

## SALINIDAD DEL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO DEL ALTIPLANO CENTRAL

Anne Coudrain-Ribstein \*, Bruno Pratx \*\*, Jorge Quintanilla \*\*\*,  
Gian Maria Zuppi \*\*\*\*, David Cahuaya \*\*\*\*\*

### Resumen

El balance hidrológico actual del acuífero del Altiplano central boliviano (6 000 km<sup>2</sup>) muestra una alimentación anual de 50 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> por el río Desaguadero y por infiltración cerca de los montes. Las pérdidas son por evaporación y por flujo hacia los salares. Cerca de los montes, el agua subterránea es dulce (<0,5 mS cm<sup>-1</sup>) y empobrecida, como la lluvia del verano, en isótopos pesados ( $\delta^{18}O < -14\%$ ). En el área de influencia del Desaguadero, el agua subterránea tiene características salinas y isotópicas similares a las del río (2 mS cm<sup>-1</sup> y  $\delta^{18}O \approx -10\%$ ). Aguas abajo, una zona salina (3-6 mS cm<sup>-1</sup>) tiene una señal isotópica de agua evaporada y una edad (<sup>14</sup>C y modelo hidráulico) de aproximadamente 3 500 años. Podría ser relacionada al lago Tauca, anterior a 8 000 años, o a un paleolago más reciente.

**Palabras claves:** Acuífero, Altiplano central, salinidad, isótopos, balance hidrológico.

### SALINITÉ DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DE L'ALTIPLANO CENTRAL

#### Résumé

Le bilan hydrologique actuel de l'aquifère de l'Altiplano central bolivien (6 000 km<sup>2</sup>) montre une alimentation annuelle de 50 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> par le rio Desaguadero et par infiltration près des piedmonts. Les sorties sont l'évaporation et l'écoulement vers les salars. Près des piedmonts, l'eau souterraine est douce (<0,5 mS cm<sup>-1</sup>) et pauvre en isotopes lourds comme la pluie de la saison humide ( $\delta^{18}O < -14\%$ ). Près de la zone de recharge par le Desaguadero, l'eau souterraine a des caractéristiques proches de la moyenne de celles du rio (2 mS cm<sup>-1</sup> et  $\delta^{18}O \approx -10\%$ ). Plus à l'aval, une zone plus salée (3-6 mS cm<sup>-1</sup>) présente un signal isotopique d'eau évaporée et un âge (<sup>14</sup>C et modèle hydraulique) d'environ 3 500 B.P. Elle pourrait être liée au lac Tauca, antérieur à 8 000 ans, ou à un paléolac plus récent.

**Mots-clés :** Aquifère, Altiplano central, salinité, isotopes, bilan hydrogéologique.

### SALINITY OF THE GROUNDWATER ON THE CENTRAL ALTIPLANO

#### Abstract

Present hydrological balance of the aquifer on the central Bolivian Altiplano (6 000 km<sup>2</sup>) shows an input of 50 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> by the Rio Desaguadero and by infiltration of rainfall runoff close to the piedmonts. The losses are due to evaporation and flow to the Salars. Close to the piedmont, groundwater is fresh and

\* ORSTOM y URA 1367 CNRS, Lab Géol. Appl., Univ P M Curie, 4 place Jussieu, 75252, Paris, Francia

\*\* ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

\*\*\* IIQ, UMSA, CP 303 La Paz, Bolivia

\*\*\*\* Lab. d'Hydrolog. Géoch. Isotop., Univ Paris-Sud, 91405 Orsay, Francia

\*\*\*\*\* ONG Yunta, CP 14529 La Paz, Bolivia.

depleted in heavy isotopes like the rain of humid season ( $<0.5 \text{ mS cm}^{-1}$ ;  $\delta^{18}\text{O} < -14\text{‰}$ ). Close to the recharge zone by the Desaguadero, groundwater has similar characteristics to the mean values of the Rio (2  $\text{mS cm}^{-1}$  and  $\delta^{18}\text{O} \approx -10\text{‰}$ ). Downstream, a more saline zone (3-6  $\text{mS cm}^{-1}$ ) presents an isotopic signal of evaporated water and an age of around 3 500 B.P. ( $^{14}\text{C}$  and hydraulic model). It could be bound to the Tauca lake, prior to 8000 years, or to a more recent paleolake.

**Key words:** *Aquifer, Altiplano central, salinity, isotopes, hydrogeological balance.*

## INTRODUCCIÓN

El Altiplano boliviano es una zona geográfica muy peculiar por la existencia de la mayor extensión de agua a una altura de más de 3 800 m y de la costra salada más grande sobre la Tierra (Fig. 1). Desde el principio del Cuaternario, esta cuenca endorreica ve unas veces crecer y otras veces reducirse su extensión lacustre en función de balances que los científicos se dedican a comprender. La pregunta es simple ¿Cuál es la evolución en diferentes escalas de tiempo (mensual a milenaria) de la relación precipitación/evaporación en el conjunto de la cuenca? Los elementos de respuesta son, sin embargo, difíciles de describir. Esta zona, entre  $16^\circ$  y  $20^\circ$  de latitud sur, es barrida por la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) que induce temporadas bien marcadas de lluvias. Según varios estudios discutidos en Grosjean *et al.* (1995) las variaciones de niveles de los lagos durante el Cuaternario pudieron ser la consecuencia del desplazamiento de la ZCIT.

