

Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino

Hugo Alonso

Universidad Católica del Norte, Departamento de Química,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile

François Risacher

Institut Français de la Recherche pour le Développement en Coopération (ORSTOM),
Casilla 53390, Correo Central, Santiago, Chile

RESUMEN

El Salar de Atacama en el norte de Chile es una cuenca de sedimentación cuya depresión central está ocupada por una costra constituida esencialmente por halita, o núcleo, de 1.100 km² de superficie y de 900 m de profundidad, rodeada por una zona marginal de limos salinos de unos 2.000 km² de superficie. La costra de sal contiene una salmuera intersticial de cloruro de sodio rica en magnesio, potasio, litio y boro. El salar recibe la mayor parte de sus aportes desde las formaciones volcánicas de la Cordillera de los Andes, al este. Los componentes disueltos en las aguas de aporte tienen un doble origen. La alteración de rocas volcánicas provee sobre todo K, Li, Mg, B y en menor proporción Na y Ca; la redisolución de antiguas evaporitas que se encuentran por debajo de las formaciones volcánicas aporta un suplemento notable de Na, Cl, Ca y SO₄ en las aguas más salinas. El balance salino de la parte superior del núcleo del salar presenta un fuerte exceso de NaCl en relación a Mg, K, Li y B, lo que indica que el núcleo no puede provenir de aguas de composición semejante a la de los aportes actuales que contienen mucho menos NaCl con respecto a Mg, K, Li, B. El exceso de NaCl se debe muy probablemente a un contenido mucho más elevado en cloruro de sodio de los antiguos aportes proveniente de lixiviación de la Cordillera de la Sal, un cordón evaporítico terciario que bordea el salar por el oeste. La velocidad promedio de sedimentación de la halita, estimada a partir de la datación de una ignimbrita interestratificada en el núcleo, corresponde exactamente a la velocidad de sedimentación actual de la halita (0,1 mm/año). Esto sugiere que la halita del núcleo se habría depositado a partir de aportes de sales similares a los actuales, discrepando con el balance salino que indica que los aportes antiguos eran mucho más concentrados en NaCl. Para resolver esta anomalía, se supone un funcionamiento intermitente del salar donde largos períodos secos han alternado con cortos períodos húmedos durante los cuales se depositaron grandes cantidades de sales. La ausencia de niveles lacustres y la gran pureza de la sal sugieren que el núcleo no proviene del desecamiento de un antiguo lago salado, sino de aportes salinos subterráneos.

Palabras claves: Geoquímica, Origen de las sales, Balance hídrico, Balance salino, Salar de Atacama, Chile.

ABSTRACT

Geochemistry of the Salar de Atacama, part 1: origin of the components and salt balance. The Salar de Atacama in northern Chile is a sedimentary basin containing a 900 m thick salt crust (nucleus), about 1.100 km² in area, surrounded by a 2.000 km² fringe of saline muds. The salt crust is filled with a sodium chloride interstitial brine rich in Mg, K, Li, B. The main inflows to the salar drain volcanic formations of the Andean Highlands at the east side of the basin. The salts dissolved in inflow waters have a double origin. The weathering of volcanic rocks supplies K, Li, Mg, B and, to a lesser extent, Na and Ca. The leaching of ancient evaporites beneath the volcanic formations provides additional amounts of

Na, Ca, Cl, SO₄ in the most saline inflow waters. The mass-balance of the upper nucleus shows a strong excess of NaCl with respect to the bittern solutes Mg, K, Li, B, which suggests that the nucleus did not originate from inflow waters similar to the present ones. The excess of NaCl is likely to be due to NaCl-rich inflow waters that formerly drained the Cordillera de la Sal, a Tertiary evaporitic ridge at the western rim of the salar. The average sedimentation rate of halite has been estimated at 0.1 mm/year from the date of an ignimbrite interbedded in the nucleus. The same rate is obtained from the present inflow waters, which suggests that the halite of the nucleus was deposited from ancient inflows similar to the present ones. This is in contradiction with the mass-balance which indicates that the former inflows were much more concentrated in NaCl. The discrepancy may be solved assuming an intermittent activity of the salar. Long dry periods of inactivity were alternating with short wet periods during which large amounts of salt were deposited. The lack of lacustrine deposits and the high purity of the salt suggest that the nucleus is not the remnant of an ancient deep saline lake, but originated mostly from sub-surface and subterranean saline inflows.

Key words: Geochemistry, Origin of salts, Water balance, Salt balance, Salar de Atacama, Chile.

