

## HISTORIA GEOLÓGICA Y REGISTRO CLIMÁTICO

EDUARDO L. PIOVANO<sup>1\*</sup>, GABRIELA A. ZANOR<sup>1</sup> Y DANIEL ARIZTEGUI<sup>2</sup>

- CONICET Centro de Investigaciones Geoquímicas y Procesos de la Superficie (CIGeS), Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, 5016 Córdoba. \* E-mail: epiovano@efn.uncor.edu
- <sup>2</sup> Instituto F. A. Forel y Departamento de Geología y Paleontología, Universidad de Ginebra, Rue des Maraichers 13, CH-1205 Ginebra, Suiza.

## 1. INTRODUCCIÓN

La laguna Mar Chiquita se encuentra en la región central de Argentina, dentro de la provincia geológica denominada "Llanura Chacopampeana". Esta gran llanura, que ocupa más de un millón de kilómetros cuadrados, fue cubierta por una continua capa loéssica cuaternaria bajo la cual se encuentra una serie de cuencas de distintas edades y orígenes geológicos (Russo et al. 1979; Chebli et al. 1999). En particular, la laguna ocupa los sectores bajos de una depresión tectónica denominada "Pampa hundida", cuyo origen está vinculado con la falla Tostado-Selva-Melincué (Castellanos 1959; Castellanos 1973; Passotti 1975), de supuesta edad pleistocena media (Iriondo 1989). Aunque todavía no existen datos precisos sobre el momento de su formación, algunas evidencias indican que la laguna es un rasgo joven en el paisaje.

Mar Chiquita es un sitio de características únicas en Sudamérica. A fines del siglo XIX, la contribución de Grumbkow (1890) aporta información pionera sobre dicho sitio. Los primeros análisis detallados corresponden a las etapas iniciales de la ciencia geológica argentina en el siglo XX, a través de los estudios geoquímicos de Doering (1907) y Frank (1912), y de las consideraciones geológicas de Frenguelli y De Aparicio (1932), Kanter (1935) y Bertoldi de Pomar (1953). En esa época se destaca el estudio de Castellanos (1959), que presenta un esbozo pionero sobre la evolución de los sistemas fluviales de Córdoba y el origen de la laguna. El tema permanece sin estudios hasta la década de 1990, cuando se produce un resurgimiento de las investigaciones vinculadas al análisis geoquímico de las aguas y de los sedimentos de la laguna (Martínez 1991; Martínez et al. 1994), así como de la geomorfología y la geología del Cuaternario (Carignano 1999; Kröhling & Iriondo 1999), de la información histórica (Cioccale 1999) y, más recientemente, de su relleno sedimentario y reconstrucciones climáticas (Piovano et al. 2002; Piovano & Ariztegui 2003; Piovano et al. 2004a; Piovano et al. 2004b; Piovano et al. 2005).

La reconstrucción de la historia de la laguna Mar Chiquita plantea inevitablemente un enfoque interdisci-

plinario, que incluye la Geología, la Biología, la Arqueología y la Climatología. Estudios recientes indican que la laguna ha sufrido modificaciones muy importantes, entre otros aspectos, en su extensión y profundidad, y en las propiedades químicas del agua, como respuesta a la variación temporal del balance hídrico regional (Piovano *et al.* 2002; Piovano *et al.* 2004a). La situación actual de nivel alto no es un hecho excepcional en la historia de la laguna. Extensiones y profundidades similares a las presentadas durante las últimas décadas, como así también niveles extremadamente bajos, tuvieron lugar en repetidas ocasiones, al menos durante los últimos 14.000 años de historia reconstruida (Piovano *et al.* 2005).

En la primera parte de este capítulo se presenta en forma general la información disponible sobre la historia geológica de la laguna, deducida de evidencias geomorfológicas y estratigráficas. En las siguientes secciones, se analizan detalladamente los recientes avances obtenidos en el estudio de la paleolimnología de la laguna mediante el uso de técnicas modernas.