El objeto de este estudio es comprender la dinámica de la salinidad del acuífero (6 000  $\text{km}^2$ ) del Altiplano central boliviano. El primer objetivo es delinear recomendaciones en cuanto a la utilización del recurso hídrico subterráneo para esta región con condiciones de vida muy difíciles (heladas, sequía y salinidad del agua). El segundo objetivo es obtener información de fases climáticas pasadas y de sus consecuencias sobre el ciclo del agua de esta región. Este trabajo presenta el balance hidrogeológico actual y un análisis de la evolución espacial de la geoquímica del agua subterránea.

## 1. MÉTODOS

Para reconocer la extensión y el espesor del acuífero, en este estudio se realizaron sondeos eléctricos verticales. El presente trabajo pudo tomar cuerpo gracias a los pozos perforados (20 a 80 m) y equipados de bomba a mano por la ONG boliviana YUNTA. La nivelación de 53 pozos ha permitido mejorar la precisión de altura del nivel de agua de 20 m, según los mapas topográficos, hasta menos de 20 cm. Más de 200 mediciones de nivel del agua fueron efectuadas en 100 pozos, y se incluyen mediciones de la margen izquierda de Camacho & Quintanilla (1994).

A los tres pluviómetros del servicio nacional SENAMHI en la zona de estudio, se añadieron cuatro de lectura diaria y cinco totalizadores. En el Desaguadero, a la estación hidrométrica de Ulloma, se añadió una en Eucaliptus y una en Chilahuala.

Se efectuaron unas 500 mediciones de conductividad eléctrica en muestras de agua subterránea, de superficie y de lluvia. Los cloruros fueron analizados en 270 muestras por tres laboratorios (Geología Aplicada - Univ. París, Orstom - Francia e IIQ - UMSA). El oxígeno 18 fue principalmente analizado en el laboratorio de Thonon (Francia). El laboratorio de Orsay (Francia) analizó 18 muestras para deuterio y  $^{18}\text{O}$ . Los seis análisis de tritio y los cinco de  $^{14}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$  fueron efectuados en Thonon.