INTRODUCCION

El Salar de Atacama, con una superficie de 3.000 km² y a 2.300 m s.n.m., es el más grande de Chile. Está ubicado en una cuenca cerrada de 14.800 km² entre la Cordillera de los Andes al este y la Cordillera de Domeyko al oeste (Fig. 1). El primer estudio extensivo sobre él, incluyendo la caracterización hidroquímica de las aguas, fue realizado por Moraga *et al.* (1974). Las altas concentraciones de litio y potasio en las salmueras incentivaron nuevos estudios del salar y de la hidrogeología de su cuenca de drenaje. En su evaluación económica, cabe resaltar

la ubicación de la costra de sal por Ide (1978). La hidrogeología fue estudiada por Dingman (1967), Díaz del Río *et al.* (1972)¹, Dalannais (1979) y Mardones (1986). La climatología y la hidrología de la cuenca fueron descritas por Grilli *et al.* (1986)². Los conocimientos geológicos y estratigráficos del salar de Atacama, incluyendo perfiles de pozos hasta 500 m de profundidad, han sido sintetizados por Bevacqua (1992). Los autores presentan en este trabajo un enfoque hidrogeoquímico del Salar de Atacama y algunas hipótesis sobre su formación.

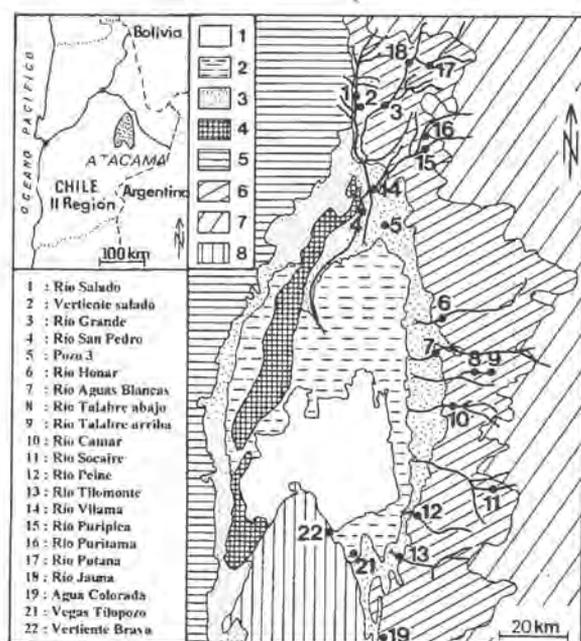


FIG. 1. Ubicación y principales unidades morfológicas de la cuenca del Salar de Atacama. 1- núcleo de halita del salar; 2- zona marginal del salar (detriticos, carbonatos y sulfatos); 3- zona aluvial; 4- Cordillera de la Sal (halita y yeso); 5- Cordillera de Domeyko (predominio de rocas sedimentarias); 6- Pre-Cordillera de los Andes (mayormente ignimbritas); 7- Cordillera de los Andes (estratovolcanes e ignimbritas); 8- Cordón de Lila (predominio de rocas intrusivas).

¹ 1972. Geología de superficie, subsuperficie y geoquímica del salar de Atacama. Informe inédito. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), Departamento de Recursos Hídricos, 162 p.

² 1986. Balance hidrológico nacional, II Región. Publicación interna (Inédito). Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, S.D.E.H. 86/1, 167 p.

GEOLOGIA

La geología de la cuenca del salar de Atacama ha sido descrita detalladamente por Ramírez y Gardeweg (1982), Marinovic y Lahsen (1984) y su tectónica por Flint *et al.* (1993). La parte de la Cordillera de los Andes que bordea el Salar de Atacama por el este, está constituida por ignimbritas y volcanes de edad cenozoica (DeSilva y Francis, 1991) de rocas ácidas (dacitas, andesitas, riolitas). Se encuentran algunos afloramientos de rocas sedimentarias más antiguas (areniscas, conglomerados, lutitas). La Cordillera de Domeyko, al oeste del salar, es una compleja sucesión de formaciones volcánicas y sedimentarias de edad paleozoica a terciaria donde predominan, por lo menos en superficie, las rocas sedimentarias (areniscas, conglomerados, lutitas, yeso). La cuenca del salar está cerrada al sur por el Cordón de Lila donde predominan las rocas intrusivas (granitos, granodioritas, dioritas) de edad paleozoica a cretácica.

Entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera de los Andes se encuentra un cordón de rocas evaporíticas continentales, la Cordillera de la Sal (yeso y halita), de edad oligocena, que divide la depresión central en dos subcuencas: la del Salar de Atacama propiamente dicha y la del Llano de la Paciencia (Dingman, 1962; Wilkes y Görler, 1988). Esta formación parece proseguir por debajo de las ignim-

britas en el sector noreste del salar (Ramírez y Gardeweg, 1982, p. 31).

La deposición de evaporitas en la cuenca del salar de Atacama ha durado, al menos, desde el Oligoceno. Se puede considerar un proceso de deposición continuo desde esta época. Los niveles estratigráficamente bajos, que constituyen la Cordillera de la Sal, han sido plegados y expuestos a partir del Mioceno medio por la tectónica de bloques que controla toda la estructura de la cuenca del Salar de Atacama. Alternativamente, se puede considerar la Cordillera de la Sal como un salar distinto que se depositó en un ambiente similar al del presente Salar de Atacama. La gran variabilidad del clima durante el Cenozoico implica modificaciones en los procesos de sedimentación, lo que abogaría más bien por esta segunda hipótesis.

