

b) **FACTEURS CHIMIQUES.****CONSIDÉRATIONS PRÉLIMINAIRES.**

Avant d'entreprendre, dans les pages qui suivent, l'étude des facteurs chimiques, il est indispensable de noter d'abord l'absence totale au cours de l'année des ions Cl^- et $\text{SO}_4^{=}$. Les recherches se sont donc bornées à l'oxygène, l'acide carbonique libre, l'alcalinité, le pH, le calcium et le magnésium. Le plus régulièrement possible, les nitrates, phosphates et la silice ont été dosés.

Chaque facteur sera considéré d'abord séparément avec ses variations au cours de l'année et, si nécessaire, en rapport avec la succession et l'influence des saisons.

Après avoir examiné dans quelles mesures un facteur réagit sur l'autre, j'essaierai de dégager ensuite de toutes ces considérations quels sont le ou les facteurs dominants qui confèrent au lac Upemba son caractère particulier.

Les divers problèmes soulevés par nos recherches au lac Upemba sont fort complexes et le métabolisme du CO_2 en est un des principaux. C'est dans le but de rendre l'exposé le plus clair possible que les tables et graphiques ont été multipliés.

Certains problèmes n'ont pu être entièrement résolus et demeureront à l'état d'hypothèse en attendant d'autres investigations plus approfondies.

1. — OXYGÈNE DISSOUS.

Pour le calcul du % de la saturation, il faut envisager, pour les lacs situés au-dessus du niveau de la mer, l'application de la formule, d'après la loi de HENRY-DALTON :

$$B = B_0 - \frac{B_0 - B_1}{h_3 - h_1} (h_2 - h_1),$$

dans laquelle :

B = la pression barométrique du lieu situé entre deux points h_1 et h_3 ;

B_0 = la pression barométrique du point inférieur en altitude;

B_1 = la pression barométrique du point supérieur en altitude;

h_1 = la hauteur au-dessus du niveau de la mer du point inférieur;

h_2 = la hauteur au-dessus de la mer de la station envisagée;

h_3 = la hauteur au-dessus du niveau de la mer du point supérieur.

Toutes ces données étant absolument inconnues, de même que les moyennes annuelles de la pression barométrique pour l'endroit, il faut donc nous en tenir à la saturation calculée à 0° et 760 mm Hg.

*
**

Des sursaturations modérées d'oxygène se présentent de temps en temps dans les eaux naturelles, occasionnées partiellement par l'activité photosynthétique de grandes masses de plantes vertes dans les eaux calmes.

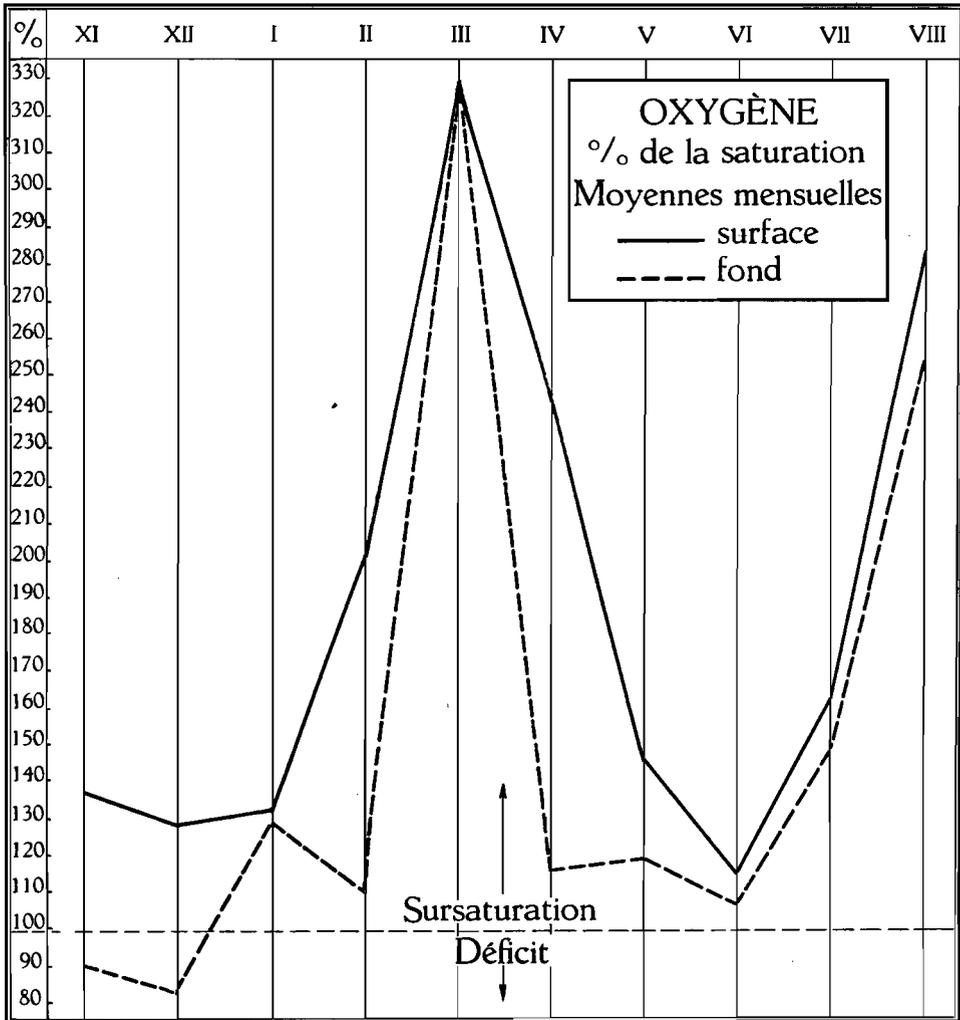


FIG. 10.

Dans ces conditions spéciales et rares, de grandes accumulations d'oxygène en excès apparaissent dans les couches supérieures et même parfois dans des couches plus profondes. Des quantités de l'ordre de 364,5 % de la saturation ont été observées dans les lacs américains par E. A. BIRGE et

C. JUDAY (1911), mais des excès de cette grandeur sont rares et les conditions de leur production ne sont pas bien établies.

Il se dégage immédiatement des chiffres de la saturation obtenus au cours de nos recherches sur le lac Upemba, que celui-ci offre de multiples microbiotopes où se montrent des variations locales parfois très importantes.

En règle générale l'eau du lac, en surface, est fortement sursaturée durant tout le cycle annuel. Le maximum observé a été en moyenne de 328,85 % au mois de mars, le minimum de 115,06 % au mois de juin. Près du fond le maximum a été de 329,4 % au mois de mars et un minimum de 82,94 % a été mesuré au mois de décembre (fig. 10).

Les chiffres moyens pour le fond donnent deux mois de déficit de la saturation aux mois de novembre et décembre (fig. 10), avec respectivement 90,33 et 82,94 %. Pour les autres mois, les moyennes de l'eau du fond montrent une sursaturation atteignant un maximum de 329,4 %.

TABLE 17.

Oxygène en % de la saturation. Moyennes mensuelles.										
Mois	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Surface	136.6	127.8	131.3	200.6	328.8	243.5	145.8	115.0	161.9	282.6
Fond	90.3	82.9	129.7	110.6	329.4	116.5	119.6	106.3	147.6	252.8

Si l'on considère les courbes d'oxygène de la station 9 dans ses rapports avec les saisons, on remarque que les deux sommets se trouvent respectivement au début de la petite saison des pluies et au milieu de la saison sèche, tant pour les eaux de surface que pour la couche profonde. Les croissances et décroissances des courbes sont généralement très rapides (fig. 11).

Il n'y a pratiquement pas de déficience quant à la concentration de l'oxygène dans la couche trophogène, sauf peut-être au mois de mai, où elle est descendue à 97,58 % seulement.

Quant au fond, il y a déficience durant les mois de décembre et janvier, mai, juin et juillet.

Pour faciliter certaines recherches comparatives, l'oxygène de la station 9 a été représenté en centimètres cubes au litre pour les eaux de surface et

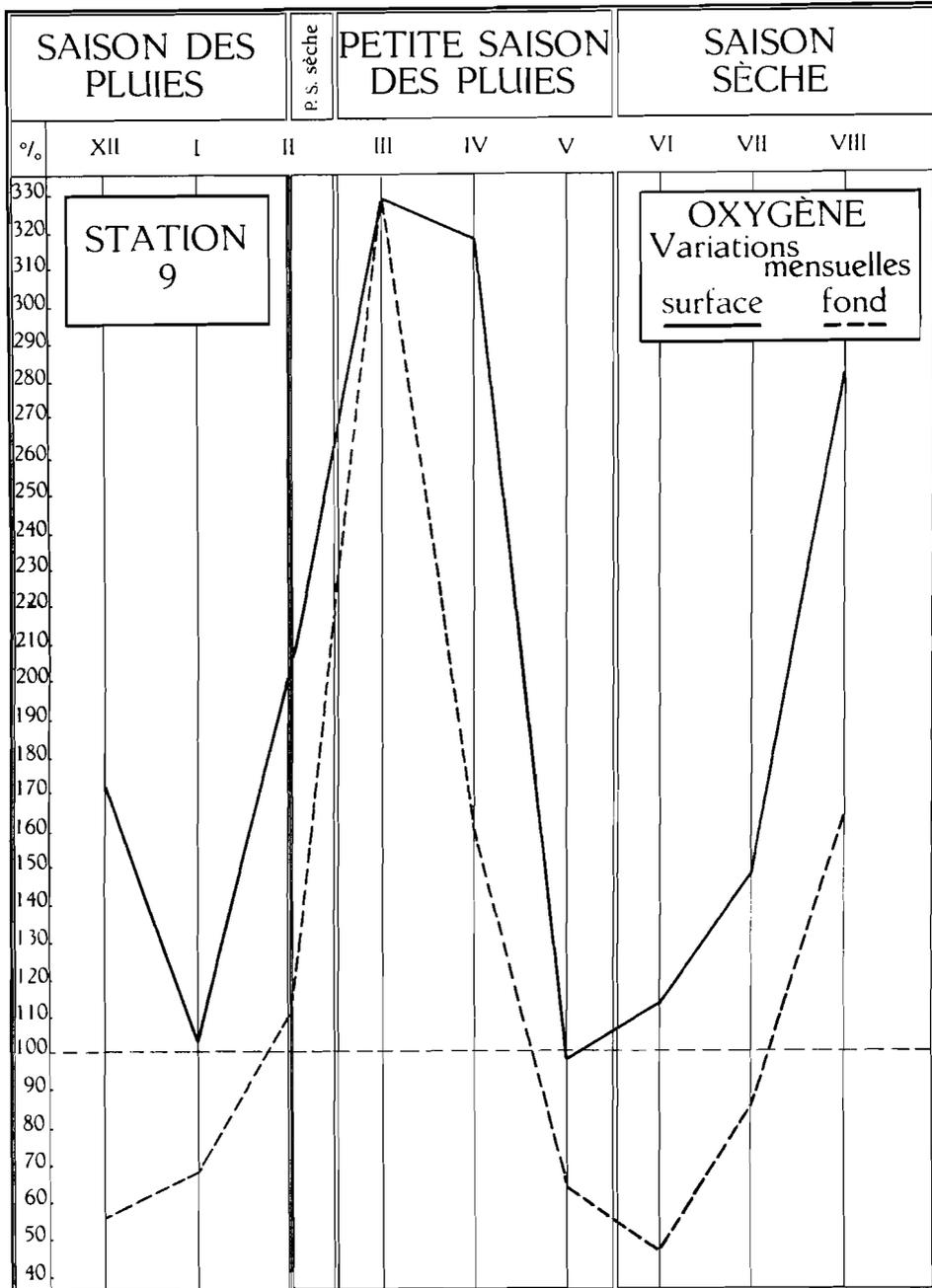


FIG. 11.

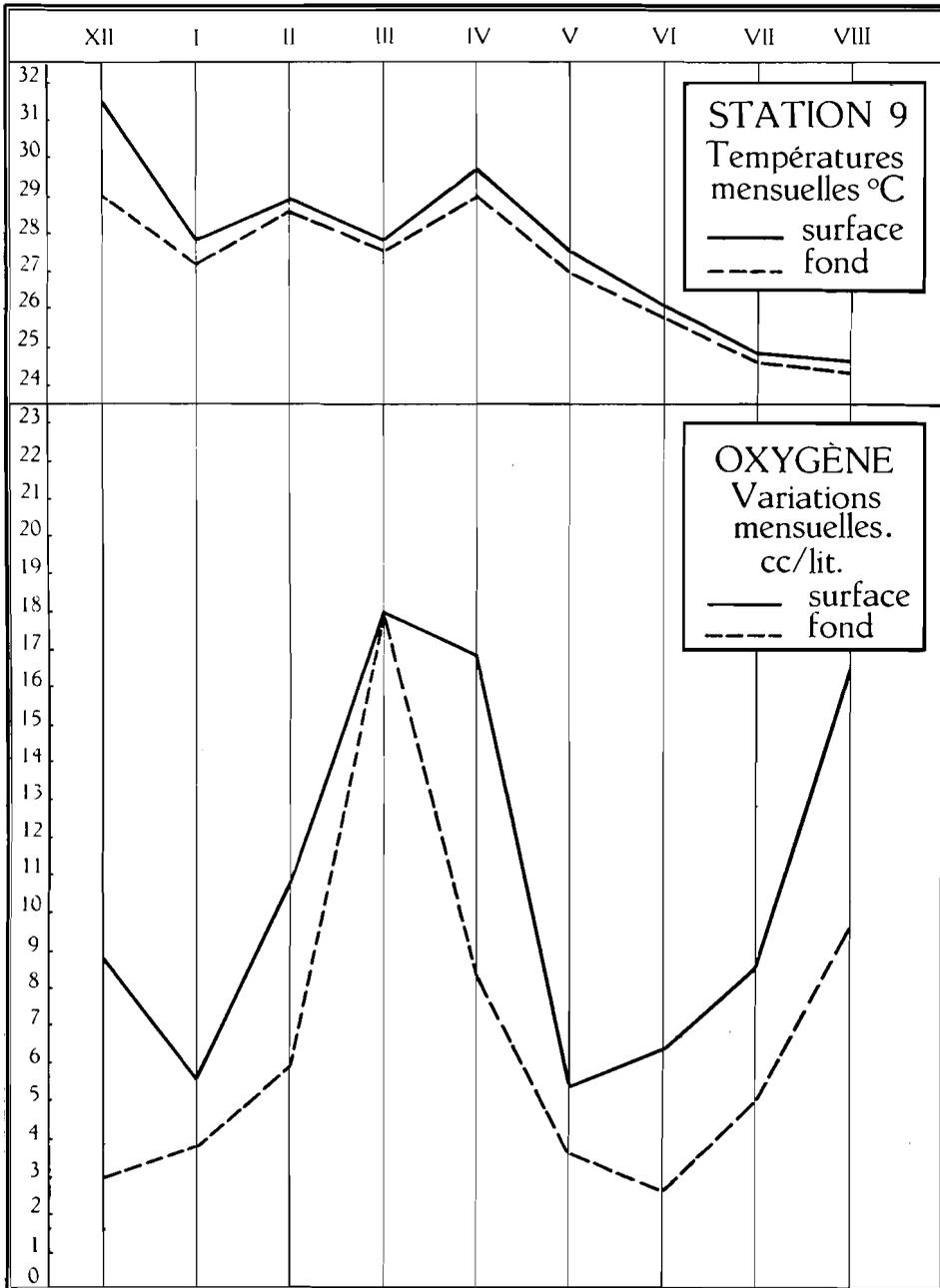


FIG. 12.

de fond (fig. 12). Il est évident que l'allure de la courbe correspond à celle de la figure 11, qui donne la concentration en % de la saturation.

Si, au lieu d'examiner les moyennes mensuelles, on étudie les valeurs séparées, on trouve évidemment des sursaturations plus élevées et des déficits beaucoup plus bas pouvant atteindre l'une 408,9 % en surface et descendre, l'autre à 45,46 %, près du fond. Les déficits de la saturation s'observent surtout, sauf quelques exceptions, près du fond, où les réductions bactériennes occasionnent une forte consommation d'oxygène. Considérés du point de vue du gisement de la station hydrobiologique, les déficits de saturation en surface se répartissent d'après la table 18.

On constate ici que la déficience se produit dans la majorité des cas à des endroits où la couche aquatique est très mince et où la dégradation de la matière organique et les fermentations de la vase occasionnent une consommation importante de l'oxygène produit en surface.

TABLE 18.

Mois	Station	Oxygène en % de la saturation	Remarques
Décembre	10	63,19 %	Fond à \pm 50 cm
Avril	8	66,98 %	Fond à 1,30 m, à 50 m de la rive
Mai	14	78,66 %	Fond à \pm 50 cm
	12	82,46 %	Fond à 2,80 m, à 100 m de la rive
Juillet	16	59,00 %	Fond à \pm 50 cm
	17	93,29 %	Fond à \pm 50 cm, près de la rive

En ce qui concerne les stations 8 et 12, il est à remarquer que la proximité de la rive influence probablement, par les apports de matières organiques de déchet, la déficience d'oxygène. Je songe ici à la présence à la station 12, à l'époque de l'Expédition, de plusieurs hippopotames qui, en remuant la vase, ont certainement contribué à mettre la couche inférieure en contact avec les couches supérieures, d'où une oxydation plus rapide et la déficience constatée. C'est un exemple typique de l'influence d'un facteur zoobiotique.

La courbe des moyennes mensuelles montre clairement une augmentation progressive jusqu'au mois de mars, une décroissance rapide jusqu'au mois de juin et une remontée jusqu'en août. Il est intéressant de signaler en outre qu'au mois de mars, le % de la saturation est pratiquement identique en surface et près du fond avec respectivement 328,85 % et 329,40 % et une homothermie presque absolue : 27,8° C pour la surface et 27,5° C pour le fond (fig. 11).

Il aurait été du plus haut intérêt de pouvoir suivre l'évolution de l'oxygène d'heure en heure pendant une durée de vingt-quatre heures au cours d'un jour en saison sèche et d'un jour en saison des pluies, car nous ignorons tout des variations nocturnes. Cette expérience n'a pu être réalisée momentanément.

Par la respiration des animaux, la décomposition de la substance organique, descendant lentement et s'accumulant sur le fond, l'oxygène de l'eau décroît constamment; la perte est partiellement compensée toutefois, dans les couches supérieures, par la production de l'oxygène au cours de l'assimilation chlorophyllienne, aussi bien des plantes supérieures que du phytoet du phytonannoplancton. C'est avant tout ce dernier qui est, sans aucun doute, une des principales sources de l'oxygène du lac et qui provoque généralement une légère sursaturation dans les couches bien aérées. Près du fond, où, d'après la profondeur de la cuvette lacustre, l'aération ne se fait plus que difficilement et où la diffusion lente ne compense plus la consommation, on peut constater des déficiences saisonnières. Plus riche est la vie d'un lac, plus abondante la nourriture, plus vite aussi ce processus ira-t-il en s'accroissant et la teneur en oxygène diminuera avec la profondeur.

Cependant, cette diminution, qui peut aller jusqu'à faire tendre les teneurs de l'oxygène à zéro, n'est pas toujours imputable à la dégradation de la matière organique et les oxydations qui l'accompagnent. Dans des cas particuliers il peut y avoir d'autres phénomènes d'oxydation, notamment au cours de la production de carbonate de fer.

Les bases théoriques de l'influence de l'assimilation chlorophyllienne sur les variations du chimisme sont aujourd'hui en grande partie expliquées par les recherches de J. TILLMANS, J. M. KOLTHOFF, F. RUTNER et W. SCHÄPERCLAUS. Que la concentration en oxygène de l'eau peut atteindre de hautes valeurs, a été prouvé par un grand nombre de recherches. Il serait cependant intéressant de rechercher entre quels extrêmes la concentration en oxygène peut varier par suite des actions antagonistes de la photosynthèse et de la respiration.

L'examen de la table 17 et des graphiques (fig. 10, 11 et 12) montre qu'au lac Upemba, l'oxygène croît vers deux sommets situés respectivement au mois de mars et au mois d'août. Si nous comparons la courbe obtenue au moyen des moyennes mensuelles à celle du nannoplancton quantitatif (fig. 13), nous nous apercevons que les maxima de l'oxygène ne correspondent pas aux maxima du nannoplancton, mais que ces grandes concentrations en oxygène sont en retard de trente jours environ sur la production massive du plancton. On pourrait évidemment nous objecter qu'au cours des trente jours écoulés entre deux visites successives, des changements ont pu survenir, qui nous ont ainsi échappé. Ces productions ont lieu en décembre, janvier et février; pendant ces trois mois la courbe d'oxygène croît et atteint son maximum au mois de mars, époque à laquelle le nannoplancton commence à décroître. Un nouveau minimum se présente au mois

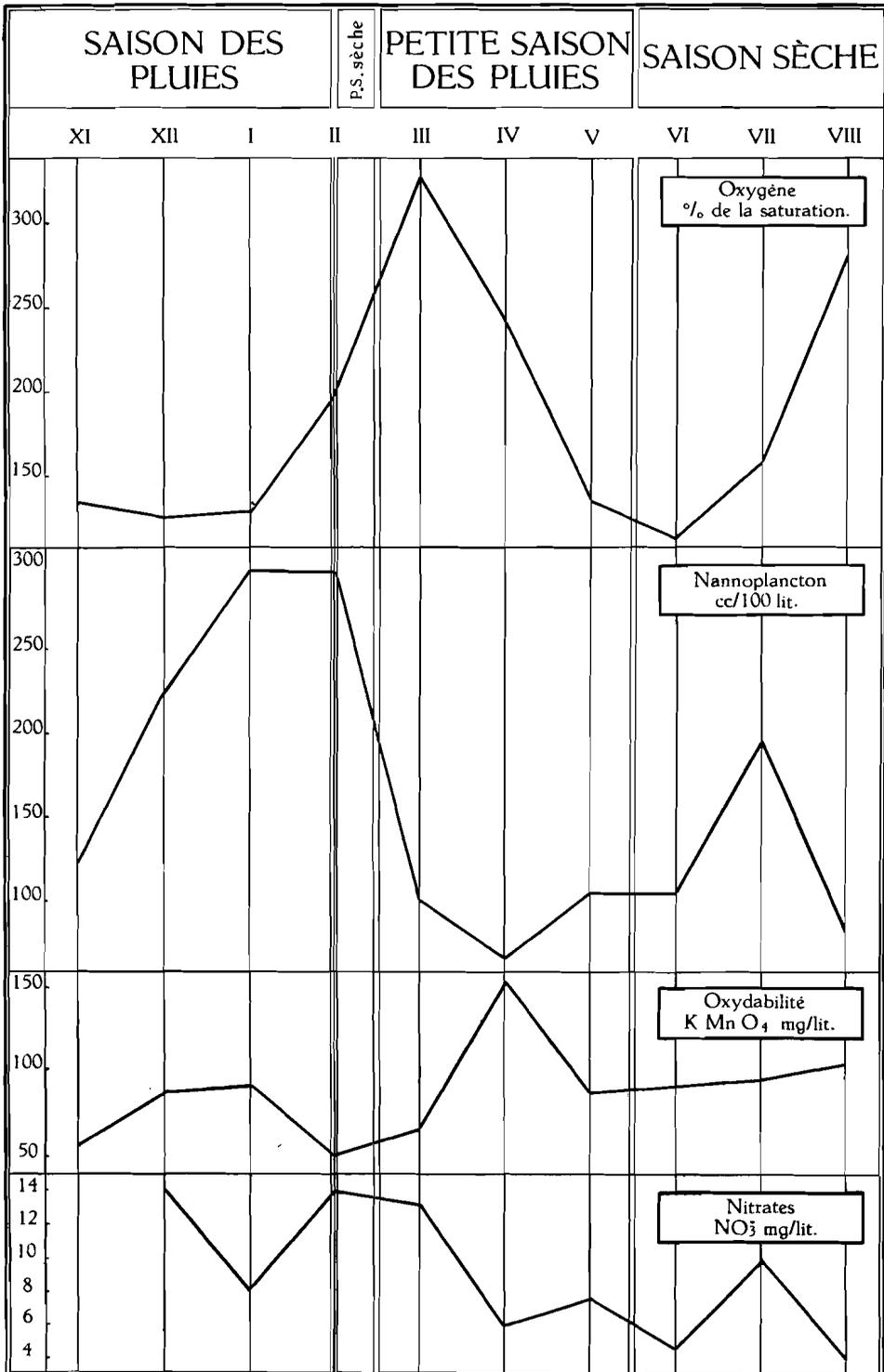


FIG. 13.

