

Le bilan énergétique du lac Titicaca

Jean-Pierre CARMOUZE (1), Eleonor AQUIZE (2),
Carlos ARZE (3) et Jorge QUINTANILLA (4)

RÉSUMÉ

Le bilan énergétique du lac Titicaca, situé en zone tropicale à 3.810 m d'altitude, a été établi. L'effet d'altitude se traduit par un accroissement des apports par rayonnement solaire de 10 % à 15 % ($2.190 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$) et un accroissement des pertes par rayonnements terrestres de grande longueur d'onde de 30 à 35 % ($-782 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Les échanges thermiques entre le lac et l'atmosphère par évaporation ($-1.160 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$) et conduction ($-248 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sont du même ordre de grandeur qu'au niveau de la mer. Le volant thermique du lac est très important en raison de sa taille (surface = 8.448 km^2 ; profondeur moyenne $\sim 100 \text{ m}$) et aussi en raison indirectement des basses températures des eaux (11-14 °C). Ainsi le lac absorbe en octobre et novembre $18,7 \times 10^{17} \text{ J}$, il restitue $16,9 \times 10^{17} \text{ J}$ en juin, ce qui lui confère un puissant pouvoir thermo-régulateur sur la région environnante.

MOTS-CLÉS : Amérique du sud — Lac Titicaca — Bilan énergétique.

SUMMARY

THE ENERGETIC BUDGET OF LAKE TITICACA

The energetic budget of lake Titicaca, located in a high altitude tropical place (3.810 m), has been calculated. Due to the altitude effect, solar radiation increases by 10-15 % ($2.190 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) and net long wave radiation increases by 30-35 % ($-782 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$). The heat transfers at the lake-atmosphere interface (evaporation = $-1.160 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$; conduction = $-248 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) are similar to those of low altitude lakes. Heat content is very high because of the big size of the Titicaca (area = 8.448 km^2 ; mean depth $\sim 100 \text{ m}$) and indirectly because of the low lake water temperatures (11-14 °C). The lake absorbs $18.7 \times 10^{17} \text{ J}$ in October and November; it gives back $16.9 \times 10^{17} \text{ J}$ in June. Consequently, it highly reduces changes in air temperatures.

KEY WORDS : South America — Lake Titicaca — Energetic budget.

RESUMEN

UN BALANCE ENERGETICO DEL LAGO TITICACA

Un balance energético del lago Titicaca, situado en zona tropical a 3.810 m de altura, fué establecido. El efecto de la altura se traduce por un crecimiento de los aportes por radiación solar de 10-15 % ($2.190 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) y un crecimiento de las pérdidas por radiación terrestre de grandes longitudes de onda de 30-35 % ($-782 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$). Los intercambios térmicos entre el lago y la atmosfera por evaporación ($-1.160 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) y conducción ($-248 \text{ J.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) son parecidos a los que se encuentran al nivel del mar. El volante térmico del lago es muy importante por

(1) O.R.S.T.O.M., 24, rue Bayard, 75008 Paris (France).

(2) SENAMHI, Puno (Pérou).

(3) Casilla 2603, La Paz (Bolivie).

(4) Universidad Mayor de San Andrés, La Paz (Bolivie).

el tamaño mismo del lago (superficie = 8.448 km²; profundidad media 100 m) y tambien indirectamente por las bajas temperaturas de las aguas (11-14 °C). Asi, el Titicaca absorbe 18.7×10^{17} J en Octubre y Noviembre y restituye 16.9×10^{17} J en Junio. Por consecuencia, el lago reduce las variaciones de la temperatura del aere en su cuenca.

PALABRAS CLAVES : América del Sur — Lago Titicaca — Balance enegertico.

Le lac Titicaca est un exemple unique de grand Lac profond (surface 8.560 km²; profondeur maximale = 283 m) situé en zone tropicale (entre 16°35 et 15°25 de latitude Sud) et perché à 3.810 m d'altitude. On peut penser *a priori* que cette position élevée lui confère une régulation thermique particulière. Dans quelle mesure cette régulation est-elle différente de celles d'autres lacs de basses altitudes et de même latitude? C'est le problème que nous nous proposons d'aborder ici. Par ailleurs, l'établissement du bilan énergétique va nous offrir l'occasion de faire une évaluation indirecte de l'évaporation et de tester diverses formules semi-empiriques permettant de calculer cette dernière.

Le bilan énergétique au niveau du plan d'eau comprend deux termes qui s'équilibrent. Le premier correspond à la somme algébrique de deux composantes : le bilan du rayonnement de courte longueur d'onde, Q_s , et celui des rayonnements de grande longueur d'onde, Q_T . Le second représente les échanges par conduction au sein de la masse d'eau, Q_L , par convection à l'interface eau-atmosphère, Q_c , et par évaporation Q_E .

Le bilan total s'écrit : $Q_s + Q_T = Q_c + Q_E + Q_L$ (1).

Ces différents flux sont étroitement dépendants les uns des autres. Le bilan thermique est assujéti aux conditions extérieures imposées, à savoir le rayonnement solaire et l'état atmosphérique (température, humidité de l'air, nébulosité, vitesse du vent...), ce dernier en retour étant modulé par la réponse thermique du milieu lui-même, c'est-à-dire le micro-climat qu'il crée. En dernier lieu, c'est la température de l'eau (ou encore la réserve calorifique du lac) qui prend une valeur telle que la somme des termes du bilan énergétique tend à devenir nulle. La température représente l'un des principaux paramètres de réajustement intervenant sur le rayonnement de grande longueur d'onde émis par le lac, l'évaporation et la convection thermique.

Dans la mesure où le rayonnement solaire et l'état atmosphérique varient continuellement à l'échelle de la journée, de la saison et de l'année, on a affaire à une succession d'équilibres énergé-

tiques qui tendent à s'établir à l'interface eau-atmosphère et au sein de la masse d'eau. Les variations des apports et pertes d'énergie à ce niveau ont pour effet de céder ou de puiser de l'énergie au milieu, ce qui entraîne des variations de la quantité de chaleur emmagasinée et de sa distribution au sein du lac.