Se pueden distinguir dos grandes unidades en el salar de Atacama: el núcleo y la zona marginal. El núcleo de ca. 1.100 km² de superficie y de 900 m de espesor (Bevacqua, 1992) está constituido por un 90% de halita porosa impregnada con una salmuera intersticial muy rica en litio (Li), potasio (K), magnesio (Mg) y boro (B). Alrededor del núcleo, se extiende la zona marginal del salar constituida de sedimentos salinos finos, ricos en sulfatos, especialmente yeso.

CLIMA

El clima es muy árido y presenta una marcada zonación longitudinal. Las precipitaciones, que ocurren de enero a marzo, disminuyen desde 300 mm/año en la Cordillera de los Andes hasta 5 mm/año en la Cordillera de Domeyko. Sobre el salar mismo el

promedio es del orden de 10 mm/año. La evaporación potencial al nivel del salar ha sido estimada en 2.000 mm/año (Grilli *et al.*, *op. cit.*)². La temperatura promedio en el salar es de 14°C con extremos entre 4 y 25°C.

HIDROLOGIA

Los aportes superficiales al salar provienen mayormente, de cursos permanentes que drenan la Cordillera de los Andes al norte y al este del salar. Los aportes subterráneos provienen de la vertiente andina del salar. Se han encontrado tres acuíferos sobrepuestos en depósitos detríticos semiconsoli-

dados separados por ignimbritas y cenizas (Díaz del Río *et al.*, *op. cit.*)¹. Estos acuíferos siguen hasta el salar donde desaguan en capas distintas dentro de las evaporitas. No se han encontrado estudios hidrogeológicos de la vertiente occidental (Cordillera de Domeyko), cuyos aportes son, probablemente,

poco significativos para el balance hídrico del salar. La permanencia de la Cordillera de la Sal, constituida en gran parte de halita muy soluble, indica que su

levantamiento es más rápido que su erosión, lo que sugiere una velocidad de disolución muy lenta.

ORIGEN DE LOS COMPONENTES DISUELTOS EN LAS AGUAS DE APORTE

Se muestrearon y analizaron las principales aguas de aporte superficial al salar (Fig. 1 y Tabla 1). Las aguas ATA-2, 5, 16, y 21 presentan influencia termal. Para las aguas subterráneas, se considera la composición promedia (ata-sub) establecida por Díaz del Río *et al.* (*op. cit.*)¹ en la parte oriental de la cuenca. La figura 2 muestra la correlación entre las concentraciones de Na y Cl, por una parte, y de Ca y SO_4 , por otra, para las diferentes aguas de aporte. Los coeficientes de correlación son de 0,98 para Na y Cl y 0,88 para Ca y SO_4 . En los dos casos, la recta de regresión es muy próxima a la recta de equimolaridad $[\text{Na}] = [\text{Cl}]$ y $[\text{Ca}] = [\text{SO}_4]$. Tanto los componentes Na y Cl, como Ca y SO_4 , son aportados en las aguas en proporciones equimolares, lo que sugiere que las altas concentraciones de Na, Cl, Ca y SO_4 en las aguas de aporte más salinas provienen, esencialmente, de la disolución de cloruro de sodio o halita (NaCl) y de la disolución de sulfato de calcio, yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) o anhidrita (CaSO_4). Por lo tanto, en las aguas de aporte más salinas, el exceso de Na, Cl, Ca y SO_4 (en relación a las aguas más diluidas) proviene, muy probablemente, de la redisolución de antiguas evaporitas asociadas a las rocas sedimentarias cubiertas por las extensas formaciones volcánicas de las vertientes este y noreste de la cuenca. En las aguas más diluidas, sin embargo, no se puede distinguir las fuentes de mayor aporte. Tanto las rocas volcánicas como las sales evaporíticas pueden proveer estos componentes. Esto concuerda plenamente con las conclusiones del estudio isotópico de las aguas de la cuenca de drenaje del salar (Fritz *et al.*, 1979). Los autores establecen que la alta carga salina de las aguas de aporte no proviene de salmueras residuales, sino de disolución de minerales evaporíticos en rocas sedimentarias alrededor del salar. Sin embargo, si la redisolución de antiguas sales es la fuente principal de estos componentes en las aguas de aporte más salinas, también hay otras fuentes como la alteración de minerales de las rocas volcánicas y la oxidación del azufre y de los sulfuros de cuerpos mineralizados. Una revisión sistemática de los coeficientes de correlación de todas las combinacio-

nes de los demás componentes disueltos en las aguas muestra que los pares que tienen un coeficiente de correlación superior a 0,80 son: Li-K (0,95), Mg-K (0,90), Mg-Li (0,80), B-K (0,86), B-Li (0,90). Eso sugiere que la mayor parte de los componentes Li, K, Mg y B tienen un origen común. Puesto que Li y B están casi siempre asociados al volcanismo, se puede inferir para todos estos componentes un origen principalmente volcánico, ya sea por fluidos hidrotermales o por alteración de rocas volcánicas, como ha sido descrito en el norte de Chile (Lahsen, 1976) y en la zona vecina de Bolivia (Risacher y Fritz, 1991). Eso no excluye que alguna fracción de estos componentes pueda también provenir de inclusiones fluidas en sales evaporíticas profundas.