TABLE 19.

Oxygène. Moyennes mensuelles.				
Mois	Température °C	Oxygène cc ⁰ / ₀₀	Oxygène mg ⁰ / ₀₀	Oxygène % saturation
Eaux de surface.				
XI	29°6	7,221	10,319	136,63
XII	29°0	6,795	9,711	127,86
I	27°5	7,218	10,330	131,34
II	28°9	10,776	15,399	200,66
III	27°8	18,021	25,753	328,85
IV	29°3	12,838	22,475	243,54
V	27°7	7,989	11,417	145,81
VI	25°2	6,625	9,468	115,06
VII	25°2	9,266	13,242	161,94
VIII	24°9	16,327	23,333	282,63
Eaux du fond.				
XI	28°2	4,878	6,973	90,33
XII	29°1	4,438	6,343	82,94
I	26°8	7,246	10,355	129,67
II	28°6	5,971	8,532	110,57
III	27°5	18,148	25,935	329,36
IV	28°6	6,286	8,983	116,48
V	27°0	6,661	9,520	119,96
VI	24°8	6,202	8,863	106,26
VII	25°4	8,459	12,077	147,63
VIII	24°6	14,710	21,022	252,86

de juin, pendant que le nannoplancton, d'abord décré, s'accroît lentement. Le second sommet de l'oxygène est en août, c'est-à-dire à nouveau trente jours après la production maximum du nannoplancton.

E. A. BIRGE et C. JUDAY (1911) ont trouvé dans plusieurs lacs du Wisconsin des sursaturations remarquables et reconnaissent que jusqu'à présent aucune explication adéquate n'a été donnée de ce phénomène. Ils supposent

TABLE 20.

Oxygène. — Station 9.				
Mois	Température °C	Oxygène cc ⁰ / ₀₀	Oxygène mg ⁰ / ₀₀	Oxygène % saturation
Eaux de surface.				
XII	31°5	8,779	12,546	171,79
I	27°8	5,573	7,965	101,70
II	28°9	10,776	15,399	200,66
III	27°8	18,021	25,753	328,85
IV	29°7	16,811	24,024	317,78
V	27°5	5,377	7,684	97,58
VI	26°1	6,361	9,090	112,38
VII	24°8	8,546	12,214	147,35
VIII	24°6	16,421	23,466	282,14
Eaux du fond.				
XII	29°0	2,966	4,239	55,34
I	27°2	3,735	5,338	67,42
II	28°6	5,970	8,532	110,57
III	27°5	18,148	25,935	329,36
IV	29°0	8,397	12,000	156,66
V	26°9	3,511	5,017	63,03
VI	25°8	2,586	3,696	45,46
VII	24°6	5,016	7,168	86,19
VIII	24°3	9,610	13,733	163,99

que c'est la production de nannoplankton qui en est la cause : « The upper waters always contains chlorophyll-bearing organisms whose numbers vary from a few hundreds per liter in some lakes to as many several hundred thousand in others. When exposed to light, these organisms are able to carry on the process of photosynthesis in which Carbon dioxide is taken up from the water and broken up into its two elements. The carbon is retained for further use in the plants and the Oxygen is liberated, some or all of it passing into solution in the water so that the quantity or all of this gas may be raised above the saturation point. In the upper stratum, then, the excess of Oxygen will not be much greater than the amount which the

chlorophyll-bearing organisms can produce in a single day, for the disturbances due either to wind or convection currents will prevent the accumulation of a large amount of excess Oxygen at so slight a depth. The maximum amount of Oxygen was found in Knight lake on August 26, 1909. At a depth of 4,5 m there were 25,5 cc of Oxygen per liter of water, which was 364,5 per cent of saturation. The problem of the rapidity of manufacture and accumulation of Oxygen in the excess Oxygen stratum has not yet been thoroughly studied. »

Au sujet de l'effet ultime de cette sursaturation sur le métabolisme du lac, A. THIENEMANN (1928) a émis l'opinion qu'en ce qui concerne les eaux eutrophes il est impossible de s'imaginer que ce surplus en oxygène serait « dégagé » en même temps; il pense, au contraire, que cette quantité reste en quelque sorte emmagasinée et sert à l'oxydation de la matière organique morte. Ce n'est que lorsque cet excès d'oxygène a été utilisé que le restant est consommé. A ce moment la déficience commence à se marquer et croît jusqu'à un maximum. Dans ces conditions, une eau eutrophe posséderait la capacité d'oxyder de grandes quantités de matières organiques, autochtones ou allochtones, c'est-à-dire de les dégrader complètement et d'en remettre les éléments en circulation, sans en arriver à des accumulations considérables de détritibus.

Pouvons-nous dire, dès lors, que les variations de l'oxygène sont régies ici par les processus biologiques de réduction des sédiments, d'après les conceptions de A. THIENEMANN, comme il fallait s'y attendre dans une eau à eutrophie très prononcée, comme c'est le cas pour l'Upemba? Ajoutons à cela que le peu de profondeur de cette « pellicule aquatique » offre la possibilité aux microorganismes du phytonannoplancton d'effectuer de la photosynthèse jusque près du fond. Nous avons trouvé, en effet, des quantités considérables de matière vivante jusqu'à quelques centimètres de la vase du fond. Il en résulte une oxygénation correspondant à une production massive de phytonannoplancton.

D'après A. THIENEMANN (1931), la forme eutrophe des courbes de l'oxygène dans les lacs tropicaux (semblables à l'Upemba) serait due à la température élevée de l'hypolimnion et la dégradation rapide de la matière organique qui en résulte.

Je songe ici à l'étude de l'oxygène des lacs dans laquelle A. GROTE (1934) a très ingénieusement appliqué la loi d'OHM au métabolisme lacustre.

Dans les grands lacs, dit-il, les grandes profondeurs agissent comme facteur freinant le métabolisme. Celui-ci est semblable à la loi d'OHM :

$$\text{Force} = \frac{\text{Tension}}{\text{Résistance.}}$$

L'intensité du métabolisme est identique à la force du courant; la différence de potentiel entre anode et cathode est représentée par les deux forces opposées : la production et la dégradation.

La matière organique produite dans les couches supérieures descend à la mort des organismes et tend à atteindre le fond de la cuvette lacustre, pour retourner, après minéralisation dans les profondeurs, vers la couche trophogène. Tout se passe comme si d'un pôle à l'autre descendait de la matière organique pour retourner à son point de départ sous forme minérale.

Les distances considérables, comme elles se présentent dans les lacs à grande profondeur, peuvent, dès lors, être considérées comme la résistance dans la formule d'OHM : plus grande est la résistance, plus petite est la force électromotrice, ce qui peut se traduire ici : plus grande est la profondeur, plus petit est le métabolisme. Dans les lacs peu profonds, au contraire, les deux pôles du cycle sont très rapprochés; la construction de la matière organisée, sa destruction et sa dégradation se passent dans un milieu très restreint et les matières minérales retournent avec une grande rapidité vers le lieu de reconstruction de la matière organisée, qui reçoit donc de cette façon une impulsion considérable.

Nous pouvons donc appliquer dans ce cas la loi d'OHM au métabolisme des lacs, en ces termes : Le métabolisme dans un lac est d'autant plus intense que le rapport entre la production et la destruction est petit et donc que le lac est moins profond.

Si nous examinons séparément les concentrations mensuelles mesurées à la station 9 (table 20), nous y trouvons en surface un maximum de 328,85 % au mois de mars et un minimum de 97,85 % au mois de mai. C'est le seul mois au cours duquel on a observé une légère déficience, les concentrations en surface des autres mois étant comprises entre 101,70 et 328,85 %.

Quant au fond, un maximum de 329,36 % au mois de mars correspond à peu de chose près au maximum observé en surface, le minimum de 45,46 % se plaçant au mois de juin. Les autres mois, on remarque une sérieuse déficience aux mois de décembre, janvier, mai, juin et juillet. Au mois d'août on se trouve à nouveau devant une sursaturation.

Considérons maintenant les concentrations et la température dans le cadre des saisons (table 21). Nous voyons immédiatement que l'oxygène, de même que les températures, tendent à s'unifier en surface et au fond au mois de mars, c'est-à-dire en petite saison des pluies. A ce moment elle va décroître lentement, alors qu'au fond la chute est brusque, presque 50 % de diminution au mois d'avril. Pendant ce temps, la température a encore augmenté. A partir de ce moment, elle va décroître en surface de même qu'au fond. Quant à l'oxygène, il diminue en surface, mais croît presque immédiatement pour atteindre un second maximum en août vers la fin de la saison sèche. Au fond, il décroît brusquement, comme il a été dit plus haut, décroît encore, puis remonte à un second maximum également au mois d'août où l'on remarque des températures de surface et de fond très voisines. Dans les deux cas les températures ne diffèrent que de 0,3° C.

Si nous comparons les variations de l'oxygène exprimées en cm³ au litre, pour la station 9 (fig. 12), nous voyons que dans la plupart des mois de l'année il semble y exister une sorte de microstratification, si je puis m'exprimer momentanément ainsi, peu prononcée d'ailleurs, presque parallèle à une allure semblable de la température, sauf pour le mois de mars, où, comme je l'ai déjà indiqué plus haut, les températures de surface et de fond sont presque semblables, à une différence de 0,3° C près, et tendent donc à constituer une remarquable homothermie.

TABLE 21.

Valeurs moyennes mensuelles.										
Mois	Saison des pluies			Petite saison sèche	Petite saison des pluies		Saison sèche			
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Oxygène surface % saturation	120,5	102,1	129,1	195,8	258,9	163,2	117,5	95,04	129,2	224,6
Température surface °C	29,6	29,0	27,5	28,0	27,8	29,5	27,7	25,2	25,0	24,9
Microplancton cc/100 l	0,8	1,1	0,9	1,4	0,3	0,6	0,72	0,46	1,1	0,56
Nannoplancton cc/100 l	125,0	225	297,0	295,0	100,0	67,5	108,0	107,0	195,0	83,3

Relations entre la production de l'oxygène, du microplancton, du nannoplancton et les saisons.

Le lac Upemba serait alors à classer, d'après les conceptions de S. YOSHIMURA (1938), dans les « eutropic lakes of third order » qu'il définit comme suit : « Lacs de grande superficie, mais peu profonds. Les parties moindres que 3 m sont couvertes d'une végétation submergée ou flottante. On peut difficilement désigner ces pièces d'eau sous le vocable de « lacs » dans le sens strict du terme. »

Dans son travail, S. YOSHIMURA considère comme lacs, ces parties des pièces d'eau suffisamment profondes pour permettre la végétation de plantes aquatiques submergées. « Ces lacs eutrophes sont fréquemment troublés par les vents et les courants. On n'a pu encore établir l'existence régulière d'un thermocline. La couche supérieure est sursaturée d'oxygène par

Station 9.										
Mois	Saison des pluies			Petite saison sèche	Petite saison des pluies			Saison sèche		
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Surface.										
Température °C	—	31,5	27,8	28,9	27,8	29,7	27,5	26,1	24,8	24,6
Oxygène % saturation	—	171,79	101,7	200,66	328,85	317,78	97,58	112,38	147,35	282,14
Fond.										
Température °C	—	29,0	27,2	28,6	27,5	29,0	26,9	25,8	24,6	24,3
Oxygène % saturation	—	55,34	67,42	110,57	329,36	156,66	63,03	45,46	86,19	163,99

suite de l'assimilation chlorophyllienne. La partie profonde près du fond est généralement soit sursaturée, soit en légère déficience, nonobstant la décomposition active de la surface de la vase. On a observé rarement une stratification des sels dissous après une stagnation continue pendant une succession de journées calmes et chaudes. »

F. RUTTNER (1952) est d'avis que, dans les eaux tropicales, la température devient le facteur déterminant et que la couche d'oxygène perd sa signification comme indicateur de la grandeur de la productivité organique.

Un dernier point auquel il a déjà été fait allusion dans les pages qui précèdent est l'évolution de l'oxygène pendant la nuit. F. RUTNER (1931) a remarqué, au cours de ses recherches hydrographiques et hydrochimiques à Java, Sumatra et Bali, que certaines sursaturations (jusqu'à 120 % et plus) ont été trouvées très souvent au cours des matinées. Pendant les premières heures de la journée, au contraire, il a trouvé des concentrations beaucoup moins fortes, dues moins à des échanges avec l'atmosphère qu'aux réductions.

N'ayant pas eu la possibilité de faire des prélèvements tôt le matin ou tard le soir, il m'est difficile de rechercher si le même phénomène se produit au lac Upemba. Tout ce que je puis dire à ce sujet, c'est qu'en saison sèche, au mois d'août, j'ai pu mesurer une augmentation progressive depuis 8,45 h à 11,20 h avant midi.

TABLE 22.

Heure	t° C	Oxygène cc ‰	% de la saturation
8,45	24,6	11,51	197,9
9,30	25,5	13,93	243,1
9,45	24,4	17,72	303,0
10,50	25,4	18,47	321,9
11,20	26,1	18,60	328,6

Pendant la saison des pluies cette progression ne semble pas être si régulière, ce qui se conçoit par les dilutions énormes et soudaines causées par les précipitations atmosphériques. Nous voyons cependant que les fortes concentrations se présentent autour du milieu de la journée, à quelques exceptions près cependant.

Dans une étude sur les variations diurnes et l'intensité spécifique de la photosynthèse chez les plantes aquatiques, principalement chez les algues, S. KOSTYTSCHEW et S. SOLDATENKOW (1926) ont pu montrer que cette variation n'est pas régulière. L'intensité de la photosynthèse atteint un maximum dans l'avant-midi ou au plus tard dans les premières heures de l'après-midi. Dans l'après-midi, même par fort rayonnement solaire, par une température favorable, on remarque une décroissance progressive de cette intensité.

R. W. BUTCHER et ses collaborateurs (1927) ont démontré l'existence de variations diurnes de l'oxygène dans l'eau d'une petite rivière. Leur mini-

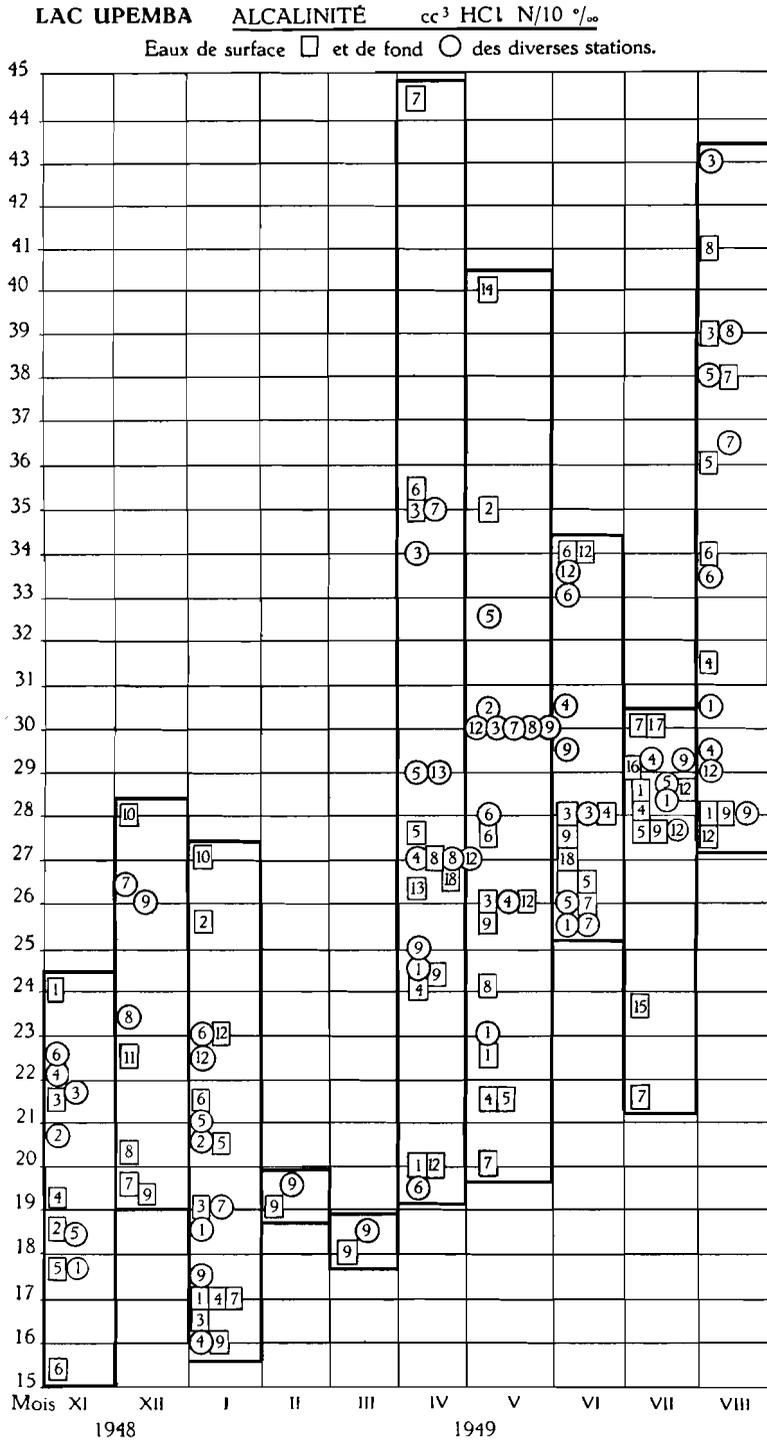


FIG. 14.

mum pour le mois de mars se trouve depuis 1 h de la nuit à environ 8 h du matin, pour monter presque en flèche jusqu'à 13 h et décroître ensuite. J. WHITNEZ (1942) a pu faire des observations analogues pendant vingt-quatre heures. J. SCHMALZ, au contraire (1934), n'a pas trouvé dans un lac eutrophe (le Gnadensee) une variation sensible entre les concentrations diurnes et nocturnes de l'oxygène.

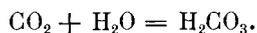
2. — ACIDE CARBONIQUE LIBRE. ALCALINITÉ, pH.

Considérée autrefois comme presque identique à n'importe quel point d'un lac, à une même époque, l'alcalinité s'est avérée, depuis, comme pouvant présenter des différences sensibles et subir des influences locales assez notables (fig. 14).

Un certain nombre de facteurs provoquent des variations dans l'évolution de l'alcalinité, facteurs dépendant à leur tour de la variabilité presque continue du biotope envisagé, au double point de vue macro- et microclimatique. Il est très difficile de suivre l'influence séparée de chaque facteur; ce ne sont que ceux qui présentent entre eux une causalité bien définie, dont nous pouvons plus ou moins déterminer et suivre l'action, pour autant que celle-ci soit quantitative. A ce point de vue le métabolisme de l'acide carbonique dans les eaux naturelles, tout compliqué qu'il soit, est peut-être le seul qui se prête à une investigation approfondie, basée sur des données bien définies.

Afin de pouvoir expliquer les diverses réactions chimiques dont l'eau du lac Upemba est le siège, il est utile de revoir, d'une manière succincte, les théories sur lesquelles se basent nos connaissances actuelles du cycle de l'acide carbonique dans les eaux naturelles.

On admet généralement que l'anhydride carbonique réagit avec l'eau d'après la formule :



Cette nouvelle combinaison se dissocie en partie :

$$k_1 [\text{H}_2\text{CO}_3] = [\text{H}^+] \cdot [\text{HCO}_3^-], \quad (1)$$

formule dans laquelle k_1 désigne la première constante de dissociation de l'acide carbonique, à 20°, c'est-à-dire environ $3,5 \times 10^{-7}$. A partir de cette première dissociation, il se forme du bicarbonate qui se dissocie ensuite en carbonate :

$$k_2 [\text{HCO}_3^-] = [\text{H}^+] \cdot [\text{CO}_3^{2-}], \quad (2)$$

formule dans laquelle k_2 désigne la seconde constante de dissociation : $4,7 \times 10^{-11}$.

Si nous admettons qu'en général le CO_2 a été transformé en entier en H_2CO_3 , on peut dire que le CO_2 des eaux naturelles se présente sous trois formes : non dissocié, comme bicarbonate et comme carbonate.

Comme nous trouvons aussi la concentration en ions hydrogène dans les équations (1) et (2), nous pouvons donc conclure à une grande influence de cette concentration sur le rapport entre les trois formes sous lesquelles l'acide carbonique se présente. Ce rapport est facile à calculer suivant une méthode proposée par L. MICHAELIS.

Posons l'acide carbonique total d'une eau égal à 100; il vient que

$$[\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{=}] = 100; \quad (3)$$

en combinant (3) avec les équations (1) et (2) on trouve :

$$[\text{H}_2\text{CO}_3] = \frac{100}{1 + \frac{k_1}{[\text{H}^+]} + \frac{k_1 k_2'}{[\text{H}^+]^2}}, \quad (4)$$

$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{100}{1 + \frac{[\text{H}^+]}{k_1} + \frac{k_2'}{[\text{H}^+]}} \quad (5)$$

$$[\text{CO}_3^{=}] = \frac{100}{1 + \frac{[\text{H}^+]}{k_2} + \frac{[\text{H}^+]^2}{k_1 k_2}} \quad (6)$$

Les équations (4), (5) et (6) nous permettent de calculer les rapports entre CO_2 , bicarbonates et carbonates à un pH déterminé, d'après la table 23 (L. BAAS-BECKING).

TABLE 23.

Acide carbonique, bicarbonates et carbonates en % molaires à différents pH.									
H^+	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}	10^{-12}
H_2CO_3	99,6	96,6	74,1	22,2	2,8	0,3	-, -	-, -	-, -
HCO_3^-	0,4	3,4	25,9	77,8	96,7	95,2	67,9	17,6	2,1
$\text{CO}_3^{=}$	-, -	-, -	-, -	-, -	0,5	4,5	32,1	82,4	97,9

En portant les diverses valeurs sur un diagramme avec les % molaires en abscisse et les pH en ordonnée, on obtient le graphique (fig. 15) qui nous montre :

- 1° Qu'à $\text{pH} > 9$ il n'y a plus d'acide carbonique;
- 2° Que les bicarbonates ont leur maximum à $\text{pH} 8,2$;
- 3° Qu'à $\text{pH} = 12$, tout l'acide carbonique est transformé en carbonate.