Nous n'allons aborder ici que les échanges à l'interface eau-atmosphère et leur conséquence sur l'évolution de la réserve calorifique du lac. La distribution verticale de cette dernière qui exprime la stratification thermique sera examinée ultérieurement.

Les données disponibles sont des données météorologiques enregistrées à Puno (Pérou) entre 1954 et 1978 et des données de température du Grand

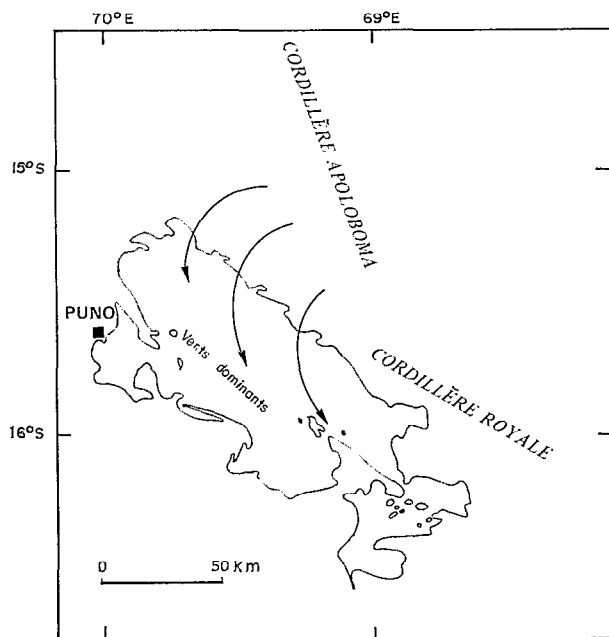


FIG. 1. — Localisation du lac Titicaca et de la station météorologique de Puno. Indications sur la direction des vents dominants

(1) La chaleur apportée par les apports météoriques et fluviaux, les phénomènes thermiques accompagnant les réactions biogéochimiques et la convection à travers le fond de la chaleur interne du globe sont négligés.

Lac recueillies entre 1976 et 1979. Précisons que la station météorologique est exposée aux vents dominants (fig. 1). Ces données dans leur ensemble sont insuffisamment serrées dans le temps pour que soient saisies les variations diurnes, et portent sur une période trop courte pour que soient évaluées les fluctuations annuelles des courants d'énergie. Néanmoins, il reste possible d'établir sur l'année un bilan énergétique mensuel. Un premier bilan a d'ailleurs été proposé par RICHESON *et al.* (1977). Il est maintenant possible d'améliorer la précision de certains termes.

1. LE BILAN RADIATIF AU NIVEAU DU LAC

1.1. Le rayonnement solaire absorbe de courtes longueurs d'ondes

Le rayonnement solaire global qui correspond à l'éclairement énergétique d'une surface horizontale

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
G_{max}	3.200	3.125	2.950	2.650	2.250	2.075	2.125	2.375	2.750	3.050	3.200	3.250

Des corrections sont à introduire pour tenir compte des conditions réelles du milieu. A l'altitude du lac (3.810 m) le rayonnement global doit être augmenté de 4 % par le seul fait de la diffusion moléculaire (1 % par 1.000 m d'élévation). L'épaisseur d'eau condensable, w , est déterminée à partir de la tension de vapeur d'eau à la surface de lac, f_a , selon la formule de Hann :

$$w \text{ (cm)} = 0,17.f_a \text{ (mb)}$$

f_a étant en moyenne égal à 5,8 mb = $w \simeq 1$ cm. Pour cette valeur il faut introduire une correction de +3 %. Le coefficient de trouble, β , qui définit la quantité d'aérosols contenus dans la masse atmosphérique unité à la verticale du lieu observé est de l'ordre de 0,025 par ciel pur. Ce paramètre décroît avec l'altitude selon la formule $\beta_p = \beta.P/1\ 000$, P = pression en mb. Au Titicaca il doit être proche de 0,015. L'influence de β sur G_{max} reste faible, car la diminution du rayonnement direct est partiellement compensé par l'augmentation du diffus. Cependant par suite de l'effet de rediffusion par le plan d'eau du rayonnement solaire, cette influence est indirectement accru. Pour l'albedo de l'eau voisin de 0,07 et $\beta = 0,015$, il faut envisager, d'après PERRIN de BRICHAMBAUT et LAMBOLEY, une correction de G_{max} de +6 %. Au total, pour le Titicaca, les valeurs de G_{max} doivent être majorées de 13 %.

A partir des valeurs corrigées, on aboutit au rayonnement global moyen, G , en prenant en compte la durée d'insolation. Pour cela, PERRIN de BRICHAMBAUT et LAMBOLEY ont établi un tableau de

par le rayonnement solaire direct et diffus, peut être calculé aisément et de façon satisfaisante en fonction de la latitude du lieu observé et de l'état de la couche atmosphérique adjacente.

Nous avons retenu la méthode de calcul développée par PERRIN de BRICHAMBAUT et LAMBOLEY (1968). Ces auteurs, partant des moyennes mensuelles des sommes quotidiennes du rayonnement solaire extra-terrestre, G_o , calculent le rayonnement solaire global au sol par beau temps, G_{max} . Ce calcul nécessite un certain nombre d'hypothèses relatives à l'altitude, au coefficient de trouble, à l'épaisseur d'eau condensable et à celle d'ozone. Les hypothèses retenues pour le calcul de G_{max} sont les suivantes : pression atmosphérique, $p = 1.000$ mb ; épaisseur d'eau condensable, $w = 2$ cm ; coefficient de trouble atmosphérique $\beta = 0,07$.

A 15° Sud, latitude du Titicaca et au niveau de la mer, les valeurs en $J.cm^{-2}.j^{-1}$ du rayonnement global sont :

correspondance entre la fraction d'insolation (c'est-à-dire le rapport entre la durée d'insolation moyenne mesurée S et la durée maximale moyenne S_{max} par beau temps) et le rapport G/G_{max} , ceci à partir de la formule d'Angström :

$$\frac{G}{G_{max}} = 0,76 \times \frac{S}{S_{max}} + 0,24.$$

$\frac{S}{S_{max}}$	0	0,2	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0
$\frac{G}{G_{max}}$	0,24	0,42	0,58	0,65	0,73	0,86	1,0

Ainsi, G a été calculé d'après les valeurs mensuelles de $\frac{S}{S_{max}}$ relevées à Puno (tabl. I).