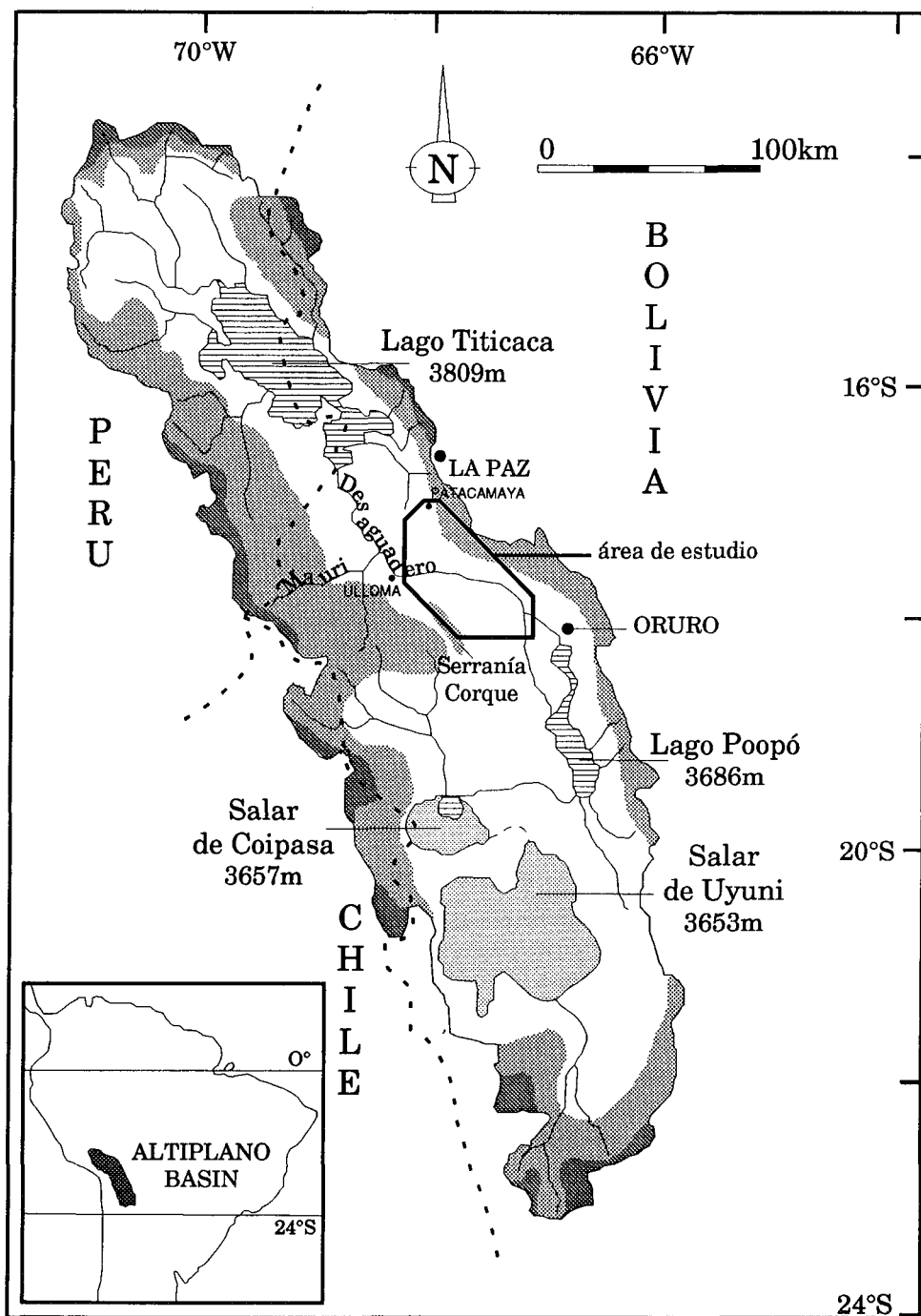


Fig. 1 - Croquis del Altiplano con la zona de estudio. Gris oscuro: altura superior a 5 000 m, gris claro altura entre 5 000 y 4 000 m, en blanco: altura entre 4 000 y 3 600 m.

Para precisar los términos del balance actual de agua, se efectuaron simulaciones con un modelo hidrogeológico del *US Geological Survey* (Konikow & Bredehoeft, 1984). El modelo de distribución del oxígeno 18 del agua en zona no saturada (Barnes & Allison, 1983) fue utilizado para evaluar la evaporación a partir de la capa acuífera.

## 2. GEOLOGÍA Y CLIMA

El Altiplano central boliviano es una región de cuencas limitadas al oeste por estratovolcanes de la Cordillera Occidental y por una secuencia paleozoica de la Cordillera Oriental. Al oeste, el acuífero es limitado por el flanco de un sinclinal terciario que culmina a 4 500 m, la Serranía de Corque (Fig. 1). Al este de esta formación, la zona es notoriamente plana, constituida de sedimentos cuaternarios principalmente de origen lacustre sobrepasando la serie terciaria y del Paleozoico. Sondeos eléctricos permitieron detectar que el cuaternario lacustre o fluviolacustre puede alcanzar más de 100 m (Jiménez & Coudrain-Ribstein, 1995). Cerca de la superficie, se presenta una alternación de capas arenosas y de pasados arcillosos. El acuífero es limitado al este por afloramiento paleozoico. Un corte este-oeste de la zona de estudio es presentado en Coudrain-Ribstein *et al.* (1995).

El clima es semiárido, con una época de lluvia bien marcada en verano (diciembre a febrero). A partir de mediciones de estaciones meteorológicas cercanas, se puede estimar que la precipitación media anual de la zona es del orden de 350 mm con 80% entre noviembre y marzo. La evaporación potencial anual es del orden de 1,5 m por año (Herbas & Hufty, 1992). La agricultura es difícil por las frecuentes heladas y sequías y a causa de la salinidad de los suelos y del agua (Ledezma, 1995).

En la zona estudiada, el río Desaguadero constituye el único escurrimiento permanente. Su caudal medio entre los años 1991 a 1994 es del orden de  $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y se pudo notar que su nivel es poco variable, alrededor de un metro, con excepción de raras crecidas de corta duración.

## 3. PIEZOMETRÍA Y BALANCE HIDROGEOLÓGICO

Del mapa piezométrico (Fig. 2) se puede deducir que hay alimentación en el pie de los montes al oeste, como se planteó en los estudios anteriores (GEOBOL-NNUU, 1973; Guyot & Gumiel, 1990). En esta zona, el Desaguadero drena el acuífero hasta la coordenada horizontal de 115 km (Fig. 2) y a la inversa lo sostiene aguas más abajo. Un vínculo entre el Desaguadero y el acuífero en esta misma zona ya había sido sugerido por un estudio estocástico de los caudales del Desaguadero (Llamas *et al.*, 1994).

El balance hidrogeológico actual fue establecido por medio de simulaciones en régimen permanente. La descripción de las condiciones de simulación es proporcionada en Coudrain-Ribstein *et al.* (1995). Los términos del balance computado son los siguientes. La infiltración total en la zona cerca de los montes es estimada en  $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ . La alimentación desde el Desaguadero, considerado como un límite con potencial impuesto, es estimada en  $33 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  por año. La evaporación desde el acuífero, ligada a la profundidad del nivel freático, es de 6 a 25 mm  $\text{año}^{-1}$  en la zona este del acuífero ( $X > 120 \text{ km}$ , Fig. 2), con un valor total de  $33 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ . Este resultado es reforzado por la presencia de sal en la superficie, bien visible tanto en el campo como en las fotos LANDSAT (junio 91) y SPOT (octubre 91) y por el estudio