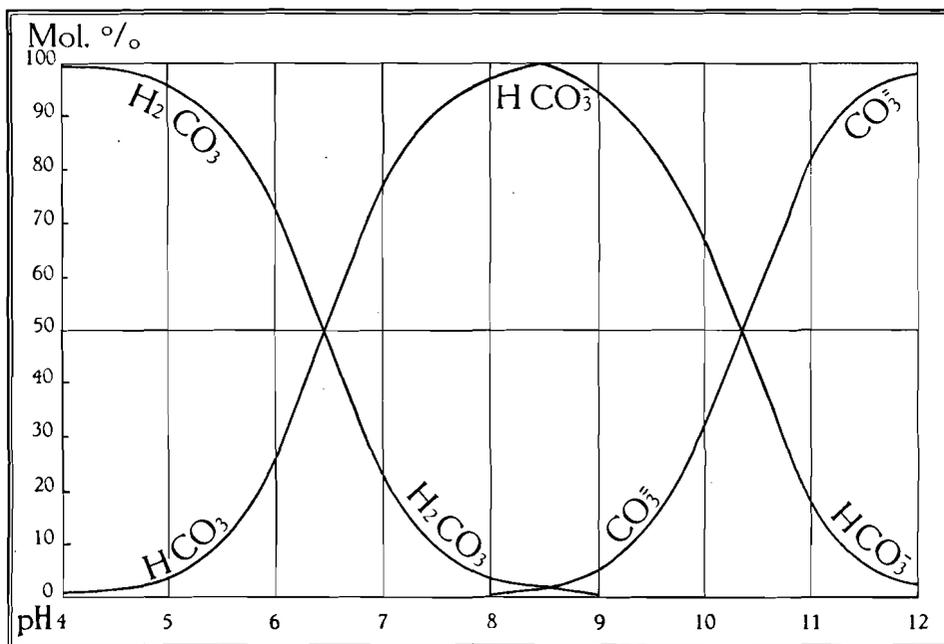


FIG. 15.

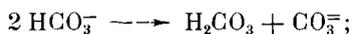
Comme les organismes à chlorophylle et les bactéries autotrophes utilisent l'acide carbonique contenu dans l'eau, on peut trouver dans ce diagramme sous quelle forme, à un pH donné, cet acide carbonique se trouvera à leur disposition. Le fait que beaucoup de plantes à chlorophylle ne parviennent plus à assimiler lorsque le $\text{pH} > 9$ montre que la forme sous laquelle l'acide carbonique se présente à eux est particulièrement importante pour les phénomènes vitaux.

Le principe excès-base de J. JOHNSTON, c'est-à-dire le nombre d'équivalents ion métal $[\text{B}^+]$ d'une eau en équilibre avec les ions hydrogène, hydroxyle, bicarbonate et carbonate :

$$[\text{B}^+] + [\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + \frac{[\text{CO}_3^{=}]}{2} + [\text{OH}],$$

nous permet de préciser beaucoup de phénomènes chimiques se passant au sein de l'eau.

On a pu calculer ainsi que dans une eau très alcaline, il y a encore des traces de H_2CO_3 . Si donc il faut du H_2CO_3 libre pour l'assimilation chlorophyllienne, il sera disponible, en petites quantités, toutefois. Mais, si, pendant l'assimilation, H_2CO_3 est absorbé, $[B^+]$ restant constant, il résulte de la formule de J. JOHNSTON, que le degré d'acidité diminuera, et du diagramme on pourra conclure que, à degré d'acidité diminué, l'équilibre acide carbonique, bicarbonate-carbonate se déplacera dans le sens carbonate. Lorsque l'acide carbonique est éliminé de l'eau, le bicarbonate se dissociera :



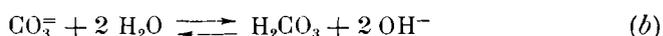
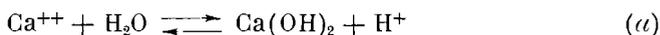
mais, comme la quantité totale d'acide carbonique a diminué, le rapport entre les trois formes d'acide carbonique a changé.

Par contre, lorsque la respiration prédomine, la quantité d'acide augmentera. Une partie de cet acide se dissociera toutefois en bicarbonate et même en carbonate; mais l'augmentation de la quantité totale aura pour conséquence que l'équilibre sera déplacé dans le sens de l'acide carbonique parallèlement à une augmentation du degré d'acidité.

*
**

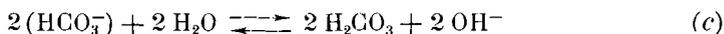
Le $CaCO_3$ ne se présente dissous dans les eaux naturelles qu'en minimes quantités de l'ordre de 0,013 g par litre; l'eau ne parvient à en dissoudre de plus fortes quantités qu'en présence d'acide carbonique libre.

Le carbonate et le bicarbonate de calcium sont les sels d'une base forte et d'un acide faible; l'hydrolyse de ces deux sels se fera donc suivant l'équation :

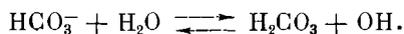


$Ca(OH)_2$ étant une base relativement forte à dissociation presque complète, la réaction de dissociation (a) ne se produit pas, mais les ions OH^- de la réaction (b) confèrent aux solutions de $CaCO_3$ une réaction alcaline.

En ce qui concerne le bicarbonate de calcium, on peut déduire une troisième réaction des deux précédentes :



ou



Dans les eaux naturelles, toutefois, on ne se trouve pas uniquement en présence de solutions aqueuses de bicarbonate ou de carbonate de calcium; il y a presque toujours de l'acide carbonique libre qui s'y ajoute de façon que l'eau devient un complexe comprenant :

acide carbonique + bicarbonate de calcium;
carbonate de calcium + bicarbonate de calcium.

Si nous comparons l'équation (c) à l'équation (b), nous voyons qu'en (b), à un H_2CO_3 , correspondent deux OH et qu'en (c), à un H_2CO_3 , correspond un OH.

Il en résulte que le nombre des ions OH actuels, dans le cas d'une solution de CaCO_3 , sera plus grand et par conséquent le pH sera plus grand que dans le cas d'une solution de bicarbonate de calcium.

En dehors des deux carbonates de calcium de l'acide carbonique combiné, on rencontre généralement encore de l'acide carbonique libre. Il est impossible que CaCO_3 et acide libre existent en même temps en solution. On peut en définitive avoir les solutions ou mélanges suivants :

- a) CaCO_3 ou aussi $\text{CaCO}_3 + \text{Ca}(\text{OH})_2$;
- b) $\text{CaCO}_3 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$;
- c) $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{CO}_2$ en petites quantités;
- d) $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ en grandes quantités;
- e) $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{CO}_2$ (agressif);
- f) CO_2 (uniquement dans l'eau distillée).

On ne rencontre cependant dans la nature que la solution c), les autres sont des cas intermédiaires.

Il résulte de ces considérations que les échanges de CO_2 sont à la base de l'alcalinité. Les carbonates de calcium sont les régulateurs de l'acidité actuelle.

Dans les conceptions de la concentration en ions H, les mélanges b) et c), d), e) sont à considérer comme des tampons ou régulateurs. On sait que les tampons se caractérisent par le fait qu'un sel d'une base forte et celui d'un acide faible, ou réciproquement, montrent un pH différent d'après le rapport acide (base)/sel.

Après le rappel de ces quelques notions préliminaires, voyons point par point les faits révélés par l'analyse.

Acide carbonique libre. — Dans l'épilimnion la quantité d'acide carbonique libre est sujette à un certain nombre de variations. En contact permanent avec l'atmosphère et soumise à l'influence des vents, cette couche superficielle a une tendance à garder la concentration normale en CO_2 en équilibre avec l'atmosphère. La respiration des organismes vivant dans l'épilimnion et les décompositions qui y ont leur siège, tendent à accroître cette quantité, de sorte qu'elle peut, dans certaines circonstances, dépasser le coefficient de saturation.

D'autre part, cette couche étant la zone trophogène par excellence, où la photosynthèse atteint un haut degré d'activité, l'acide carbonique est absorbé et de l'oxygène est libéré. Lorsque la masse d'organismes à chlorophylle est considérable et que les conditions sont favorables, la demande de CO_2 dépasse les quantités normalement disponibles et les organismes doivent faire appel aux bicarbonates pour satisfaire leurs besoins en CO_2 , d'où il résulte une alcalinisation temporaire des couches superficielles.

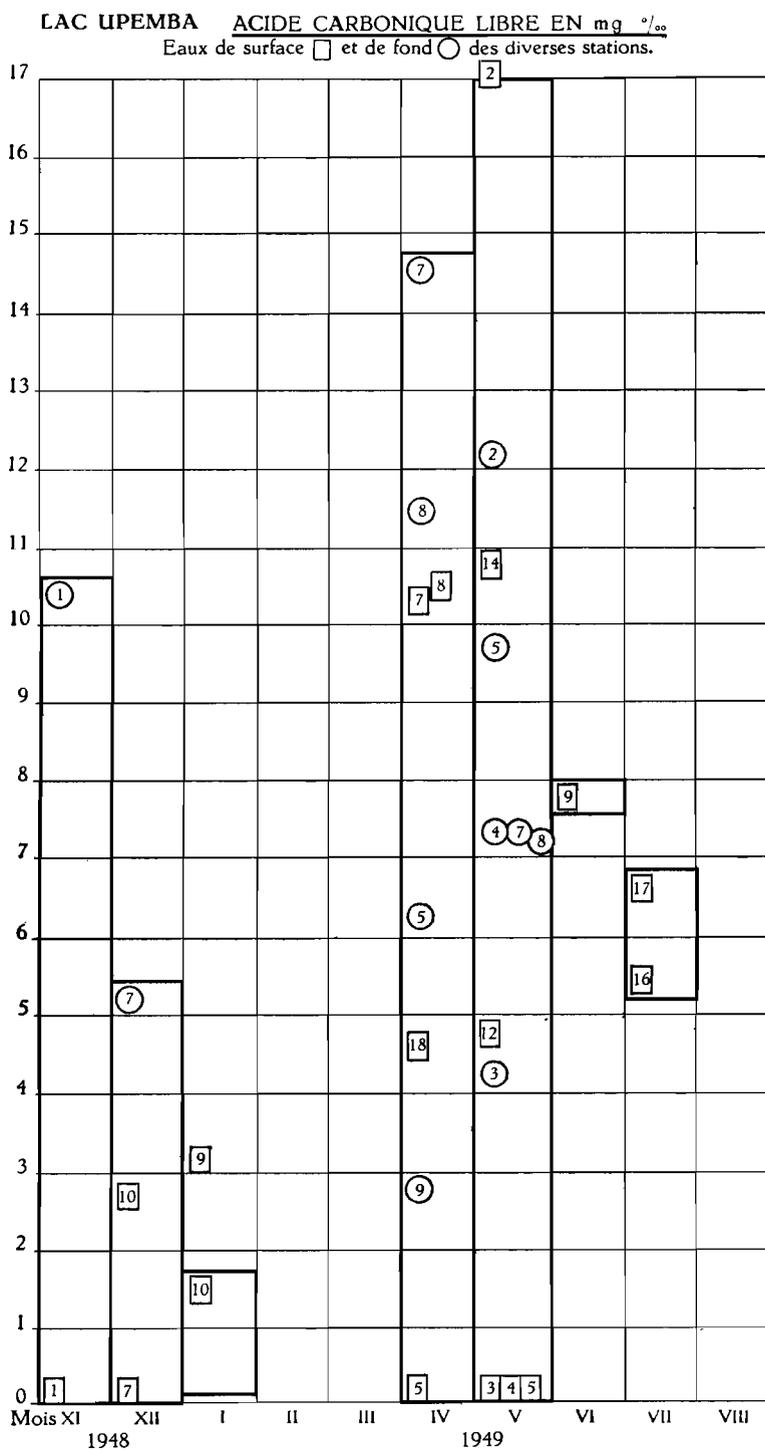


FIG. 16.

TABLE 36.

Variations mensuelles calculées, du potentiel acide carbonique en % molaires. Surface.								
Mois	A A partir du pH réel				B A partir de l'alcalinité et du pH calculé			
	pH réel	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼	pH théor.	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼
XI.1948								
M.	8,0	2,8	96,7	0,5	8,09	2,06	97,3	0,6
m.	7,6	7,3	92,7	—	7,8	5,3	94,7	—
XII.1948								
M.	8,0	2,8	96,7	0,5	8,02	2,8	96,7	0,5
m.	7,5	9,0	91,0	—	7,79	5,3	94,7	—
I.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,07	2,06	97,3	0,6
m.	7,0	22,3	77,7	—	7,81	5,3	94,7	—
II.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,02	2,8	96,7	0,5
III.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,04	2,5	97,0	0,5
IV.1949								
M.	7,4	11,0	89,0	—	7,98	2,8	96,7	0,5
m.	6,8	32,6	67,3	—	7,45	9,7	90,3	—
V.1949								
M.	6,8	32,6	67,3	—	7,95	3,7	96,3	—
m.	6,6	43,0	57,0	—	7,56	8,2	91,8	—
VI.1949								
M.	7,0	22,3	77,7	—	7,83	4,5	95,5	—
m.	6,6	43,0	57,0	—	7,7	4,0	96,0	—
VII.1949								
M.	7,0	22,3	77,7	—	7,95	3,7	96,3	—
m.	6,4	53,3	46,7	—	7,76	5,3	94,7	—
VIII.1949								
M.	7,75	5,7	94,3	—	7,8	5,3	94,7	—
m.	7,3	13,0	87,0	—	7,53	8,3	91,7	—

M. = Valeurs maximales. m. = Valeurs minimales.

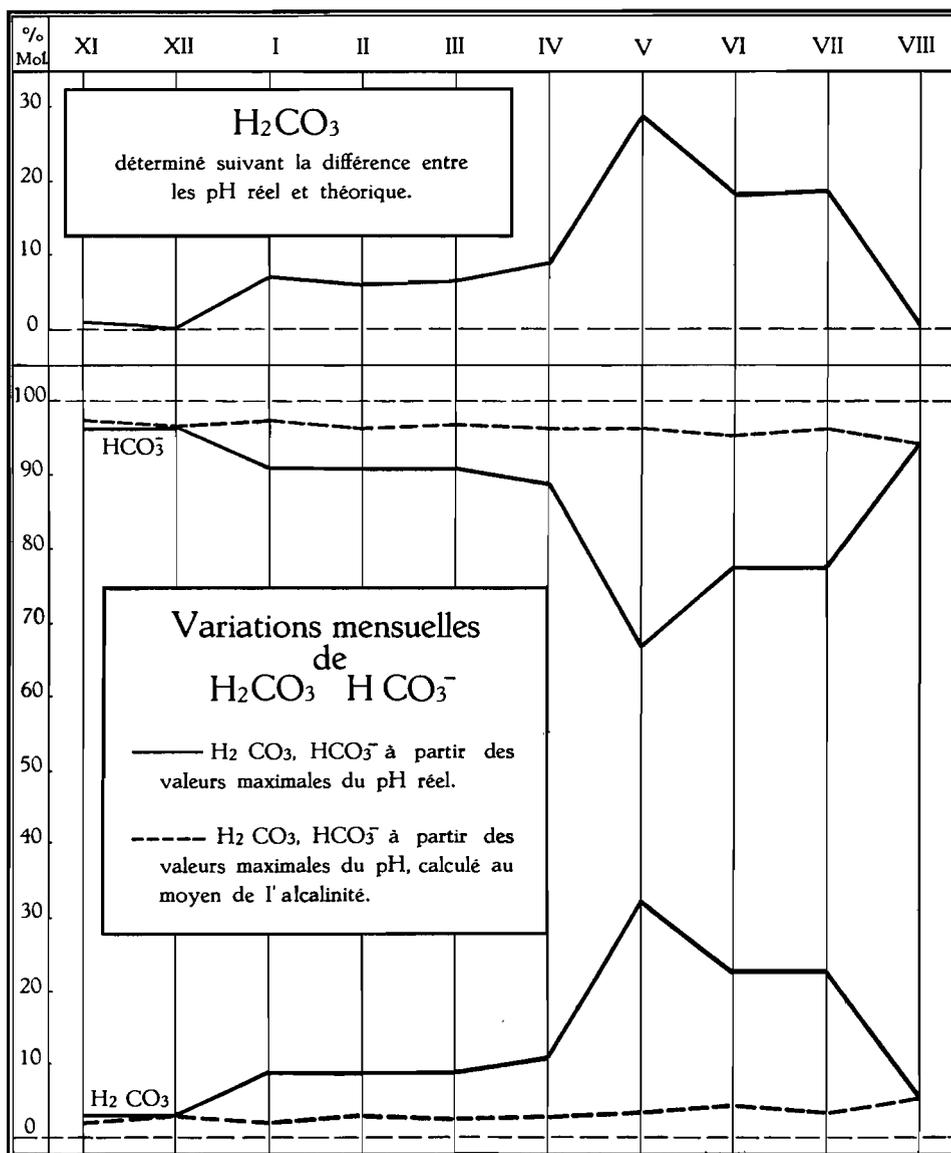


FIG. 26.

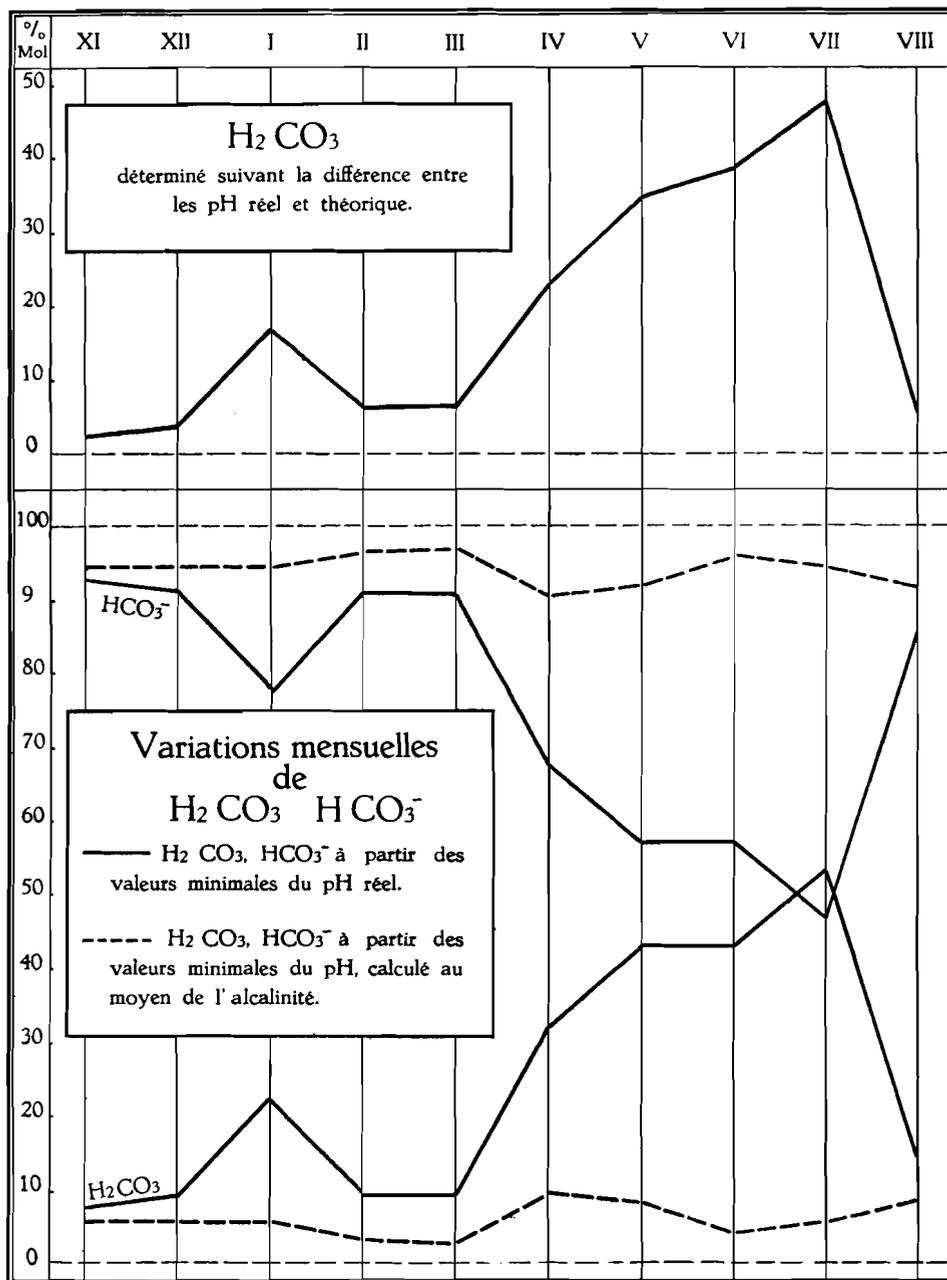


FIG. 27.

Au moyen de l'abaque, d'après L. BAAS-BECKING (fig. 15), j'ai recherché les proportions de H_2CO_3 , HCO_3^- et $\text{CO}_3^{=}$ correspondant, d'une part, au pH mesuré réellement *in situ* et, d'autre part, du pH calculé au moyen de l'alcalinité par la table de CZENSNY. La table 36 indique les valeurs trouvées, calculées en % molaires, reproduites sur les graphiques (fig. 26 et 27).

Ces chiffres nous apprennent que :

A. — pH REEL.

1° A partir des valeurs maximales du pH réel (fig. 26) :

a) H_2CO_3 augmente progressivement, avec un palier de janvier à avril; il atteint alors 32,6 % au mois de mai et décroît plus rapidement, pour arriver à 5,7 % en août;

b) HCO_3^- , d'abord stationnaire à 96,7 % au cours des mois de novembre et décembre, décroît vers un palier à 91 % pendant les mois de janvier, février, mars et avril (89 %), pour décroître rapidement et remonter avec un petit palier vers le mois d'août, où il atteint 94,3 %;

c) $\text{CO}_3^{=}$ n'est présent que pendant les mois de novembre et décembre à une concentration de 0,5 %.

2° A partir des valeurs minimales du pH réel (fig. 27) :

a) H_2CO_3 présente deux sommets, dont un petit en janvier (22,3 %) et un autre beaucoup plus important en juillet (53,3 %); entre le mois de février et le mois de juillet la croissance est plus ou moins accentuée, mais de juillet à août la chute est brusque;

b) HCO_3^- présente deux minima, un en janvier (77,7 %), un second avec 46,7 % et une remonte à 87 % en août. Après un palier en février-mars de 91 %, la courbe descend presque en gradins, pour arriver au minimum au mois de juillet;

c) $\text{CO}_3^{=}$. Les valeurs minimales du pH réel sont trop basses pour permettre la présence d'ions $\text{CO}_3^{=}$.

Si nous comparons ces données théoriques, basées sur une mesure réelle du pH, nous nous apercevons de la grande similitude entre la courbe du CO_2 libre (fig. 17), sauf une très légère anomalie entre décembre et février, où les teneurs réelles, mesurées sur place, montrent un maximum mieux exprimé, alors que la quantité calculée remonte d'une façon très légère.

Ce n'est qu'en avril que la courbe remonte assez brusquement, pour atteindre un maximum de 32,6 % correspondant au mois de mai à une quantité mesurée réelle d'environ 3 mg de CO_2 libre au litre (Table 34 et fig. 17).

Ceci semble prouver que le métabolisme du lac, en ce qui concerne l'acide carbonique, est influencé en ordre principal par la production du CO_2 dû probablement à l'oxydation des matières organiques. En effet, nous

avons fait remarquer plus haut la subdivision du « cycle lacustre » en plusieurs phases successives : alcaline-neutre-acide-alcaline, dont la phase acide correspond à la production de H_2CO_3 .

Si nous comparons cette production de H_2CO_3 à la production de l'oxygène au cours de la même période, nous voyons que celle-ci a diminué rapidement, parallèlement à une diminution de l'oxydabilité, c'est-à-dire à la teneur en matières organiques (fig. 34).

B. — pH CALCULÉ AU MOYEN DE L'ALCALINITE.

1° A partir des valeurs maximales du pH :

a) H_2CO_3 . L'allure générale de la courbe est presque rectiligne, avec une très légère pente vers le mois d'août. Partant d'une concentration de 2,06 %, H_2CO_3 , après quelques variations minimales en plus ou en moins, aboutit, en août, à une concentration de 5,3 % (Table 36, fig. 26).

b) HCO_3^- . Les mêmes remarques peuvent être faites ici, mais le phénomène est inversé, en ce sens que le départ en novembre est à une concentration de 97,3 % et que la courbe diminue progressivement, très lentement même, vers 94,7 % (Table 36, fig. 26).

c) $\text{CO}_3^{=}$ est présent de novembre en avril, mais en très petite quantité, de 0,5 à 0,6 % (Table 36).

