+0,56	
15	25			1,030	8,2	+400	20,7	107,0	470,0	9,9	548,7	56,7	2,3	4,3	35,0	-0,68	+0,90	

1, 2, 3, 4 : Eau de la nappe ; 5, 6 : Eau de la nappe sous le lac et eau du lac 7,8,9 : Crue 1974, étiage 1975, crue 1975 ; 10, 11 : Eau de surface et eau du fond ; 12 : Eau du fond ; 13, 14 : Eau du fond et eau de surface ; 15 : Eau de mer (chemical oceanography AP 1965 salinity 35 ‰).

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

pendant que les eaux recueillies correspondent aux eaux de la tranche supérieure de la nappe et il est hautement probable que les eaux de profondeur sont plus minéralisées.

Les échantillons d'eau de ressuyage des sables nouakchottiens, pris à 60 cm sous le plan d'eau du lac (20 m du bord), ont une concentration plus faible que les eaux de ce dernier au même endroit (tableau III). Cette constatation est très importante et montre qu'au moins localement la circulation des eaux sous le lac se fait de la nappe vers le lac et que la diffusion des sels semble limitée.

c) Les eaux du fond du lac n'ont été recueillies qu'à partir de mars 1976. En mars 1976 on notait une stratification par densité très importante (163 g/l en surface, 245 g/l au fond). La température passait de 23 °C en surface à 35 °C en pro-

fondeur (fig. 4c). Les mesures de Eh définissaient une zone réductrice (avec des potentiels de -100 m. volt) localisée dans l'espace (fig. 5d). Des bactéries sulfato-réductrices, dont une souche a été isolée, sont la cause de la production de H₂S. Elles utilisent la croûte de gypse, qui d'ailleurs occupe la même zone. Au-dessus de la zone réductrice les eaux de surfaces présentent des potentiels d'oxydo-réduction positifs (fig. 5c) mais plus faibles que ceux de l'extérieur, ce qui montre que l'oxydation des sulfures n'est pas complète. Les valeurs de pH (fig. 5a et b) des eaux du fond sont plus acides que celles de la surface. Ainsi dans les conditions de pH-Eh mesurées, la solution correspond au domaine de stabilité du sulfate (R.M. Garrels et C.L. Christ, 1967) c'est pourquoi l'H₂S produit par les bactéries disparaît vers la surface. Partout où il n'y a pas de gypse précipité la vase du fond

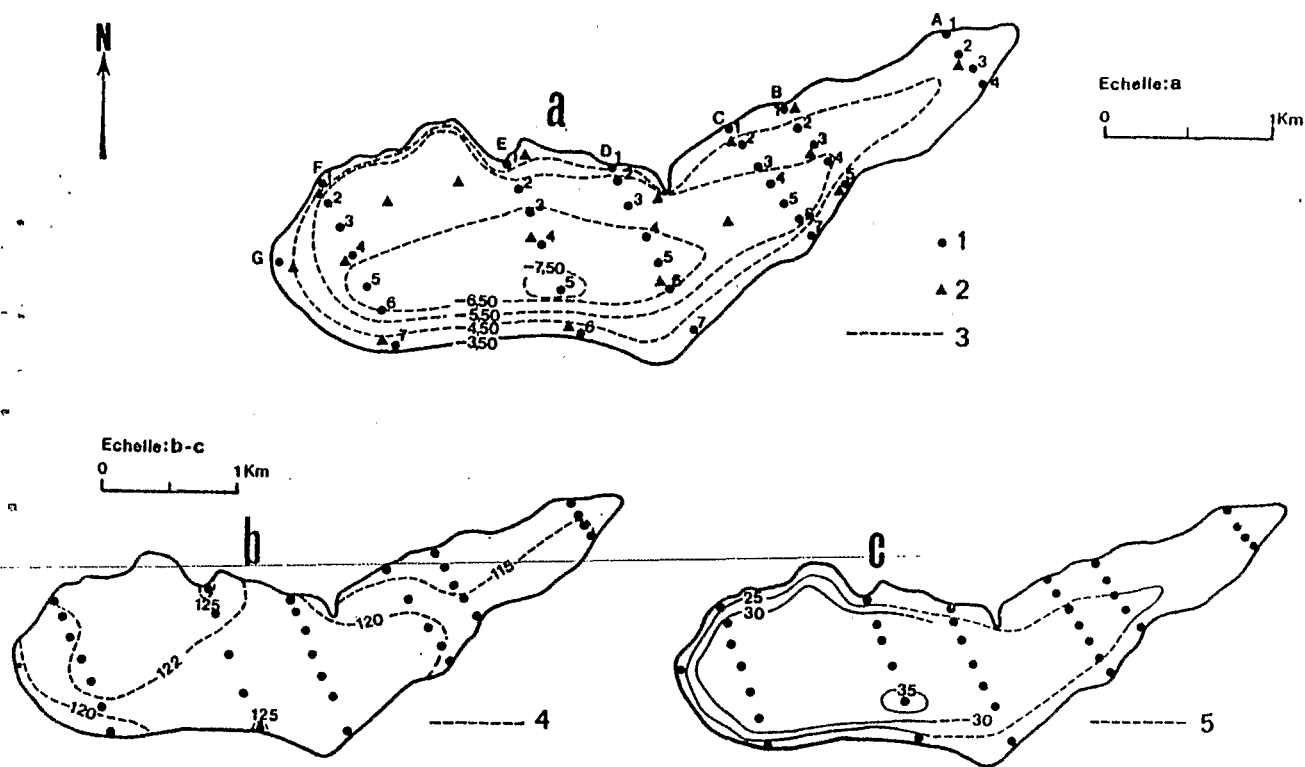


FIGURE 4

Caractéristiques physiques des eaux du lac Retba (mars 1976).

a) Isobathes et points de prélèvements.

1 : Points de prélèvements d'eau (fond); 2 : Points de prélèvements de sédiments (dragage); 3 : Cote (m).

b) Isoconductivité des eaux de surface, 4 : m.mhos cm⁻¹.

c) Isothermes des eaux du fond, 5 : °C.