## 2. HISTORIA GEOLÓGICA DE MAR CHIQUITA

La laguna Mar Chiquita es de origen tectónico, debido a que su formación está directamente relacionada con la falla Tostado-Selva-Melincué, que limita su

#### Fuentes de información climática

Para estudiar las condiciones climáticas y ambientales durante largos períodos del pasado, se requiere información muy anterior al periodo del que se cuenta con mediciones instrumentales, el que generalmente no supera los últimos 100 años.

Las reconstrucciones climáticas pasadas, o paleoclimáticas, pueden efectuarse con un buen grado de detalle o resolución temporal, a través del análisis de documentos históricos y de archivos climáticos naturales. En estos archivos climáticos existen diferentes indicadores o *proxies* que permiten reconstruir condiciones pasadas. Por ejemplo, la presencia de abundantes restos de carbón en los sedimentos indica períodos de sequía que favorecieron incendios.

Documentos históricos: incluyen mapas, crónicas de viajeros e información catastral, entre otras fuentes.

Estudios arqueológicos: los artefactos (armas, morteros, hornillos, cerámicas, etc.), junto con restos de polen, semillas y huesos de animales, aportan información muy importante que permite relacionar los cambios ambientales con las actividades humanas durante el pasado. Los restos arqueológicos son relativamente abundantes en la región de Mar Chiquita.

Archivos climáticos naturales: el estudio del crecimiento de los anillos de árboles (dendrocronología), de corales, de glaciares o de sedimentos marinos y lacustres permite obtener una reconstrucción climática muy detallada. El análisis de los sedimentos que se van acumulando en el fondo de los lagos se denomina limnogeología. Para ello, se obtienen muestras o testigos de sedimentos, los cuales permiten reconstruir cambios en las condiciones ambientales pasadas.

A menor resolución temporal, se pueden reconstruir situaciones pasadas mediante el análisis geomorfológico de una región. Este análisis se basa en el hecho de que los distintos climas pueden producir variadas formas terrestres. Por ejemplo, en épocas de aridez suelen aparecer dunas de arena, mientras que períodos húmedos pueden dar lugar a la formación de suelos, terrazas fluviales, etc. Asimismo, las barrancas en la costa de Mar Chiquita pueden indicar los límites de la laguna en épocas pasadas.

borde oeste, donde el resalto que genera es conocido como Borde de los Altos. Una de las primeras propuestas sobre el origen de Mar Chiquita es la de Castellanos (1959), quien hace una reconstrucción de la influencia ejercida por los eventos tectónicos durante la evolución de las redes de drenaje de la región en el Cuaternario. Debido a la época, el trabajo esta limitado por la carencia de dataciones cronológicas.

Durante el Cuaternario, en el área de la Llanura Chacopampeana se conformaron una serie de bloques por la acción de grandes fracturas longitudinales, con sentido aproximado Norte-Sur (Castellanos 1959;

Passotti 1975). La falla más oriental corresponde a la dirección seguida por el cauce de los ríos Paraguay y Paraná, mientras que hacia el oeste, y en la llanura pampeana, las fallas dieron lugar a la configuración de tres sectores denominados "Pampa Elevada", "Hundida" o "de las Lagunas" y "Levantada". La Pampa Elevada está separada de la Pampa Hundida por la falla de Hernando-Alejandro Roca, mientras que esta última está separada de la Pampa Levantada por la fractura Tostado-Selva-Melincué. En el sector noreste de la Pampa Hundida o de las Lagunas, la falla Tostado-Selva-Melincué formó la depresión Porongos-Mar Chiquita, la cual quedó contenida por el

#### Técnicas de datación

En geología, existen edades relativas y edades absolutas. Las primeras se obtienen según el concepto de superposición de estratos –los más antiguos se ubican abajo– y su correlación con otros, por similitudes litológicas. Por el contrario, las dataciones absolutas –por ejemplo, C-14– permiten obtener edades, sin la necesidad de referenciar una muestra con respecto a otra (Faure 1986).

Cada uno de los métodos arroja edades dentro de diferentes rangos de tiempo y un grado de error en la estimación de la edad. Las dataciones radiométricas se basan en la particularidad de que todos los elementos naturales son una mezcla de varios isótopos, que tienen iguales propiedades químicas pero distinto número de neutrones y, por lo tanto, distinta masa atómica.