2° A partir des valeurs minimales du pH :

a) H_2CO_3 . Au cours des mois de novembre, décembre et janvier, la courbe débute par un palier de 5,3 %; elle descend ensuite légèrement, pour atteindre la pointe minimale en mars, avec 2,5 %. La remontée est assez brusque, vers 9,7 % en avril, puis une décroissance progressive jusqu'en juin, où elle atteint 4,0 % et manifeste ensuite une remontée jusqu'à 8,3 % en août (Table 36, fig. 27).

b) HCO_3^- débute par un palier de 94,7 % pendant les trois premiers mois, monte légèrement durant les mois de février et mars et atteint un sommet de 97 %. Elle décroît brusquement en avril, point minimal de 90,3 %, pour remonter à 96 % et redescendre ensuite à 91,7 % au mois d'août (Table 36, fig. 27).

c) $\text{CO}_3^{=}$. Les valeurs minimales du pH ne permettent pas l'existence de l'ion $\text{CO}_3^{=}$.

L'examen des graphiques (fig. 26 et 27), construits au moyen des valeurs reprises dans la table 36, nous montre immédiatement la grande différence entre les valeurs obtenues à partir du pH réel et celles résultant du calcul du pH à partir de l'alcalinité. Cette différence était d'ailleurs déjà frappante dans la table 29 et les graphiques consacrés aux seuls pH des eaux de surface et de fond (fig. 22 et 23). Les courbes obtenues au moyen de l'alcalinité sont beaucoup moins variables et donnent des valeurs très minimales en équivalents de H_2CO_3 .

Par contre, le calcul de H_2CO_3 et HCO_3^- à partir du pH réel expérimental montre une influence réelle de H_2CO_3 à certaines époques du cycle annuel.

Il faut remarquer ici l'absence de H_2CO_3 aux mois de février-mars, mais il serait prématuré de conclure, à priori, à l'absence totale, car les difficultés passagères dans la circulation sur le lac ont commencé à ce moment, comme je l'ai déjà fait remarquer à plusieurs reprises, et il ne m'a pas été possible de visiter toutes les stations comprises dans mon programme initial. J'ai dû me contenter, ces deux mois-là, de la seule station plus facilement accessible. C'est ce qui explique probablement cette absence. L'existence dans le lac de microbiotopes ayant des caractères assez changeants permet l'hypothèse qu'au cours de ces deux mois il devait y avoir une certaine concentration en CO_2 libre qui a donc échappé à nos investigations.

Néanmoins, on peut conclure à l'importance capitale que semble revêtir au lac Upemba la présence ou l'absence de H_2CO_3 . Celui-ci trouve plus que probablement son origine dans l'oxydation des matières organiques, celles-ci très abondantes à cause du nannoplancton, oxydation qui peut déjà se produire dans la masse aquatique avant même que les éléments en dégradation n'aient atteint le fond lacustre, puisque partout, en général, règne une sursaturation en oxygène.

On remarque aisément la concordance frappante entre la courbe des variations du CO_2 libre en mg-litre (fig. 16, 17) depuis le mois d'avril jusqu'au mois d'août et la courbe représentant la différence entre les concentrations en H_2CO_3 obtenues en réalité et par les artifices de calcul (fig. 26), depuis les valeurs maximales du pH.

Les variations de la courbe obtenue au moyen des valeurs minimales du pH (fig. 27) ont, dans les très grandes lignes, la même allure. Le maximum observé au mois de mai, aussi bien en surface qu'au fond, correspond, en outre, très bien au minimum observé dans les variations de l'oxygène au mois de mai (fig. 10).

*
**

Avant de terminer cette étude du métabolisme de l'acide carbonique dans le lac Upemba, examinons l'action combinée acide carbonique-oxygène, c'est-à-dire l'assimilation-désassimilation du phytonannoplancton.

C'est encore R. MAUCHA (1923) qui a étudié le problème du point de vue théorique. Passons brièvement celui-ci en revue, car il jette une lumière singulière sur les diverses réactions qui se passent au sein du lac Upemba.

La théorie de l'assimilation et de la désassimilation du phytonannoplancton est basée sur le quotient de l'assimilation exprimé par l'égalité

$$\frac{CO_2}{O_2} = 1.$$

Pour calculer les molécules de CO_2 assimilées, il faut déterminer la quantité équivalente de O_2 que les organismes du phytoplancton ont produite, à des températures et des intensités lumineuses définies, en raison de leur assimilation.

La constante de vitesse de la production de l'oxygène augmente avec l'intensité lumineuse jusqu'à ce qu'elle ait atteint sa valeur maximale. A partir de cette intensité optimale cependant, la constante de vitesse diminue, si l'intensité lumineuse augmente encore, de sorte qu'on aboutit enfin à une intensité à laquelle et au-dessus de laquelle on ne remarque plus de production d'oxygène.

Cette constante de vitesse peut être calculée par la fonction

$$K = \alpha \sin i,$$

dans laquelle α est une constante dépendant de la température et i l'intensité lumineuse.

Enfin, les expériences et les calculs de R. MAUCHA ont montré que dans le cas d'une déficience d'oxygène, le facteur de température de la constante de vitesse varie avec la température et qu'ensuite la constante de vitesse est proportionnelle au CO_2 libre et semi-combiné. L'équation a la forme de l'équation de VAN 'T HOFF et l'on peut en conclure que non seulement la production mais aussi la déficience de l'oxygène suivent les règles de la cinétique chimique. A ce dernier point de vue les organismes du phytonannoplancton possèdent une propriété fondamentale très importante, notamment leurs dimensions infimes. De la petite dimension du corps des individus phytoplanctoniques résulte immédiatement que les surfaces relatives sont très grandes par rapport à leur volume.

Cette surface relativement grande n'est pas sans importance si l'on considère que ces organismes se nourrissent par endosmose et rejettent les produits de la désassimilation par exosmose.

Elle favorise l'intensité de l'assimilation et oblige les organismes du phytoplancton à puiser le CO_2 dont ils ont besoin, non seulement dans la quantité de gaz atmosphérique absorbée par l'eau au cours de ses échanges avec l'atmosphère, mais aussi, et surtout, dans celui contenu dans ce que l'on est convenu d'appeler la réserve alcaline de l'eau, comme beaucoup d'auteurs ont pu le démontrer.

Si, par diffusion, plus de CO_2 entre dans la cellule qu'elle n'en utilise à ce moment, l'excès doit nécessairement s'accumuler dans le suc cellulaire, pour aboutir à l'établissement d'un équilibre et d'une concentration constants. A ce moment de petites quantités seulement peuvent diffuser à travers la surface cellulaire correspondant à la quantité assimilée en même temps à l'intérieur.

R. MAUCHA considère ce processus de diffusion comme réglé par une constante de diffusion diminuée et apparente, obtenue par l'équation

$$\sigma = \frac{D(c-c')}{c}, \quad (1)$$

dans laquelle D est la constante de diffusion réelle, c et c' la concentration du CO_2 dans l'eau et dans le suc cellulaire.

Deux cas peuvent se présenter : la vitesse de réaction est inférieure ou supérieure à la vitesse de diffusion. Dans ce dernier cas le CO_2 diffusé à l'intérieur de la cellule est aussitôt assimilé par les chromatophores et ainsi la concentration du CO_2 tend vers zéro.

Plus grande est la vitesse de diffusion par rapport à la vitesse de réaction, plus petite doit être la différence ($c - c'$).

Lorsque la vitesse de diffusion devient inférieure à la vitesse de réaction, la différence atteindra sa valeur maximale, puisque c' devient nul.

Un des mérites de R. MAUCHA est d'avoir réussi, au moyen des artifices de calcul, à trouver un moyen d'exprimer les relations entre les dimensions des organismes phytoplanctoniques et les vitesses de réaction.

Si S est la vitesse de réaction, τ le volume moyen, φ la surface moyenne des individus et enfin ν leur nombre dans l'unité de volume d'eau, on obtient l'équation

$$\nu S \tau = \nu \varphi \sigma c; \quad (2)$$

il s'ensuit que

$$\sigma c = \frac{S \tau}{\varphi}$$

et, par substitution dans l'équation (1),

$$(c - c') = \frac{S \tau}{D \varphi}, \quad (3)$$

Si nous admettons la sphéricité des individus avec un rayon moyen ρ , on obtient

$$\frac{S \rho}{3D} = (c - c'); \quad (4)$$

si S est constant, nous obtiendrons

$$\rho = A(c - c'). \quad (5)$$

Cette dernière équation nous apprend que plus petit est le rayon moyen, plus la réaction de diffusion dépassera la vitesse de réaction, puisque la différence ($c - c'$) est proportionnelle à ρ . A une valeur déterminée de ρ , $c' = 0$, c'est-à-dire : la vitesse de diffusion devient égale ou plus petite que la vitesse de réaction. Tout se passe comme si la nature, pour faire augmenter la réaction de diffusion au delà de la vitesse de réaction, avait fait croître les dimensions microscopiques des organismes phytoplanctoniques.

On peut alors envisager et formuler le système eau-phytoplancton comme un système chimique macrohétérogène, dans lequel la vitesse de réaction est dépassée par la vitesse de diffusion. Par le calcul on arrive à prouver que le phytoplancton est uniquement capable de maintenir sa reproduction, dans la mesure où la surface totale des individus, vivant dans un volume donné d'eau, a atteint une valeur proportionnelle à la concentration en CO_2 . A ce moment, l'eau sera saturée en phytonannoplancton.

Le fait que le phytonannoplancton est un des principaux producteurs dans les eaux en fait pour ainsi dire le pivot de toute la vie lacustre. Cette importance se manifeste au cours de l'évolution des consommateurs du phytoplancton, qui seront obligés de réduire leur multiplication si leurs besoins dépassent à un certain moment la production de phytonannoplancton. La saturation continue de l'eau en phytonannoplancton est ainsi la résultante de l'équilibre entre producteurs et consommateurs.

D'après les données expérimentales de R. MAUCHA, il existe un rapport entre les producteurs d'oxygène et la température, d'une part, et entre ces deux facteurs et l'intensité lumineuse, d'autre part.

Étant donné qu'à température identique les variations de la vitesse de diffusion sont beaucoup moindres que celles de la vitesse de réaction, il doit y avoir une température à laquelle ces deux vitesses sont égales. Au delà, tout accroissement de température occasionne un retard de plus en plus grand de la vitesse de diffusion sur la vitesse de réaction.

La constante de vitesse du système macrohétérogène, à une température déterminée, doit décroître avec l'accroissement de cette température. Elle est optimale et les vitesses de réaction et de diffusion y sont égales.

La vitesse de diffusion étant indépendante de l'intensité des radiations lumineuses, ce qui vient d'être dit est aussi valable pour l'influence de l'intensité lumineuse sur la photosynthèse. Il en résulte que l'intensité lumineuse optimale est aussi celle à laquelle la vitesse de réaction de l'activité photosynthétique devient égale à la vitesse de diffusion.

R. MAUCHA a finalement établi que la constante de vitesse du processus respiratoire est proportionnelle à la concentration en CO_2 de l'eau. Comme la surface de saturation du phytonannoplancton est proportionnelle à la concentration en CO_2 de l'eau, la constante de vitesse du processus de désassimilation doit être proportionnelle à la concentration en CO_2 .

Les considérations précédentes permettent donc de regarder le système phytonannoplancton-eau comme un système chimique macrohétérogène, où la vitesse de diffusion serait prédominante. Les phases y seraient représentées par l'eau, que l'on peut considérer comme une solution d'anhydride carbonique, et le phytonannoplancton comme seconde phase. Cette dernière pourrait être assimilée à un liquide insoluble semblable à une émulsion dans laquelle l'anhydride pénètre par diffusion. En accord avec la théorie de W. NERNST (1904), la vitesse de réaction dans les systèmes macrohétéro-

gènes est proportionnelle à la surface de contact entre les deux phases; elle grandira proportionnellement à la surface de la phase insoluble, mais son augmentation est limitée.

L'activité photosynthétique étant une réaction endothermique, elle requiert de l'énergie pour rendre possible la décomposition du CO_2 , énergie qui est puisée par la chlorophylle dans les radiations lumineuses solaires. La quantité d'énergie absorbée sera donc, à température et intensité de lumière constantes, proportionnelle au temps. La vitesse de réaction serait donc à regarder comme étant causée par une concentration constante.

Il est facile de comprendre que la constante de vitesse ne peut croître avec la surface du phytonannoplancton qu'à concurrence de la valeur de la constante de diffusion du CO_2 . Si la vitesse de diffusion est plus petite que celle de l'assimilation, cette condition est remplie pour une valeur de la surface du nannoplancton $\omega = 1$, puisque la vitesse de réaction est entièrement contrôlée dans ce cas par la diffusion. Si nous supposons la vitesse de diffusion plus grande que celle de l'assimilation, la diffusion sera contrôlée par l'assimilation et, à l'état d'équilibre, il ne peut pénétrer plus de CO_2 dans le suc cellulaire qu'il n'en a été assimilé pendant le même temps.

Aucune augmentation ultérieure de la surface du phytonannoplancton contenu dans un volume unitaire d'eau ne pouvant plus augmenter la vitesse de production, nous dirons que l'eau est alors saturée de phytonannoplancton.

Cette considération prouve que dans les eaux saturées la surface de nannoplancton est proportionnelle à la concentration du CO_2 .

On pourrait donc supposer que la multiplication du nannoplancton pourrait être regardée comme limitée par la concentration de l'eau en CO_2 , puisque les individus ne savent se multiplier qu'au moment où leur surface atteint une valeur proportionnelle à la concentration de l'eau en CO_2 , les individus ne pouvant se multiplier que lorsque leur surface atteint une valeur propre à la concentration en CO_2 .

Il résulte des expériences de R. MAUCHA que la production de phytonannoplancton (de surface) est toujours proportionnelle à l'alcalinité de l'eau augmentée du nombre de molécules d'acide carbonique libre, qu'il existe une intensité optimale de radiation lumineuse à laquelle la constante de vitesse acquiert sa valeur maximale. A toute autre intensité la production est inférieure, puisque la constante de vitesse possède la forme d'une fonction périodique. Il est évident qu'il existe une certaine intensité de lumière à laquelle la valeur de la constante deviendra immédiatement nulle. R. MAUCHA a estimé que l'intensité optimale de la lumière est 4,5 fois moindre que celle des radiations directes du soleil.

La constante de vitesse change avec l'intensité de la lumière en suivant une fonction sinusoidale; elle augmente d'abord rapidement, puis, plus

lentement, avec la température à partir de 30,31° C, elle commence à diminuer rapidement jusqu'à 45° C, où elle devient nulle.

Ces données théoriques serviront ultérieurement à essayer d'expliquer les cycles biologiques du nannoplancton.

3. — SILICE.

La silice se présente, dans les eaux naturelles, sous plusieurs formes : silicates solubles dérivant soit de l'acide orthosilicique H_4SiO_4 , ou de l'acide métasilicique H_2SiO_3 , ou bien hydrosols d'acide silicique solubles ou hydrogels gélatineux.

La teneur en silice semble surtout liée à la nature du fond de la cuvette lacustre, un fond argileux tendant à l'augmenter.

TABLE 37.

SiO ₂ en mg/litre. Moyennes mensuelles.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Surface	100,04	121,31	--	68,48	185,11	125,40	--	144,45
Fond	--	123,34	112,35	--	138,88	--	133,75	147,66

Quelle que soit la forme sous laquelle elle est présente, on exprime toujours les résultats en SiO₂ en mg par litre. D'après P. S. WELCH (1935), ces quantités varient de lac à lac, d'après les saisons, la présence ou l'absence de stratification, la nature et la périodicité des tributaires, la quantité de diatomées du plancton, la profondeur et d'autres facteurs encore.

Au point de vue de ses propriétés chimiques, la silice est très voisine de l'acide carbonique. Mais, comme elle est beaucoup moins dissociée, elle est libérée de ses combinaisons très hydrolysées, en présence de CO₂ et de bicarbonates, et se trouve alors sous forme de SiO₂ en solution ou sous forme colloïdale.

Les quantités sont très variables et sont généralement de l'ordre de milligrammes ou de centigrammes par litre.

En général, dit A. THIENEMANN (1925), la teneur en SiO_2 n'est que de quelques milligrammes par litre, mais dans les mares acides des landes, dont le fond est constitué par du sable, la teneur peut dépasser celle du calcium.

Les auteurs ont rarement exprimé les valeurs de SiO_2 présentes dans les eaux qu'ils ont étudiées et encore moins les variations au cours de l'année. Quelques données seulement ont été publiées.

TABLE 38.

Origine	SiO_2 en mg litre	pH	Auteur
Sundsee (Suède)	36,2	—	J. N. BRONSTED- C. WESEBERG LUND (1912)
Unterer Pleuderic See (Tyrol) ...	2,45	—	S. LEUTELT-KIPKE (1934)
Holzmaar (Eifel)	5,5	—	A. THIENEMANN (1925)
Starnberger See (Tyrol)	5,0	—	A. THIENEMANN (1925)
Zurich See (Suisse)	10,0	—	L. MINDER (1943)
Stausee Tjigombong (Java)	55,0	7,9	F. RUTTNER (1931)
Stausee Sindanglaja (Java)	39,0	8,3	F. RUTTNER (1931)
Musi riv. (Sumatra)	158,0	8,0	F. RUTTNER (1931)
Musi riv. (Sumatra)	165,0	7,6	F. RUTTNER (1931)
Blauwater Pan 3 (Afrique du Sud)	30,0	9,0	G. E. HUTCHINSON e.a. (1932)
Meerfeldermaar (Eifel)	14,0	—	A. THIENEMANN (1924)
Tasuka-Numa (Japon)	13,1	—	S. YOSHIMURA (1929-1930)
Venepohja (Finlande)	5,0	6,9	H. JARNEFELT (1935-1937)
Wingra (U.S.A.)	15,0	—	W. L. TRESSLER et B. P. DOMOGALLA (1931)
Coatepeque (Amérique centrale) .	6,5	—	C. JUDAY (1915)
Naivasha (Est-Africain)	33,0	9,1	L. C. BEADLE (1932-1934)

Les moyennes mensuelles obtenues au lac Upemba sont très supérieures aux quantités généralement publiées par les auteurs qui se sont occupés de la question dans d'autres lacs.

Les maxima enregistrés sont de 185,11 mg-litre et 147,66 mg-litre respectivement pour les eaux de surface et de fond.

Pour autant que la bibliographie ait pu être consultée, deux cas d'une haute teneur en SiO_2 sont connus, notamment à Sumatra dans la rivière Musi, comme l'a montré F. RUTTNER (1931), à un pH de 8,0 et de 7,6.

TABLE 39.

SiO ₂ en mg/litre et alcalinité en milliéquivalents CO ₃ ⁼ litre. Eaux de surface.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
CO ₃ ⁼	2,19	2,01	1,90	1,80	2,83	2,63	2,88	2,72
SiO ₂	100,04	115,79	-, -	68,48	185,11	125,40	-, -	144,45

La solubilité du SiO₂ dépendant principalement de l'alcalinité de l'eau, on peut constater, au lac Upemba, par l'examen de la table 39, qu'il existe un certain rapport entre celle-ci, exprimée en milliéquivalents CO₃⁼ en litre, et les teneurs en SiO₂. A la plus petite alcalinité correspond aussi la plus petite teneur en SiO₂, soit 68,48 mg-litre et réciproquement; à 2,83 d'alcalinité, 185,11 mg-litre de SiO₂ ont été mesurés.

TABLE 40.

SiO ₂ en mg/litre et alcalinité en milliéquivalents CO ₃ ⁼ litre. Eaux de fond.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
CO ₃ ⁼	2,52	1,96	1,97	1,86	2,77	2,89	2,77	2,88
SiO ₂	-, -	133,67	112,35	-, -	138,88	-, -	133,75	147,66

Cette même relation se vérifie à peu de chose près pour les eaux du fond, où une alcalinité maximale de 2,88 CO₃⁼ milliéquivalents-litre corres-

pond à une teneur en silice de 147,66 mg-litre et une alcalinité de 1,97 CO_3 =milliéquivalents-litre à une teneur en silice de 112,35 mg-litre.

Le mécanisme des dissolutions et précipitations successives du SiO_2 est encore fort peu connu. W. A. OHLE (1934) estime qu'il faut considérer l'action de grandes quantités de CO_2 comme facteur principal de la précipitation du SiO_2 .

Si nous comparons les teneurs en SiO_2 et en CO_2 libre des eaux de l'Upemba, nous voyons immédiatement que, pour le moment au moins, aucune relation directe ne peut être établie entre ces deux substances.

Un autre point de vue qui est à considérer ici est l'utilisation de la silice par les Diatomées pour l'élaboration de leur frustule siliceuse. Les teneurs en silice dissoute seraient ainsi proportionnelles à la quantité de Diatomées présentes dans le phytoplancton. A la mort de ces organismes, les frustules tombent au fond et une partie est redissoute, faisant ainsi augmenter la concentration en silice des couches profondes.

4. — NITRATES.

Les nitrates constituent le stade final de l'oxydation des matières azotées organiques, dissoutes dans l'eau ou englobées dans la vase, en passant par les phases ammoniacque-nitrites-nitrates.

Les diverses sources de l'azote des lacs sont : l'azote atmosphérique dissous par les échanges avec l'atmosphère, l'azote nitrique apporté par des pluies orageuses, les nitrates et matières organiques apportées par les eaux de ruissellement et les affluents, la fermentation et l'oxydation des matières albuminoïdiques de déchet des animaux et des plantes. Plusieurs de ces sources restent actuellement incontrôlables au lac Upemba. La seule dont on puisse constituer un ordre de grandeur est liée aux fluctuations du phytonannoplancton, qui, par sa masse imposante, produit nécessairement, au cours de ses périodes de décroissance, une augmentation de la matière organique et par conséquent de nitrates.

Il faut donc considérer ici les deux facteurs principaux se trouvant à la base du système : d'abord la matière organique et ses variations au cours du cycle annuel, exprimée en mg de MnO_4K au litre nécessaires pour l'obtention de l'oxydation complète, et en second lieu les nitrates à considérer au double point de vue production et utilisation.

La matière organique dissoute atteint son maximum au mois d'avril avec 152,92 mg au litre et descend à un minimum de 50,56 mg au litre au mois de février en ce qui concerne les eaux de surface. Pour les eaux de fond, le maximum se situe au mois d'août avec 134,28 mg au litre et le minimum au mois d'avril avec 56,88 mg au litre (fig. 28).

TABLE 41.

Relations entre l'oxydabilité, les nitrates, la production de nannoplancton et d'oxygène.										
Mois	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Oxydabilité mg MnO ₃ K ‰										
Surface	57,56	88,40	92,69	50,56	66,36	152,92	86,58	90,61	94,76	104,66
Fond	82,16	75,84	69,52	85,32	60,04	56,88	57,93	95,57	109,50	134,28
Nitrates mg NO ₃ ‰										
Surface	—	14,15	7,96	14,05	13,20	5,84	7,68	4,66	9,85	4,05
Fond	—	—	0,80	1,25	1,90	5,40	4,20	2,40	4,80	5,65
Oxygène en mg 100 litres.										
Surface	1031	971,1	1033	1539	2575	2247	1141	946	1324	2333
Fond	697,3	634,3	1035	853,2	2593	898,3	952,0	886,3	1207	2102
Nannoplancton cc 100 litres.										
Surface	125	225	297	295	100	67,5	108	107	195	83,3
Fond	240	—	66	—	100	—	109	155	297	85,7

L'étude des réactions aboutissant à la production des nitrates se manifestant au sein de l'eau nécessite l'examen de plusieurs facteurs importants : le nannoplancton, qui, par sa productivité, engendre de grandes quantités d'oxygène, utilisées ultérieurement lors de la décroissance de la matière végétale pour oxyder cette masse de matière organique de déchet (en ne tenant pas compte de l'influence incontrôlable de matières animales); l'oxygène élaboré par le nannoplancton, comme il vient d'être dit; la matière organique produite au cours de la décroissance du nannoplancton et, enfin, les nitrates résultant de l'oxydation des matières organiques et réutilisés par le nannoplancton au cours de sa phase de croissance.