Physical data of the water from Retba lake (March 1976).

a) *Isobath and sampling stations.*

1 : *Water slamping stations (bottom); 2 : Sediment slamping stations (dredging); 3 : Relative elevation (sea level) (m).*

b) *Isoconductivity of the superficial water, 4 : m.mhos cm⁻¹.*

c) *Isotherm of the bottom water, 5 : °C.*

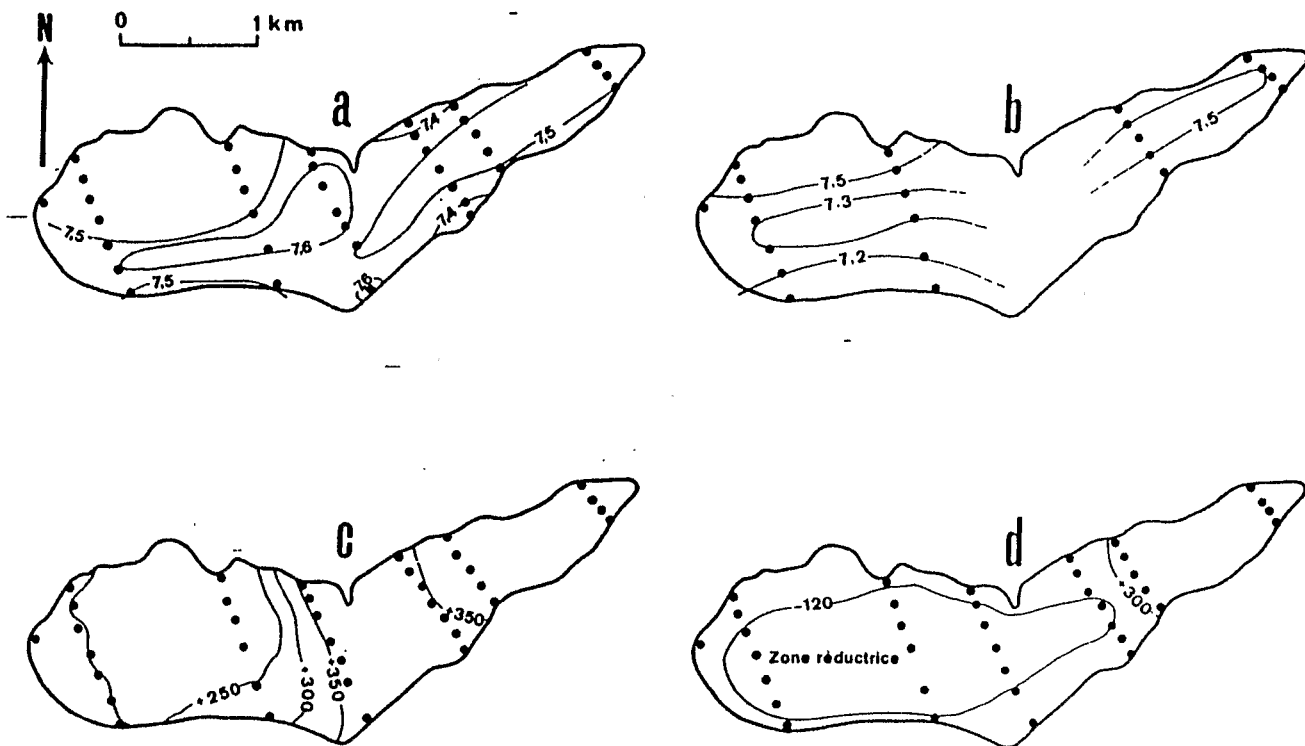


FIGURE 5

Caractéristiques physico-chimiques des eaux du lac Retba (mars 1976).

- a) Iso pH des eaux de surface.
- b) Iso pH des eaux du fond.
- c) Iso Eh des eaux de surface (m.V.).
- d) Iso Eh des eaux du fond (m.V.).

Physico-chemical data of the water from Retba lake (March 1976).

- a) Iso pH of the superficial waters.
- b) Iso pH of the bottom waters.
- c) Iso Eh of the superficial waters (m.V.).
- d) Iso Eh of the bottom waters (m.V.).

FIGURE 6

A) Variation des teneurs en chlore.

1: Eaux du lac dans le temps; 2: Eaux du lac en mars 1976; 3: Eaux du fond du lac dans le temps; 4: Eaux de la nappe; 5: Eaux de mer (35‰); 6: Eaux de mer concentrées (valeurs théoriques sans précipitation).

B) Variation des teneurs en sulfate.

C) Variation des teneurs en calcium.

D) Variation des teneurs en magnésium.

A) Variation of the chlore content.

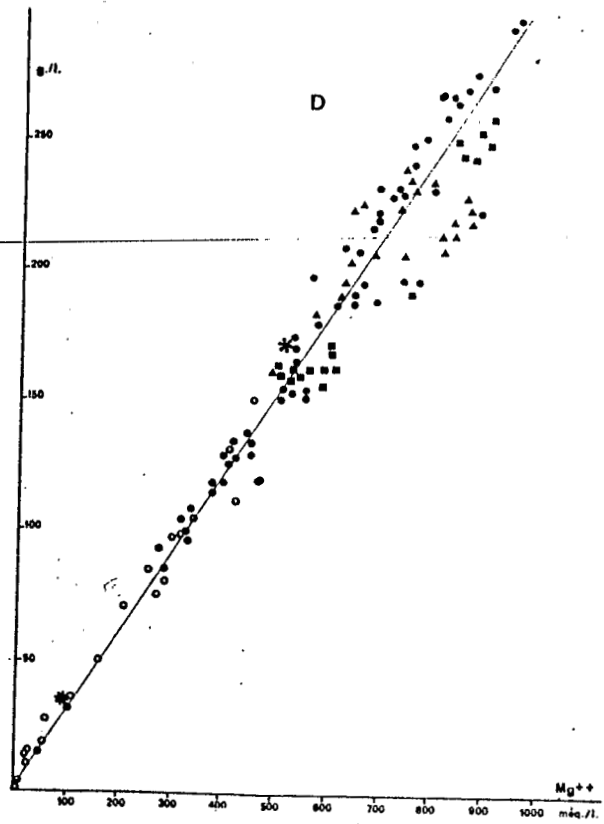
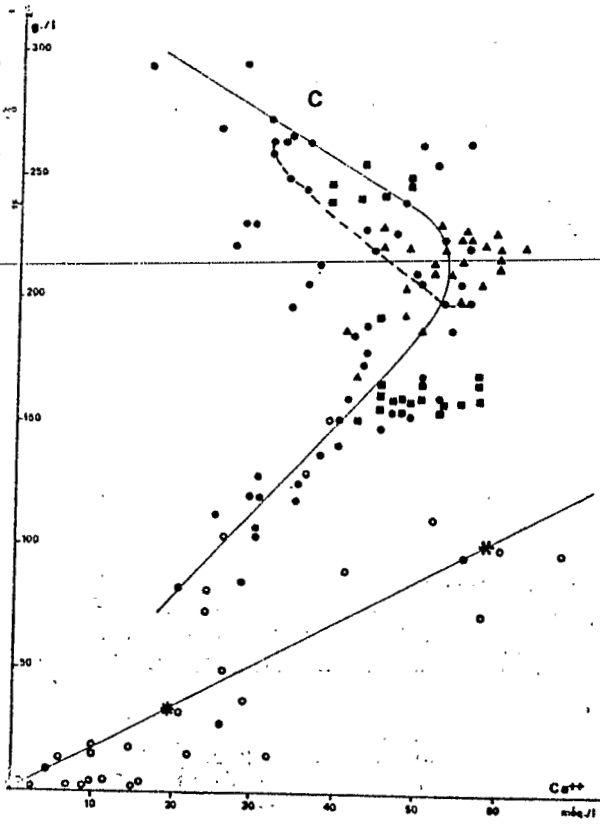
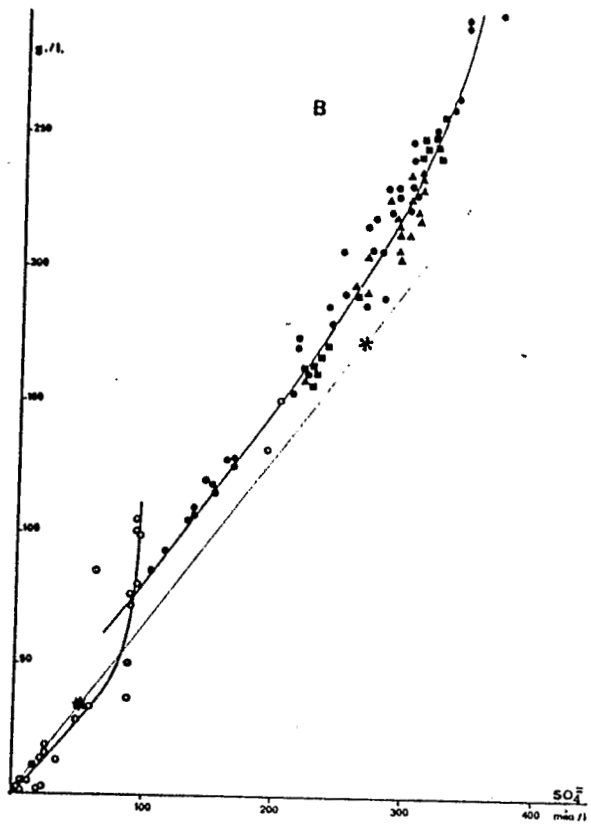
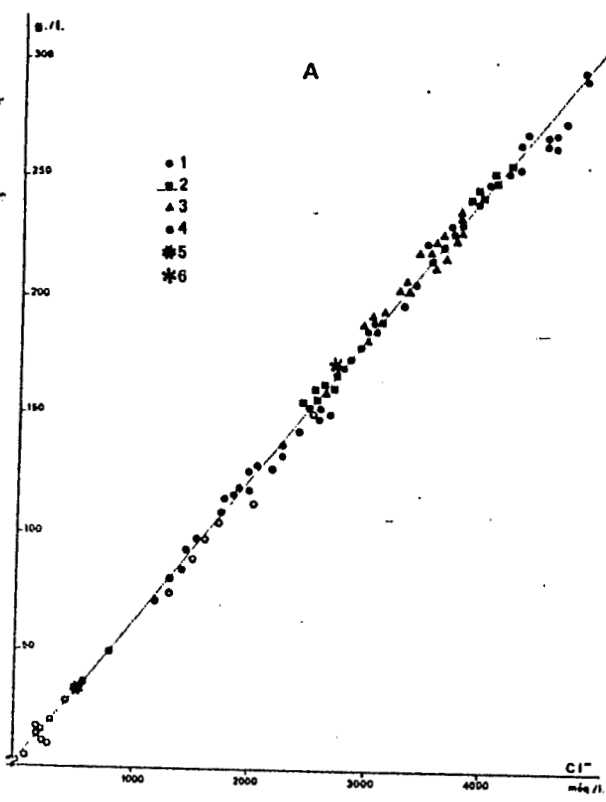
1: Waters of the lake in course of time; 2: Waters of the lake in March 1976; 3: Bottom waters of the lake in course of time; 4: Waters of the shallow ground water; 5: Sea water 35‰; 6: Concentrated sea water (theoretical data without precipitation).