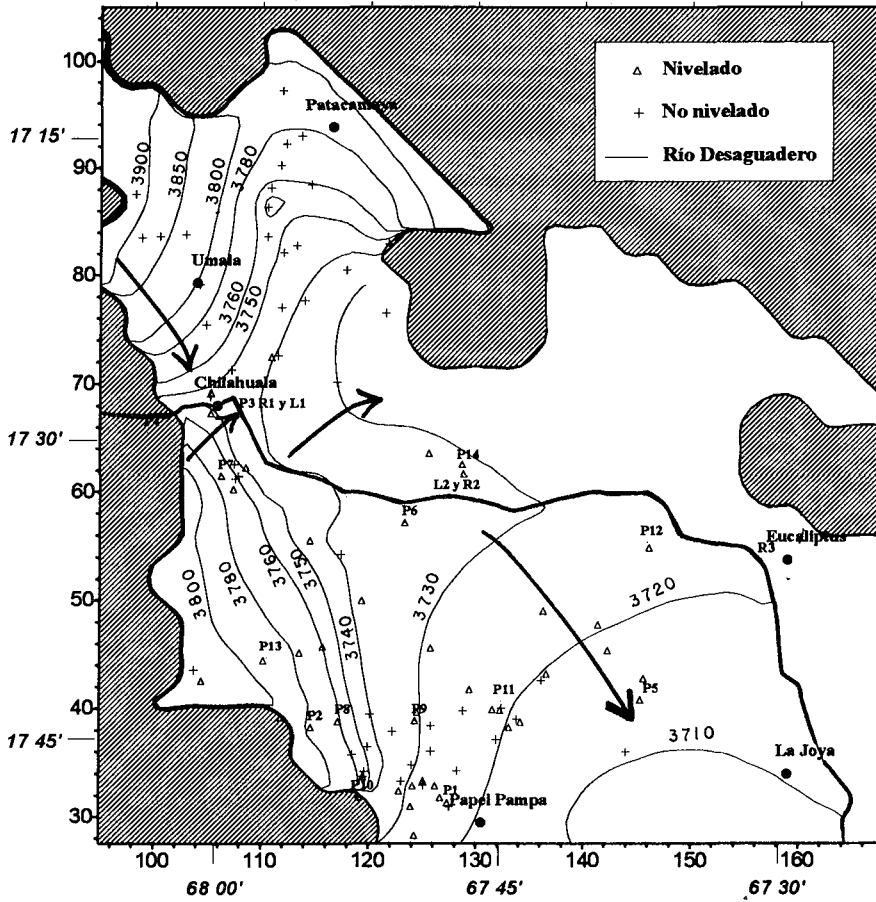


Fig. 2 - Límites del acuífero (sombreado), piezometría en m.s.n.m. y dirección de flujo.

de la zona no saturada (*cf. infra*). El último término de este balance,  $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ , corresponde a las salidas hasta el Desaguadero ( $X < 120$  en Fig. 2) y hacia el sur ( $Y < 30$  en Fig. 2). La velocidad de poro fue estimada de 2 a 5 m por año.

#### 4. CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA Y CLORUROS

El promedio de la conductividad eléctrica de la lluvia es de  $0,22 \text{ mS cm}^{-1}$  (Cuadro 1) y, seleccionando las mediciones de época húmeda, el promedio es de  $0,04 \text{ mS cm}^{-1}$ . Respectivamente, las concentraciones promedio en cloruro son de  $0,13 \text{ meq l}^{-1}$  y de  $0,08 \text{ meq l}^{-1}$ .

**Cuadro 1 - Coordenadas (X, Y cf. Fig. 2), altura (H), conductividad (K) y cloruro. P1 a P14: pozos. L1 y L2: lluvia con 23 mediciones de K (T23), 6 de las cuales en época húmeda (H6) y 16 análisis de Cl (T16), 5 de los cuales en época húmeda (H5). R1 a R4: río Desaguadero con 55 mediciones de K y 20 de Cl. T2: lago Titicaca. N: número de mediciones, X: promedio,  $\sigma$ : desviación estandar.**

Punto	X km	Y km	H msnm	K en mS cm <sup>-1</sup>			Cl en meq l <sup>-1</sup>		
				N	X	$\sigma$	N	X	$\sigma$
P1	127,3	31,4	3727,2	4	1,1	0,10	2	3,2	0,40
P2	114,7	38,3	3803,6	13	0,4	0,02	9	0,1	0,08
P3	105,3	67,6	3750,2	12	1,6	0,34	6	12	3,71
P4	99,4	65,5	3745,0	6	9	0,91	3	40,9	6,13
P5	146,2	41,2	3721,5	21	4,2	0,86	16	30,8	8,49
P6	123,3	57,2	3734,6	5	1,8	0,28	4	10,5	0,81
P7	106,3	61,5	3780,2	6	0,6	0,03	2	0,5	0
P8	117,2	38,9	3779,5	7	0,3	0,02	2	0,23	0,38
P9	124,3	38,9	3736,0	9	0,5	0,1	7	0,6	0,37
P10	119,1	31,9	3785,8	6	0,5	0,02	2	1,0	0,19
P11	132,3	40,2	3724,5	15	0,7	0,04	11	1,4	0,3
P12	145,9	54,9	3725,6	17	3,2	0,29	12	22,4	2,17
P13	110,5	44,7	3803,8	16	0,3	0,02	8	0,1	0,03
P14	128,8	62,4	3735,5	6	2,7	0,16	1	14,9	
L1	105,9	68,1	3748,2	T23	0,22	0,74	T16	0,13	0,15
L2	127,7	59,6	3734,0	H6	0,04		H5	0,08	0,05
R1	105,9	68,1	3748,4	55	1,81	0,48	20	12,4	4
R2	127,7	59,6	3733						
R3	156,6	53,8	3722,9						
R4 <sup>L</sup>				1	1,72				
T2 <sup>F</sup>				74	1,41	0,51		7 <sup>I</sup>	

<sup>L</sup> Lizarazu *et al.* (1987)

<sup>F</sup> Fontes *et al.* (1979)

<sup>I</sup> Iltis *et al.* (1979)

La conductividad del lago Titicaca es de aproximadamente de 1,4 mS cm<sup>-1</sup> (Fontes *et al.*, 1979) y la concentración en cloruros es del orden de 7 meq l<sup>-1</sup> (Iltis *et al.*, 1992). Para el Desaguadero en nuestra zona de estudio, el promedio de 55 mediciones es de 1,8 mS cm<sup>-1</sup>, con un rango entre 3,3 y 0,7 mS cm<sup>-1</sup>. La concentración promedio en cloruros es de 12 meq l<sup>-1</sup>.