Afin de faciliter l'examen des chiffres analytiques et des déductions auxquelles ceux-ci peuvent donner lieu, partons d'une période maximale du nanoplancton, en fait les mois de janvier-février, à la fin de la saison de pluies en petite saison sèche, qui donnèrent respectivement 297 et 295 cc de phytonanoplancton aux cent litres (fig. 29).

A ce moment, l'oxydabilité (matières organiques) est moyenne : 92,69 mg ‰ en janvier, et tend vers son minimum de février : 50,56 mg ‰,

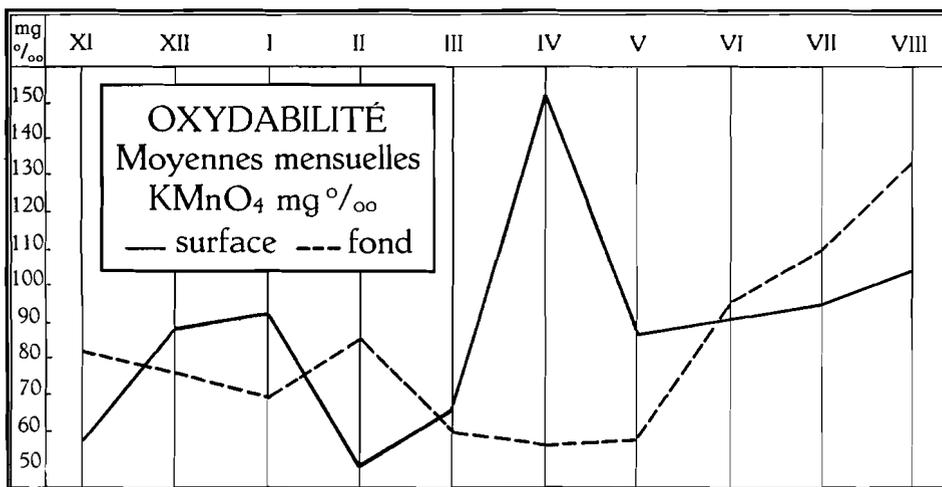


FIG. 28.

et de mars : 66,36 mg ‰. La période maximale du nanoplancton correspond donc, à peu de chose près, à une période minimale de matière organique (Table 41).

Les nitrates sont en croissance : 7,96 mg ‰ en janvier, 14,05 mg ‰ en février; la courbe est en quelque sorte l'inverse de celle de l'oxydabilité (fig. 29).

Pendant ce temps, l'oxygène en zone trophogène est en pleine croissance mais n'atteindra son maximum qu'au mois de mars. Le processus d'oxydation des matières organiques a donc assez d'oxygène à sa disposition pour effectuer la dégradation et la transformation qui ont pour effet de produire une augmentation des nitrates au cours des mois suivants : février et mars.

Le nanoplancton a atteint son minimum, de 67,5 cc par cent litres, au cours d'avril, et l'oxygène, qui est encore à un taux élevé, est en décroissance. La matière organique, après cette décroissance du nanoplancton, atteint son maximum au mois d'avril : 152,92 mg-litre. Les nitrates, ayant crû jusqu'en mars, sont en décroissance jusqu'en avril. Malgré une moindre absorption par ce qui reste de nanoplancton vivant, il faut attendre que

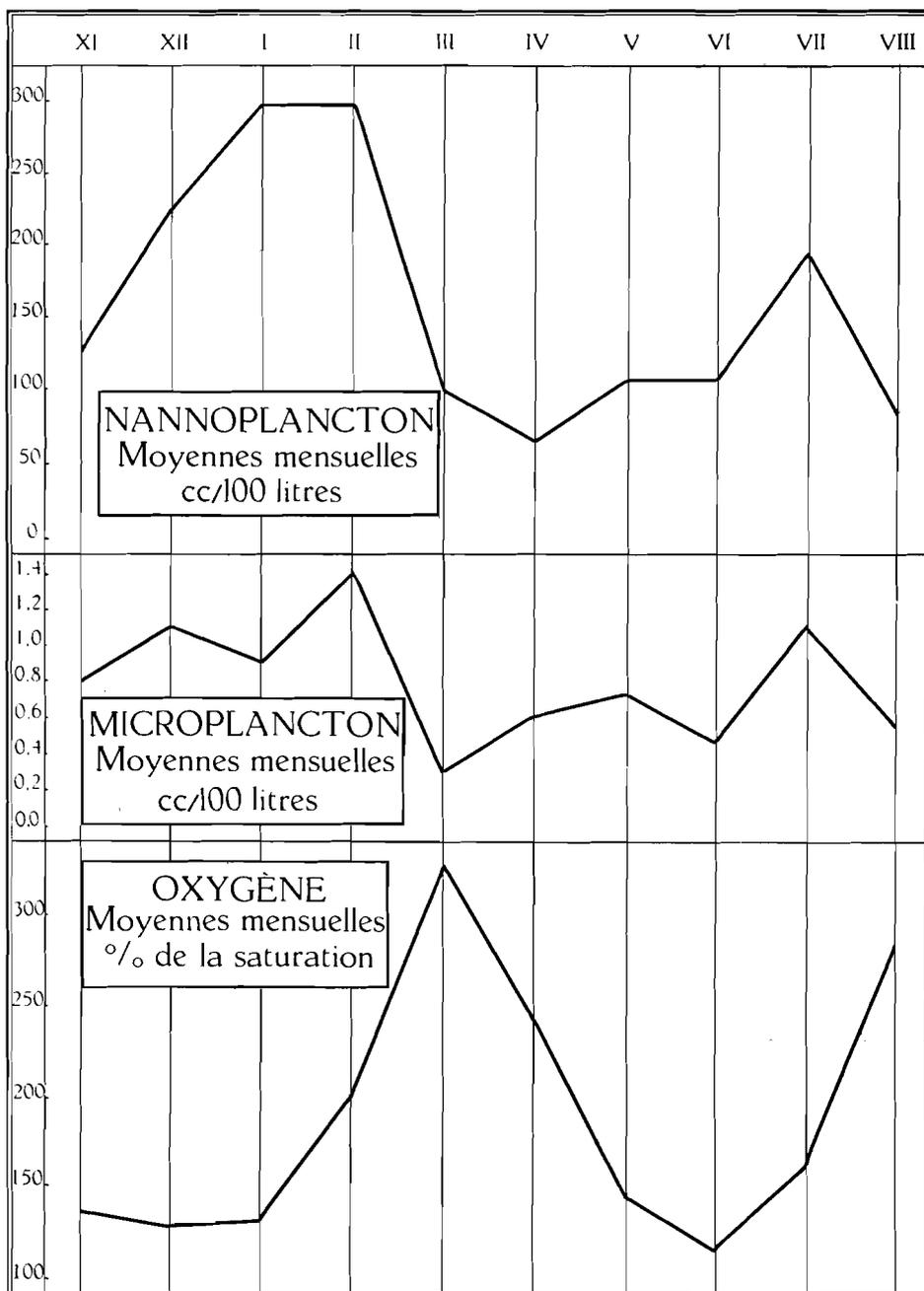


FIG. 29.

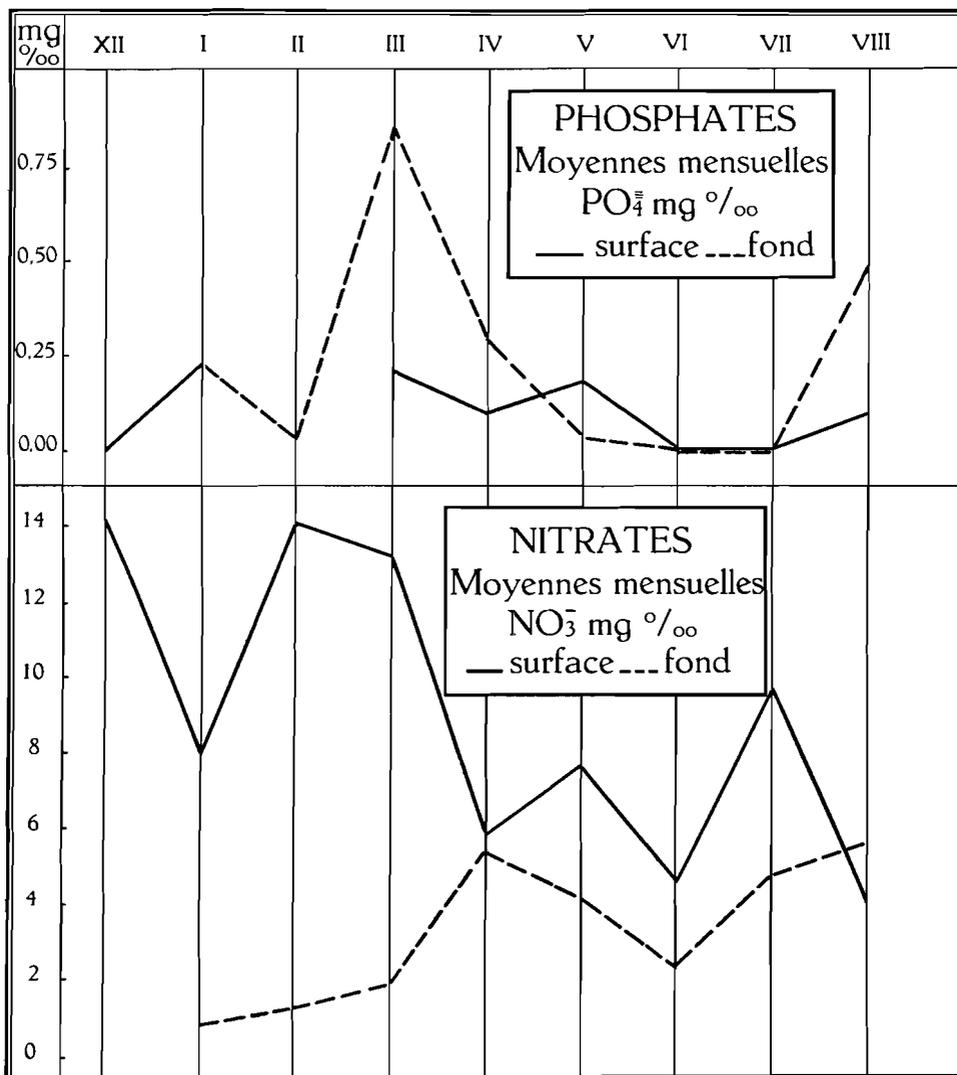


FIG. 30.

l'oxygène, qui décroît, puisse opérer l'oxydation partielle, car la matière organique n'atteint son point minimum qu'au cours des mois qui suivent, les nitrates augmentant un peu. Il faut aussi observer qu'au mois de mai le nannoplancton commence à croître à nouveau, pour atteindre un second sommet au mois de juillet. Au cours de cette période, l'oxygène a effectué une seconde montée, l'oxydabilité demeure moyenne, mais a une tendance à monter vers un sommet situé peut-être après le mois d'août et demeure encore assez élevé.

Les nitrates provenant de l'oxydation ont d'abord augmenté, mais la montée progressive du nannoplancton depuis avril les garde à un taux peu élevé.

Au mois de juillet, le nannoplancton a atteint son second sommet et l'oxygène est par conséquent en pleine croissance, qu'il gardera jusqu'en août. A ce moment le nannoplancton a décréu, l'oxydabilité a augmenté et les nitrates sont en décroissance.

Malgré les quelques points qui demeurent obscurs dans ce mécanisme, il semble cependant qu'au lac Upemba il existe une corrélation assez nette entre la production du nannoplancton, l'oxygène, la matière organique et les nitrates, ces derniers étant réabsorbés par le nannoplancton.

Tout ce qui précède se produit dans les eaux de surface.

Dans la couche de fond le maximum de nannoplancton s'observe beaucoup plus tard : au mois de juillet seulement, le minimum probable étant au mois de janvier (Table 41).

En juillet, l'oxydabilité de la couche tropholytique tend vers un maximum se trouvant soit au mois d'août, soit plus tard. Il n'est pas impossible toutefois que cette croissance de l'oxydabilité soit due en partie à la décroissance du nannoplancton en surface depuis juillet.

L'oxygène atteint un premier maximum au mois d'avril, puis décroît régulièrement, pour remonter et atteindre un second maximum en août. Cette seconde pointe au mois d'août est partiellement explicable par la grande quantité de nannoplancton du mois précédent, qui commence à décroître ensuite.

Le maximum de l'oxydabilité du mois d'août correspond donc à une décroissance du nannoplancton depuis juillet, conjointement au point maximal de l'oxygène et des nitrates.

Comme on a pu le voir par ce qui précède, l'ensemble des réactions et interactions nannoplancton-oxygène-matière organique-nitrates est extrêmement complexe, surtout dans une couche d'eau si peu profonde que le lac Upemba.

Un maillon dans la chaîne matière organique-nitrates fait défaut. Il s'agit notamment des sels ammoniacaux et des nitrites qui n'ont pu être dosés pour des raisons pratiques.

Nous devons en rester là pour le moment. D'autres investigations plus poussées seront nécessaires pour arriver à une connaissance complète de ce mécanisme. Quoi qu'il en soit, il semble que l'on puisse conclure à une corrélation probable, sinon réelle, entre les divers facteurs envisagés ici et au rôle régulateur que semble y jouer le nannoplancton à la fois producteur et consommateur.

5. — PHOSPHATES.

Dans l'état actuel des recherches, il est impossible de délimiter exactement les facteurs produisant les fluctuations des phosphates du lac Upemba et il faudra des investigations plus approfondies avant d'en arriver à une connaissance exacte.

TABLE 42.

Phosphates. PO ₄ ⁼ en mg/litre. Moyennes mensuelles.									
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Surface	0,00	0,220	-, -	0,200	0,090	0,176	0,00	0,00	0,095
Fond	-, -	0,220	0,025	0,850	0,278	0,025	0,00	0,00	0,490

F. GESSNER (1939), ayant remarqué la pauvreté des eaux tempérées et tropicales en phosphore (de l'ordre de quelques γ par litre), étudia les rapports possibles entre le calcium et ce corps. Il attira surtout l'attention sur le curieux phénomène que partout où les teneurs en phosphore sont considérables à l'origine, certains facteurs concourent ensuite à les diminuer et à inhiber ainsi la productivité du phytoplancton. La question se pose donc de savoir à quoi est dû cet appauvrissement des eaux en phosphore.

F. GESSNER a pu démontrer qu'il faut chercher les causes de cette déficience dans les relations entre ce corps et le calcium et il s'appuya dans ce but sur les recherches de TH. SCHLÖSING, qui datent de 1898 à 1900.

Le phosphate tricalcique Ca₃(PO₄)₂ est peu soluble dans l'eau distillée exempte de CO₂ (0,74 mg P₂O₅ par litre); sa solubilité augmente en présence de CO₂.

L'eau saturée de CO₂ dissout en effet 91,9 mg P₂O₅ par litre. En présence de Ca(HCO₃)₂, la solubilité diminue, car le produit de solubilité (Ca).(CO₃) est plus grand que le produit de solubilité (Ca)₃.(PO₄)₂. Lorsqu'il y a un excès de CaCO₃, la solubilité du phosphate tricalcique diminue; il y a précipitation, tandis que la concentration en ions Ca⁺⁺ s'élève dans le produit de solubilité à la puissance troisième. C'est pourquoi le phosphate tricalcique est plus difficilement soluble dans l'eau contenant des bicarbonates que ne l'est CaCO₃, et il sera donc remplacé par cette dernière substance.

TABLE 36.

Variations mensuelles calculées, du potentiel acide carbonique en % molaires. Surface.								
Mois	A A partir du pH réel				B A partir de l'alcalinité et du pH calculé			
	pH réel	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼	pH théor.	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼
XI.1948								
M.	8,0	2,8	96,7	0,5	8,09	2,06	97,3	0,6
m.	7,6	7,3	92,7	—	7,8	5,3	94,7	—
XII.1948								
M.	8,0	2,8	96,7	0,5	8,02	2,8	96,7	0,5
m.	7,5	9,0	91,0	—	7,79	5,3	94,7	—
I.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,07	2,06	97,3	0,6
m.	7,0	22,3	77,7	—	7,81	5,3	94,7	—
II.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,02	2,8	96,7	0,5
III.1949								
M.	7,5	9,0	91,0	—	8,04	2,5	97,0	0,5
IV.1949								
M.	7,4	11,0	89,0	—	7,98	2,8	96,7	0,5
m.	6,8	32,6	67,3	—	7,45	9,7	90,3	—
V.1949								
M.	6,8	32,6	67,3	—	7,95	3,7	96,3	—
m.	6,6	43,0	57,0	—	7,56	8,2	91,8	—
VI.1949								
M.	7,0	22,3	77,7	—	7,83	4,5	95,5	—
m.	6,6	43,0	57,0	—	7,7	4,0	96,0	—
VII.1949								
M.	7,0	22,3	77,7	—	7,95	3,7	96,3	—
m.	6,4	53,3	46,7	—	7,76	5,3	94,7	—
VIII.1949								
M.	7,75	5,7	94,3	—	7,8	5,3	94,7	—
m.	7,3	13,0	87,0	—	7,53	8,3	91,7	—

M. = Valeurs maximales. m. = Valeurs minimales.

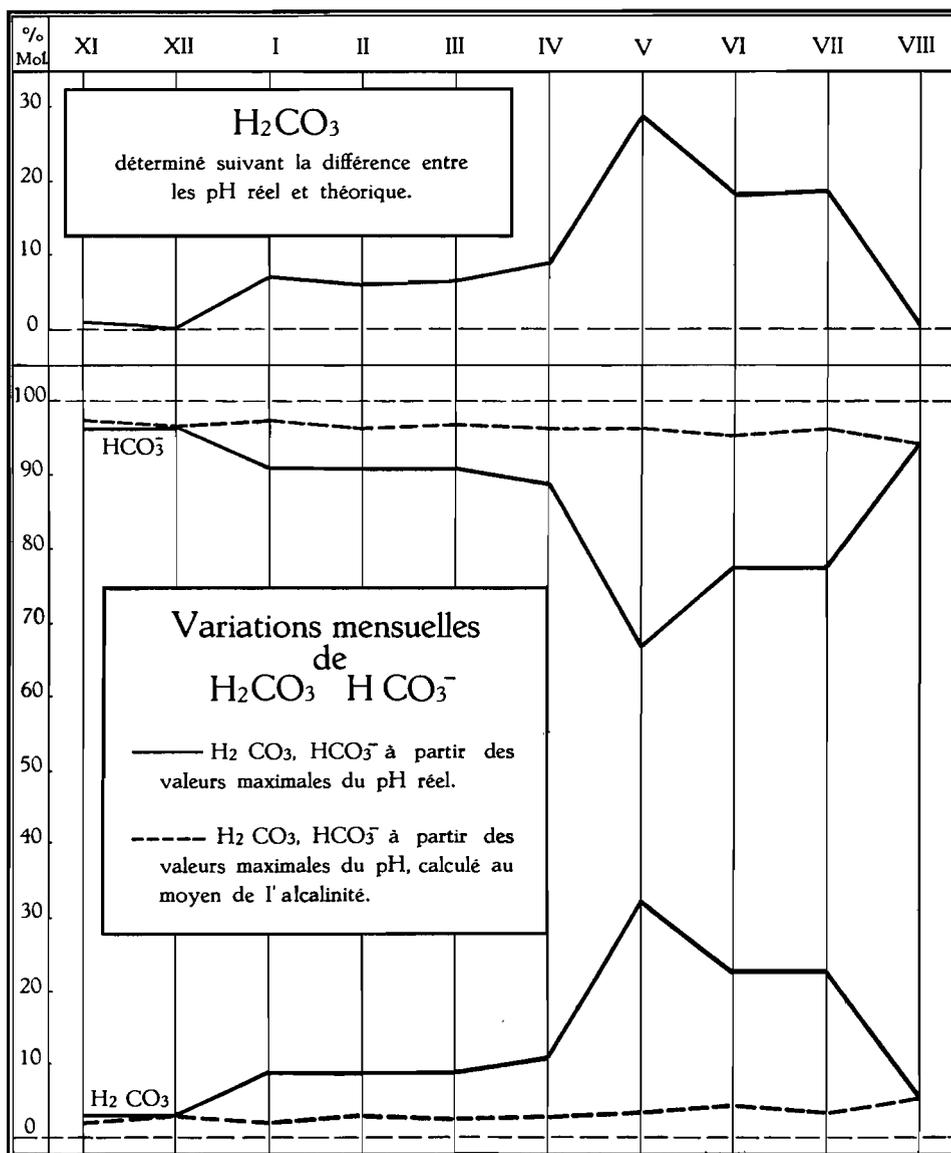


FIG. 26.

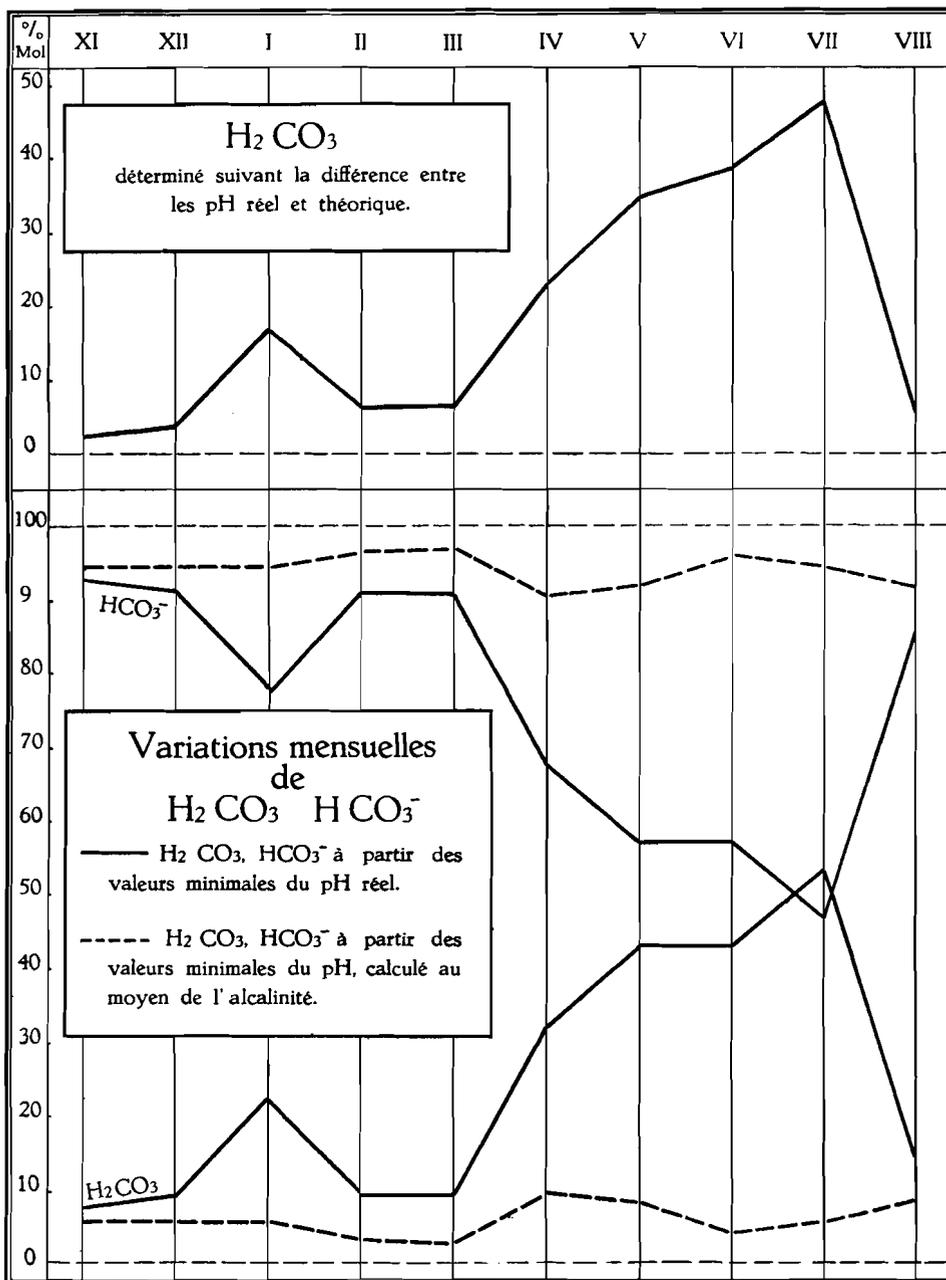


FIG. 27.