B) Variation of the sulfate content.

C) Variation of the calcium content.

D) Variation of the magnesium content.

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA



contient de l' H_2S qui ne s'exprime pas dans les eaux du fond. Mais, cette situation n'a pas duré, au mois de juin (avant les premières pluies) la zone réductrice avait disparu et la stratification de salure était réduite (217 g/l au fond et 208 g/l en surface). Durant la saison sèche de l'année 1977 le phénomène de forte stratification thermique et densimétrique n'a jamais été observé et la différence entre les eaux de surface et du fond est restée constante à 10 g/l.

L'origine de ce phénomène n'est pas clairement établie. Les forts gradients mesurés pourraient s'expliquer par la migration des eaux concentrées en surface vers le point le plus bas du système. L'absorption calorifique des saumures permettraient les fortes températures malgré la faible température moyenne annuelle (23,7 °C). Cependant la non reproductibilité dans le temps du phénomène oblige à considérer une autre hypothèse qui serait la montée d'eau interstitielle sursalée.

d) Les variations des concentrations ioniques en fonction de la concentration en g/l suggèrent les remarques suivantes :

— Le *chlore* (fig. 6a), ion conservé, montre une corrélation linéaire peu dispersée, normale si l'on considère que cet ion représente 50 % de la masse totale de sel dissous.

— Le *sulfate* (fig. 6b) affiche une croissance linéaire jusqu'à des teneurs de 250 méq/l puis la variation tend vers une asymptote vers 330 méq/l. Ceci pourrait s'expliquer par la précipitation de gypse bien que les eaux soient encore sous-saturées vis-à-vis de ce minéral comme on va le voir. Les eaux de la nappe prennent également une allure asymptotique vers 100 méq/l. Cela veut dire qu'elles se chargent localement en sulfate dans l'aquifère.

— Le *calcium* (fig. 6c) présente deux types de variations assez floues qui distinguent les eaux du lac de celles de la nappe. Cette dernière apporte des eaux relativement plus riches en calcium. Bien que la dispersion des points des eaux du lac soit significative on note cependant une diminution des teneurs en calcium pour les eaux à concentration totale supérieure à 230 g/l. En particulier la courbe discontinue représente l'évolution des eaux de janvier 1977 à juin 1977. Soulignons que c'est également vers 230 g/l que les teneurs en sulfates deviennent sensiblement constantes (fig. 6b) ceci suggère la précipitation de gypse.

— Le *magnésium* (fig. 6d) accuse une dispersion importante, en particulier les eaux du fond s'écartent de la droite qui représente les concentrations de l'eau de mer concentrée et montrent un enrichissement en cet élément. Les fortes teneurs ne permettent pas de déceler la perte de magnésium par

précipitation de dolomie et (ou) de calcite magnésienne car celle-ci est limitée par la teneur en bicarbonate qui est très faible.

Les rapports caractéristiques (rapport de molarité).

— $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ (fig. 7a). Les eaux du lac ont un rapport plus élevé que celui de l'eau de mer, lui-même plus élevé que celui des eaux de la nappe. Cela confirme que moins les eaux sont minéralisées, plus elles sont riches en calcium, et que le lac est le siège de précipitation de minéraux calciques. La baisse du calcium se fait en deux temps : vers 50 g/l (précipitation de calcite) puis vers 220 g/l (précipitation du gypse).

— $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--}$ (fig. 7b). On distingue sur cette figure les eaux du lac et celles de la nappe. Dans les deux cas le rapport croît avec la minéralisation. Les eaux de la nappe se chargent préférentiellement en chlore (rapport = 35) à l'approche du lac. Les rapports élevés pour les eaux du lac vers 100 g/l et 200 g/l s'expliquent dans le premier cas par un apport d'eau relativement plus riche en chlore lors de la saison des pluies et dans le deuxième cas par la précipitation du gypse.