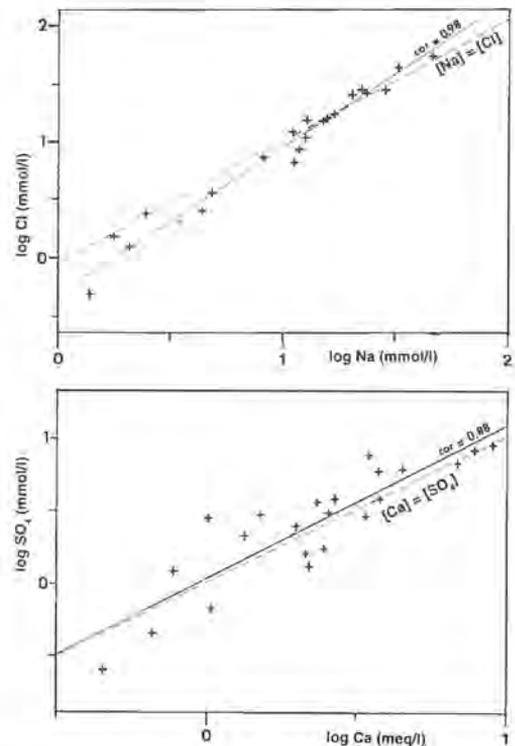


FIG. 2. Relación entre Na, Cl y Ca, SO_4 en las aguas de aporte del Salar de Atacama. Líneas segmentadas: rectas de equimolaridad. Líneas llenas: rectas de regresión.

Las aguas más diluidas contienen proporcionalmente menos Na y Cl y más Mg, K, Li y B. Su composición salina se debe, esencialmente, a la alteración de rocas volcánicas. En cambio, las aguas

de aporte más concentradas deben su exceso de salinidad con relación a las aguas diluidas sobre todo a la redisolución del NaCl en antiguas evaporitas.

TABLA 1. AGUAS DE APORTE DEL SALAR DE ATACAMA.

	T	DS	PH	ALC	CL	SO ₄	B	S	NA	K	LI	CA	MG	STD
ATA-1	11	1,001	8,29	2,28	11,8	1,70	0,049	0,963	11,2	0,097	0,005	2,47	0,294	147
ATA-2	18	1,000	8,18	0,98	2,32	0,45	0,042	1,17	2,50	0,041	0,004	0,670	0,091	344
ATA-3	4	1,001	8,76	2,82	7,10	2,05	0,143	1,18	8,32	0,343	0,023	1,34	1,25	982
ATA-4	2	1,001	8,00	3,18	17,0	2,94	0,153	1,16	17,2	0,377	0,050	2,55	1,21	693
ATA-5	25	1,001	7,39	4,24	27,0	2,82	1,80	1,67	22,6	1,28	0,640	3,39	2,47	2378
ATA-6	18	1,000	7,77	1,48	1,50	0,25	0,102	1,22	1,78	0,125	0,017	0,455	0,290	313
ATA-7	12	1,001	8,54	6,28	8,50	2,44	1,86	1,37	11,8	0,767	0,215	1,99	1,29	435
ATA-8	10	1,000	8,40	6,04	2,03	1,56	0,257	1,33	3,52	0,379	0,032	2,14	1,45	890
ATA-9	13	1,000	6,80	3,36	1,25	0,66	0,139	1,23	2,10	0,194	0,022	1,04	0,800	505
ATA-10	21	1,001	7,08	9,06	6,50	7,40	0,509	1,43	11,3	0,537	0,096	3,50	5,35	2137
ATA-11	10,5	1,000	8,72	3,40	2,50	2,91	0,196	1,06	4,41	0,302	0,036	1,52	1,95	863
ATA-12	24	1,002	7,54	2,40	25,0	8,00	0,925	1,14	20,4	0,742	0,078	7,85	3,30	2773
ATA-13	11	1,002	8,42	3,32	43,0	6,55	0,934	1,07	33,2	1,66	0,157	6,85	5,35	3666
ATA-14	15	1,001	7,85	4,58	15,4	3,71	1,08	1,59	15,7	0,959	0,363	2,70	2,40	1856
ATA-15	0	1,001	8,74	5,44	15,0	1,28	1,11	0,785	13,0	0,972	0,357	2,22	2,27	1529
ATA-16	35	1,001	7,13	3,60	15,0	3,57	1,07	1,70	15,3	0,946	0,372	2,36	2,20	1747
ATA-17	0,5	1,000	8,40	1,98	3,50	2,76	0,199	1,13	4,86	0,671	0,061	1,02	1,75	802
ATA-18	13	1,000	6,54	2,10	0,48	1,18	0,040	1,16	1,41	0,179	0,018	0,785	0,825	419
ATA-19	7	1,002	7,43	3,89	10,5	8,60	0,346	0,580	12,7	0,223	0,022	9,00	0,865	2165
ATA-21	25	1,002	6,97	7,07	25,3	3,75	0,885	1,72	23,7	2,20	0,715	3,82	3,41	2695
ATA-22	15	1,003	7,61	5,96	52,9	5,75	1,24	1,58	46,6	5,01	1,92	3,77	5,25	4490
ATA-SUB	12	1,002	7,50	3,80	27,6	5,98	1,05	1,39	29,1	1,20	0,369	4,49	2,56	2796