Au moyen de l'abaque, d'après L. BAAS-BECKING (fig. 15), j'ai recherché les proportions de H_2CO_3 , HCO_3^- et $\text{CO}_3^{=}$ correspondant, d'une part, au pH mesuré réellement *in situ* et, d'autre part, du pH calculé au moyen de l'alcalinité par la table de CZENSNY. La table 36 indique les valeurs trouvées, calculées en % molaires, reproduites sur les graphiques (fig. 26 et 27).

Ces chiffres nous apprennent que :

A. — pH REEL.

1° A partir des valeurs maximales du pH réel (fig. 26) :

a) H_2CO_3 augmente progressivement, avec un palier de janvier à avril; il atteint alors 32,6 % au mois de mai et décroît plus rapidement, pour arriver à 5,7 % en août;

b) HCO_3^- , d'abord stationnaire à 96,7 % au cours des mois de novembre et décembre, décroît vers un palier à 91 % pendant les mois de janvier, février, mars et avril (89 %), pour décroître rapidement et remonter avec un petit palier vers le mois d'août, où il atteint 94,3 %;

c) $\text{CO}_3^{=}$ n'est présent que pendant les mois de novembre et décembre à une concentration de 0,5 %.

2° A partir des valeurs minimales du pH réel (fig. 27) :

a) H_2CO_3 présente deux sommets, dont un petit en janvier (22,3 %) et un autre beaucoup plus important en juillet (53,3 %); entre le mois de février et le mois de juillet la croissance est plus ou moins accentuée, mais de juillet à août la chute est brusque;

b) HCO_3^- présente deux minima, un en janvier (77,7 %), un second avec 46,7 % et une remonte à 87 % en août. Après un palier en février-mars de 91 %, la courbe descend presque en gradins, pour arriver au minimum au mois de juillet;

c) $\text{CO}_3^{=}$. Les valeurs minimales du pH réel sont trop basses pour permettre la présence d'ions $\text{CO}_3^{=}$.

Si nous comparons ces données théoriques, basées sur une mesure réelle du pH, nous nous apercevons de la grande similitude entre la courbe du CO_2 libre (fig. 17), sauf une très légère anomalie entre décembre et février, où les teneurs réelles, mesurées sur place, montrent un maximum mieux exprimé, alors que la quantité calculée remonte d'une façon très légère.

Ce n'est qu'en avril que la courbe remonte assez brusquement, pour atteindre un maximum de 32,6 % correspondant au mois de mai à une quantité mesurée réelle d'environ 3 mg de CO_2 libre au litre (Table 34 et fig. 17).

Ceci semble prouver que le métabolisme du lac, en ce qui concerne l'acide carbonique, est influencé en ordre principal par la production du CO_2 dû probablement à l'oxydation des matières organiques. En effet, nous

avons fait remarquer plus haut la subdivision du « cycle lacustre » en plusieurs phases successives : alcaline-neutre-acide-alcaline, dont la phase acide correspond à la production de H_2CO_3 .

Si nous comparons cette production de H_2CO_3 à la production de l'oxygène au cours de la même période, nous voyons que celle-ci a diminué rapidement, parallèlement à une diminution de l'oxydabilité, c'est-à-dire à la teneur en matières organiques (fig. 34).

B. — pH CALCULÉ AU MOYEN DE L'ALCALINITE.

1° A partir des valeurs maximales du pH :

a) H_2CO_3 . L'allure générale de la courbe est presque rectiligne, avec une très légère pente vers le mois d'août. Partant d'une concentration de 2,66 %, H_2CO_3 , après quelques variations minimales en plus ou en moins, aboutit, en août, à une concentration de 5,3 % (Table 36, fig. 26).

b) HCO_3^- . Les mêmes remarques peuvent être faites ici, mais le phénomène est inversé, en ce sens que le départ en novembre est à une concentration de 97,3 % et que la courbe diminue progressivement, très lentement même, vers 94,7 % (Table 36, fig. 26).

c) $\text{CO}_3^{=}$ est présent de novembre en avril, mais en très petite quantité, de 0,5 à 0,6 % (Table 36).

2° A partir des valeurs minimales du pH :

a) H_2CO_3 . Au cours des mois de novembre, décembre et janvier, la courbe débute par un palier de 5,3 %; elle descend ensuite légèrement, pour atteindre la pointe minimale en mars, avec 2,5 %. La remontée est assez brusque, vers 9,7 % en avril, puis une décroissance progressive jusqu'en juin, où elle atteint 4,0 % et manifeste ensuite une remontée jusqu'à 8,3 % en août (Table 36, fig. 27).

b) HCO_3^- débute par un palier de 94,7 % pendant les trois premiers mois, monte légèrement durant les mois de février et mars et atteint un sommet de 97 %. Elle décroît brusquement en avril, point minimal de 90,3 %, pour remonter à 96 % et redescendre ensuite à 91,7 % au mois d'août (Table 36, fig. 27).

c) $\text{CO}_3^{=}$. Les valeurs minimales du pH ne permettent pas l'existence de l'ion $\text{CO}_3^{=}$.

L'examen des graphiques (fig. 26 et 27), construits au moyen des valeurs reprises dans la table 36, nous montre immédiatement la grande différence entre les valeurs obtenues à partir du pH réel et celles résultant du calcul du pH à partir de l'alcalinité. Cette différence était d'ailleurs déjà frappante dans la table 29 et les graphiques consacrés aux seuls pH des eaux de surface et de fond (fig. 22 et 23). Les courbes obtenues au moyen de l'alcalinité sont beaucoup moins variables et donnent des valeurs très minimales en équivalents de H_2CO_3 .

Par contre, le calcul de H_2CO_3 et HCO_3^- à partir du pH réel expérimental montre une influence réelle de H_2CO_3 à certaines époques du cycle annuel.

Il faut remarquer ici l'absence de H_2CO_3 aux mois de février-mars, mais il serait prématuré de conclure, à priori, à l'absence totale, car les difficultés passagères dans la circulation sur le lac ont commencé à ce moment, comme je l'ai déjà fait remarquer à plusieurs reprises, et il ne m'a pas été possible de visiter toutes les stations comprises dans mon programme initial. J'ai dû me contenter, ces deux mois-là, de la seule station plus facilement accessible. C'est ce qui explique probablement cette absence. L'existence dans le lac de microbiotopes ayant des caractères assez changeants permet l'hypothèse qu'au cours de ces deux mois il devait y avoir une certaine concentration en CO_2 libre qui a donc échappé à nos investigations.

Néanmoins, on peut conclure à l'importance capitale que semble revêtir au lac Upemba la présence ou l'absence de H_2CO_3 . Celui-ci trouve plus que probablement son origine dans l'oxydation des matières organiques, celles-ci très abondantes à cause du nannoplancton, oxydation qui peut déjà se produire dans la masse aquatique avant même que les éléments en dégradation n'aient atteint le fond lacustre, puisque partout, en général, règne une sursaturation en oxygène.

On remarque aisément la concordance frappante entre la courbe des variations du CO_2 libre en mg-litre (fig. 16, 17) depuis le mois d'avril jusqu'au mois d'août et la courbe représentant la différence entre les concentrations en H_2CO_3 obtenues en réalité et par les artifices de calcul (fig. 26), depuis les valeurs maximales du pH.

Les variations de la courbe obtenue au moyen des valeurs minimales du pH (fig. 27) ont, dans les très grandes lignes, la même allure. Le maximum observé au mois de mai, aussi bien en surface qu'au fond, correspond, en outre, très bien au minimum observé dans les variations de l'oxygène au mois de mai (fig. 10).

*
**

Avant de terminer cette étude du métabolisme de l'acide carbonique dans le lac Upemba, examinons l'action combinée acide carbonique-oxygène, c'est-à-dire l'assimilation-désassimilation du phytonannoplancton.

C'est encore R. MAUCHA (1923) qui a étudié le problème du point de vue théorique. Passons brièvement celui-ci en revue, car il jette une lumière singulière sur les diverses réactions qui se passent au sein du lac Upemba.

La théorie de l'assimilation et de la désassimilation du phytonannoplancton est basée sur le quotient de l'assimilation exprimé par l'égalité

$$\frac{CO_2}{O_2} = 1.$$

Pour calculer les molécules de CO_2 assimilées, il faut déterminer la quantité équivalente de O_2 que les organismes du phytoplancton ont produite, à des températures et des intensités lumineuses définies, en raison de leur assimilation.

La constante de vitesse de la production de l'oxygène augmente avec l'intensité lumineuse jusqu'à ce qu'elle ait atteint sa valeur maximale. A partir de cette intensité optimale cependant, la constante de vitesse diminue, si l'intensité lumineuse augmente encore, de sorte qu'on aboutit enfin à une intensité à laquelle et au-dessus de laquelle on ne remarque plus de production d'oxygène.

Cette constante de vitesse peut être calculée par la fonction

$$K = \alpha \sin i,$$

dans laquelle α est une constante dépendant de la température et i l'intensité lumineuse.

Enfin, les expériences et les calculs de R. MAUCHA ont montré que dans le cas d'une déficience d'oxygène, le facteur de température de la constante de vitesse varie avec la température et qu'ensuite la constante de vitesse est proportionnelle au CO_2 libre et semi-combiné. L'équation a la forme de l'équation de VAN 'T HOFF et l'on peut en conclure que non seulement la production mais aussi la déficience de l'oxygène suivent les règles de la cinétique chimique. A ce dernier point de vue les organismes du phytonannoplancton possèdent une propriété fondamentale très importante, notamment leurs dimensions infimes. De la petite dimension du corps des individus phytoplanctoniques résulte immédiatement que les surfaces relatives sont très grandes par rapport à leur volume.

Cette surface relativement grande n'est pas sans importance si l'on considère que ces organismes se nourrissent par endosmose et rejettent les produits de la désassimilation par exosmose.

Elle favorise l'intensité de l'assimilation et oblige les organismes du phytoplancton à puiser le CO_2 dont ils ont besoin, non seulement dans la quantité de gaz atmosphérique absorbée par l'eau au cours de ses échanges avec l'atmosphère, mais aussi, et surtout, dans celui contenu dans ce que l'on est convenu d'appeler la réserve alcaline de l'eau, comme beaucoup d'auteurs ont pu le démontrer.

Si, par diffusion, plus de CO_2 entre dans la cellule qu'elle n'en utilise à ce moment, l'excès doit nécessairement s'accumuler dans le suc cellulaire, pour aboutir à l'établissement d'un équilibre et d'une concentration constants. A ce moment de petites quantités seulement peuvent diffuser à travers la surface cellulaire correspondant à la quantité assimilée en même temps à l'intérieur.

R. MAUCHA considère ce processus de diffusion comme réglé par une constante de diffusion diminuée et apparente, obtenue par l'équation

$$\sigma = \frac{D(c-c')}{c}, \quad (1)$$

dans laquelle D est la constante de diffusion réelle, c et c' la concentration du CO_2 dans l'eau et dans le suc cellulaire.

Deux cas peuvent se présenter : la vitesse de réaction est inférieure ou supérieure à la vitesse de diffusion. Dans ce dernier cas le CO_2 diffusé à l'intérieur de la cellule est aussitôt assimilé par les chromatophores et ainsi la concentration du CO_2 tend vers zéro.

Plus grande est la vitesse de diffusion par rapport à la vitesse de réaction, plus petite doit être la différence ($c - c'$).

Lorsque la vitesse de diffusion devient inférieure à la vitesse de réaction, la différence atteindra sa valeur maximale, puisque c' devient nul.

Un des mérites de R. MAUCHA est d'avoir réussi, au moyen des artifices de calcul, à trouver un moyen d'exprimer les relations entre les dimensions des organismes phytoplanctoniques et les vitesses de réaction.

Si S est la vitesse de réaction, τ le volume moyen, φ la surface moyenne des individus et enfin ν leur nombre dans l'unité de volume d'eau, on obtient l'équation

$$\nu S \tau = \nu \varphi \sigma c; \quad (2)$$

il s'ensuit que

$$\sigma c = \frac{S \tau}{\varphi}$$

et, par substitution dans l'équation (1),

$$(c - c') = \frac{S \tau}{D \varphi}, \quad (3)$$

Si nous admettons la sphéricité des individus avec un rayon moyen ρ , on obtient

$$\frac{S \rho}{3D} = (c - c'); \quad (4)$$

si S est constant, nous obtiendrons

$$\rho = A(c - c'). \quad (5)$$

Cette dernière équation nous apprend que plus petit est le rayon moyen, plus la réaction de diffusion dépassera la vitesse de réaction, puisque la différence ($c - c'$) est proportionnelle à ρ . A une valeur déterminée de ρ , $c' = 0$, c'est-à-dire : la vitesse de diffusion devient égale ou plus petite que la vitesse de réaction. Tout se passe comme si la nature, pour faire augmenter la réaction de diffusion au delà de la vitesse de réaction, avait fait croître les dimensions microscopiques des organismes phytoplanctoniques.

On peut alors envisager et formuler le système eau-phytoplancton comme un système chimique macrohétérogène, dans lequel la vitesse de réaction est dépassée par la vitesse de diffusion. Par le calcul on arrive à prouver que le phytoplancton est uniquement capable de maintenir sa reproduction, dans la mesure où la surface totale des individus, vivant dans un volume donné d'eau, a atteint une valeur proportionnelle à la concentration en CO_2 . A ce moment, l'eau sera saturée en phytonannoplancton.

Le fait que le phytonannoplancton est un des principaux producteurs dans les eaux en fait pour ainsi dire le pivot de toute la vie lacustre. Cette importance se manifeste au cours de l'évolution des consommateurs du phytoplancton, qui seront obligés de réduire leur multiplication si leurs besoins dépassent à un certain moment la production de phytonannoplancton. La saturation continue de l'eau en phytonannoplancton est ainsi la résultante de l'équilibre entre producteurs et consommateurs.

D'après les données expérimentales de R. MAUCHA, il existe un rapport entre les producteurs d'oxygène et la température, d'une part, et entre ces deux facteurs et l'intensité lumineuse, d'autre part.

Étant donné qu'à température identique les variations de la vitesse de diffusion sont beaucoup moindres que celles de la vitesse de réaction, il doit y avoir une température à laquelle ces deux vitesses sont égales. Au delà, tout accroissement de température occasionne un retard de plus en plus grand de la vitesse de diffusion sur la vitesse de réaction.

La constante de vitesse du système macrohétérogène, à une température déterminée, doit décroître avec l'accroissement de cette température. Elle est optimale et les vitesses de réaction et de diffusion y sont égales.

La vitesse de diffusion étant indépendante de l'intensité des radiations lumineuses, ce qui vient d'être dit est aussi valable pour l'influence de l'intensité lumineuse sur la photosynthèse. Il en résulte que l'intensité lumineuse optimale est aussi celle à laquelle la vitesse de réaction de l'activité photosynthétique devient égale à la vitesse de diffusion.

R. MAUCHA a finalement établi que la constante de vitesse du processus respiratoire est proportionnelle à la concentration en CO_2 de l'eau. Comme la surface de saturation du phytonannoplancton est proportionnelle à la concentration en CO_2 de l'eau, la constante de vitesse du processus de désassimilation doit être proportionnelle à la concentration en CO_2 .

Les considérations précédentes permettent donc de regarder le système phytonannoplancton-eau comme un système chimique macrohétérogène, où la vitesse de diffusion serait prédominante. Les phases y seraient représentées par l'eau, que l'on peut considérer comme une solution d'anhydride carbonique, et le phytonannoplancton comme seconde phase. Cette dernière pourrait être assimilée à un liquide insoluble semblable à une émulsion dans laquelle l'anhydride pénètre par diffusion. En accord avec la théorie de W. NERNST (1904), la vitesse de réaction dans les systèmes macrohétéro-

gènes est proportionnelle à la surface de contact entre les deux phases; elle grandira proportionnellement à la surface de la phase insoluble, mais son augmentation est limitée.

L'activité photosynthétique étant une réaction endothermique, elle requiert de l'énergie pour rendre possible la décomposition du CO_2 , énergie qui est puisée par la chlorophylle dans les radiations lumineuses solaires. La quantité d'énergie absorbée sera donc, à température et intensité de lumière constantes, proportionnelle au temps. La vitesse de réaction serait donc à regarder comme étant causée par une concentration constante.

Il est facile de comprendre que la constante de vitesse ne peut croître avec la surface du phytonannoplancton qu'à concurrence de la valeur de la constante de diffusion du CO_2 . Si la vitesse de diffusion est plus petite que celle de l'assimilation, cette condition est remplie pour une valeur de la surface du nannoplancton $\omega = 1$, puisque la vitesse de réaction est entièrement contrôlée dans ce cas par la diffusion. Si nous supposons la vitesse de diffusion plus grande que celle de l'assimilation, la diffusion sera contrôlée par l'assimilation et, à l'état d'équilibre, il ne peut pénétrer plus de CO_2 dans le suc cellulaire qu'il n'en a été assimilé pendant le même temps.

Aucune augmentation ultérieure de la surface du phytonannoplancton contenu dans un volume unitaire d'eau ne pouvant plus augmenter la vitesse de production, nous dirons que l'eau est alors saturée de phytonannoplancton.

Cette considération prouve que dans les eaux saturées la surface de nannoplancton est proportionnelle à la concentration du CO_2 .

On pourrait donc supposer que la multiplication du nannoplancton pourrait être regardée comme limitée par la concentration de l'eau en CO_2 , puisque les individus ne savent se multiplier qu'au moment où leur surface atteint une valeur proportionnelle à la concentration de l'eau en CO_2 , les individus ne pouvant se multiplier que lorsque leur surface atteint une valeur propre à la concentration en CO_2 .

Il résulte des expériences de R. MAUCHA que la production de phytonannoplancton (de surface) est toujours proportionnelle à l'alcalinité de l'eau augmentée du nombre de molécules d'acide carbonique libre, qu'il existe une intensité optimale de radiation lumineuse à laquelle la constante de vitesse acquiert sa valeur maximale. A toute autre intensité la production est inférieure, puisque la constante de vitesse possède la forme d'une fonction périodique. Il est évident qu'il existe une certaine intensité de lumière à laquelle la valeur de la constante deviendra immédiatement nulle. R. MAUCHA a estimé que l'intensité optimale de la lumière est 4,5 fois moindre que celle des radiations directes du soleil.

La constante de vitesse change avec l'intensité de la lumière en suivant une fonction sinusoidale; elle augmente d'abord rapidement, puis, plus

lentement, avec la température à partir de 30,31° C, elle commence à diminuer rapidement jusqu'à 45° C, où elle devient nulle.

Ces données théoriques serviront ultérieurement à essayer d'expliquer les cycles biologiques du nannoplancton.

3. — SILICE.

La silice se présente, dans les eaux naturelles, sous plusieurs formes : silicates solubles dérivant soit de l'acide orthosilicique H_4SiO_4 , ou de l'acide métasilicique H_2SiO_3 , ou bien hydrosols d'acide silicique solubles ou hydrogels gélatineux.

La teneur en silice semble surtout liée à la nature du fond de la cuvette lacustre, un fond argileux tendant à l'augmenter.

TABLE 37.

SiO ₂ en mg/litre. Moyennes mensuelles.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Surface	100,04	121,31	—,—	68,48	185,11	125,40	—,—	144,45
Fond	—,—	123,34	112,35	—,—	138,88	—,—	133,75	147,66

Quelle que soit la forme sous laquelle elle est présente, on exprime toujours les résultats en SiO₂ en mg par litre. D'après P. S. WELCH (1935), ces quantités varient de lac à lac, d'après les saisons, la présence ou l'absence de stratification, la nature et la périodicité des tributaires, la quantité de diatomées du plancton, la profondeur et d'autres facteurs encore.

Au point de vue de ses propriétés chimiques, la silice est très voisine de l'acide carbonique. Mais, comme elle est beaucoup moins dissociée, elle est libérée de ses combinaisons très hydrolysées, en présence de CO₂ et de bicarbonates, et se trouve alors sous forme de SiO₂ en solution ou sous forme colloïdale.

Les quantités sont très variables et sont généralement de l'ordre de milligrammes ou de centigrammes par litre.

En général, dit A. THIENEMANN (1925), la teneur en SiO_2 n'est que de quelques milligrammes par litre, mais dans les mares acides des landes, dont le fond est constitué par du sable, la teneur peut dépasser celle du calcium.

Les auteurs ont rarement exprimé les valeurs de SiO_2 présentes dans les eaux qu'ils ont étudiées et encore moins les variations au cours de l'année. Quelques données seulement ont été publiées.

TABLE 38.

Origine	SiO_2 en mg litre	pH	Auteur
Sundsee (Suède)	36,2	—	J. N. BRONSTED- C. WESEBERG LUND (1912)
Unterer Pleuderic See (Tyrol) ...	2,45	—	S. LEUTELT-KIPKE (1934)
Holzmaar (Eifel)	5,5	—	A. THIENEMANN (1925)
Starnberger See (Tyrol)	5,0	—	A. THIENEMANN (1925)
Zurich See (Suisse)	10,0	—	L. MINDER (1943)
Stausee Tjigombong (Java)	55,0	7,9	F. RUTTNER (1931)
Stausee Sindanglaja (Java)	39,0	8,3	F. RUTTNER (1931)
Musi riv. (Sumatra)	158,0	8,0	F. RUTTNER (1931)
Musi riv. (Sumatra)	165,0	7,6	F. RUTTNER (1931)
Blauwater Pan 3 (Afrique du Sud)	30,0	9,0	G. E. HUTCHINSON e.a. (1932)
Meerfeldermaar (Eifel)	14,0	—	A. THIENEMANN (1924)
Tasuka-Numa (Japon)	13,1	—	S. YOSHIMURA (1929-1930)
Venepohja (Finlande)	5,0	6,9	H. JARNEFELT (1935-1937)
Wingra (U.S.A.)	15,0	—	W. L. TRESSLER et B. P. DOMOGALLA (1931)
Coatepeque (Amérique centrale) .	6,5	—	C. JUDAY (1915)
Naivasha (Est-Africain)	33,0	9,1	L. C. BEADLE (1932-1934)

Les moyennes mensuelles obtenues au lac Upemba sont très supérieures aux quantités généralement publiées par les auteurs qui se sont occupés de la question dans d'autres lacs.

Les maxima enregistrés sont de 185,11 mg-litre et 147,66 mg-litre respectivement pour les eaux de surface et de fond.

Pour autant que la bibliographie ait pu être consultée, deux cas d'une haute teneur en SiO_2 sont connus, notamment à Sumatra dans la rivière Musi, comme l'a montré F. RUTTNER (1931), à un pH de 8,0 et de 7,6.

TABLE 39.