Une fraction du rayonnement solaire, G , est renvoyée dans toutes les directions par réflexion-diffusion par le plan d'eau. Cette fraction ou albedo est, dans le cas d'un lac, voisine de 0,07. D'où l'énergie absorbée par le lac Titicaca sous forme de rayonnements de courte longueur d'onde : $Q_s = G (1 - 0,07)$.

Les valeurs obtenues sont comprises entre 2628 $J.cm^{-2}.j^{-1}$ en octobre et 1864 $J.cm^{-2}.j^{-1}$ en juin ; la valeur moyenne annuelle étant de 2190 $J.cm^{-2}.j^{-1}$ (fig. 2).

1.2. Rayonnement terrestre de grandes longueurs d'onde

Ce rayonnement comprend deux composantes de grandes longueurs d'onde, l'une correspond au

TABLEAU I

Valeurs moyennes maximales et minimales mensuelles de la température de l'air près du plan d'eau : θ_a moy, θ_a max, θ_a min; de la température de l'eau de surface du lac : θ_e ; de la tension de vapeur d'eau à 1 m du plan d'eau : f_a ; de la tension maximale de vapeur d'eau à la température θ : F_e ; de la pression atmosphérique : P ; de la fraction d'insolation : S/S_{max} ; de la nébulosité N et de la vitesse du vent à 2 m du sol, U , à partir de données quotidiennes enregistrées à Puno entre 1964 et 1978, exception faite de θ_e qui provient de mesures faites dans le Grand Lac de 1977 à 1979

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy. ann.
θ_a max en °C.....	14,5	14,2	14,1	14,3	13,7	13,2	13,0	13,8	14,3	15,6	15,9	15,1	—
θ_a min en °C.....	5,0	5,2	4,8	3,4	1,0	-0,9	-1,3	0,2	2,0	3,2	4,0	4,8	—
θ_a moy. en °C (li).....	9,95	9,77	9,33	8,44	6,71	5,26	5,07	6,43	7,90	9,4	10,10	10,15	8,21
θ_e en °C.....	13,85	14,3	14,35	13,85	13,0	12,0	11,5	11,25	11,75	12,9	13,35	13,85	13,0
f_a en nb.....	7,5	7,9	7,7	6,5	4,9	4,0	4,0	4,6	5,4	5,5	5,9	6,8	5,89
F_e en nb.....	15,90	16,34	16,40	15,90	15,02	14,06	13,60	13,38	13,82	14,06	15,34	15,90	15,05
P en nb.....	646	646,1	646,7	647,1	647,1	646,7	646,5	646,3	646,3	645,7	645,4	645,4	646,2
S en %.....	44	45	54	72	80	83	85	80	75	74	66	52	67,5
S_{max}													
N en octets.....	6,9	6,7	6,0	4,4	3,1	2,5	2,4	3,0	4,0	4,6	5,4	6,3	4,5
U en m/s.....	1,14	1,03	0,96	0,95	0,97	1,08	1,06	1,23	1,32	1,42	1,39	1,28	1,15

(1) θ_a moy. a été estimé à partir de θ_a max et θ_a min et en tenant compte des inégalités des durées jours/nuits au cours de l'année

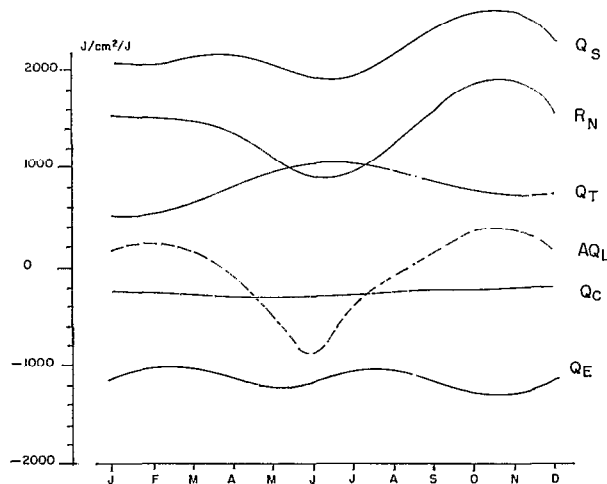


FIG. 2. — Évolutions moyennes mensuelles des composantes du bilan énergétique du Titicaca exprimées en Joules par cm^2 et par jour

Q_s = rayonnement solaire absorbé de courtes longueurs d'onde

Q_T = bilan du rayonnement de grandes longueurs d'onde au niveau du lac

Q_N = $Q_s - Q_T$ = bilan radiatif

Q_E = pertes par évaporation

Q_C = pertes par conduction

Évolutions moyennes mensuelles des variations de chaleur emmagasinée par le lac, exprimées en Joules par cm^2 et par jour : ΔQ_L

rayonnement émis par le plan d'eau, l'autre au rayonnement émis par l'atmosphère en direction

du lac ; leur bilan correspond à une perte d'énergie pour le lac.

1.2.1. L'ÉMISSION DU LAC

L'eau a un comportement proche de celui d'un corps noir. L'énergie émise par le lac, ou l'émittance énergétique du lac, M_L , est estimée à partir de l'équation de Stefan et Boltzmann :

$$M_L = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_e^4 \quad (2)$$

ε = coefficient d'émissivité de l'eau = 0,97 ; σ = constante de Stefan Boltzmann = $4,9 \times 10^{-7}$ J. cm^{-2} . $K^{-4} \cdot j^{-1}$; T_e = température de l'eau de surface en ° Kelvin.

Les valeurs moyennes mensuelles de M_L calculées à partir des valeurs de θ_e tirées du tableau I, sont comprises entre -3.240 J. $cm^{-2} \cdot j^{-1}$ en mars et -3.102 J. $cm^{-2} \cdot j^{-1}$ en août ; la valeur moyenne étant de -3.181 J. $cm^{-2} \cdot j^{-1}$.