T= temperatura en °C. DS= densidad en g/ml. ALC= alcalinidad en meq/l. STD= sales totales disueltas en mg/l. Otros componentes en mmol/l. nd= no detectado.

BALANCE HIDRICO

Algunos de los componentes del balance hídrico que se intenta cuantificar son muy aproximados, en particular la tasa de evaporación y el volumen de los aportes de aguas subterráneas. La reducción de las infiltraciones es una condición fundamental para el establecimiento de un ambiente evaporítico. Mientras más concentradas son las soluciones, como es el caso en el Salar de Atacama, más reducidas son las infiltraciones. Por eso, se supone despreciable el volumen de las infiltraciones. Los aportes superficiales al Salar de Atacama son parcialmente consumidos en riego. Los caudales, antes de llegar a las zonas de cultivos, han sido dados por Grilli *et al.* (1986). Para determinar las cantidades usadas en riego, se considera una tasa de riego comprendida entre 0,5 y 1 l/s/ha (INYGE, 1991)³. El total de los caudales superficiales (V_{ios}) llega a $52 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$,

de los cuales $27 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ son utilizados para el riego (V_{riego}). El volumen de agua evaporada a través de la superficie del salar (V_e) ha sido estimado por Grilli *et al.* (*op. cit.*)² en $145 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. El volumen de las precipitaciones (V_p) que caen directamente sobre la superficie del salar, se obtiene multiplicando la altura promedio de precipitación (10 mm/año) por la superficie del salar (3.000 km^2), lo que da $30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Igualando los aportes y las pérdidas:

$$V_{rios} + V_{sub} + V_p = V_e + V_{riego}$$

Se un volumen de aportes subterráneos (V_{sub}) de $90 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Se observa que los aportes subterráneos son casi el doble de los aportes superficiales. En otra estimación del balance hídrico del Salar de Atacama, Mardones (1986) dio los siguientes

³ 1991. Informe final del estudio, análisis y planificación de los recursos de agua en la Segunda Región de Antofagasta. Informe técnico (Inédito). Intendencia II Región, 185 p.

tes parámetros: $V_{\text{ríos}} = 48 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, $V_{\text{nego}} = 19 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, $V_p = 30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, $V_e = 170 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, $V_{\text{sub}} = 148 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Con excepción del volumen de aguas subterráneas, hay una buena concordancia con los valores derivados de Grilli *et al.* (1986). Mardones (1986) estimó V_{sub} a partir de

estudios hidrogeológicos, los que son cuantitativamente imprecisos por estar basados en un número reducido de pozos en formaciones geológicas muy variadas. Sin embargo, el error del balance así obtenido es solamente de 20%.

BALANCE SALINO

Para estimar los órdenes de magnitud de las cantidades de cada componente que entra anualmente en el Salar de Atacama, se multiplican los volúmenes de los distintos aportes por las concentraciones de los componentes considerados. Es de interés acotar que, si bien las aguas de riego depositan las sales disueltas en los suelos, éstos no se han salinizado con el tiempo, lo que significa que las sales no se acumulan en ellos. Es probable que las sales sean redisueltas por las aguas de lluvias y llevadas por la napa subterránea hacia el salar. El

riego sustrae parte de las aguas de aporte al salar pero no sus sales disueltas. Por eso se utilizan en el balance salino los caudales iniciales de los ríos. Para las aguas superficiales se usan las concentraciones de la tabla 1, y para las aguas subterráneas, las concentraciones promedio calculadas a partir de los datos de Díaz del Río *et al.* (*op. cit.*)¹. En la tabla 2, se presentan las cantidades de cada componente que entra anualmente en el salar. A continuación se comparan estas cantidades con las que se encuentran en el salar de Atacama.

TABLA 2. APORTES DE SALES AL SALAR DE ATACAMA.