SiO ₂ en mg/litre et alcalinité en milliéquivalents CO ₃ ⁼ litre. Eaux de surface.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
CO ₃ ⁼	2,19	2,01	1,90	1,80	2,83	2,63	2,88	2,72
SiO ₂	100,04	115,79	-, -	68,48	185,11	125,40	-, -	144,45

La solubilité du SiO₂ dépendant principalement de l'alcalinité de l'eau, on peut constater, au lac Upemba, par l'examen de la table 39, qu'il existe un certain rapport entre celle-ci, exprimée en milliéquivalents CO₃⁼ en litre, et les teneurs en SiO₂. A la plus petite alcalinité correspond aussi la plus petite teneur en SiO₂, soit 68,48 mg-litre et réciproquement; à 2,83 d'alcalinité, 185,11 mg-litre de SiO₂ ont été mesurés.

TABLE 40.

SiO ₂ en mg/litre et alcalinité en milliéquivalents CO ₃ ⁼ litre. Eaux de fond.								
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
CO ₃ ⁼	2,52	1,96	1,97	1,86	2,77	2,89	2,77	2,88
SiO ₂	-, -	133,67	112,35	-, -	138,88	-, -	133,75	147,66

Cette même relation se vérifie à peu de chose près pour les eaux du fond, où une alcalinité maximale de 2,88 CO₃⁼ milliéquivalents-litre corres-

pond à une teneur en silice de 147,66 mg-litre et une alcalinité de 1,97 CO_3 =milliéquivalents-litre à une teneur en silice de 112,35 mg-litre.

Le mécanisme des dissolutions et précipitations successives du SiO_2 est encore fort peu connu. W. A. OHLE (1934) estime qu'il faut considérer l'action de grandes quantités de CO_2 comme facteur principal de la précipitation du SiO_2 .

Si nous comparons les teneurs en SiO_2 et en CO_2 libre des eaux de l'Upemba, nous voyons immédiatement que, pour le moment au moins, aucune relation directe ne peut être établie entre ces deux substances.

Un autre point de vue qui est à considérer ici est l'utilisation de la silice par les Diatomées pour l'élaboration de leur frustule siliceuse. Les teneurs en silice dissoute seraient ainsi proportionnelles à la quantité de Diatomées présentes dans le phytoplancton. A la mort de ces organismes, les frustules tombent au fond et une partie est redissoute, faisant ainsi augmenter la concentration en silice des couches profondes.

4. — NITRATES.

Les nitrates constituent le stade final de l'oxydation des matières azotées organiques, dissoutes dans l'eau ou englobées dans la vase, en passant par les phases ammoniacque-nitrites-nitrates.

Les diverses sources de l'azote des lacs sont : l'azote atmosphérique dissous par les échanges avec l'atmosphère, l'azote nitrique apporté par des pluies orageuses, les nitrates et matières organiques apportées par les eaux de ruissellement et les affluents, la fermentation et l'oxydation des matières albuminoïdiques de déchet des animaux et des plantes. Plusieurs de ces sources restent actuellement incontrôlables au lac Upemba. La seule dont on puisse constituer un ordre de grandeur est liée aux fluctuations du phytonannoplancton, qui, par sa masse imposante, produit nécessairement, au cours de ses périodes de décroissance, une augmentation de la matière organique et par conséquent de nitrates.

Il faut donc considérer ici les deux facteurs principaux se trouvant à la base du système : d'abord la matière organique et ses variations au cours du cycle annuel, exprimée en mg de MnO_4K au litre nécessaires pour l'obtention de l'oxydation complète, et en second lieu les nitrates à considérer au double point de vue production et utilisation.

La matière organique dissoute atteint son maximum au mois d'avril avec 152,92 mg au litre et descend à un minimum de 50,56 mg au litre au mois de février en ce qui concerne les eaux de surface. Pour les eaux de fond, le maximum se situe au mois d'août avec 134,28 mg au litre et le minimum au mois d'avril avec 56,88 mg au litre (fig. 28).

TABLE 41.

Relations entre l'oxydabilité, les nitrates, la production de nannoplancton et d'oxygène.										
Mois	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Oxydabilité mg MnO ₃ K ‰										
Surface	57,56	88,40	92,69	50,56	66,36	152,92	86,58	90,61	94,76	104,66
Fond	82,16	75,84	69,52	85,32	60,04	56,88	57,93	95,57	109,50	134,28
Nitrates mg NO ₃ ‰										
Surface	—	14,15	7,96	14,05	13,20	5,84	7,68	4,66	9,85	4,05
Fond	—	—	0,80	1,25	1,90	5,40	4,20	2,40	4,80	5,65
Oxygène en mg 100 litres.										
Surface	1031	971,1	1033	1539	2575	2247	1141	946	1324	2333
Fond	697,3	634,3	1035	853,2	2593	898,3	952,0	886,3	1207	2102
Nannoplancton cc 100 litres.										
Surface	125	225	297	295	100	67,5	108	107	195	83,3
Fond	240	—	66	—	100	—	109	155	297	85,7

L'étude des réactions aboutissant à la production des nitrates se manifestant au sein de l'eau nécessite l'examen de plusieurs facteurs importants : le nannoplancton, qui, par sa productivité, engendre de grandes quantités d'oxygène, utilisées ultérieurement lors de la décroissance de la matière végétale pour oxyder cette masse de matière organique de déchet (en ne tenant pas compte de l'influence incontrôlable de matières animales); l'oxygène élaboré par le nannoplancton, comme il vient d'être dit; la matière organique produite au cours de la décroissance du nannoplancton et, enfin, les nitrates résultant de l'oxydation des matières organiques et réutilisés par le nannoplancton au cours de sa phase de croissance.

Afin de faciliter l'examen des chiffres analytiques et des déductions auxquelles ceux-ci peuvent donner lieu, partons d'une période maximale du nanoplancton, en fait les mois de janvier-février, à la fin de la saison de pluies en petite saison sèche, qui donnèrent respectivement 297 et 295 cc de phytonanoplancton aux cent litres (fig. 29).

A ce moment, l'oxydabilité (matières organiques) est moyenne : 92,69 mg ‰ en janvier, et tend vers son minimum de février : 50,56 mg ‰,

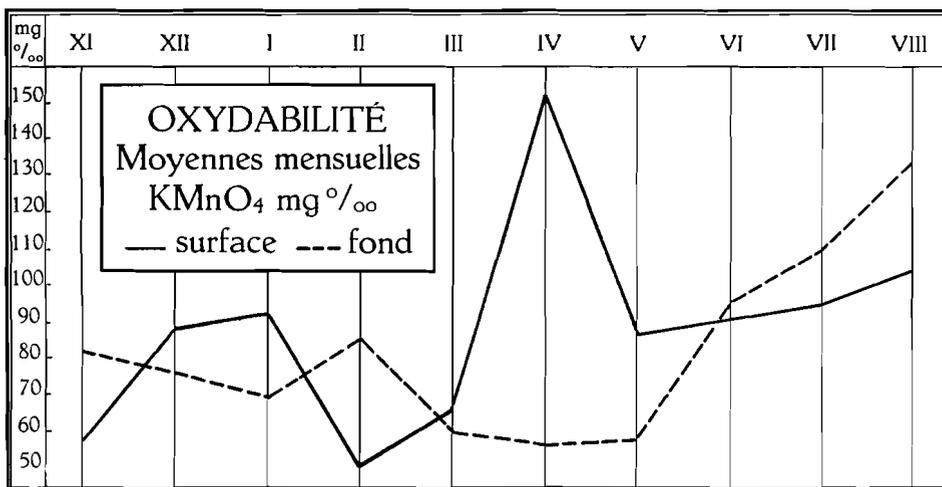


FIG. 28.

et de mars : 66,36 mg ‰. La période maximale du nanoplancton correspond donc, à peu de chose près, à une période minimale de matière organique (Table 41).

Les nitrates sont en croissance : 7,96 mg ‰ en janvier, 14,05 mg ‰ en février; la courbe est en quelque sorte l'inverse de celle de l'oxydabilité (fig. 29).

Pendant ce temps, l'oxygène en zone trophogène est en pleine croissance mais n'atteindra son maximum qu'au mois de mars. Le processus d'oxydation des matières organiques a donc assez d'oxygène à sa disposition pour effectuer la dégradation et la transformation qui ont pour effet de produire une augmentation des nitrates au cours des mois suivants : février et mars.

Le nanoplancton a atteint son minimum, de 67,5 cc par cent litres, au cours d'avril, et l'oxygène, qui est encore à un taux élevé, est en décroissance. La matière organique, après cette décroissance du nanoplancton, atteint son maximum au mois d'avril : 152,92 mg-litre. Les nitrates, ayant crû jusqu'en mars, sont en décroissance jusqu'en avril. Malgré une moindre absorption par ce qui reste de nanoplancton vivant, il faut attendre que

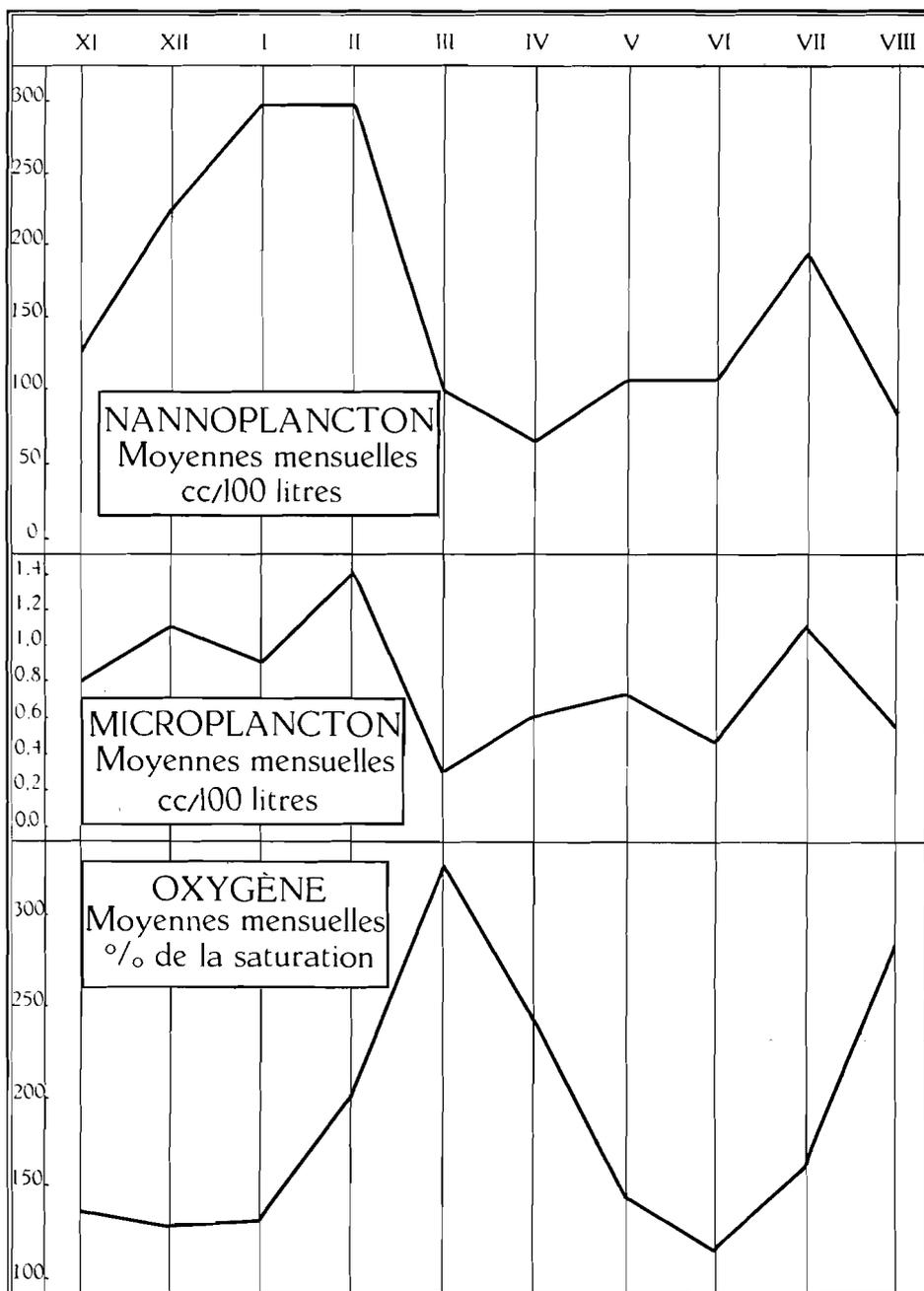


FIG. 29.

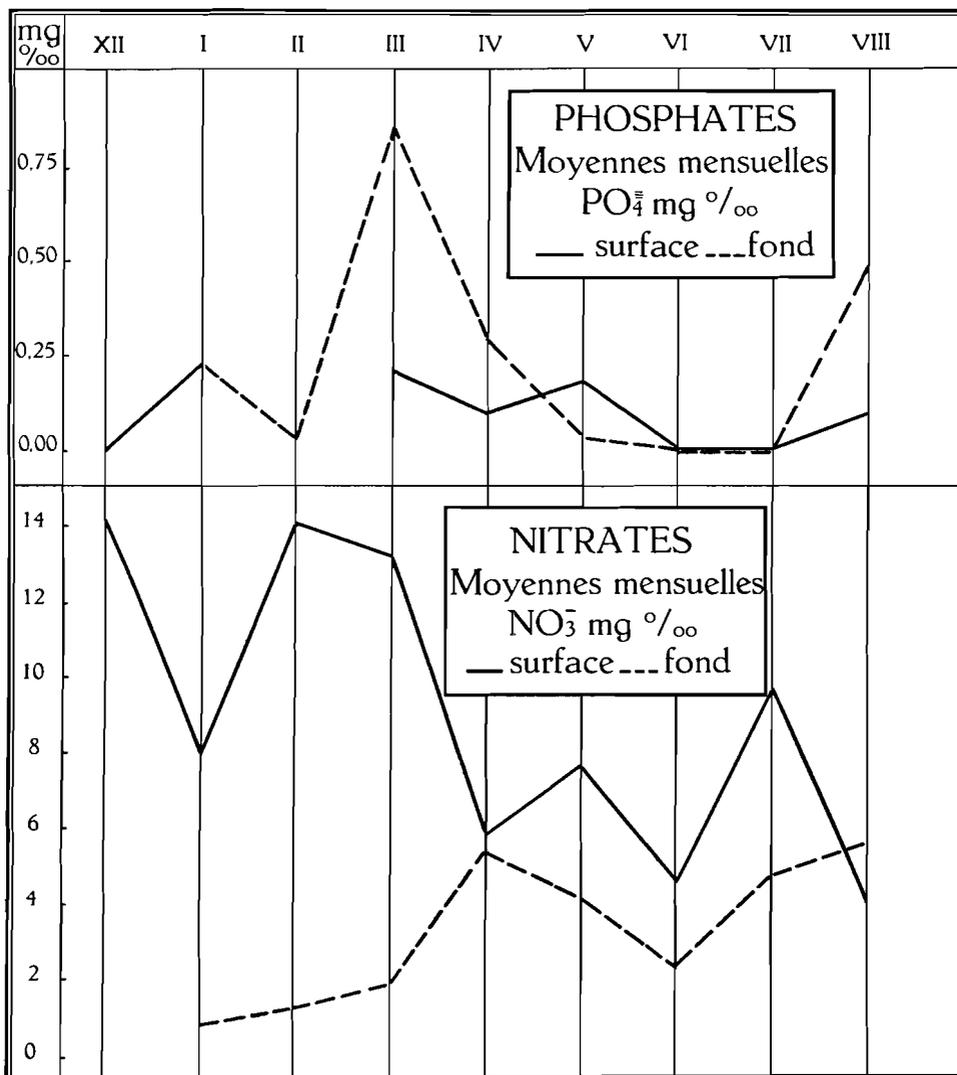


FIG. 30.

l'oxygène, qui décroît, puisse opérer l'oxydation partielle, car la matière organique n'atteint son point minimum qu'au cours des mois qui suivent, les nitrates augmentant un peu. Il faut aussi observer qu'au mois de mai le nannoplancton commence à croître à nouveau, pour atteindre un second sommet au mois de juillet. Au cours de cette période, l'oxygène a effectué une seconde montée, l'oxydabilité demeure moyenne, mais a une tendance à monter vers un sommet situé peut-être après le mois d'août et demeure encore assez élevé.

Les nitrates provenant de l'oxydation ont d'abord augmenté, mais la montée progressive du nannoplancton depuis avril les garde à un taux peu élevé.

Au mois de juillet, le nannoplancton a atteint son second sommet et l'oxygène est par conséquent en pleine croissance, qu'il gardera jusqu'en août. A ce moment le nannoplancton a décliné, l'oxydabilité a augmenté et les nitrates sont en décroissance.

Malgré les quelques points qui demeurent obscurs dans ce mécanisme, il semble cependant qu'au lac Upemba il existe une corrélation assez nette entre la production du nannoplancton, l'oxygène, la matière organique et les nitrates, ces derniers étant réabsorbés par le nannoplancton.

Tout ce qui précède se produit dans les eaux de surface.

Dans la couche de fond le maximum de nannoplancton s'observe beaucoup plus tard : au mois de juillet seulement, le minimum probable étant au mois de janvier (Table 41).

En juillet, l'oxydabilité de la couche tropholytique tend vers un maximum se trouvant soit au mois d'août, soit plus tard. Il n'est pas impossible toutefois que cette croissance de l'oxydabilité soit due en partie à la décroissance du nannoplancton en surface depuis juillet.

L'oxygène atteint un premier maximum au mois d'avril, puis décroît régulièrement, pour remonter et atteindre un second maximum en août. Cette seconde pointe au mois d'août est partiellement explicable par la grande quantité de nannoplancton du mois précédent, qui commence à décroître ensuite.

Le maximum de l'oxydabilité du mois d'août correspond donc à une décroissance du nannoplancton depuis juillet, conjointement au point maximal de l'oxygène et des nitrates.

Comme on a pu le voir par ce qui précède, l'ensemble des réactions et interactions nannoplancton-oxygène-matière organique-nitrates est extrêmement complexe, surtout dans une couche d'eau si peu profonde que le lac Upemba.

Un maillon dans la chaîne matière organique-nitrates fait défaut. Il s'agit notamment des sels ammoniacaux et des nitrites qui n'ont pu être dosés pour des raisons pratiques.

Nous devons en rester là pour le moment. D'autres investigations plus poussées seront nécessaires pour arriver à une connaissance complète de ce mécanisme. Quoi qu'il en soit, il semble que l'on puisse conclure à une corrélation probable, sinon réelle, entre les divers facteurs envisagés ici et au rôle régulateur que semble y jouer le nannoplancton à la fois producteur et consommateur.

5. — PHOSPHATES.

Dans l'état actuel des recherches, il est impossible de délimiter exactement les facteurs produisant les fluctuations des phosphates du lac Upemba et il faudra des investigations plus approfondies avant d'en arriver à une connaissance exacte.

TABLE 42.

Phosphates. PO ₄ ⁼ en mg/litre. Moyennes mensuelles.									
Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Surface	0,00	0,220	-, -	0,200	0,090	0,176	0,00	0,00	0,095
Fond	-, -	0,220	0,025	0,850	0,278	0,025	0,00	0,00	0,490

F. GESSNER (1939), ayant remarqué la pauvreté des eaux tempérées et tropicales en phosphore (de l'ordre de quelques γ par litre), étudia les rapports possibles entre le calcium et ce corps. Il attira surtout l'attention sur le curieux phénomène que partout où les teneurs en phosphore sont considérables à l'origine, certains facteurs concourent ensuite à les diminuer et à inhiber ainsi la productivité du phytoplancton. La question se pose donc de savoir à quoi est dû cet appauvrissement des eaux en phosphore.

F. GESSNER a pu démontrer qu'il faut chercher les causes de cette déficience dans les relations entre ce corps et le calcium et il s'appuya dans ce but sur les recherches de TH. SCHLÖSING, qui datent de 1898 à 1900.

Le phosphate tricalcique Ca₃(PO₄)₂ est peu soluble dans l'eau distillée exempte de CO₂ (0,74 mg P₂O₅ par litre); sa solubilité augmente en présence de CO₂.

L'eau saturée de CO₂ dissout en effet 91,9 mg P₂O₅ par litre. En présence de Ca(HCO₃)₂, la solubilité diminue, car le produit de solubilité (Ca).(CO₃) est plus grand que le produit de solubilité (Ca)₃.(PO₄)₂. Lorsqu'il y a un excès de CaCO₃, la solubilité du phosphate tricalcique diminue; il y a précipitation, tandis que la concentration en ions Ca⁺⁺ s'élève dans le produit de solubilité à la puissance troisième. C'est pourquoi le phosphate tricalcique est plus difficilement soluble dans l'eau contenant des bicarbonates que ne l'est CaCO₃, et il sera donc remplacé par cette dernière substance.

On sait, d'autre part, que les plantes utilisent le CO_2 des bicarbonates au cours du processus de l'assimilation chlorophyllienne et qu'il en résulte une précipitation de CaCO_3 . F. GESSNER a démontré qu'au cours de cette réaction il y a entraînement de phosphates.

Un processus parallèle a été mis en valeur récemment par W. EINSELE (1936). Les eaux eutrophes contenant du fer sont le siège de réactions particulières : en présence de fer et de phosphates il y a précipitation de phosphate ferrique insoluble, lorsque la réaction de l'eau est alcaline et qu'il y a de l'oxygène disponible. Ce phosphate ferrique est précipité en même temps que de l'hydrate ferrique. Dans la vase, des réactions réductrices, en l'absence d'oxygène, transforment le phosphate ferrique en phosphate ferreux, dont le radical phosphoré devient libre et rentre en solution.

Il faut encore ajouter à cela qu'au cours de sa précipitation sur le fond après sa mort, le plancton est en partie soumis à l'autolyse; certains ferments du groupe des phosphatases libèrent le phosphore des nucléoprotéides et le font rentrer immédiatement en circulation.

Les eaux à végétation abondante d'hydrophytes verraient une rétrogradation rapide de leur florule aquatique si cette dernière n'était capable de réabsorber, au moyen de son système racinaire, les phosphates précipités dans la vase.

Il n'en est pas de même pour le phytoplancton, qui enlève de grandes quantités de CO_2 à l'eau, cause ainsi la précipitation de CaCO_3 en même temps que de phosphates et n'est pas capable de les reprendre directement aux couches du fond. Ainsi la décalcification biologique pourrait être considérée comme une des causes d'un appauvrissement abiologique en phosphates.

Si l'eau s'appauvrit en phosphates sous forme de phosphate tricalcique, la quantité de phytoplancton diminue et il peut donc se reformer progressivement du phosphate dissous. Le phytoplancton se reproduit alors dès que la quantité disponible est arrivée à un certain taux. Le phosphore est donc à considérer comme un des facteurs limitants de la productivité du phytoplancton.

Les observations faites au cours de l'expédition sont trop peu nombreuses pour permettre l'application intégrale de ces diverses recherches. Les quantités de PO_4 varient ici de 0 à 0,220 mg-litre.