1.2.2. LE RAYONNEMENT DE L'ATMOSPHÈRE PAR CIEL CLAIR

Ce terme du bilan radiatif est le plus difficile à estimer. Parmi les divers abaques et formules établis dans ce but, nous avons retenu la formule de Brunt, statistiquement valable pour les cas de ciel clair. Cette formule ramène l'émission de l'atmosphère à celle d'un corps noir supposé à la température de l'air au niveau du sol, corrigée par un facteur tenant compte de la tension de vapeur d'eau exist-

tante au voisinage du sol, étant donné que cette dernière joue un rôle primordial dans l'absorption et la réémission du rayonnement terrestre.

$$M_a = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_a^4 (a + b \sqrt{f_a}) \quad (3)$$

M_a = émittance énergétique de l'atmosphère vers le lac en $J. cm^{-2}.j^{-1}$; ϵ = émissivité de l'atmosphère; σ = constante de Stefan Boltzmann; T_a = température absolue de l'air au voisinage du sol; f_a =

tension de vapeur d'eau près du sol en mb. Les constantes a et b sont quelque peu incertaines. Nous avons retenu celles préconisées par M. BERLIANDE et R. BERLIANDE *in* IVANOFF (1975) : a = 0,61 et b = 0,051.

Les valeurs moyennes mensuelles de M_a ont ainsi été calculées à partir des données de θ_a et de f_a du tableau I. M_a est compris entre — 2.288 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ en février et — 2021 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ en juillet. La valeur moyenne est de — 2.179 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ (tabl. II).

TABLEAU II

Les composantes des bilans énergétiques moyens mensuels au niveau du Grand Lac. Les résultats sont exprimés en $J. cm^{-2}.j^{-1}$. Q_s = énergie solaire absorbée; M_L = émittance énergétique de la surface du lac; M_a = émittance énergétique de l'atmosphère vers le lac par temps clair; Q_T = quantités de chaleur perdues par rayonnement terrestre; R_n = bilan radiatif; ΔQ_L = variations de la réserve calorifique du lac. Q_E = chaleur perdue par évaporation; Q_C = chaleur perdue par convection turbulente. B = rapport de Bowen

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy. ann.
Q_s	2.070	2.046	2.132	2.171	2.025	1.864	1.947	2.142	2.399	2.628	2.581	2.296	2.190
M_L	-3.215	-3.236	-3.240	-3.215	-3.177	-3.135	-3.114	-3.102	-3.122	-3.148	-3.194	-3.215	-3.181
M_a	2.290	2.288	2.267	2.203	2.100	2.027	2.021	2.083	2.155	2.206	2.243	2.268	2.179
Q_T	-518	-552	-637	-809	-956	-1.025	-1.016	-914	-803	-737	-678	-741	-782
R_n	1.552	1.494	1.494	1.361	1.065	839	930	1.228	1.596	1.890	1.903	1.554	1.409
ΔQ_L	190	232	182	-53	-478	-667	-399	-73	169	378	349	182	—
B.....	0,192	0,226	0,243	0,241	0,259	0,258	0,282	0,227	0,190	0,155	0,145	0,168	0,215
Q_E	-1.142	-1.029	-1.055	-1.139	-1.225	-1.197	-1.036	-1.060	-1.199	-1.309	-1.357	-1.174	-1.160
Q_C	-219	-232	-256	-274	-317	-309	-292	-240	-228	-203	-197	-197	-248

1.2.3. LE BILAN DU RAYONNEMENT TERRESTRE DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

Par temps clair le bilan du rayonnement terrestre, Q_{T_0} est égal à $M_a - M_L$. Cette valeur est réduite par temps couvert car le rayonnement atmosphérique croît d'autant plus que la nébulosité est importante et que les nuages sont proches de la surface du lac.

Parmi les diverses formules empiriques proposées reliant la valeur moyenne du rayonnement terrestre par ciel couvert, Q_T , à sa valeur moyenne Q_{T_0} par ciel clair et à celle de la nébulosité N nous avons retenu celle de Berliande (*in* IVANOFF, 1975).

$Q_T = Q_{T_0} (1 - c.N^m)$ en prenant $m = 1,75$ et $c = 0,57$ (valeur adoptée pour 15° Sud). Les nébulosités, N, proviennent du tableau I (exprimées en octets, elles sont ramenées à des valeurs comprises entre 0 et 1).

Le bilan des rayonnements de grande longueur d'onde, calculé selon cette méthode de mois par mois, fait apparaître une perte d'énergie dont le maximum se situe en juin (— 1.025 $J. cm^{-2}.j^{-1}$)

et le minimum en janvier (— 518 $J. cm^{-2}.j^{-1}$); la perte moyenne sur l'année correspond à — 782 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ (tabl. II) (fig. 2).

1.3. Le bilan des rayonnements

Le bilan des rayonnements, R_n , qui correspond à la quantité d'énergie disponible est égal à la différence entre Q_s et Q_T . Il varie de 839 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ en juin à 1.903 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ en novembre; la valeur moyenne sur l'année est de 1.409 $J. cm^{-2}.j^{-1}$ (fig. 2).

2. VOLANT THERMIQUE DU LAC. ÉVAPO- RATION. CONDUCTION

La quantité d'énergie sous forme de rayonnement disponible au niveau du lac détermine les échanges énergétiques entre l'eau et l'atmosphère par évaporation, Q_E , et par convection thermique, Q_C , et au sein même de l'eau par variation de l'énergie en stock dans le lac, ΔQ_L .

On a : $R_n = \Delta Q_L + Q_C + Q_E$.

Nous allons successivement calculer ces différents termes, les taux d'évaporation mensuels, E , à partir de Q_E et proposer une formule d'estimation semi-empirique de E .

2.1. Variations de la chaleur emmagasinée dans le lac

La chaleur emmagasinée dans un lac, ramenée à l'unité de surface est évaluée de la façon suivante : le lac est découpé en strates d'égaies épaisseurs dont on évalue la quantité de chaleur. Celle-ci est égale au produit de la fraction que représente la surface moyenne de chaque couche relativement

à la surface totale en eau par l'épaisseur de chacune de ces couches et leur température correspondante. La sommation de ces termes donne la quantité totale de chaleur contenue dans le lac (DUSSARD, 1966).