Según la conductividad eléctrica (K), se pueden definir tres zonas del acuífero (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). La primera con K inferior a 0,5 mS cm<sup>-1</sup> incluye la zona de pie de monte. La segunda (K ≈ 2 mS cm<sup>-1</sup>) corresponde a la zona de alimentación por el Desaguadero (P6, P14). La tercera, incluyendo los puntos P5 y P12, con K de 3 a 6 mS cm<sup>-1</sup>, es la zona sudeste (135 < X < 145; 40 < Y < 50). Estas tres zonas se caracterizan respectivamente por [Cl] < 2 meq l<sup>-1</sup>, 2 < [Cl] < 20 meq l<sup>-1</sup> y [Cl] > 20 meq l<sup>-1</sup>. Así, en el pie de monte, la conductividad y la concentración de cloruros son bajas, cercanas a las de la lluvia. En las zonas cercanas a la alimentación por el Desaguadero, la conductividad eléctrica y la concentración de cloruros son equivalentes al promedio del Desaguadero. Falta comprender el origen de la salinidad en la zona sudeste (K > 3 mS cm<sup>-1</sup> y [Cl] > 20 meq l<sup>-1</sup>).

5. OXÍGENO 18 Y DEUTERIO

Las muestras de lluvia tienen una amplia distribución de  $\delta^{18}\text{O}$  de -4 a -22‰. Limitándose a los tres meses más lluviosos de diciembre a febrero, el promedio de 15 muestras es de -16,6‰ (Cuadro 2). Para los otros meses el  $\delta^{18}\text{O}$  varía de -4 a -10‰. Esta fluctuación estacional podría ser asociada al paso de la ZCIT desde Belem, cerca del océano Atlántico en Brasil (Rozanski *et al.*, 1993). En el gráfico de  $\delta^2\text{H}$  en función de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 3) se observa que los puntos de lluvia se sitúan sobre la recta mundial de precipitaciones ( $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ ).

Cuadro 2 - Datos de  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  (cf Leyenda Cuadro 1). L1 y L2: lluvia con 30 análisis de  $^{18}\text{O}$  (T30), 15 de los cuales en época húmeda (H15).

Punto	Fecha	$^{18}\text{O}$ ‰	$^3\text{H}$ UT	Fecha	$^{18}\text{O}$ ‰	$^2\text{H}$ ‰	$^{14}\text{C}$ pCm	$^{13}\text{C}$ ‰	$^{18}\text{O}$		
									N	X	$\sigma$
P1	Nov 93	-16,8	<2	May 94	-14,6	-111,9			1	-14,6	
P2				Feb 94	-15,2	-123,8			7	-16,9	0,2
P3	Nov 93	-10,8	<2	Feb 94	-17,7	-134,9			2	-15,5	0,3
P4				Mar 94	-10,7	-96,8	37,1	-9,9	3	-17,1	0,9
P5	Nov 93	-14,4	<2	Jul 94	-8,6	-77,6			11	-13,4	2,5
P6				Feb 94	-15,4	120,9			3	-8,7	0,2
P7	Nov 93	-16,0	<2	Abr 94	-16,1	-122,5	75,2	-11,7	1	-16,1	
P8				Mar 94	-14,8	-118,2			3	-14,7	0,5
P9	Nov 93	-17,2	5	Abr 94	-15,3	-120,4	89,7	-10	3	-14,4	0,9
P10				Mar 94	-16,2	-126,9	63,8	-11,2	6	-16,3	0,1
P11	Nov 93	-17,2	5	Mar 94	-8,7	-83,8	58,9	-7	8	-8,9	0,2
P12				Jul 94	-11	-93,1			6	-17,6	0,2
P13	Nov 93	-17,2	5	Jul 94	-11	-93,1			3	-10,5	0,5
P14											
L1				Abr 94	-6,8	-41,9			T30	-13,0	9,1
L2				Feb 94	-16,7	-121,6			H15	-16,6	10,3
R1	Nov 93	-8,8	3	Feb 94	-18,4	-129,4			15	-10,7	3,6
R2				Abr 94	-11,2	-97,2					
R3	Nov 93	-8,8	3	Jul 94	-8,4	-78,8			1	-5,3	
R4L				Abr 94	-11,2	-96,9					
T1F	Jun 76	4,3	8	Oct 85	-5,3	-59,6			35	-4,3	0,1
T2F				Jun 76	-4,3	-46,5			74	-4,4	0,2
T3F				Sep 76	-4,4				38	-3,8	0,4
				Mar 77	-3,8	-50,0					