	Caudal	HCO ₃	Cl	SO ₄	B	Sí	Na	K	Li	Ca	Mg	STD
Río San Pedro	27,2	5.276	16.392	7.679	44,9	886	10.746	401	9	2.780	800	46.050
Río Vilama	7,7	2.151	4.204	2.743	92,4	344	2.777	289	19	833	449	14.291
Río Honar	1,9	172	101	46	2,1	65	78	9,3	0,2	35	13	595
Río Aguas Blancas	4,4	1.686	1.326	1.031	44,2	169	1.193	132	6,6	351	138	6.314
Río Taliabre	0,6	172	35	107	2,1	22	39	6,7	0,11	38	16	419
Río Camar	0,06	33	14	43	0,13	2,4	16	1,3	0,03	8	8	128
Río Socaire	6,8	1.410	603	1.900	68	202	689	80	1,7	414	322	5.868
Río Peine	0,5	73	443	384	5,1	16	234	15	0,3	157	40	1.362
Río Tilomonte	2,4	486	3.658	1.509	28	72	1.830	156	2,6	659	312	8.798
Total superficial	52	11.459	26.776	15.441	287	1.779	17.601	1.089	40	5.276	2.099	83.825
Total subterráneo	90	20.910	88.187	51.620	1.014	3.488	60.168	4.219	230	16.165	5.600	251.599
Total general	142	32.000	115.000	67.000	1.300	5.300	78.000	5.300	270	21.000	7.700	335.000

Cauda es en millones de m³/año. Masas en toneladas/año.

STD: Sales Totales Disueltas.

Del salar solamente se conocen con detalle las cantidades de los componentes mayores de la salmuera y de la sal en los primeros 25 m del núcleo (Ide, 1978). Se denominará aquí 'núcleo superficial' a esta parte del núcleo. La tabla 3 da las cantidades de Li, K, Mg, B y NaCl presentes en la sal y en la salmuera del núcleo superficial. Los componentes Li, K, Mg, B son los más conservativos, es decir que no son significativamente consumidos en la precipi-

TABLA 3. CANTIDADES DE COMPONENTES EN EL NÚCLEO SUPERFICIAL.

	Mg	K	Li	B	NaCl
Salmuera	50	92	6	4	1.150
Halita	-	-	-	-	46.440
Total	50	92	6	4	47.600

En millones de toneladas.

tación de minerales durante la concentración de las aguas por evaporación. En cuanto a Na y Cl, son consumidos casi exclusivamente por la halita. Eso implica que las razones NaCl/Li, NaCl/K, NaCl/Mg, y NaCl/B en el núcleo superficial (incluyendo sal y salmuera) y en las aguas diluidas que dieron origen al núcleo no debieran ser muy diferentes. La tabla 4 presenta estas razones para el núcleo superficial y para el promedio ponderado de las aguas de aporte actuales. Se nota una diferencia muy grande entre el quimismo de las soluciones que originaron el núcleo y el de los aportes actuales. En todos los casos el núcleo está muy enriquecido en NaCl respecto a los componentes Li, K, Mg y B, o, lo que es lo mismo, muy empobrecido en estos componentes respecto al NaCl.

Otra manera de visualizar esta diferencia consiste en calcular el tiempo que demorarían en acumularse en el núcleo superficial las cantidades de cada componente con los aportes actuales, dividiendo las cantidades presentes en el núcleo por las cantidades que entran cada año en el salar (Tabla 2). Se requerirían 247.000 años para acumular el cloruro de sodio, pero solamente 22.200 años para Li, 17.400 años para K, 6.500 años para Mg y 3.100 años para B. Mardones (1986) ya había notado esta discrepancia entre Li y NaCl.

Según Ide (1978) y Laborde (1978), la porosidad del núcleo disminuye desde 18% en el núcleo superficial hasta ca. 6% en el núcleo profundo. Por lo tanto, las razones entre NaCl y los componentes conservativos deben aumentar aún más, si se considera el núcleo profundo. Es poco probable que

TABLA 4. COMPARACION ENTRE LAS CANTIDADES RELATIVAS DE COMPONENTES TRAJIDOS POR LOS APORTES ACTUALES Y LAS CANTIDADES PRESENTES EN EL NUCLEO SUPERFICIAL DEL SALAR DE ATACAMA.

	Aportes	Núcleo	Superficie
NaCl/ Li	719	7.933	-
NaCl/ K	37	517	-
NaCl/ Mg	25	952	-
NaCl/ B	149	11.900	-

haya habido infiltraciones notables de salmuera por la base del núcleo, las que hubieran debido eliminar 90 a 95% de los componentes conservativos. Se puede alegar que junto con estos componentes, se hubieran infiltrado también altas cantidades de NaCl disuelto en la salmuera (entre 200 y 250 g/l), o que habría producido una disolución parcial del núcleo superficial (ojos, cavidades) para mantener la solución intersticial saturada en cloruro de sodio. Pero la presencia de enormes cantidades de halita en la Cordillera de la Sal sugiere que la anomalía se debe más probablemente a un enriquecimiento en NaCl proveniente de los antiguos aportes que depositó el núcleo después del Mioceno. Estos aportes no tenían la misma composición química que los actuales. Estaban considerablemente enriquecidos en cloruro de sodio (10-20 veces más; el que, probablemente provenía de la Cordillera de la Sal o de su prolongación por debajo de las formaciones volcánicas al noreste de la cuenca.