Le calcul a été effectué à partir de profils de température que nous avons relevés de 1977 à 1979 dans le Grand lac et de la courbe hypsométrique de ce milieu établie par BOULANGÉ et AQUIZE (1982).

Après estimation des quantités de chaleur emmagasinées mois par mois dans le lac, Q_L , on calcule les variations mensuelles, ΔQ_L (tabl. II et III,

TABLEAU III

Chaleur emmagasinée dans le Grand Lac, le 1^{er} de chaque mois, Q_L , et ses variations moyennes mensuelles, ΔQ_L . Les résultats sont exprimés en $J.cm^{-2}$. (Notons que les valeurs mensuelles de ΔQ_L sont exprimées dans le tableau II en valeur moyenne journalière, mois par mois)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Q_L	613.310	619.205	625.750	631.395	629.815	615.015	595.015	582.650	580.400	585.475	597.190	607.665
ΔQ_L	5.895	6.545	5.645	-1.580	-14.800	-20.000	-12.370	-2.250	5.075	11.715	10.475	5.645

fig. 3). Le lac enregistre une perte maximale de chaleur durant le mois de juin représentant $667 J.cm^{-2}.j^{-1}$ et un gain maximal au cours du mois d'octobre équivalant à $378 J.cm^{-2}.j^{-1}$. Notons que la variation maximale de la réserve du lac en chaleur est de l'ordre de $50.10^3 J.mois^{-1}$ et ne représente que 8 % de la valeur moyenne annuelle de cette dernière.

2.2. Les échanges par évaporation et convection

Les échanges, tant par évaporation que par convection, sont difficiles à évaluer. Diverses formules semi-empiriques existent. Mais l'une des meilleures façons de les estimer est de déduire leur somme à partir du bilan énergétique, puis de les calculer séparément en utilisant le rapport de Bowen, B , qui traduit le fait que les coefficients de transferts de vapeur d'eau et de chaleur à l'interface eau-atmosphère sont très proches l'un de l'autre.

$$B = \frac{Q_C}{Q_E} = \frac{C_p \cdot P}{0,621 \cdot L} \cdot \frac{\theta_e - \theta_a}{F_e - f_a} \quad (4)$$

θ_a = température de l'air ; θ_e = température de l'eau ; C_p = chaleur massique de l'air à la pression atmosphérique = $1.005 J.g^{-1}$; L = chaleur latente de vaporisation de l'eau en $J.g^{-1}$. Elle est fonction de la température de l'eau de surface θ_e ($L = 2.495 - 2,38 \theta_e$) ; P = pression atmosphérique F_e = tension de vapeur d'eau à la saturation à la

température θ_e , f_a = tension de vapeur d'eau réelle de l'air près de la surface du lac.

Ainsi, on calcule des valeurs moyennes mensuelles de $Q_E + Q_C$ à partir de l'équation (1) et de celles de B d'après les données tirées du tableau I et de l'équation (4) et l'on obtient séparément Q_E et Q_C (tabl. II).

Les pertes par évaporation sont comprises entre $-1.357 J.cm^{-2}.j^{-1}$ en novembre et $-1.029 J.cm^{-2}.j^{-1}$ en février, celles par convection turbulente entre $-309 J.cm^{-2}.j^{-1}$ en juin et $-197 J.cm^{-2}.j^{-1}$ en novembre (fig. 2).

2.3. Taux d'évaporation déduits du bilan d'énergie, formules semi-empiriques

Le taux d'évaporation moyen mensuel, E , est déduit de la relation $E = Q_E/L$; E est exprimé en $cm.j^{-1}$; Q_E en $J.cm^{-2}$ et L , chaleur latente de vaporisation en $J.g^{-1}$.

Les résultats (fig. 3) montrent que les taux d'évaporation sont compris entre $4,2$ et $5,3 mm.j^{-1}$ le minimum étant enregistré en mai, le maximum en novembre. Le taux moyen annuel est de $1.720 mm$. Cette valeur est très proche de celle obtenue à partir du bilan hydrique du Grand Lac ($1.740 mm/an$) par CARMOUZE et AQUIZE (1981).

Les formules semi-empiriques qui permettent le calcul du taux d'évaporation sont pour la plupart dérivés de l'expression approchée de ce paramètre établie d'après la méthode aérodynamique globale :

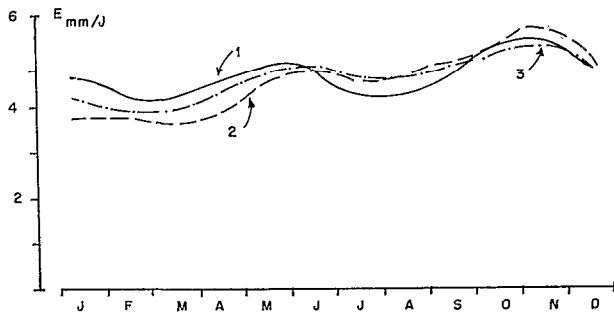


FIG. 3. — Variations moyennes mensuelles des taux d'évaporation du lac Titicaca exprimées en mm par jour

- (1) courbe d'après le bilan énergétique
- (2) courbe d'après la formule $E = 0,447 (F_e - f_a) U_{2m}$
- (3) courbe d'après la formule $E = 0,17 + 0,30 U_m (F_e - f_a)$

E étant le taux d'évaporation moyen mensuel en $mm\ j^{-1}$, $F_e - f_a$ le déficit hygrométrique en mb et U_{2m} la vitesse du vent à 2 m du sol en $m.s^{-1}$.

$$E = \frac{DA}{A_a} C_z \frac{0,622}{P} (F_e - f_a) U_z \quad (5)$$

D_a = coefficient de diffusion turbulente de l'atmosphère à la verticale ; A_a = coefficient de viscosité turbulente de l'atmosphère à la verticale ; C_z = coefficient de frottement à la distance Z à laquelle on mesure la vitesse du vent, U_z .

Ce sont des paramètres difficiles à évaluer.