Classification des eaux.

L'ensemble des compositions chimiques des eaux étudiées est reporté sur un diagramme triangulaire double (fig. 8). Les eaux de la nappe se divisent en bicarbonatées calciques et sulfatées calciques pour les faibles concentrations. Elles deviennent chlorurées sodiques à l'approche du lac où elles se confondent avec les eaux de ce dernier. Dans les eaux lacustres on ne distingue pas les eaux de mars 1976 (fond et surface) des eaux des prélèvements dans le temps du fait de la précision de la représentation donnée par un traitement automatique sur ordinateur. Cependant, l'eau de mer apparaît plus riche en sulfate et en calcium que la moyenne des eaux du lac.

e) Les résultats hydrochimiques obtenus supposent la précipitation de calcite et de gypse. Les saturations sont calculées à partir du programme de calcul Fortran WATEQF (A.H. Truesdell et B.F. Jones, 1974). Les eaux du lac sont sursaturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomie. En ce qui concerne le gypse la saturation n'est jamais atteinte malgré la preuve de la précipitation (cf. chap. III). Elle passe par une valeur maximale vers 220 g/l puis décroît à nouveau pour les plus fortes concentrations. Cette évolution peut s'expliquer par une

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

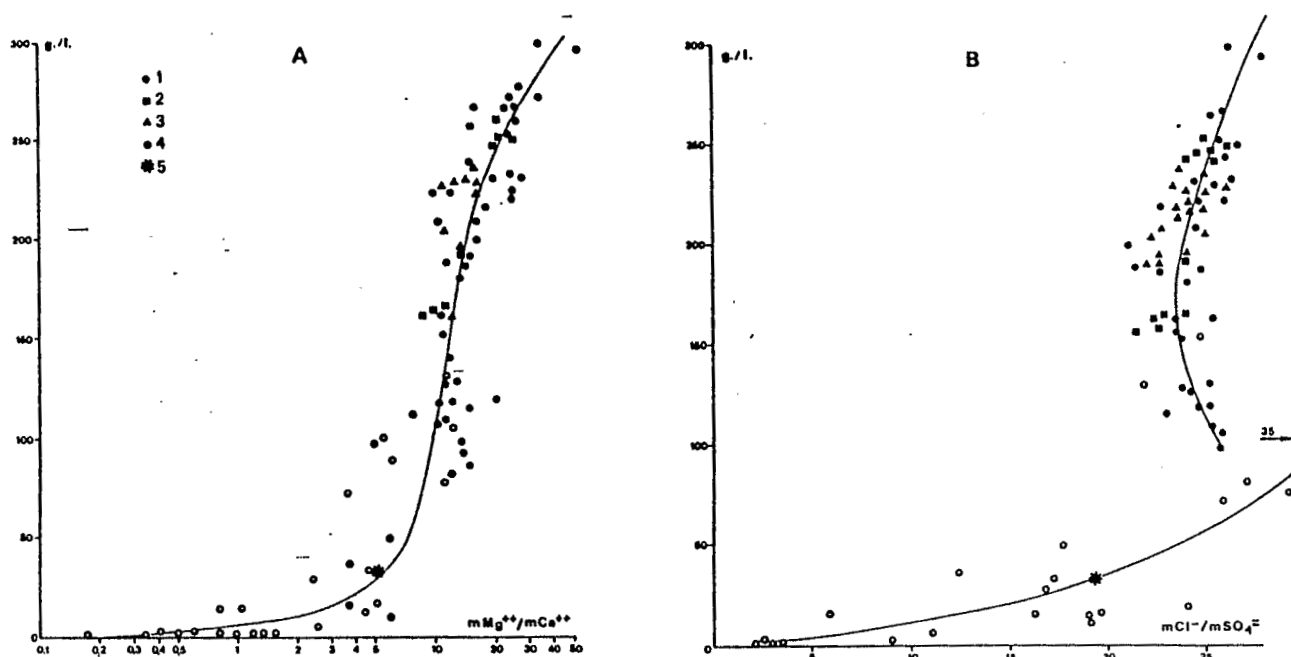


FIGURE 7

A) Variation du rapport mMg^{++}/mCa^{++} .

1: Eaux du lac dans le temps; 2: Eaux du lac en mars 1976; 3: Eaux du fond du lac dans le temps; 4: Eaux de la nappe; 5: Eaux de mer 35‰.

B) Variation du rapport $mCl^{-}/mSO_4^{=}$.

A) Variation of the mMg^{++}/mCa^{++} ratio.

1: Water of the lake in course of time; 2: Water of the lake in March 1976; 3: Bottom waters of the lake in course of time; 4: Waters of the shallow ground water; 5: Sea water 35‰.

B) Variation of the $mCl^{-}/mSO_4^{=}$ ratio.

plus grande solubilité du gypse du fait que l'ion sulfate se trouve complexé dans les saumures (A.H. Truesdell et B.F. Jones, 1969).

B. — LES SÉDIMENTS DU FOND DU LAC.

Le fond du lac est constitué d'une couche de vase qui est localement recouverte d'une croûte de sel. Les différents sédiments ont été étudiés par diffractométrie de rayons X.

La croûte est formée de gypse (+++) et de halite (+) qui provient de l'eau d'imbibition. Le quartz est toujours présent, il correspond à la sédimentation éolienne. Les carbonates sont rarement détectés et seulement à la base de la croûte.

La vase est également très riche en gypse (+++) et halite (++). Pour ces minéraux il est difficile de distinguer la part qui revient à l'eau d'imbibition asséchée lors de la préparation. Le quartz (+) est d'autant plus important que l'on se rapproche des lignes de rivage. Ce sont les carbonates qui permettent de différencier la composition de la vase et de la croûte. Bien que faiblement expri-

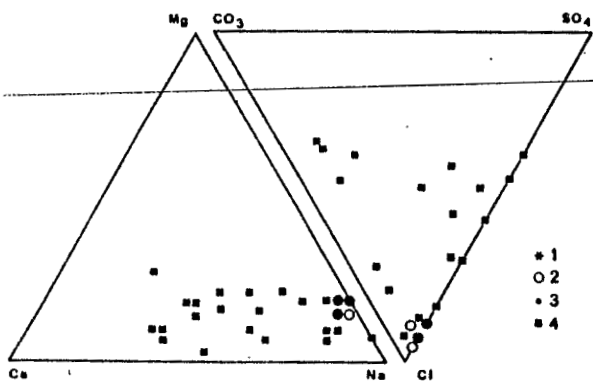


FIGURE 8

Classification ionique des eaux.

1: Eau de mer; 2: Eaux de surface du lac dans le temps; 3: Eaux du fond du lac (mars 1976); 4: Eaux de la nappe.

Ionic classification of the waters.