Entre las técnicas más comunes y adecuadas para datar sedimentos de lagos como la laguna Mar Chiquita pueden mencionarse: a) dataciones radiocarbónicas por Carbono-14 (14C), b) dataciones Torio-230/Uranio-234 (230Th/234U) y c) método del 210Pb y 137Cs.

La técnica del Carbono 14 es una de las más utilizadas para el estudio del Cuaternario. Se basa en que la proporción de este isótopo es constante en los seres vivos, pero disminuye progresivamente después de su muerte. Esto permite datar restos orgánicos hasta los 50.000 años, con un error de 0,5%. Generalmente, las dataciones Torio-230/Uranio-234 se utilizan para obtener edades de muestras de minerales, como la calcita y el yeso, de hasta un millón de años de edad.

El Plomo 210 (<sup>210</sup>Pb) es utilizado en la datación de sedimentos lacustres: su rango de medición efectiva oscila entre 1 y 150 años, con una precisión de 1 año. Esta técnica puede complementarse con la medición del Cesio 137 (<sup>137</sup>Cs). El isótopo radiactivo Cs-137 existente en el ambiente procede, en su mayor parte, de las explosiones nucleares atmosféricas ocurridas en las décadas de 1950 y 1960. Valores altos de Cs-137 en los sedimentos indican que el material data del año 1963. También puede aparecer un máximo secundario, relacionado con el accidente nuclear de Chernobyl, en 1986.

Sedimentos varvados: en algunos lagos se producen anualmente sedimentos diferentes en verano e invierno (denominados "varves"), por lo que cada par de láminas representa un año. No se forman varves en Mar Chiquita, lo que impide la aplicación de esta técnica.

Borde de los Altos, determinando el desarrollo de la red de drenaje en una dirección Norte-Sur. Esta falla se habría producido durante el Pleistoceno medio (Iriondo 1989).

Según Castellanos (1959) el actual río Dulce, junto con el río Salado y otros provenientes de la Sierras Pampeanas de Córdoba, se encauzaron hacia el sur por efecto de los levantamientos tectónicos, uniéndose con el río Tercero para desembocar en el Paraná por el actual cauce del río Carcarañá. Aunque todavía no está definido el momento en que se produjo este evento, Mon y Gutierrez (2005) postulan que el efecto combinado de fenómenos tectónicos y sedimentarios obstruyeron el río Dulce en su flujo hacia el sur mediante un endicamiento que dio lugar a la formación de la Laguna Mar Chiquita. En el sector sudeste de la laguna es posible observar el paleocauce del río Dulce, que antes de su obstrucción continuaba hacia el sur por lo que es ahora el arroyo Litin-Tortugas, para desembo-

car en el río Carcarañá (Castellanos 1959; Kröhling & Iriondo 1999; Mon & Gutierrez 2005).

## 2.1. ESTUDIOS DE LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA DE LA REGIÓN

A fines de la década de 1990, se realizaron estudios de la evolución geomorfológica del área de la laguna Mar Chiquita y de la estratigrafía del Cuaternario (Carignano 1999; Kröhling & Iriondo 1999). Estas interpretaciones se basan en el análisis de imágenes satelitales y de fotografías aéreas, y en el análisis estratigráfico de campo. Entre las principales características geomorfológicas del área se encuentran: 1) el abanico aluvial del río Segundo, 2) el bloque hundido de Mar Chiquita, donde se destaca la presencia de la laguna y el ambiente litoral y 3) el bloque levantado de Altos de Chipión, relacionado con la escarpa de la falla Tostado-Selva. En el área de la Laguna del Plata, Kröhling e Iriondo (1999) des-

Edad absoluta (años antes del presente)	Época	Edades basadas en mamíferos fósiles	Comentarios	Formaciones visibles en la Laguna del Plata	Barranca en Laguna del Plata
Posterior a los 8.500	Holoceno temprano	Platense	Fase húmeda	Paleosuelo	Paleosuelo
Entre 36.000 y 8.500	Pleistoceno tardío	Lujanense	Último máximo glacial. Fase fría y seca	Formación Tezanos Pinto	Formación Tezanos Pinto
50.000			Depóstitos aluviales	Formación Lagunilla del Plata	1 m Formación Lagunilla del Plata
Material acumulado por derrubios recientes de las barrancas					