<sup>L</sup> Lizarazu *et al.* (1987) -<sup>F</sup> Fontes *et al.* (1979)

En cuanto a las aguas de superficie, se observa en la figura 3 que el Desaguadero tiene una señal isotópica confundida con la de la lluvia durante la crecida de febrero. En época seca, desde abril hasta octubre, su composición se enriquece en isótopos pesados aproximándose a la del lago Titicaca que proporciona la mayor parte de su caudal de base. En nuestra zona,

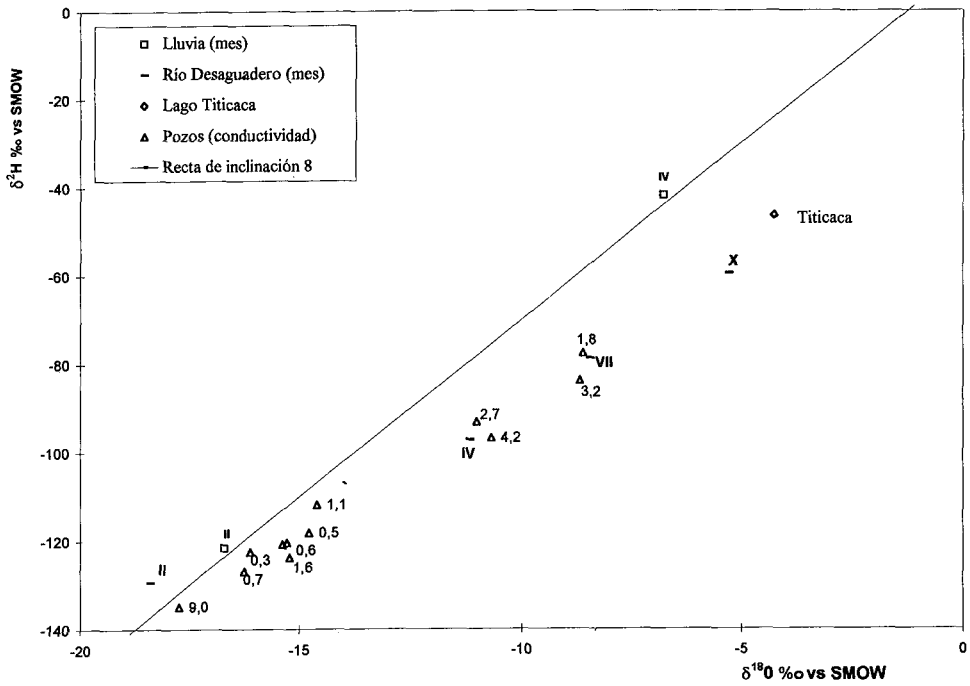


Fig. 3 - Deuterio vs Oxígeno 18 en ‰. La recta de pendiente 8 es la recta mundial de las precipitaciones. Para los puntos de lluvia y del Desaguadero las cifras romanas indican el mes de la muestra. Para los pozos, la anotación da K en  $\text{mS cm}^{-1}$ . El punto del Titicaca da el promedio de mediciones de junio 1976 (Fontes *et al.*, 1979), el punto del Desaguadero de octubre se obtuvo de Lizarazu *et al.* (1987).

el promedio en  $\delta^{18}\text{O}$  del Desaguadero es de  $-10,7\text{‰}$ . Es posible que la diferencia en época seca entre los valores más elevados del Desaguadero ( $-5\text{‰}$ ) y del Titicaca ( $-4\text{‰}$ ) tenga como origen el aporte de agua subterránea en zonas de pie de monte ( $-15\text{‰}$  en nuestra zona).

El agua subterránea presenta un  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-17,9\text{‰}$  y  $-8,4\text{‰}$  que se distribuye según las mismas tres zonas geográficas de la conductividad. En la parte oeste, los valores son inferiores a  $-15\text{‰}$ . En la zona de alimentación por el Desaguadero, los valores son cercanos a  $-10\text{‰}$ . Y al sudeste ( $135 < X < 145$  y  $40 < Y < 50$ ), los valores varían entre  $-13$  y  $-8\text{‰}$ . En la figura 3, los puntos próximos de la recta mundial de las precipitaciones (P1, P3, P4, P7, P8, P9, P10 y P11) son pozos poco salados excepto P4 situado al oeste de Chilahuaya, cuya salinidad corresponde a la disolución de yeso. Los otros cuatro pozos de la zona salada ( $X > 140$ ) muestran un comportamiento de agua evaporada.

Por lo tanto, los datos en  $^{18}\text{O}$  y en  $^{2}\text{H}$  corroboran los dos tipos de recarga, es decir, la infiltración a partir de escurrimiento, que dura generalmente unas horas, en el pie de monte y recarga por el Desaguadero aguas más abajo. Además, estos datos muestran que las aguas saladas al sudeste tienen como origen aguas que han debido sufrir evaporación y que probablemente se han estancado cierto tiempo en superficie.