1: Sea water; 2: Superficial waters of the lake in course of time; 3: Bottom waters of the lake (March 1976); 4: Waters of the shallow ground water.

més, ils sont presque toujours décelés dans la vase. Il s'agit d'une calcite magnésienne (raies à 2,99-3,00 Å). La calcite pure est impossible à mettre en évidence car ses raies de diffraction sont masquées par celles du gypse. Il est probable qu'elle n'existe pas ou plus et que la phase solide carbonatée est uniquement constituée de calcite magnésienne. On peut l'expliquer par le fait que l'eau de mer évaporée précipite d'abord de l'aragonite et non de la dolomie et (ou) de la calcite (R.G.C. Bathurst, 1975), et que la dolomitisation de l'aragonite ne se produit que lorsque le rapport mMg^{++}/mCa^{++} atteint 11 (D.J.J. Kinsman, 1964), or on atteint cette valeur dans le lac (cf. fig. 7a). La fraction fine de la vase révèle la dominance de la montmorillonite qui représente jusqu'à 9/10 de la fraction argileuse cristallisée. Il s'agit d'une montmorillonite calci-sodique. Cependant dans quelques échantillons elle est remplacée par une argile interstratifiée montmorillonite-chlorite. La kaolinite est faiblement représentée et ne dépasse que rarement 3/10 de l'ensemble. L'illite, lorsqu'elle est présente, est assez bien corrélée avec la kaolinite mais en quantité plus faible. Enfin notons l'omniprésence du quartz.

L'origine de la montmorillonite est probablement une néoformation en milieu basique sursalé (G. Millot, 1963) par dégradation des attapulgites et des sépiolites qui affleurent à l'Est du bassin versant et qui sont très vulnérables en milieu lessivé. La kaolinite et l'illite sont vraisemblablement d'origine détritique.

L'examen de la croûte (fig. 9) montre qu'elle est composée de plusieurs couches (1, 2, 1', 2', 3). Le détail (vu en lame mince au microscope) révèle que les couches 1 et 1' sont pratiquement identiques. Elles présentent de fins cristaux pseudomorphes allongés, assez clairsemés. Il n'y a pas de matrice fine et les vides sont parfois occupés par de la matière organique. La seule différence est que la couche basale (1) est moins riche en cristaux qui sont donc moins soudés entre eux et à la couche (2). En fait, le niveau (1) correspond au sommet de la vase légèrement consolidée. Les couches (2) et (2') beaucoup plus compactes sont formées de microcristaux jointifs. Au-dessus de la couche (1') se créent des cavités parfois tapissées de cristaux de gypse automorphes de 1 mm. Ils sont donc postérieurs à la formation de ces cavités. Enfin la couche (3) plus récente se présente sous la forme de sphérules jointives de fins cristaux trapus. Nous avons pu vérifier expérimentalement (chap. III) que cette dernière couche s'est formée après juin 1976, date des premiers prélèvements de sédiments. Les déformations subies par la croûte provoquent la formation des cavités et parfois des chevauchements des unités entre elles.

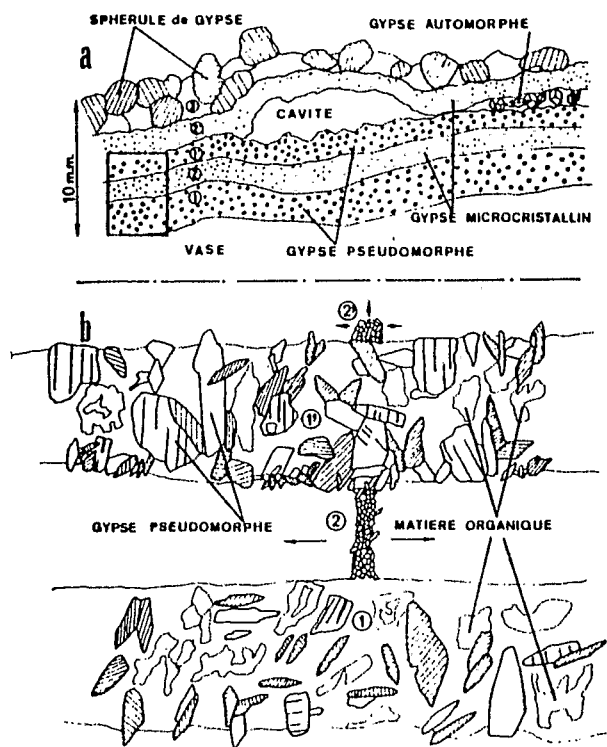


FIGURE 9

Coupes de la croûte de gypse.

a : Section de la croûte; b : Détail (G × 5).

Cross-sections in the gypsum crust.

a : Cross section; b : Enlargement (G × 5).

III. — DYNAMISME ET ÉVOLUTION DU LAC RETBA

A partir des faits consignés dans les chapitres précédents on peut essayer de retracer l'histoire de l'évolution du lac et son dynamisme actuel. Une fois la lagune originelle fermée, le lac fonctionne en bassin évaporatoire. La surface se réduit (fig. 10) et ses eaux se concentrent. La surface passe de 15 km² au XV^e siècle (lors de la fermeture de la lagune) à 4,2 km² actuellement (mars 1976) et la concentration de 35 g/l à 200 g/l (moyenne des eaux de surface et de celles du fond). Le volume correspondant est de 10⁷ m³ ce qui représente 2 · 10⁶ tonnes de sels dissous. Le stock facilement exploitable (M. Carn, J.M. Garnier et G.F. Maglione, 1976) représenterait un intérêt économique si la région manquait de sel.

L'évolution du lac au cours de trois hivernages (saison des pluies) montre la fragilité du milieu

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

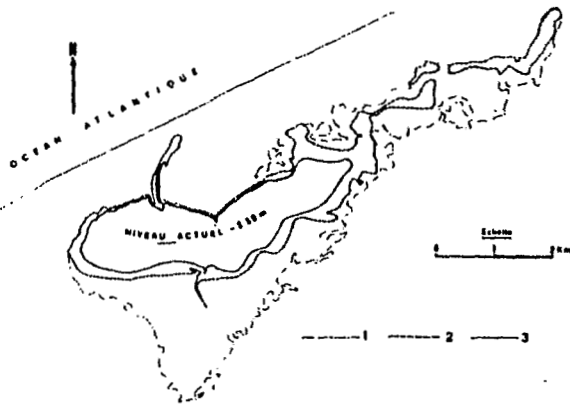


FIGURE 10

Evolution du lac depuis sa formation.

1 : Rivage du lac lors de la fermeture de la lagune originelle (14 ou 15^e siècle) $S_1 = 15 \text{ km}^2$; 2 : Rivage du lac en mars 1954 (d'après mission photo aérienne AO 546/100) $S_2 = 6,7 \text{ km}^2$; 3 : Rivage du lac en avril 1976 (d'après photos d'avion et levé au sol) $S_3 = 4,2 \text{ km}^2$.

Evolution of the lake since its formation.

1 : Shore of the lake at the time of the closing original lagoon (14 or 15th century) $S_1 = 15 \text{ km}^2$; 2 : Shore of the lake in March 1954 (After aerial photograph AO 546/100) $S_2 = 6.7 \text{ km}^2$; 3 : Shore of the lake in April 1976 (After photograph and survey) $S_3 = 4.2 \text{ km}^2$.

face à un régime climatique aléatoire. La figure 11 représente la variation du niveau de l'eau et de la concentration en fonction du temps. Elle suggère les remarques suivantes :

— La montée importante du niveau se fait 1 à 2 mois après les premières pluies. Le bassin versant a un effet tampon sur le ruissellement. C'est seulement à partir d'un seuil d'intensité des pluies et de recharge de la nappe que fonctionne le réseau hydrographique.