VELOCIDAD DE SEDIMENTACION

Cada año entran, como orden de magnitud, 194.000 ton de cloruro de sodio en el Salar de Atacama, lo que corresponde a una lámina de halita de 0,1 mm sobre la superficie del núcleo (densidad de la halita = 2,15; porosidad = 18%; superficie del núcleo = 1.100 km²). Por otra parte, Bevacqua (1992) dio una edad (K-Ar) de 3,1 millones de años para una muestra de ignimbrita interestratificada a 346 m de profundidad en el núcleo al este del salar.

Considerando que una sola datación en una muestra no permite establecer con certeza una edad, se continuará la discusión asumiendo como hipótesis que la edad así obtenida, tiene un alto grado de fiabilidad. De ella se deduce una velocidad promedio de sedimentación de la halita en el Salar de Atacama de 0,1 mm/año, valor que corresponde exactamente a la velocidad actual de sedimentación de la halita.

DISCUSION

Esta sorprendente concordancia entre la velocidad de sedimentación actual y la velocidad promedio de deposición de la sal del núcleo conlleva una contradicción. A la presente velocidad de sedimentación, el núcleo se habría formado a partir de aportes similares a los actuales. Pero, más arriba se ha establecido que los antiguos aportes estaban considerablemente más concentrados en cloruro

de sodio, por lo cual, la velocidad de sedimentación debía ser mucho más elevada. Una velocidad de sedimentación de 0,1 mm/año es muy baja para un depósito evaporítico, especialmente si se trata de cloruro de sodio. La tabla 5 presenta algunas velocidades de deposición de evaporitas en otras formaciones salinas. Una discusión más detallada se encuentra en Sonnenfeld (1984).

TABLA 5. VELOCIDADES DE SEDIMENTACION EN DEPOSITOS SALINOS.

Lugar	Sal	Velocidad mm/año	Referencia
Searles Lake (USA)	Trona	150-250	Smith (1979)
Kara-Bogaz (Rusia)	Halita	150	Busson (1980)
Zuni salt lake (USA)	Halita	150	Busson (1980)
Lago Magadi (Kenia)	Trona	3	Eugster (1970)
Uyuni profundo (Bolivia)	Halita	6	Risacher (1992)
Castile Formation (USA)	Anhidrita	1,8	Dean y Anderson (1978)
Atacama (Chile)	Halita	0,1	Bevacqua (1992)

Para resolver esta contradicción, habría que considerar un funcionamiento intermitente del salar, dado por alternancia de largos períodos secos con cortos períodos húmedos durante los cuales se depositaban rotables espesores de sales. La velocidad deducida de la edad de la ignimbrita representa un valor promedio entre altas velocidades de deposición de corta duración y velocidades muy bajas o incluso nulas, de larga duración. Este funcionamiento intermitente podría ser relacionado con los máximos glaciales en el Pleistoceno cuando los aportes de agua eran mucho más importantes.

Bevacqua (1992) presentó una descripción detallada de la estratigrafía del núcleo hasta 500 m de profundidad. Este autor subrayó la gran homogeneidad del núcleo, constituido por un 90% de halita (94% en el sector central). Llama la atención la ausencia de niveles de sedimentos lacustres, lo que indica que la cuenca del Salar de Atacama nunca fue recubierta por un extenso lago permanente, como ocurrió en casi todas las demás cuencas evaporíticas continentales en otras partes del mundo (Morrison, 1968). Si en las orillas del salar, expuestas a la erosión (precipitaciones, viento), los testigos lacustres han podido desaparecer, no podría haber

ocurrido lo mismo con los niveles lacustres que se hubieran depositado en el centro de la cuenca, al estar protegidos por la costra de sal. Por otra parte, el escaso contenido de material detrítico en la halita sugiere que tampoco se puede considerar un lago de tipo 'playa', es decir, un lago que se inunda y seca cada año depositando una lámina de sal. Este tipo de depósito salino contiene altas cantidades de detritos alternando con láminas de sal o mezcladas con ellas. Además, un lago de tipo playa implica una deposición continua y de larga duración, lo que contradice el funcionamiento intermitente sugerido por la anomalía de las velocidades de sedimentación. La homogeneidad del núcleo y la pureza de la halita sugiere, más bien, aportes subterráneos que superficiales, como es la situación actual.