## 6. TRITIO, CARBONO 14 Y ZONA NO SATURADA

Los datos en tritio y carbono 14 (Cuadro 2), discutidos en Coudrain-Ribstein *et al.* (1994), indican que hay recarga moderna al oeste (P13 y P9) y que la infiltración del agua de la zona este es anterior a 1950 (P2, P5, P9 y P11). Para los tres puntos más al este (P5, P11 y P12), suponiendo que no hay recarga cercana, el tiempo de recorrido puede ser estimado por la ecuación presentada en Mook (1980) en función de la relación de actividad en  $^{14}\text{C}$  de dos puntos. Esto da 3 820 años de norte a sur para una distancia de 13,9 km, y 4 480 años de oeste a este para una distancia de 14,1 km. Estas cifras son equivalentes a una velocidad de poro de aproximadamente  $3,5 \text{ m año}^{-1}$ . Así, con la hipótesis de no alimentación entre los puntos P12 y P5, el modelo hidráulico y los datos de  $^{14}\text{C}$  permiten estimar una edad del agua cerca del punto P5 de unos  $4\,000 \pm 500 \text{ años}^{-1}$ .

En el punto P5 se realizó una perforación hasta el nivel freático (6 m). Las muestras de agua extraídas por destilación al vacío muestran que  $\delta^{18}\text{O}$  decrece desde  $1,9\%$  cerca de la superficie a  $-10\%$  a 2,8 m de profundidad, luego permanece estable hasta el nivel saturado cuyo tenor era de  $-10,8\%$ . El perfil es característico de un acuífero sometido a evaporación. La aplicación del modelo desarrollado por Barnes & Allison (1983) para el régimen permanente en condición isoterma permitió calcular una evaporación del orden de  $7 \text{ mm año}^{-1}$  corroborando los resultados del balance del acuífero. El análisis de las soluciones procedentes de la lixiviación de las muestras, enseña que la concentración en cloruros del agua del suelo crece exponencialmente desde  $2 \text{ g l}^{-1}$  a 6 m hasta  $73 \text{ g l}^{-1}$  en superficie. Tal acumulación indica que el último lavado de la zona no saturada es por lo menos de varias centenas de años.

## 7. PALEO MEDIOAMBIENTE

La transgresión lacustre más recientemente conocida es la del Tauca con un lago que cubría los actuales salares Uyuni y Coipasa. Según los últimos trabajos (Rondeau, 1990; Servant *et al.*, 1995), este lago alcanzó 3 760 m alrededor de 11 000 B.P. Su salinidad fue estimada en  $80 \text{ g l}^{-1}$  (Risacher & Fritz, 1991) disolviendo el conjunto de la costra de sal de los salares y suponiendo un nivel de 3 720 m. La reconstrucción de las fluctuaciones del lago Titicaca sobre los últimos 7 500 años (Mourguiart *et al.*, 1992) indica que el nivel de agua alcanzó su mínimo hacia los 7 500 años y que hasta 1 500 B.P. el nivel quedó por debajo del umbral así que el Desaguadero no era alimentado por el lago. Trabajos de geoquímica sobre el salar de Uyuni (Risacher & Fritz, 1992) muestran una fase de una extrema aridez durante esta temporada seca por lo cual la salinidad de la parte sur del Titicaca alcanzó  $30 \text{ g l}^{-1}$  (Mourguiart & Roux, 1990). Sin embargo, entre 3 900 y 2 400 años hubo un episodio más húmedo durante el cual el nivel del lago subió pero quedándose todavía por debajo del umbral.

Se puede deducir de estos estudios que de 11 000 años a aproximadamente 8 000 años, el lago Tauca cubría el acuífero que estudiamos. Luego, y hasta cerca de 1 500 años, la alimentación por el Desaguadero, ocurría a lo mejor durante unos días al año y no permanentemente como ahora. Sin embargo, no es imposible que hayan existido unas lagunas o un lago cubriendo las depresiones de nuestra cuenca entre 3 900 y 2 400 B.P. Finalmente, durante los últimos 1 500 años el régimen hidrológico ha debido ser igual en promedio al actual.

## 8. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Los cálculos de balance de agua del acuífero por medio de una modelación del régimen actual muestran que los tres términos, infiltración al oeste, alimentación por el Desaguadero y evaporación a partir del acuífero, son del orden de unas decenas de millones de metros cúbicos al año. Esto demuestra que todo cambio en la explotación del recurso subterráneo o del Desaguadero debe tener en cuenta el vínculo que existe entre estos dos y también la antigüedad de las aguas subterráneas en la parte sudeste del acuífero.

Los datos de química y de oxígeno 18 permiten corroborar las zonas de alimentación actual por infiltración desde ríos temporales en el pie de monte y por el Desaguadero más al este. Aguas más abajo ( $X > 140$ ,  $Y < 50$ ), donde la salinidad del agua es claramente más fuerte ( $3-6 \text{ mS cm}^{-1}$ ), su señal isotópica indica un agua que ha sufrido evaporación, y las mediciones de  $^{14}\text{C}$  como el modelo hidráulico indican una edad superior a 3 500 años. Guyot & Gumiel (1990) propusieron explicar la salinidad de los pozos en la zona oeste de Oruro por infiltración de las aguas saladas a partir de las zonas que sufren inundaciones después de unas fuertes lluvias. El estudio isotópico de las aguas subterráneas de Oruro (Lizarazu *et al.*, 1987) y el presente estudio muestran, por el contrario, que no hay recarga a partir de las zonas de inundación. La fuerte salinidad de estas aguas antiguas de la zona sudeste del acuífero de Villarroel no puede tener como origen el Desaguadero que existe con un flujo permanente solamente desde unos 1 500 años. La primera hipótesis es que esta zona podría ser una reminiscencia de aguas del Tauca. En este caso, la edad demasiado pequeña ( $4\,000 \pm 500$  años y no 8 000 años) podría deberse a una mezcla por dispersión con aguas más recientes. La segunda hipótesis es que estas aguas antiguas y salinas podrían ser un testigo de una fase climática más húmeda que habría permitido la estadia de un paleolago o de lagunas entre 3 900 y 2 400 años.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al SENAMHI por los datos de lluvia y la ayuda proporcionada para la nivelación, al Proyecto de Estudio del Lago Titicaca por las cotas niveladas a lo largo del Desaguadero y a Ramón Aravena por su crítica constructiva de este texto.