— Les eaux sont rapidement mélangées. Ainsi les prélèvements effectués lors de pluies retrouvent très vite une concentration moyenne (août 1974 et 1975).

— L'épisode de mars à juin 1976 est visible sur la courbe des concentrations qui a une pente légèrement plus importante entre ces deux mois par rapport à celle des hauteurs à l'échelle. Ceci peut correspondre au mélange des eaux du mois de mars fortement différenciées.

— On note une croissance de la pente des variations du niveau avec l'avancement de la saison sèche. On a vu au chapitre I.B. que l'intensité de cette baisse est contraire aux lois de l'évaporation en milieu confiné se concentrant et donc ne peut s'expliquer que par la diminution des apports continus alimentant le lac, ou par des fuites d'eaux lacustres.

Ce dernier processus suppose l'évacuation de sels qui doivent manquer dans le lac. Si l'on admet que les volumes sont proportionnels aux surfaces couvertes et aux hauteurs d'eaux, un rapide calcul montre que lors de la fermeture de la lagune le volume était 6 à 7 fois plus grand qu'en mars 1976 — ce qui correspond à une concentration de 235 g/l. Il faut ajouter à cette concentration la quantité de sel qui a été apportée par le réseau hydrographique

et par la nappe durant 500 ans. Pour cette dernière le calcul est impossible. Pour le réseau, si l'on considère un apport minimal moyen annuel de 300 tonnes de sels, correspondant à une augmentation de la hauteur de 0,6 m pour une surface de 6 km² et pour une concentration de 0,5 g/l, on aboutit en mars 1976 à une augmentation de 15 g/l. Ainsi il est raisonnable de penser que la concentration moyenne devrait être supérieure à 250 g/l. Malgré les approximations faites, la concentration moyenne de 200 g/l en mars 1976 indique qu'une partie du sel a été évacuée. Ces fuites ne se font pas de façon continue (variation de la hauteur d'eau, de la densité, de la viscosité). Elles sont sûrement trop faibles pour expliquer en totalité les variations de niveau observées (cf. tabl. II).

Les apports d'eau par la nappe dans le lac sont nets : faiblesse relative de l'évaporation du lac par rapport au bac à saumures et mise en évidence de venues d'eau douce. La baisse du niveau de la nappe au cours d'un cycle hydrologique réduit ces apports, elle contribue largement à l'explication de l'intensité de la baisse du niveau du lac.

Les variations des concentrations en oxygène 18 (fig. 11) montrent en première analyse une corrélation avec les concentrations ioniques totales. On remarque que la valeur de fin de saison sèche est relativement indépendante de la valeur de fin de la saison des pluies précédentes (juin 75 : + 3,82 %, nov. 74 : + 1,00 %, juin 76 : + 3,52 %, nov. 75 : - 0,50 %). Durant la saison sèche 1976 la teneur en oxygène 18 tend vers une valeur asymptotique qui se situe vers + 4 à + 5 %. Cette valeur assez faible est en accord avec celle de + 6 % de R.M. Lloyd (1966) ; elle s'explique par le comportement isotopique particulier des solutions salines qui se concentrent par évaporation. Ce processus est en relation directe avec : le pourcentage de l'humidité moyenne de l'air (très élevé sur le littoral sénégalais), la différence entre les compositions isotopiques de l'eau et de l'humidité de l'air, et la salinité de l'eau qui abaisse la tension de vapeur (R.M. Lloyd, 1966; J.C. Fontes, 1966; J.C. Fontes et R. Gonfiantini, 1967).

La stabilité des teneurs en oxygène 18 de décembre 1974 à mai 1975 ne peut s'expliquer que par un mélange avec des eaux moins minéralisées et relativement moins concentrées en isotopes lourds. La variation de la courbe des concentrations ioniques confirment ce mélange mais l'origine des eaux moins concentrées n'est pas expliquée.

La concentration en oxygène 18 des eaux du fond du lac de mars 1976 n'est pas en accord avec les fortes concentrations ioniques mesurées. Les teneurs en oxygène 18 de ces eaux sont inférieures à celles de la surface (tabl. IV). Ces faibles teneurs confir-

TABLEAU IV
Données isotopiques en ‰ versus SMOW.

Lac	$\delta^{18}O$	Prof. m		$\delta^{18}O$	Prof. m	Nappe et pluie	$\delta^{18}O$	rq.	
A3 S	+ 3,02	0	E 4S	+ 2,54	0	Nappe NRD 1	- 4,33	intensité en mm	
A3 F	+ 0,28	0,80	E 4F	+ 2,09	3,45	" RN 7	- 4,84		
B2 S	+ 2,42	0	E 5S	+ 2,29	0	" RN 39	- 3,06		
B2 F	+ 1,61	1,25	E 5F	+ 2,03	4,00	" RN 44	- 5,24		
E2 S	+ 2,58	0	Nov. 74	+ 1,00	0				
E2 F	+ 2,12	2,70	Juin 75	+ 3,82	0	Pluie 15/9/76	- 1,98		
E3 S	+ 2,59	0	Nov. 75	- 0,50	0	18/9/76	- 8,76		
E3 F	+ 2,41	3,10	Juin 76	+ 3,52	0	24/9/76	- 4,33		
S = Surface									
F = Fond									