JACOBS (1951) a choisi de déterminer une valeur moyenne de ce groupe de paramètres en combinant la méthode du bilan énergétique donnant Q_E et l'équation (5) :

$$E = \frac{Q_E}{L} = k \cdot (F_e - f_a) \cdot U_{6m} \quad (6)$$

Considérant 4 régions océaniques, il a obtenu des valeurs de k comprises entre les valeurs extrêmes 0,11 et 0,20 (E étant exprimé en $mm.j^{-1}$, F_e et f_a en mb et U en $m.s^{-1}$ à 6 m du plan d'eau). En procédant de même pour le Titicaca on obtient pour k une valeur moyenne sur l'année de 0,447. Notons que ces valeurs de k ne sont pas directement comparables, car dans le cas du Titicaca, U est mesuré à 2 m du sol. L'équation (6) devient :

$$E = 0,447 (F_e - f_a) \cdot U_{2m} \quad (7)$$

A partir de cette équation ont été calculés les taux d'évaporation moyens mensuels, en utilisant les données du tableau I. La courbe obtenue présente des écarts notables avec celle issue du bilan énergétique (fig. 3). Les écarts proviennent en grande partie du paramètre U car l'allure de la courbe d'évaporation mensuelle donnée par le bilan (fig. 3) est proche de celle de $F_e - f_a$ et différente de celle du U (fig. 4). Il s'agit donc de prendre, pour une

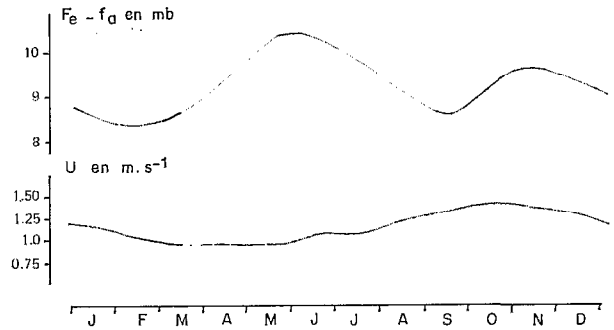


FIG. 4. — Variations mensuelles du déficit hygrométrique de l'air, $F_e - f_a$, à la station de Puno et de la vitesse du vent à 2 m du sol

meilleure concordance une formule accordant moins d'importance au facteur vent, telle que : $E = (k_1 + k_2 \cdot U_{2m}) \times (F_e - f_a)$. Un ajustement satisfaisant a été obtenu en prenant pour k_1 et k_2 les valeurs suivantes :

$$k_1 = 0,17, k_2 = 0,30,$$

d'où

$$E = (0,17 + 0,30 U_{2m}) (F_e - f_a) \quad (8) \text{ (fig. 3).}$$

Notons que Laevastu (*in* IVANOV, 1975) en milieux océaniques a utilisé $k_1 = 0,26$ et $k_2 = 0,077$. Ses valeurs sont différentes des nôtres, mais il a considéré la vitesse du vent à 10 m du plan d'eau au lieu de 2 m dans notre cas. Ceci étant, il est probable que l'utilisation de données météorologiques en provenance d'une autre station du lac nous amènerait à réviser les valeurs de k_1 et k_2 .

3. ORIGINALITÉ DU BILAN ÉNERGÉTIQUE

(a) Le Titicaca, de par sa position élevée reçoit un rayonnement solaire de 13 % supérieur à celui qu'il recevrait s'il était situé au niveau de la mer, ceci par temps clair. En revanche, son insolation n'est pas très forte : 245 h/mois ; sous la même latitude on peut rencontrer des valeurs plus élevées, telle que celle du lac Tchad situé à 13° N qui est de 288 h/mois. Toutefois à cet accroissement d'insolation de 43 h/mois ne correspond qu'une énergie solaire supplémentaire de 3 à 4 %. En somme, le rayonnement solaire reçu par le Titicaca, qui est de 2.190 $J.cm^{-2}.j^{-1}$ en valeur moyenne annuelle, est supérieur à celui reçu par d'autres milieux situés sous les latitudes voisines.

Les variations saisonnières du rayonnement solaire sont en partie atténuées par le fait que c'est à

l'époque où le rayonnement solaire atteignant l'atmosphère est le plus faible, c'est-à-dire en juin-juillet-août, que la nébulosité est la plus faible. Les variations mensuelles du rayonnement, qui représenteraient 42 % de la valeur moyenne par temps clair, sont réduites à 32 % en raison de la répartition variable au cours de l'année des nuages.

(b) Les pertes par rayonnement terrestre de grande longueur d'onde, Q_T , au niveau d'un lac sont d'autant plus importantes que l'écart entre les températures de l'eau de surface, θ_e , et de l'air adjacent, θ_a , sont basses (cf. (2) et (3)) (1). Or, dans le cas du lac Titicaca, l'écart entre θ_e et θ_a (exprimées en moyenne journalière) est compris entre 3,5 °C et 5 °C tout le long de l'année. Notons que si la température de l'eau était ramenée à celle de l'air, les pertes seraient 20 % plus faibles. En outre, θ_e et θ_a sont en moyenne inférieures de 10 à 15 °C à celles correspondant au niveau de la mer sous la même latitude. Aux conditions régnantes en basse altitude, les pertes par rayonnement terrestre seraient réduites de 10 à 15 %.

Au total, le Titicaca, toujours en raison de sa position élevée est le siège de pertes par rayonnement de grande longueur d'onde de 30 à 35 % supérieures à celles dont il serait l'objet s'il se trouvait au niveau de la mer. Les variations saisonnières du rayonnement terrestre sont bien marquées : les valeurs extrêmes s'écartent de ± 32 % de la valeur moyenne annuelle. Toutefois ces variations sont atténuées par le fait que les écarts de température de l'eau et de l'air sont maximums quand la tension de vapeur d'eau est minimale en hiver austral, tandis que l'inverse se produit en été (2).

(c) Le bilan radiatif exprime l'énergie disponible au niveau du plan d'eau. Dans le cas du Titicaca, on remarque qu'à 3.800 m l'accroissement des gains par rayonnement de courtes longueurs d'onde (10 % environ) est à peu près compensé par l'augmentation des pertes par rayonnement de grande longueur d'onde (30 à 35 % environ). Cela signifie que la somme des pertes par évaporation et conduc-

tion est du même ordre de grandeur que celles enregistrées dans des lacs de basses altitudes.