Figura 1. Edades e identificación de las formaciones sedimentarias aflorantes en las barrancas de la Laguna del Plata durante los últimos 50.000 años (modificado de Kröhling e Iriondo 1999).

criben e interpretan las siguientes formaciones sedimentarias (Fig. 1):

#### 2.1.1. FORMACIÓN LAGUNILLA DEL PLATA

Se encuentra en la base de la barranca y se reconoce fácilmente por presentar colores más oscuros, debido al mayor contenido de humedad de sus sedimentos con respecto al resto. Esta formación corresponde al depósito sedimentario del gran abanico aluvial del río Segundo y está compuesta por limos muy finos y arenas limosas con abundante mica. El contenido micropaleontológico es pobre. Incluye, por ejemplo, elementos silicificados de gramíneas, espículas de esponjas y diatomeas de agua dulce. La formación Lagunilla del Plata representa la acumulación de sedimentos en un ambiente de poca energía, con algunos canales muy poco profundos, como resultado de la escasa pendiente del terreno. Kröhling e Iriondo (1999) sugieren, por correlación con otros sedimentos, qué partes de este depósito se habrían acumulado alrededor de 50.000 años antes del presente (AP).

#### 2.1.2. FORMACIÓN TEZANOS PINTO

Se dispone por encima de la formación anterior; queda separada por un límite neto con formas irregulares y se caracteriza por su color más claro. Está constituida por sedimentos limosos con contenidos variables de arcilla y bajo porcentaje de arena. Esta unidad corresponde al loess, término con el que se denomina a los sedimentos depositados por procesos eólicos durante el Ultimo Máximo Glacial en condiciones de frío y aridez. Su ubicación, por encima de la Formación Lagunilla del Plata, indica que estos sedimentos eólicos cubrieron el abanico aluvial del río Segundo. Por correlación con otros sedimentos, se infiere una edad de 32.000 años AP para su sector inferior.

#### 2.1.3. PALEOSUELO

Se presenta con un color marrón oscuro por arriba de la Formación Tezanos Pinto. Su formación implica el predominio de condiciones climáticas de mayor humedad, que habrían producido un aumento en el nivel de la laguna, lo que a su vez determinó la generación de barrancas en el sector sudoeste, así como la probable acumulación de un depósito lacustre encontrado en el área de Playa Grande (al noroeste de la desembocadura del río Plujunta). Aunque estos sedimentos no han sido datados, podrían correlacionarse tentativamente con las condiciones de nivel alto presentes durante el Holoceno temprano, propuestas por Piovano *et al.* (2005).

### Cuaternario: edades y estratigrafía

El Cuaternario es una subdivisión del tiempo geológico que cubre los últimos 1,8 millones de años, aunque su duración se encuentra actualmente en discusión (Clague 2006) (Fig. 1).

Esta era presentó importantes y marcadas fluctuaciones climáticas, con períodos glaciales e interglaciales. Se divide en: a) Pleistoceno (desde 2,5 millones de años hasta 11.500 años AP y b) Holoceno (últimos 11.500 años). Antes del uso generalizado de las dataciones absolutas, los investigadores definieron una serie de "edades-mamífero", en función del contenido de fósiles (gliptodontes, mastodontes, etc.) de cada estrato. De esta forma, el Pleistoceno temprano corresponde al piso Marplatense de Buenos Aires, el Pleistoceno medio al Ensenadense (Miramarense) y el Pleistoceno tardío y el Holoceno al Lujanense y Platense (Fidalgo *et al.* 1975). Los sedimentos asignados al Lujanense se caracterizan por poseer megafauna fósil extinta. Su depositación en el área de la pampa argentina comenzó antes de que ocurriera el último máximo glacial y finalizó aproximadamente entre los 10.000-11.000 años AP. El Platense corresponde aproximadamente al período entre los 11.000 y 3.000 años AP (Zarate *et al.* 2000). En este capítulo se consideran exclusivamente las edades absolutas.