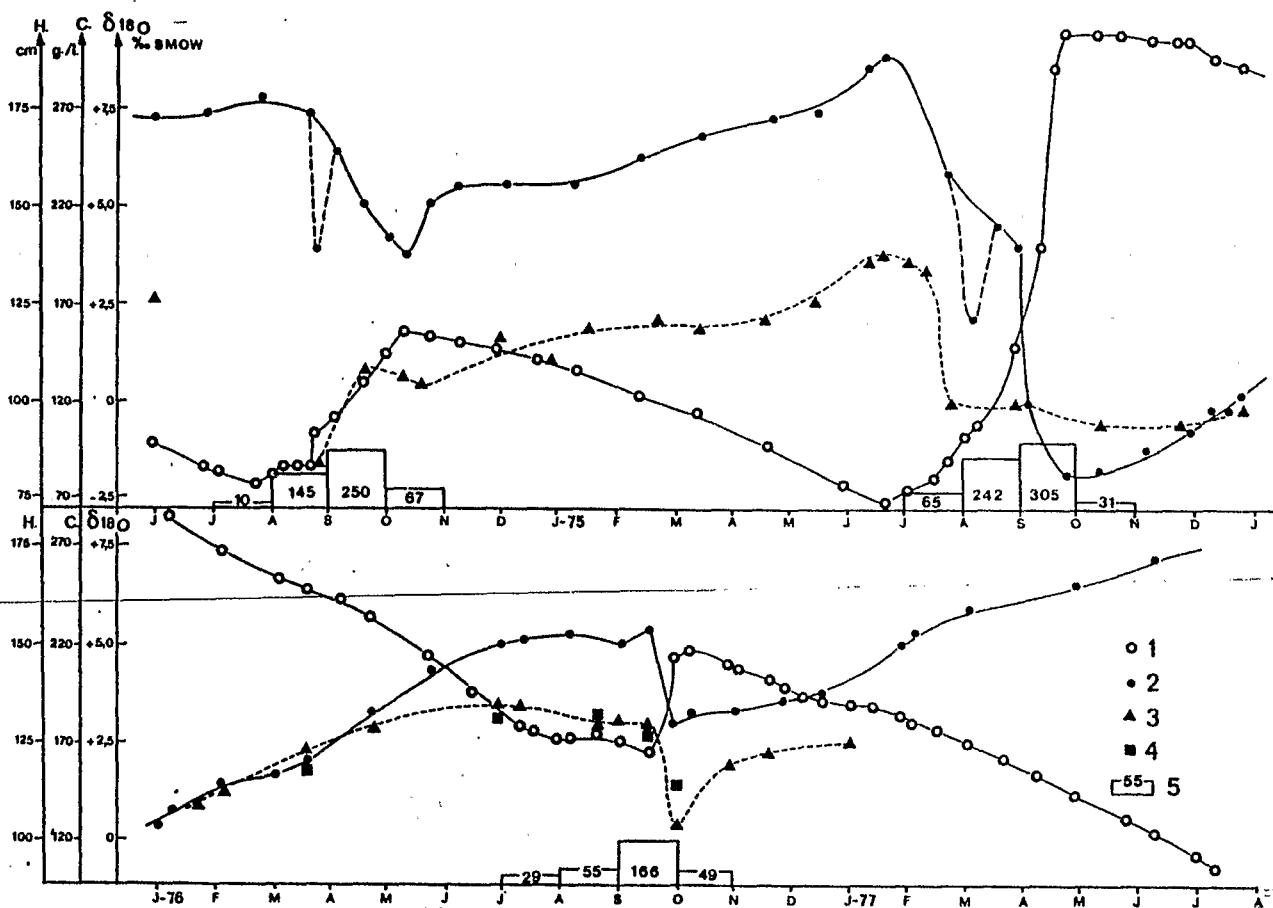


FIGURE 11

Variations dans le temps de la hauteur, de la concentration chimique et de la teneur en oxygène 18 des eaux du lac Retba.

1 : Hauteur à l'échelle; 2 : Concentration totale; 3 : $\delta^{18}O$ eaux de surface; 4 : $\delta^{18}O$ eaux du fond; 5 : Précipitations (mm).
Variations in the course of time of the water level, chemical content and 18 oxygen content of the waters from the Retba lake.

1 : Water level at the staff gage; 2 : Total content; 3 : $\delta^{18}O$ superficial waters; 4 : $\delta^{18}O$ bottom waters; 5 : Rainfall (mm)

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

ment que les eaux du fond de cette période fortement minéralisées ne sont pas des eaux de l'année concentrées par évaporation en surface mais qu'elles sont plus anciennes. Ceci renforce l'hypothèse de la montée d'eaux interstitielles. L'évolution des eaux du fond (fig. 11) montre que le mélange des eaux en période de pluie se fait rapidement.

Malgré une différence importante entre les teneurs en oxygène 18 des eaux du lac et de celles de la nappe (tabl. IV) il est difficile de mettre en évidence la diminution des apports d'eau par la nappe en fin de saison sèche. La croissance rapide des teneurs en oxygène 18 liée à celle de la minéralisation entre les mois d'avril et de juin 1975 pourrait représenter cette diminution.

Les trois échantillons d'eau de pluie du mois de septembre 1976 (tabl. IV) indiquent une relation entre la teneur en oxygène 18 et l'intensité de la pluie. La valeur de $-8,76\%$ n'a jamais été observée dans la région dans les études précédentes (I.A.E.A., 1972). Les écarts importants entre les teneurs en oxygène 18 de ces eaux de pluie soulignent la complexité du mélange avec les eaux lacustres. Il en résulte une variabilité des teneurs en oxygène 18 indépendantes des teneurs en sels dissous. Ainsi pour une même concentration ionique de 230 g/l on obtient des valeurs de $+1\%$ (nov. 1974) et de $+3,50\%$ (juin 1976).

Des apports par l'océan sont envisageables du fait de la cote du lac ($-3,50$ m) mais la structure hydrogéologique du site (fig. 12) ne favorise pas les communications. L'équilibre hydrostatique entre eaux douces et eaux salées en bordure des océans a été défini par Badon-Ghyben, 1889 et B. Herzberg, 1901. La différence de densité entre ces eaux entraîne un équilibre qui se matérialise par la formation d'un interface dont la position est définie par la formule suivante :

$$H = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \cdot h$$

où H = valeur absolue de la cote de l'interface, h celle de la surface piézométrique de l'eau douce, ρ_d = densité de l'eau douce, ρ_s = densité de l'eau salée.

En théorie $H = 40 h$ mais, sur le littoral sénégalais, $H = 20 h$ seulement (J. Debuisson, 1965). La cote du sommet de la nappe dans les dunes est de 2 m ce qui repousse le biseau salé à 40 m en profondeur. Ainsi le lac est isolé des eaux marines et un équilibre hydrostatique se crée entre les eaux sursalées du lac et l'eau de mer sous la lentille d'eau douce.

Les fortes concentrations des eaux du fond de mars 1976 résultent peut-être de la montée d'eaux

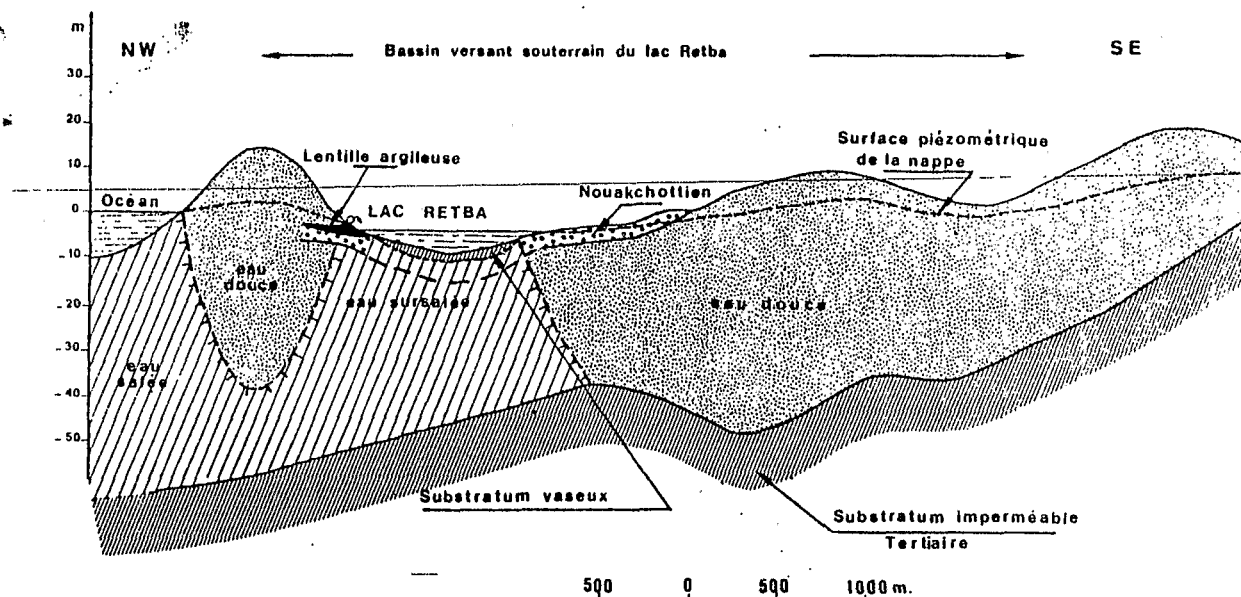


FIGURE 12
Coupe hydrogéologique du littoral.
Hydrogeological cross section of the coastline.