On peut dire, dans les grandes lignes, que les réactions se passent comme suit : en novembre-décembre (fig. 30), fin de la phase alcaline, les phosphates sont précipités, complètement ou partiellement; c'est ce qui explique l'absence observée au mois de décembre. Vers janvier, l'acide carbonique libre des eaux profondes facilite la solubilisation des phosphates précipités et le phytoplancton croît jusqu'en février, où il atteint son premier maximum. La teneur en phosphates diminue fortement, du moins près du fond : 0,025 mg-litre. Le microplancton décroît rapidement et atteint un minimum

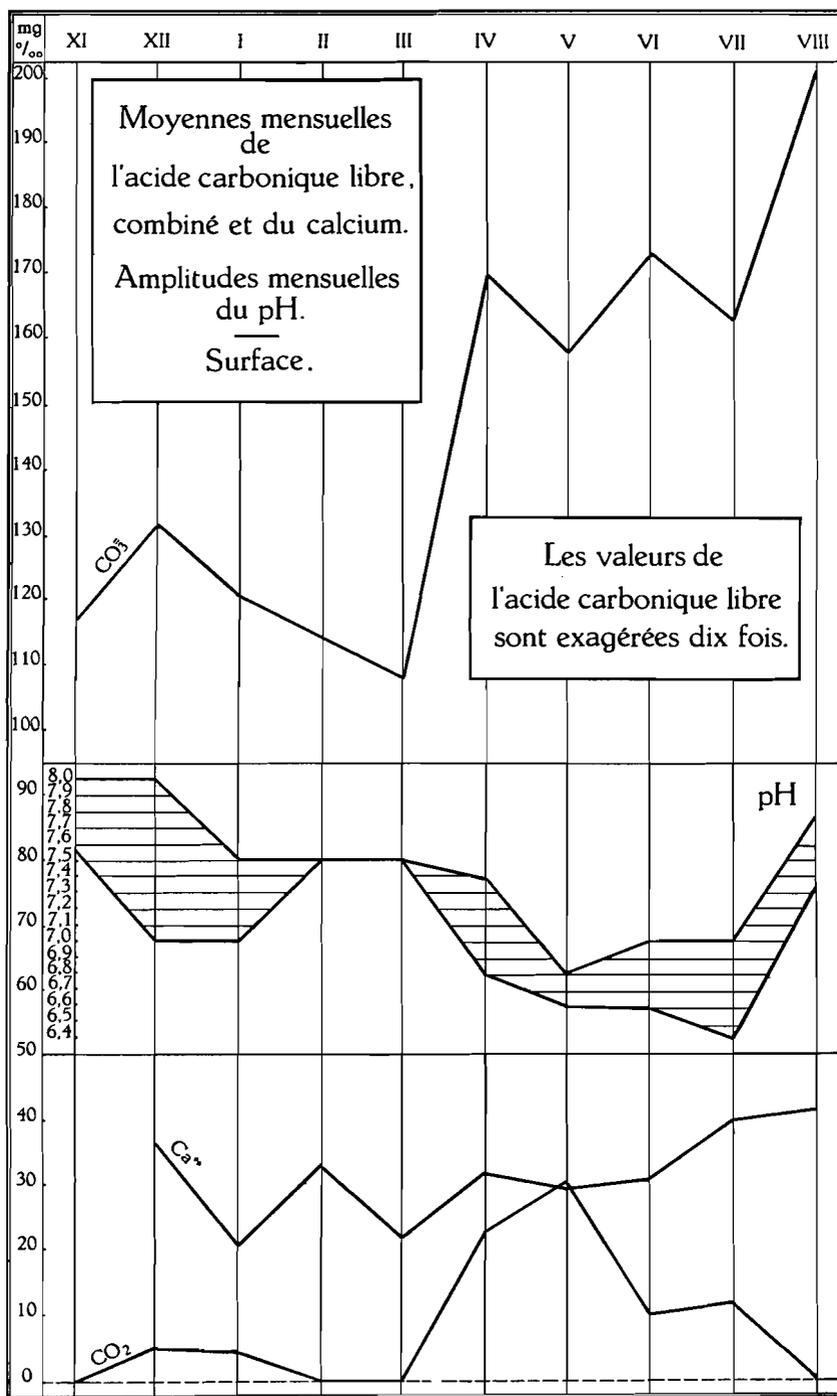


FIG. 31.

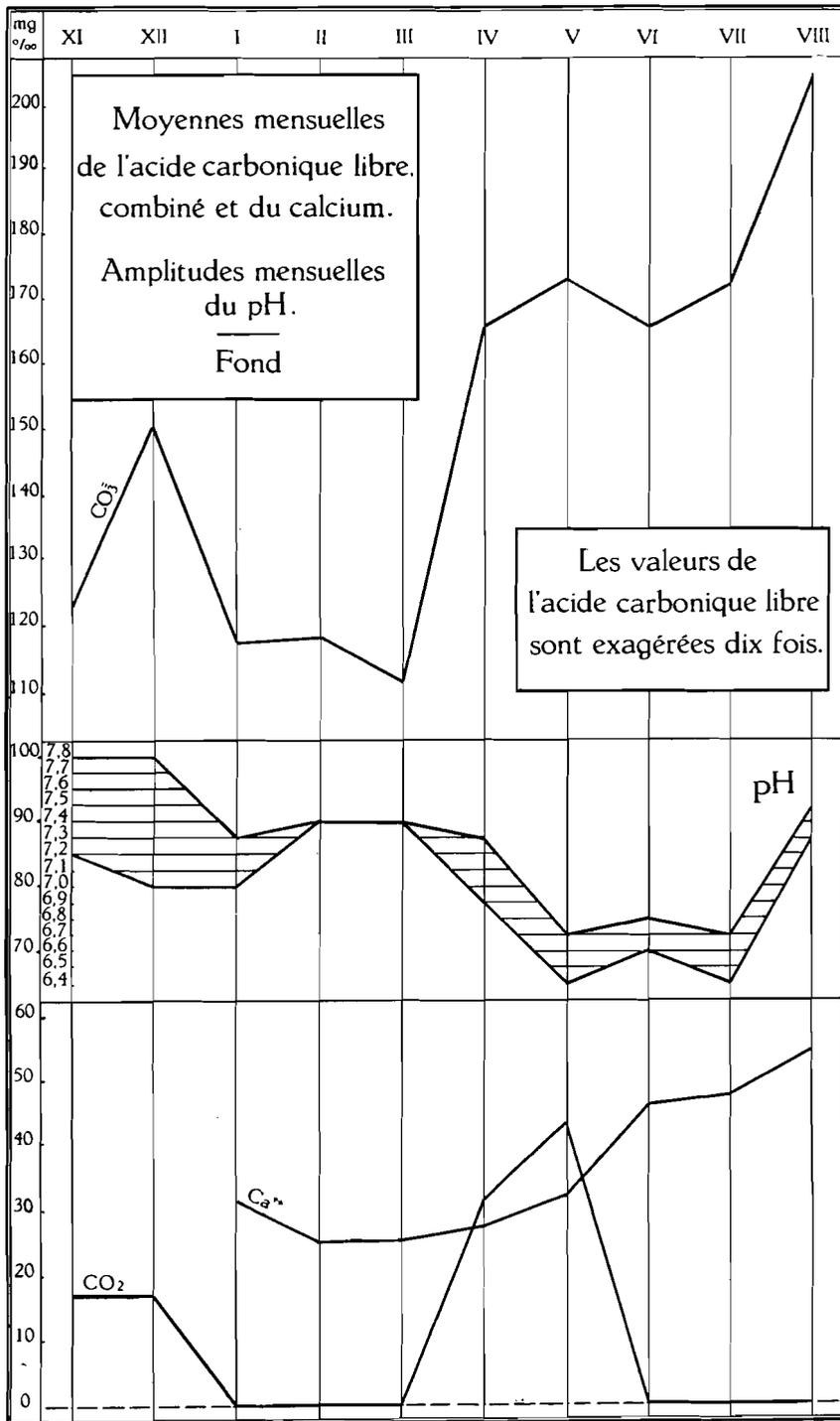


FIG. 32.

en avril. Nous voyons le taux des phosphates remonter immédiatement à 0,2 mg-litre en mars, peut-être à cause de l'autolyse des nucléoprotéides. Le taux descend encore à 0,09 mg pour une raison qui nous échappe et remonte à 0,176 en mai, moment où le microplancton recommence à croître. Ce dernier atteint son maximum en juillet; pendant ce temps, en juin et juillet, le taux des phosphates retombe à zéro près du fond et, au moment où le nannoplancton commence à décroître en août, le taux des phosphates remonte à 0,095 mg-litre en surface.

Au mois de mars, l'eau du fond s'est enrichie jusqu'à 0,85 mg-litre, décroît progressivement, probablement au profit de l'eau de surface, au mois de mai, l'eau du fond s'étant fortement appauvrie vers cette époque.

Il est possible, toutefois, que des investigations plus poussées auraient permis de serrer de plus près l'évolution saisonnière du phosphore. D'autre part, les phosphates fixés par les hydrophytes et par les animaux, aussi bien macro- que microscopiques, nous échappent, et il n'y a donc pas moyen de faire un bilan pour un laps de temps de quelques mois seulement (fig. 30).

6. — CALCIUM.

L'ion Ca^{++} est extrêmement important par le rôle qu'il est appelé à jouer dans l'équilibre $\text{CaCO}_3\text{-Ca}(\text{HCO}_3)_2\text{-H}_2\text{CO}_3$ d'une eau naturelle, comme je l'ai montré dans les pages consacrées à l'étude du CO_2 .

Les quantités de Ca^{++} décelées en moyenne dans les eaux du lac Upemba peuvent être considérées comme moyennes; elles ne dépassent pas quelques dizaines de milligrammes par litre : en surface le maximum a été de 42,33; vers le fond il a été de 54,95 mg-litre. Les minima sont respectivement : 20,60 et 25,16 mg Ca^{++} au litre pour la surface et le fond. Les deux maxima pour la surface aussi bien que pour le fond se sont présentés au mois d'août (fig. 31 et 32).

La table 43 donne les différentes teneurs moyennes en Ca^{++} par mois en même temps que les valeurs correspondantes en CaCO_3 obtenues en multipliant les quantités de Ca^{++} en mg-litre par le facteur analytique 2,4972.

Partant du fait que le carbonate de calcium est difficilement soluble dans l'eau exempte de CO_2 , GMELIN et KRAUT (1911) ont établi les solubilités à différentes températures et estiment qu'une solution aqueuse contenant 10 à 15 mg de CaCO_3 au litre doit être considérée comme saturée. Mais, lorsque CaCO_3 est mis en présence d'une eau contenant du CO_2 , la solubilité de cette substance augmente considérablement, car dans la réaction



il se forme du bicarbonate de calcium soluble. L'expérience a montré qu'à une pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère de 0,000504 at, 1 litre d'eau à 16° C dissout 60,96 mg de CO_2 et contient alors 74,6 mg de CaCO_3 .

TABLE 43.

Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Calcium en mg ^o / ₁₀₀ Moyennes mensuelles.									
Surface	36,75	20,60	33,24	21,91	31,73	29,67	30,74	39,92	42,33
Fond	-, -	31,55	25,16	25,53	27,42	32,17	46,14	47,99	54,95
CaCO ₃ en mg/litre									
Surface	91,77	51,44	83,00	54,7	79,23	74,09	76,76	99,68	105,45
Fond	-, -	78,78	62,82	63,75	68,47	80,33	115,89	119,84	137,22

Il découle immédiatement de ce qui précède qu'une eau naturelle serait pauvre en CO₂ si la seule source de ce dernier était le CO₂ atmosphérique. Mais les processus biologiques, comme la dégradation de la matière organique morte, la respiration des animaux aquatiques apportent des quantités parfois considérables de CO₂ qui faciliteront la mise en solution de nouvelles quantités de CaCO₃.

A cela s'ajoute que dans certaines conditions bien déterminées on peut se trouver devant le phénomène de décalcification biologique ou abiologique assez bien connu et décrit par plusieurs auteurs.

J. JOHNSTON et E. D. WILLIAMSON (1916) ont étudié le rôle des agents inorganiques dans la précipitation du CaCO₃.

Dans une solution, à une température déterminée, saturée de calcium pur, le produit de dissolution (Ca⁺⁺). (CO₃⁼), produit de la concentration respective de l'ion (Ca⁺⁺) et de l'ion (CO₃⁼), est une constante, indépendamment de la teneur en CO₂ libre de la solution, de la présence d'autres sels. Ce produit de solubilité constant, caractéristique, est à distinguer avec soin de la solubilité, concentration du calcium total d'une solution en équilibre avec du calcite pur, d'après les mesures habituelles. Ce calcium est associé à du bicarbonate et de l'hydroxyde, ou à tout autre anion présent, ou à du carbonate : en effet, dans les conditions atmosphériques habituelles une

fraction seulement du calcium total est toujours associée à du carbonate. Le fait de la constance de ce produit de solubilité en présence de calcite pur permet de calculer avec toute la précision requise la solubilité du calcite à n'importe quelle condition spécifiée, en présence d'ion Ca^{++} ou $\text{CO}_3^{=}$ de n'importe quelle source, en prenant soin toutefois de déterminer la concentration ionique actuelle.

La concentration en H_2CO_3 (CO_2 « libre ») est réglée par la pression partielle (P) ou proportion de CO_2 dans la couche atmosphérique en contact avec la solution et réciproquement. Pour une valeur donnée de P, cette concentration diminue avec l'augmentation de la température, puisque le coefficient d'absorption du CO_2 diminue.

A une température déterminée, la solubilité totale, c'est-à-dire la concentration totale du calcium dans la solution, varie avec la concentration de H_2CO_3 (donc avec P), par le fait que cette dernière détermine la proportion d'ion carbonate ($\text{CO}_3^{=}$), d'ion hydrocarbonate (HCO_3^{-}) et d'ion hydroxyde (OH^{-}) en accord avec les expressions mathématiques définies, et, puisque le produit de solubilité (Ca^{++}).($\text{CO}_3^{=}$) demeure constant, (Ca^{++}) doit varier en raison inverse du ($\text{CO}_3^{=}$). La présence d'autres sels influence également cette solubilité totale. Aussi longtemps que le calcite pur est la phase solide stable en équilibre avec la solution, la grandeur de cet effet sera tout de suite calculable, puisque les diverses concentrations s'ajustent toujours elles-mêmes jusqu'à ce que le produit de solubilité (Ca^{++}).($\text{CO}_3^{=}$) atteigne sa valeur caractéristique.

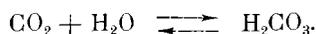
Le produit de solubilité constant du calcite diminue avec l'accroissement de la température et n'est pas affecté dans une grande mesure par les variations de la pression hydrostatique.

J. N. BRÖNSTED et C. WESEBERG-LUND (1912), surtout L. MINDER (1923) et J. PIA (1932, 1933), ont fait de nombreuses recherches concernant la décalcification biologique, au sujet desquelles il n'y a pas moyen de nous étendre longuement ici.

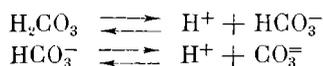
L'assimilation chlorophyllienne du phytoplancton et des hydrophytes est à la base de ce phénomène, car l'absorption du CO_2 des bicarbonates a pour conséquence immédiate la précipitation du carbonate de calcium que l'on retrouve soit sous forme d'incrustation sur les hydrophytes ou au sein de la masse gélatineuse englobant certaines espèces d'algues, soit en minces cristaux flottant au sein de l'eau et précipités progressivement dans la vase.

En se basant sur la théorie déjà relativement ancienne de la dissociation, certains auteurs ont expliqué la décalcification.

L'anhydride carbonique est lié, en petites quantités, à l'eau :



Cet acide carbonique montre une double dissociation :



Le carbonate de calcium se dissocie d'après la formule



Lorsque l'acide carbonique formé au cours de la dissociation est soustrait, l'équilibre se déplace vers la gauche. La concentration en ions HCO_3^- diminue et sa dissociation augmente. L'équilibre se déplace vers la droite et cela d'autant plus rapidement que la quantité d'ions HCO_3^- diminue. La solution s'enrichit de cette manière en ions $\text{CO}_3^{=}$. Le produit $(\text{Ca}^{++}) \cdot (\text{CO}_3^-)$ augmente. Lorsque la valeur dépasse celle d'une solution saturée, il y a précipitation de CaCO_3 .

Cette représentation est basée sur les variations de la concentration en CO_2 , par suite de l'équilibre du gaz avec l'atmosphère. L'influence de la température est très grande, car la grandeur du coefficient d'absorption du CO_2 en dépend.

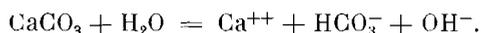
On peut dire avec L. MINDER que cette décalcification biologique et plus spécialement planctogène n'est pas rare dans les lacs et qu'elle est d'un intérêt primordial aussi bien pour le biologiste que pour le géologue et qu'elle est une propriété caractéristique des lacs du type eutrophe.

La décalcification n'a pas seulement lieu par l'intermédiaire du phytoplancton ou des hydrophytes supérieurs, il existe aussi des bactéries qui possèdent la propriété de précipiter du carbonate de calcium cristallin.

Plusieurs auteurs, notamment H. MOLISCH (1925), H. FISCHER (1931), H. KÜHN (1925), G. A. NADSON (1928), ont étudié la question pour les eaux douces, tandis que W. BAVENDAMM (1931), C. B. LIPMAN (1929), J. MURRAY et R. IRVINE (1889-1890), N. R. SMITH (1926) se sont plutôt intéressés aux mêmes phénomènes dans les eaux marines. C'est H. DREW qui, en 1912-1914, indiqua le premier cette curieuse propriété de certaines bactéries cultivées *in vitro*.

La durée des recherches faites sur les eaux du lac Upemba a été trop brève pour permettre la démonstration mathématique d'une décalcification réelle. Pour le moment nous en sommes réduits à une hypothèse.

L'examen de l'évolution des divers éléments au cours de l'année nous permet de supposer qu'une décalcification a lieu entre les mois d'août et de novembre, d'où le déplacement du pH vers la zone alcaline par l'hydrolyse du carbonate de calcium précipité d'après la formule



Le mois de novembre, premier du cycle que nous avons pu étudier, serait ainsi la fin de cette période de décalcification; le pH atteint encore 8,0, mais montre déjà une tendance à descendre, l'acide carbonique libre est absent, ou présent en quantités si minimes que les méthodes analytiques *in situ* ne permettent pas de le déceler, et l'alcalinité est peu élevée. La période de décalcification pourrait ainsi être estimée, *mutatis mutandis*, comme

située à la fin de la saison sèche avec un léger empiètement sur la saison des pluies. Ce qui semble d'ailleurs se confirmer par la tendance du pH à se déplacer vers la zone alcaline au mois d'août (fig. 31 et 32).

TABLE 44.

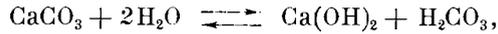
Balance de l'acide carbonique.									
Mois	Ca ⁺⁺ mg/l	CaCO ₃ mg/l	CO ₃ ⁼ mg/l	CO ₃ ⁼ méq/l	Mg ⁺⁺ mg/l	MgCO ₃ mg/l	CO ₃ ⁼ mg/l	CO ₃ ⁼ méq/l	CO ₃ ⁼ total méq/l
Eaux de surface.									
XII	36,75	91,77	55,02	1,833	9,02	31,28	22,63	0,742	2,575
I	20,60	51,44	30,84	1,027	7,57	26,26	28,69	0,623	1,65
II	33,24	83,00	49,76	1,658	2,94	10,20	7,26	0,242	1,90
III	21,91	54,71	32,80	1,093	8,59	29,81	21,21	0,707	1,80
IV	31,73	79,23	47,50	1,583	10,42	36,13	25,71	0,857	2,44
V	29,67	74,09	44,42	1,480	17,26	59,87	42,60	1,420	2,90
VI	30,74	76,76	46,02	1,533	16,37	56,79	40,41	1,347	2,88
VII	39,92	99,68	59,76	1,992	8,85	30,69	21,84	0,728	2,72
VIII	42,23	105,45	63,22	2,107	12,68	43,97	31,29	1,043	3,15
Eaux du fond.									
I	31,55	78,78	47,23	1,574	4,14	14,37	10,23	0,341	1,91
II	25,16	62,82	37,66	1,255	8,68	30,10	21,42	0,714	1,97
III	25,53	63,75	38,22	1,273	7,12	24,70	17,58	0,586	1,86
IV	27,42	68,47	41,05	1,368	14,96	51,90	36,93	1,231	2,60
V	32,17	80,33	48,16	1,605	15,61	54,13	38,52	1,284	2,89
VI	46,41	115,89	69,48	2,315	4,54	15,76	11,22	0,374	2,69
VII	47,99	119,84	71,85	2,394	6,38	22,13	15,75	0,525	2,92
VIII	54,95	137,22	82,27	2,742	9,38	32,54	23,16	0,772	3,51

Durant les mois de septembre et d'octobre la situation semble avoir été la suivante :

L'acide carbonique des bicarbonates a été absorbé en tout ou en partie par le microplancton, comme on peut le voir dans les graphiques. Il en est résulté une précipitation de carbonate de calcium :

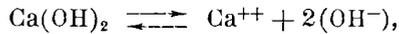


Le carbonate s'est hydrolysé en partie :



avec, dans les deux cas, absorption du H_2CO_3 au cours de l'élaboration chlorophyllienne.

L'hydrolyse de l'hydroxyde de calcium donne ensuite



ions (OH^-) qui ont conféré à l'eau une réaction alcaline dont l'action se ressent encore plus ou moins jusqu'au mois de décembre.

Il est, en outre, possible que l'évaporation intense au cours des derniers mois de saison sèche : septembre et octobre, ait eu une influence partielle sur la décalcification par la concentration des sels et augmentation du calcium au delà des teneurs établies par J. FRANQUIN et R. MARÉCAUX (1938).

Je ne puis donc fournir que la preuve indirecte d'une décalcification; il n'est pas douteux que des recherches ultérieures, auxquelles il ne fallait pas songer au cours de notre séjour dans le Parc National de l'Upemba, auraient pu montrer une situation nette, bien déterminée. Elle a eu lieu probablement au cours des mois pendant lesquels l'expédition n'a pas eu l'occasion de travailler sur le lac.

7. — MAGNÉSIUM.

L'établissement des balances ioniques mensuelles des eaux du lac m'ayant amené à doser le magnésium, j'esquisse succinctement son évolution au cours du cycle annuel.

On semble avoir fait relativement peu de recherches sur les conséquences biologiques de la présence de bicarbonate de magnésium dans les eaux lacustres. On connaît cependant, au point de vue géochimique, des lacs à eaux carbonatées renfermant du bicarbonate de calcium et du bicarbonate de magnésium.

La différence entre le comportement du calcium et du magnésium réside dans la solubilité un peu plus grande du carbonate de magnésium, qui ne se précipite pas aussi rapidement que le carbonate de calcium.

Le carbonate de magnésium se rencontre aussi sous forme d'incrustations sur les plantes aquatiques, allié au carbonate de calcium en proportions variables.

Au point de vue biologique, le magnésium a une importance liée à celle du calcium et il semble établi que la productivité de l'eau est directement proportionnelle à la concentration de ces deux corps, toutes choses égales d'ailleurs.

La chlorophylle contenant une certaine quantité de magnésium, il y a lieu d'examiner s'il existe, au lac Upemba, une relation entre le nannoplancton et les teneurs en magnésium.

TABLE 45.

Mois	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Magnésium en mg ⁰/₁₀₀									
Moyennes mensuelles.									
Surface	9,02	7,57	2,94	8,59	10,42	17,26	16,37	8,85	12,68
Fond	—,—	4,14	8,68	7,12	14,96	15,61	4,54	6,38	9,38
Mg CO₃ en mg ⁰/₁₀₀.									
Surface	31,28	26,26	10,20	29,81	36,13	59,87	56,79	30,69	43,97
Fond	—,—	14,37	30,10	24,70	51,30	54,13	15,76	22,13	32,54

La comparaison des valeurs du nannoplancton (fig. 34) et les concentrations du magnésium en mg-litre montre un rapport assez étroit entre les diverses teneurs de ce dernier corps et la matière flottante à chlorophylle. Aux maxima du nannoplancton correspondent des minima de Mg et inversement. A mesure que le nannoplancton croît, la concentration en ions Mg diminue et devient minimale. Au mois de février, au cours duquel la chlorophylle atteint sa plus grande concentration, le Mg tombe à 2,94 mg ⁰/₁₀₀. Le plancton diminue rapidement et atteint son minimum en avril. La concentration en Mg a progressivement augmenté et acquiert presque son maximum, qui est atteint en mai avec 17,26 mg-litre.

La concentration en chlorophylle semble donc être ici proportionnelle à celle du magnésium. Le même phénomène se produit en juillet et août.