#### 3. PALEOLIMNOLOGÍA DE MAR CHIQUITA

#### 3.1. Introducción

La limnogeología, definida durante la década de 1980, es una disciplina moderna que se dedica al análisis de los sistemas lacustres y sus depósitos sedimentarios. En el caso de Mar Chiquita, estudios recientes

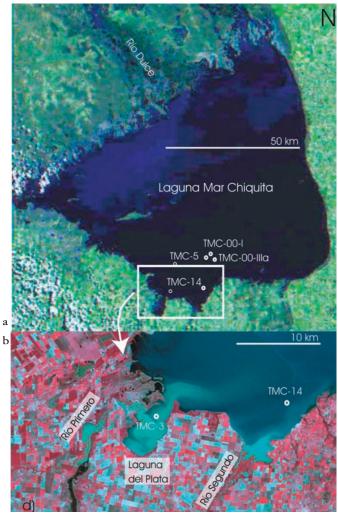


Figura 2. a) Imagen satelital de la laguna obtenida en marzo de 2001, que muestra la ubicación de los testigos; b) detalle del área indicada en el rectángulo en la Figura 2 a, donde se muestra la Laguna del Plata y la localización de los puntos de muestreo. El río Primero provoca el transporte y la dispersión de sedimentos suspendidos desde la Laguna del Plata hacia el cuerpo de agua principal. En la imagen se observa la pluma de sedimentos en colores más claros.

llevados a cabo por el Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie de la Universidad Nacional de Córdoba (CIGES) han permitido reconstruir las fluctuaciones ambientales de la región desde el Pleistoceno tardío (últimos 14.000 años).

## **3.2.** MATERIALES ANALIZADOS Y METODOLOGÍAS EMPLEADAS

Se realizó un muestreo en la parte superior del relleno sedimentario de la laguna mediante la extracción
de un conjunto de testigos cortos. Estos se obtuvieron mediante el empleo de saca-testigos manuales
(hand corer beeker), que consiste en la introducción de
tubos de PVC en el fondo de la laguna para posteriormente extraerlos con los sedimentos en su interior. El
mayor número de testigos se obtuvo en la zona más
profunda de la laguna (Fig. 2 a), próxima a la costa
sur, mientras que uno de ellos (TMC-3) se extrajo en
la Laguna del Plata, frente a la desembocadura del río
Primero (Fig. 2 b). La Figura 3 muestra una fotografía de un testigo (TMC-00-I) de la parte superior del
relleno sedimentario, proveniente del sector más profundo de la laguna.

En el laboratorio los testigos se conservaron a 4 °C para evitar la alteración de la materia orgánica. Una vez abiertos, el material fue fotografiado y descrito. Asimismo, se obtuvieron submuestras, en las cuales se realizaron los siguientes análisis: a) contenido de materia orgánica, b) contenido de carbonatos, c) contenido de humedad, d) mineralogía óptica de grano suelto, e) microscopía electrónica de barrido y f) análisis de isótopos estables en carbonatos (C y O) y materia orgánica (C), por espectrometría de masa. Los análisis biológicos incluyeron la determinación de diatomeas.

Tres testigos se utilizaron exclusivamente para efectuar las dataciones por medio de la técnica del <sup>210</sup>Pb, lo que permitió elaborar un modelo cronológico e identificar los sedimentos acumulados durante los últimos 100 años, que abarcan aproximadamente los primeros 50 cm del testigo. Las edades de los sedimentos más antiguos se obtuvieron al extender el

modelo cronológico por debajo del último nivel datado. Las edades obtenidas permitieron calcular tasas de sedimentación, tasas de acumulación de materia orgánica (TMO) y de carbonatos (TAC).