(d) Les pertes par évaporation qui sont de 1.160 J. cm⁻².j⁻¹ en moyenne sur l'année correspondent à un taux d'évaporation égal à 1.720 mm/an. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle enregistrée dans les autres lacs tropicaux. Rappelons que l'évaporation est principalement fonction du déficit de tension de vapeur d'eau, $F_a - f_e$, et de la vitesse du vent, U . $F_a - f_e$ est en moyenne de 9,16 mb. Il s'agit d'une valeur relativement élevée, bien que l'on ait affaire à des températures de l'air et de l'eau basses comparées à celles régnant en basse altitude (3). Cette valeur s'explique par le faible degré hygrométrique, c'est-à-dire une faible valeur de f_e (50 % en moyenne annuelle) et par le fait que la température de l'eau est toujours supérieure de 4 à 5 °C à celle de l'air en moyenne quotidienne. Un simple calcul montre en effet que si la température de l'eau était ramené à celle de l'air, le déficit de tension de vapeur d'eau, $F_a - f_e$, serait de 5,15 mb, valeur qui selon la formule (8) provoquerait une diminution du taux d'évaporation de 40 à 45 %. La vitesse du vent qui n'est pas très élevée en moyenne (1,15 m/s à 2 m du sol) a toutefois une action efficace sur le renouvellement des masses d'air qui tendent à se saturer au contact de l'eau, car le gradient thermique à la surface du plan d'eau est tel qu'il induit une stratification instable de la couche atmosphérique adjacente la plupart du temps.

L'évolution des pertes par évaporation au cours de l'année est en relation parallèle à celle du déficit hygrométrique, $F_a - f_e$, les vitesses du vent jouant un rôle moins important. Toutefois les vents qui sont plus faibles en mai-juin ont pour effet d'atténuer l'accroissement du taux d'évaporation favorisé à cette époque par un fort déficit hygrométrique.

(e) Les échanges par convection thermique correspondent toute l'année à des pertes de chaleur pour le lac, ceci en prenant le jour comme unité de temps (4).

(1) Les basses valeurs de θ_e et θ_a favorisent les pertes par rayonnement terrestre, Q_T . En effet, bien que M_L et M_a croissent respectivement avec θ_e et θ_a , pour une même augmentation de θ_e et θ_a , M_a croît plus vite que M_L , car à degré hygrométrique égal, f_a augmente de façon exponentielle avec θ_a .

(2) Ces variations saisonnières restent très inférieures aux variations nyctémérales (qui ne sont pas examinées dans cette note) en raison des gros écarts de θ_e et surtout de θ_a au cours de 24 H.

(3) Dans le cas d'un lac tropical de basse altitude, pour lequel on aurait $\theta_e = \theta_a = 24$ °C, $F_a - f_a$ serait égal à 14,5 mb, ceci à degré hygrométrique égal.

(4) Notons toutefois qu'à l'intérieur de la journée, au milieu de l'après-midi, la température de l'air devient fréquemment pendant quelques heures supérieures à celle de l'eau (cf. tabl. I). Le rapport de Bowen, B, change de signe ; les échanges par convection représentent alors des gains de chaleur pour le lac. Il faut donc bien préciser que les valeurs moyennes mensuelles de B qui sont calculées à partir de moyennes quotidiennes traduisent des pertes nettes de chaleur. Aussi, si l'on séparait les périodes de pertes et de gains de chaleur, il est évident que les valeurs moyennes positives de B seraient plus élevées.

Remarquons qu'il n'en est pas ainsi pour les pertes par évaporation qui ont lieu 24 H/24 H sauf en période de condensation, c'est-à-dire de pluies.

Le rapport de Bowen, B, est inversement proportionnel à la pression atmosphérique (cf. l'équation (4)). Or, à 3.800 m, la pression atmosphérique est de 640 mb, donc la valeur de B est 36 % inférieure à celle qu'elle serait sous la pression normale de 1.000 mb. Mais les températures de l'air et de l'eau du milieu qui sont relativement basses jouent au contraire en sens inverse. En effet, en prenant le cas d'un lac tropical en basse altitude enregistrant le même écart moyen de température entre l'eau et l'air que celui du Titicaca, soit 4,5 °C, mais autour de valeurs proches de 26 °C et à degré hygrométrique équivalent (50 %), on constate d'après (4) que B diminue de 40 %. En somme, le seul facteur altitude ne favorise pas systématiquement les échanges de chaleur par évaporation au détriment de ceux par convection thermique à la surface d'un lac et inversement.

(f) Le dernier terme du bilan énergétique à analyser correspond aux variations de la réserve calorifique du lac provoquées par l'inégale répartition au cours de l'année de l'énergie solaire. Ces variations de la réserve calorifique (631.500 J. cm⁻² fin mars contre 580.500 J. cm⁻² fin août) représentent le volant thermique du lac puisqu'elles découlent de l'absorption de l'excédent d'énergie solaire en été et sa restitution en période de déficit hivernal, atténuant ainsi les fluctuations induites sur les autres flux d'énergie.

Le volant thermique est fonction de l'amplitude des variations saisonnières du rayonnement solaire, c'est-à-dire de la latitude du lieu (1) mais aussi de l'aptitude propre au lac à échanger de l'énergie calorifique avec l'atmosphère. Cette aptitude s'exprime par l'épaisseur de la tranche d'eau concernée par les échanges saisonniers de chaleur. Dans les lacs profonds, la propagation de chaleur en profondeur dépend de l'intensité des brassages verticaux, tandis que dans les lacs de faibles profondeurs elle est limitée par la profondeur du milieu lui-même. Aussi, à latitude égale, les lacs profonds ont-ils un volant thermique supérieur. L'intensité des brassages verticaux est fonction de la combinaison d'un grand nombre de facteurs : morphométrie du milieu,

vitesse et rayon d'action du vent, circulation horizontale des eaux, force de coriolis, résistances aux mélanges lorsqu'il y a gradient vertical de densité (stratification thermique et/ou haline). Nous n'allons pas analyser ici ces facteurs, mais toujours dans le souci de déterminer l'originalité du lac Titicaca, il est intéressant de mettre en évidence le fait qu'un lac tropical de haute altitude a un volant thermique supérieur à celui d'un lac tropical de basse altitude, pris dans les mêmes conditions. En effet, si l'on tient compte des gradients de densité des eaux créés par les gradients thermiques, il faut deux fois plus d'énergie mécanique pour mélanger deux masses d'eau à 24 et 26 °C (températures d'eaux caractéristiques de milieux tropicaux de basse altitude) que pour mélanger deux masses d'eau à 11°5 et 13°5 C (températures d'eaux du Titicaca). Autrement dit, toutes choses étant égales par ailleurs, la résistance à la diffusion thermique créée par le front de pénétration de la chaleur elle-même est deux fois moins forte au Titicaca qu'au niveau de la mer sous la même latitude, le volant thermique en est augmenté d'autant et le microclimat créé par le lac en est renforcé.