El modelo de deposición de la sal del núcleo que se puede inferir de las precedentes observaciones, contempla una preponderancia de aportes subterráneos muy enriquecidos en cloruro de sodio, pero de corta duración en relación a la edad del salar. Importantes precipitaciones habrían afectado la alta Cordillera de los Andes al este, y sobre todo, al noreste del salar, infiltrándose las aguas en los terrenos volcánicos superficiales y redisolviendo

las formaciones evaporíticas profundas, especialmente la prolongación de la Cordillera de la Sal al noreste de la cuenca. En la actualidad, las aguas que provienen de este último sector siguen teniendo

un exceso de sales provenientes de disolución de evaporitas, pero en mucho menor cantidad que las concentraciones de los antiguos aportes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado dentro del marco de un Convenio entre ORSTOM (Francia) y la Universidad Católica del Norte. Los autores agradecen las valiosas observaciones y sugerencias del Dr. B.

Keller (Geraghty and Miller, Inc., U.S.A.), y del Profesor A. Lahsen (U. de Chile) que mejoraron notablemente la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

- Bevacqua, P. 1992. Geomorfología del salar de Atacama y estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). *Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas*, 284 p. Antofagasta.
- Busson, G. 1980. Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique; comment elles se creusent, comment elles se remplissent. *In les evaporites, mecanismes, diagenese et applications. Bulletin du Centre Recherche Exploration, Production Elf-Aquitaine*, Vol. 4, No. 1, p. 557-588.
- Dalannais, L. 1979. Hidrogeología del borde oriental del salar de Atacama. Tesis de Grado (Inédito). *Universidad del Norte, Departamento de Geología*, 157 p. Antofagasta.
- Dean, W.E.; Anderson, R.Y. 1978. Salinity cycles: evidence for subaqueous deposition of Castile Formation and lower part of Salado Formation, Delaware Basin, Texas and New Mexico. *In Geology and mineral deposits of Ochoan rocks in Delaware Basin and adjacent areas* (Austin, G.S.; compiler). *Bureau of Mines and Mineral Resources, Circular*, No. 159, p. 15-20.
- DeSilva, S.; Francis, P.W. 1991. Volcanoes of the Central Andes. *Springer-Verlag*, 216 p. Berlin.
- Dingman, R.J. 1962. Tertiary salt domes near San Pedro de Atacama, Chile. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 450-D, p. D92-D94.
- Dingman, R.J. 1967. Geology and ground-water resources of the northern part of the salar de Atacama, Antofagasta Province, Chile. *U.S. Geological Survey, Bulletin*, No. 1219, 49 p.
- Eugster, H.P. 1970. Chemistry and origin of brines of lake Magadi, Kenya. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, No. 3, p. 213-235.
- Flint, S.; Turner, P.; Jolley, E.J.; Hartley, A.J. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: an example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 105, p. 603-617.
- Fritz, P.; Silva, C.; Hennings, C.A.S.; Suzuki, O.; Salati, E. 1979. Isotope hydrology in northern Chile: *in Proceedings of the International Symposium on isotope hydrology. International Atomic Energy Agency (I.A.E.A.) Proceedings Series*, Vol. 2, No. STI/PUB 493, p. 525-544.
- Ide, F. 1978. Cubicación del yacimiento salar de Atacama. Memoria de Título (Inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Minas*, 144 p. Santiago.
- Laborde, M. 1978. El salar de Atacama. *Minerales, Instituto de Ingenieros de Minas de Chile*, Vol. 33, No. 142, p. 19-26.
- Lahsen, A. 1976. La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. B105-127. Santiago.
- Mardones, L. 1986. Características geológicas e hidrogeológicas del salar de Atacama. *In: El litio, un nuevo recurso para Chile*, (Lagos, G.; editor). *Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería en Minas, Editorial Universitaria*, p. 181-216.
- Marinovic, N.; Lahsen, A. 1984. Hoja Calama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, Región Antofagasta, No. 58, 1:40 p.
- Moraga, A.; Chong, G.; Fortt, M.A.; Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 29, 56 p.
- Morrison, R.B. 1968. Pluvial lakes. *The Encyclopedia of Geomorphology*, (Fairbridge, R.W.; editor). *Van Nostrand*, p. 873-883.
- Ramírez, C.; Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 54, 122 p.
- Risacher, F. 1992. Géochimie des lacs salés et croûtes de

- sel de l'Altiplano bolivien. *Sciences Géologiques, Bulletin*, Vol. 45, Nos. 3-4, p. 133-214. Strasbourg.
- Risacher, F.; Fritz, B. 1991. Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: origin of solutes and brine evolution. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 55, Ncs. 3, p. 687-705.
- Smith, G.I. 1979. Subsurface stratigraphy and geochemistry of late Quaternary evaporites, Searles Lake, California. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1043, 130 p.
- Sonnenfeld, P. 1984. Brines and evaporites. *Academic Press*, 613 p.
- Wilkes, E.; Görler, K. 1988. Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, II Región, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p. A173-A188. Santiago.