El análisis isotópico de C en materia orgánica se realizó con un analizador Carlo-Erba CNS acoplado a un espectrómetro de masa Fisons Óptima. Las determinaciones isotópicas de carbonatos se efectuaron con un espectrómetro de masa VG-Prisma. Los valores de isótopos están expresados en la notación convencional delta. Esta notación ( $\delta$ ) es la relación entre el isótopo menos frecuente y el más común ( $\delta^{13}$ C es la relación entre  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , mientras que  $\delta$   $^{18}\text{O}$  es  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ). La espectrometría de masas -para medir relaciones isotópicas de isótopos estables— permite obtener información acerca de la abundancia isotópica relativa de los principales elementos ligeros de la biosfera, como C, H, O, N y S. El análisis de las relaciones isotópicas <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C, <sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S v D/H permite determinar variaciones en la abundancia isotópica, que son producidas por diferentes procesos naturales, tanto físicos como químicos y biológicos. Los detalles de las metodologías utilizadas para la datación de los sedimentos y para el análisis isotópico pueden encontrarse en Piovano et al. (2002) y Piovano et al. (2004a), respectivamente.

## 3.3. FUENTES DE INFORMACIÓN CLIMÁTICA DEL SIGLO XX

Como se mencionó anteriormente, el registro instrumental de las fluctuaciones del nivel de un lago y los datos históricos constituyen fuentes de información climática de gran importancia. Se propone aquí una curva de fluctuaciones para el siglo XX (Fig. 4 a), que será utilizada para calibrar el registro sedimentario. La curva fue construida utilizando información histórica del período 1890-1967 e información instrumental desde 1967. Los niveles bajo y alto se definen cuando el nivel de la laguna se encuentra respectivamente por debajo o por encima de la cota 66,5 msnm, que coincide con la altura de la línea de la costa durante 1977.

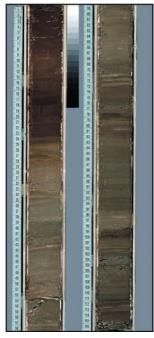
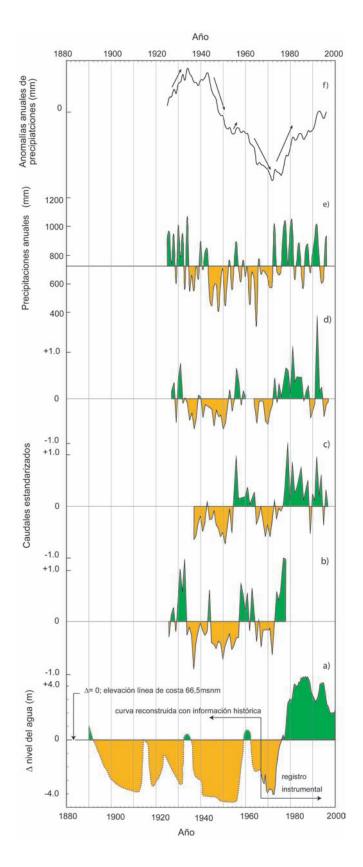


Figura 3. Fotografía del testigo TMC-00-I. Los sectores más oscuros corresponden a sedimentos ricos en materia orgánica.

La curva propuesta se inicia en el año 1890, cuando puede inferirse un estadio intermedio de acuerdo con las descripciones de Grumbkow (1890). Aunque esta información histórica es de baja confiabilidad, los sedimentos de esa edad permiten proponer una ligera disminución en la salinidad de la laguna. Asimismo, esta situación hidrológica de mayor disponibilidad de agua puede ser corroborada con datos de la serie de caudales del río Paraná, donde aparecen fluctuaciones similares a las ocurridas en la laguna Mar Chiquita (Piovano et al. 2004a). En la serie del río Paraná, Depetris et al. (en prensa) reconocen un aumento en su caudal a comienzos del siglo XX, coetáneo al aumento experimentado por la laguna Mar Chiquita y similar a este.