interstitielles sursalées des sédiments du substratum du lac lors de fortes poussées d'eau marine sous le biseau salé.

L'évolution géochimique du lac peut expliquer une partie des vases du fond par la néoformation d'argiles, elle est certaine dans le cas de la croûte. D'après l'ordre de cristallisation des minéraux à partir de l'eau de mer, les eaux du lac se trouvent toutes au stade de la précipitation du gypse, qui se produit pour des concentrations de 2 à plus de 12 fois celle de l'eau de mer originelle (H. Borchert et R.O. Muir, 1964). Le stade des carbonates est déjà dépassé. Pour vérifier la précipitation de gypse dans le lac on a installé un dispositif constitué de deux plaques en fonte de 550 cm², posées sur le fond, au centre, à une profondeur de 2,50 m. Durant le mois de juin 1977, avec une concentration au fond de 265 g/l, on a recueilli une fine pellicule de 0,1 à 0,2 mm constituée de gypse mélangé à du quartz. Ceci représente une couche annuelle de 1,2 à 2,5 mm qui correspond à l'épaisseur des couches 1 et 2 de la croûte (fig. 9). Sachant que la précipitation de 2,5 mm de gypse demande l'évaporation de 2 m d'eau saturée en gypse et que le lac en eau saumâtre évapore 1,150 m par an il faut se poser la question de la périodicité annuelle des couches (O. Braitsch, 1971). De toute façon le faible nombre de couches de la croûte et l'absence de joints entre celles-ci laisse supposer que cette croûte est récente. Elle correspond probablement à la vague de sécheresse que subit cette région depuis 1970. Cette conclusion impose aussi que le lac n'ait jamais connu de telle période depuis sa fermeture en supposant la conservation des croûtes. Mais on a vu qu'une activité réductrice s'exerçait aux dépens du gypse et donc que les croûtes gypseuses du fond pouvaient ne pas être préservées.

CONCLUSION

Cette étude hydrochimique et isotopique a permis de proposer une explication au caractère exceptionnel (au moins durant la durée des observations) des eaux du fond du lac en mars 1976. Les teneurs en oxygène 18 ont montré que ces eaux ne pouvaient être des eaux de l'année évaporées en surface. Les eaux du lac tendent vers une concentration en oxygène 18 indépendante de la valeur de départ (après la saison des pluies) et indépendante de la concentration en sels. D'autre part il ressort que le lac a des pertes de sels par son substratum et que la nappe a un rôle régulateur

important. La précipitation du gypse a été mise en évidence et les conditions réductrices expliquent la faible épaisseur de la croûte gypseuse. Malgré le déficit hydrique de la région le lac se maintient, il apparaît donc en équilibre avec son milieu environnant mais sur un cycle pluriannuel.

REMERCIEMENTS.

Je remercie G.F. Maglione qui m'a confié cette étude, l'O.R.S.T.O.M. qui m'a donné les moyens de la réaliser, le Laboratoire de Géologie Dynamique de Paris VI qui a effectué les analyses isotopiques, ainsi que J.C. Fontes qui a bien voulu relire le texte.

BIBLIOGRAPHIE

- BATHURST R.G.C. (1975). — *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- BORCHERT H. et MUIR R.O. (1964). — *Salts deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites*. Van Nostrand, London, 338 p.
- BRAITSCH O. (1971). — *Salt deposits. Their origin and composition*. Springer-Verlag, Berlin, 297 p.
- CARN M., GARNIER J.M. et MAGLIONE G.F. (1976). — Données préliminaires sur les possibilités d'installation d'une saline à l'emplacement du lac Retba, Cap-Vert, Sénégal. ORSTOM, Rapport interne, Dakar.
- C.G.G. (1970). — Prospection Electrique dans la Presqu'île du Cap-Vert, avril-juillet 1970.
- CORNET A. (1977). — Données météorologiques recueillies dans les différents points d'études. Doc. Technique n° 2, ORSTOM, Rapport interne, Dakar.
- DEBUISSON J. (1965). — Analyse des facteurs régissant les contacts eaux douces - eaux salées dans les sables de la Presqu'île du Cap-Vert. Rapport B.R.G.M., DAK 65-A-10.
- ELOUARD P., EVIN J. et HEBRARD L. (1975). — Observations et résultats de mesure au radiocarbone sur les cordons littoraux coquilliers du Lac Retba, Sénégal. *Ass. Sénégal Et. Quatern. Afr.*, Bull. Liaison n° 46, p. 15-19.
- FONTES J.C. (1966). — Intérêt en Géologie d'une étude isotopique de l'évaporation. Cas de l'eau de mer. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 263, p. 1950-1953.
- FONTES J.C. et GONFIANTINI R. (1967). — Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 3, p. 258-266.
- GARRELS R.M. et CHRIST C.L. (1967). — *Equilibres des minéraux et de leurs solutions aqueuses*. Gauthier-Villars, Paris, 335 p.
- I.A.E.A. (1972). — Rapport sur les isotopes du milieu dans la région du Cap-Vert, Sénégal. P.N.U.D., Projet Sen. 9.
- KINSMAN D.J.J. (1964). — Recent Carbonate Sedimentation near Abu-Dhabi, Trucial Coast, Persian Gulf. *Thesis*, Imp. Coll. Sci. Technol., unpublished.
- LERIQUE J. (1977). — Etude hydrologique de deux petits bassins de la région de Thiès, Sénégal. O.R.S.T.O.M rapport interne, Dakar.

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU LAC RETBA

- LLOYD R.M. (1966). — Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 30, p. 801-814.
- MILLOT G. (1963). — *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 p.
- RIOU C. (1972). — Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, R.C.A., Congo). Contribution à la connaissance des climats. Thèse Sci. Paris.
- TRUESDELL A.H. et JONES B.F. (1969). — Ion association in natural brines. *Chem. Geol.*, vol. 4, n° 1-2, p. 51-62.
- TRUESDELL A.H. et JONES B.F. (1974). — Wateq, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, vol. 2, n° 2, p. 233-248.

Manuscrit déposé le 17 novembre 1977,
accepté le 14 décembre 1977.