4. CONCLUSIONS

L'analyse des différents termes du bilan énergétique du lac Titicaca nous permet de dégager les points suivants :

— l'altitude a pour effet d'accroître le rayonnement solaire de 10 à 15 % en provoquant une diminution à la fois du coefficient de trouble atmosphérique, de la diffusion moléculaire et de l'épaisseur d'eau condensable. De ce fait, le rayonnement émis par l'atmosphère s'en trouve réduit, augmentant les pertes d'énergie de grandes longueurs d'onde de 30 à 35 %. En somme, en raison de ces effets antagonistes le bilan radiatif du lac Titicaca, c'est-à-dire l'énergie disponible au niveau du plan d'eau, est du même ordre de grandeur que celui d'autres lacs situés sous des latitudes voisines en basse altitude (1.400 à 1.450 J. cm⁻².j⁻¹) ;

(1) A titre d'exemple on peut citer les variations des quantités de chaleurs emmagasinées par quelques grands lacs situés à différentes latitudes (HUTCHINSON, 1967).

	0° S.-3° S.	15° S.-16° S.	39° N.	42-46° N.	53.56° N.
Q _L en J.cm ⁻² .an ⁻¹	Lac Victoria 45.000	Lac Titicaca 51.000	Lac Tahoe 145.500	Lac Michigan 219.000	Lac Baïkal 274.000

— les échanges thermiques entre le lac et l'atmosphère par convection et évaporation sont à l'échelle annuelle approximativement égaux au bilan radiatif. En conséquence, ils ont la même importance que ceux enregistrés au niveau de la mer à la même latitude (en valeur moyenne, $1.160 \text{ J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour l'évaporation, $248 \text{ J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour la convection thermique). En raison de l'altitude, on devrait s'attendre à une diminution des pertes par évaporation car, pour un même degré hygrométrique, le déficit de tension de vapeur d'eau auquel l'évaporation est proportionnelle, décroît avec la température de l'air et de l'eau, ainsi qu'à une diminution des pertes par convection thermique dans la mesure où celle-ci est directement proportionnelle à la pression atmosphérique. En fait, c'est grâce à l'important écart entre la température de l'air et de l'eau que maintient pendant une grande partie de l'année (4 à 5 °C) la circulation atmosphérique locale (la prédominance de vents froids en provenance de la Cordillère Royale) que l'on a affaire à des échanges thermiques comparables à l'échelle de l'année à ceux enregistrés au niveau de la mer à la même latitude ;

— les variations au cours de l'année de la chaleur emmagasinée par le lac Titicaca, qui résultent des déséquilibres saisonniers entre les apports et les pertes énergétiques au niveau du plan d'eau, sont

très marquées ; ceci, comme nous l'avons vu, en raison de la grande profondeur (100 m en moyenne) et des basses températures des eaux pour un lac tropical (11-14 °C).

Les gains de chaleur sont maximums en octobre et novembre (respectivement 378 et 349 $\text{J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), tandis que les pertes sont maximales en juin ($-667 \text{ J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$). Compte tenu de sa taille (8.448 km^2), le lac restitue $16.9 \cdot 10^{17} \text{ J}$ en période de refroidissement au cours du seul mois de juin, il absorbe $18,7 \cdot 10^{17} \text{ j}$ en période de réchauffement entre octobre et novembre. Ces chiffres, qui rendent compte du volant thermique du lac, donne une idée sur l'important rôle thermorégulateur que joue le Titicaca sur le milieu environnant (BOULANGÉ et AQUIZE, 1981). Ces auteurs montrent que la température moyenne annuelle de l'air est d'autant plus basse et ses valeurs maximales et minimales plus fortes que l'on s'éloigne des rives du lac. A titre d'exemple, notons que la température moyenne annuelle est de 8°5 C à Puno situé au bord du lac contre 6°5 C à Chuquibambilla situé à 60 km au Nord-Ouest du lac tandis que l'amplitude annuelle est de 12 °C à Puno contre 18 °C à Chuquibambilla.

*Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.
le 8 mars 1983*

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOULANGÉ (B.) et AQUIZE (E.), 1981. — Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant. *Rev. Hydrobiol. trop.* 14 (4) : 269-287.
- CARMOUZE (J. P.) et AQUIZE (E.), 1981. — La régulation hydrique du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.* 14 (4) : 311-328.
- DUSSART (B.), 1966. — Limnologie. L'étude des eaux continentales. *Gauthiers-Villars*, Paris, 677 p.
- HUTCHINSON (G. E.), 1967. — A treatise on limnology I. *Geographic Physics Chemistry Wiley N.Y.*, 1015 p.
- IVANOFF (A.), 1974. — Introduction à l'Océanographie. Tome II. *Vuibert*, Paris, 340 p.
- JACOBS (W. C.), 1951. — The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. *Bull. Scripps Inst. of Oceanogr. Tech. Ser., Univ. of Calif.* 6 : 27-122.
- PERRIN de BRICHAMBAUT (Ch.) et LAMBOLEY (G.), 1968. — Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. *Cahiers de l'A.F.E.D.E.S.*, 111 p.
- RICHERSON (P. J.), WIDMER (C.), KITTEL (T.), 1977. — The limnology of Lake Titicaca (Peru-Bolivia). A large High Altitude Tropical lake. *Inst. Ecol. Publ. n° 14, Univ. of California, Davis*, 78 p.