En general, los primeros 75 años del siglo XX se caracterizaron por el predominio de niveles bajos con salinidades altas como, por ejemplo, 360 g L<sup>-1</sup> en 1911 (Frank 1912), 251 g L<sup>1</sup> en 1951 (Bertoldi de Pomar 1953) y 270 g L<sup>1</sup> en 1970 (Martínez 1991). Aunque



algunos de estos valores pueden tener errores instrumentales o estar influenciados por el lugar donde se efectuó la medición, en general constituyen un buen marco de referencia del estado de la laguna. Durante la fase prolongada de nivel bajo, también se registraron algunos pulsos de incremento de nivel de corta duración, como por ejemplo: en 1915 (Frank 1915), entre 1931 y 1935 (Kanter 1935) y entre 1959 y 1961, documentado en fotografías (Museo Fotográfico de Miramar). El aumento entre 1959 y 1961 es también reconocido en la serie de caudales de los ríos que llegan a la laguna (Fig. 4 b, c y d), lo que corrobora la existencia de condiciones más húmedas para esos años.

En la Figura 4 puede observarse que a partir de 1972 el nivel de la laguna comienza a aumentar. En 1977 se inicia una fase de nivel alto, caracterizada por salinidades bajas (p. ej., 29 g L<sup>-1</sup> en 1986 y 35 g L<sup>-1</sup> en 1989) (Martínez 1991).

Las fases de nivel alto o bajo son sincrónicas con respectivos aumentos o disminuciones en los caudales de los ríos Primero, Segundo y Dulce (Fig. 4 b y d). El control de las precipitaciones sobre el balance hídrico del sistema se hace evidente en la curva de precipitaciones regionales (Fig. 4 e) y de anomalías acumuladas para el período 1925-1997 (Fig. 4 f). El punto de inflexión y el sentido ascendente observados en la curva de anomalías para 1972 son consecuencia del inicio de un período de precipitaciones por encima de los valores promedio. La misma inflexión puede observarse en los gráficos de los caudales estanda-

Figura 4. a) Curva de niveles de la laguna Mar Chiquita. Δ nivel de agua = 0 corresponde a la cota de 1977 (66,5 msnm). Valores positivos indican fases de nivel alto (en verde) y valores negativos, niveles bajos (en amarillo). b, c y d) Caudales estandarizados de los ríos Dulce, Segundo y Primero, respectivamente. Valores de caudales sobre el promedio, en verde; por debajo del promedio, en amarillo. e) Precipitación anual para período 1925-1996. Valores superiores al promedio, en verde; valores inferiores, en amarillo. f) Anomalías acumuladas de precipitaciones anuales. Tendencias ascendentes representan períodos húmedos (anomalías positivas) y descendentes, períodos secos (anomalías negativas).

rizados y en el nivel de la laguna, donde se aprecia un incremento constante a partir de 1972. Esto pone de relieve la sensibilidad del sistema frente a los cambios ocurridos en el balance hídrico regional.

#### 4. EL REGISTRO SEDIMENTARIO Y GEOQUÍMICO DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA COMO FUENTE DE INFORMACIÓN CLIMÁTICA

## 4.1. RELACIÓN ENTRE EL RELLENO SEDIMENTARIO Y LAS CONDICIONES AMBIENTALES

El análisis limnogeológico se efectuó combinando la información obtenida de los testigos sedimentarios (Fig. 3) con el registro instrumental e histórico de las variaciones de nivel durante el siglo XX, presentado en la sección anterior. Esto permitió evaluar la respuesta sedimentaria, geoquímica y mineralógica de la laguna, frente a escenarios hidrológicos contrastantes que caracterizaron los últimos 100 años. En pri-

mer lugar, se compararon o calibraron las variables *proxies* obtenidas del registro limnogeológico con los datos instrumentales de nivel de la laguna desde noviembre de 1967 hasta el presente. Aunque con menor grado de precisión, el resto del siglo XX se calibró utilizando fuentes de información histórica que, en algunos casos, pudieron ser convalidadas con respecto al registro de precipitaciones del área. El modelo sedimentológico-isotópico obtenido se utilizó para reconstruir fluctuaciones ambientales durante períodos pasados, de mayor duración que la información histórica disponible.