## Referencias citadas

- BARNES, C.J. & ALLISON, G.B., 1983 - The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils. Theory. *Journal of Hydrology*, 60: 141-56.
- CAMACHO, M.V.M. & QUINTANILLA, J.A., 1994 - Estudio preliminar de las aguas subterráneas de la provincia Aroma del departamento La Paz, La Paz: Informe IIQ-UMSA.
- COUDRAIN-RIBSTEIN, A., LOOSEMORE, T., ROCHAT, P., QUINTANILLA, J. & YOUNGER, P., 1995 - Use of a groundwater model in assessing possible sources of salinity on the central Bolivian Altiplano. in: *Models for assessing and monitoring groundwater quality* (B.J. Wagner, T.H. Illangasekare & K.H. Jensen, eds): 11-9, Publ. AISH 227.
- COUDRAIN-RIBSTEIN, A., OLIVE, P., QUINTANILLA, J., SONDAG, F. & CAHUAYA, D., 1994 - Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. in: *Application of Tracers in Arid Zone Hydrol.*, Seminario. agosto 94, Vienna, Austria: Publ. AISH.

- FONTES, J.C., BOULANGE, B., CARMOUZE, J.P. & FLORKOWSKI, T., 1979 - Preliminary oxygen-18 and deuterium study of the dynamics of lake Titicaca. *in: Isotopes in lake studies: 207-29*, Vienna, Austria: OIEA.
- GEOBOL & NN UU, 1973 - Los recursos de agua del Altiplano norte y del área de Oruro, La Paz: Informe PNUD.
- GROSJEAN, M. & SCHOTTERER, U., 1995 - Late-glacial and early Holocene lake sediments, ground-water formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology*, 280.
- GUYOT, J.L. & GUMIEL, D., 1990 - Premières données sur l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie du Nord de l'Altiplano bolivien. *Hydrogéologie*, 3: 159-64.
- HERBAS, C. & HUFFY, A., 1992 - L'évaporation du haut plateau bolivien. *Le Climat*, 10(1): 31-56.
- ILTIS, A., CARMOUZE, J.P. & LAMOALLE, J., 1992 - Physico-Chemical properties of the water. *in: Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis, eds): 89-97, London / Kluwer: Academic Publishers.
- JIMÉNEZ, M. A. & COUDRAIN-RIBSTEIN, A., 1995 - Determinación de aguas salinas en acuíferos mediante exploración geoelectrica en el Altiplano central. *in: Aguas, Glaciares y Cambios climáticos en los Andes* (P. Ribstein & B. Francou, eds.): 253-254, La Paz, 13-16 junio: ORSTOM-UMSA-SENAMHI-CONAPHI.
- KONIKOW, L.F. & BREDEHOEFT, J.D., 1984 - Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. *in: US Geological Survey Book*, 90p., Book 7, Chapter C2.
- LEDEZMA, R.D., 1995 - Influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en suelos de la provincia G. Villaruel. Tesis de grado, UMSA, La Paz.
- LIZARAZU, J., ARANYOSSY, J.F., ORSAG, V. & SALAZAR, J.C., 1987 - Estudio isotópico de la cuenca del Oruro-Caracollo (Bolivia). *in: Isotope techniques in water resources development: 301-14*, Vienna: OIEA.
- LLAMAS, J., VERRLETTE, J.-L., GARFIAS, J. & ANTIGÜEDAD, I., 1994 - Stochastic simulation of hydrological data in the Bolivian highlands. *Journal of Hydrology*, 158: 363-79.
- MOOK, W.G., 1980 - Carbon-14 in hydrogeological studies. *in: Handbook of environmental isotope geochemistry*. (P. Fritz & J.Ch. Fontes, eds): 49-74, Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Scientific Publishing Company.
- MOURGUIART, PH & ROUX, M., 1990 - Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres: utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique*, 5(2): 151-65.
- MOURGUIART, PH., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M., 1992 - Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 315(II): 875-80, Paris.
- RISACHER, F. & FRITZ, B., 1991 - Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, 90: 211-31.
- RISACHER, F. & FRITZ, B., 1992 - Mise en évidence d'une phase climatique holocène extrêmement aride dans l'Altiplano par la présence de la polyhalite dans le salar d'Uyuni. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 314(II): 1371-7, Paris.
- RONDEAU, B., 1990 - Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. Maîtrise, Univ. Québec, Montréal, Canada.
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. & GONFIANTINI, R., 1993 - Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph*, 78: 1-36.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SYLVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P., 1995 - La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 320 (II): 729-36, Paris.