## 4.2. CALIBRACIÓN DEL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA EN RELACIÓN CON LAS FUENTES DE INFORMACIÓN INSTRUMENTAL E HISTÓRICA DEL SIGLO XX

El marco cronológico del <sup>210</sup>Pb (Fig. 5) permitió determinar que los sedimentos de la laguna presentan características diferentes, según su acumulación haya

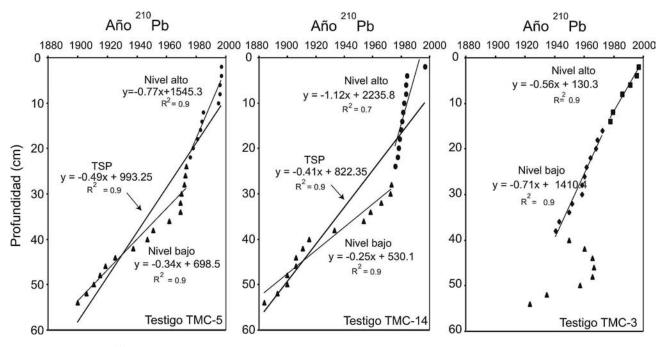


Figura 5. Perfil de edades <sup>210</sup>Pb y tasas de sedimentación para facies de nivel alto y bajo, obtenidas de la pendiente del ajuste lineal. TSP: Tasa de sedimentación promedio. La ubicación de los testigos se presenta en la Figura 2 b.

sido durante niveles altos, bajos o transicionales. La comparación entre las características de los sedimentos y la situación hidrológica durante su acumulación se conoce con el nombre de calibración. La calibración de los sedimentos en la laguna Mar Chiquita es altamente confiable ya que, durante el período que

abarca el registro instrumental, se produjeron variaciones considerables en el nivel y en el contenido salino de la laguna. El nivel alto incluye el período desde 1977 hasta el presente, el intermedio o de transición abarca desde 1972 hasta 1976, y el nivel de aguas bajas desde 1968 hasta 1972.

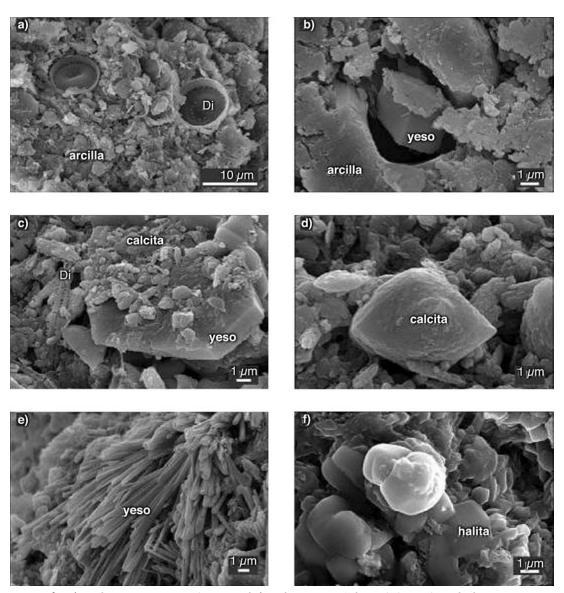


Figura 6. Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido. a) Facies A de nivel alto, incluyendo diatomeas (Di) y minerales de arcilla. b) Cristal de yeso con hábito tabular en la facies A. c) Yeso tabular y calcita sobre la superficie, con resto de diatomeas en Facies D. d) Calcita autigénica en Facies D, con bordes bien definidos, lo que indica su precipitación a partir del agua. e) Yeso con hábito prismático acicular en la facies B. f) Cristal cúbico de halita (NaCl) en las evaporitas de la facies B.

El control de edades indica que, aproximadamente durante el siglo XX, se acumularon los primeros 50 cm superficiales de sedimentos, lo que puede apreciarse en la Figura 3. Existe una clara relación entre los diferentes estadios de la laguna y el ritmo de acumulación de sedimentos (tasa de sedimentación). Durante la fase de nivel alto, la tasa de sedimentación en el cuerpo de agua principal de la laguna Mar Chiquita varía entre 0,77 y 1,12 cm año-1, mientras que en la Laguna del Plata disminuye a 0,56 cm año-1. Esta tasa menor en la Laguna del Plata puede deberse a la dispersión de material fino hacia la laguna Mar Chiquita durante las crecidas, como lo muestra la pluma de sedimentos en la Figura 2 b.

Las fases de nivel bajo presentan valores entre 0,25-0,34 cm año<sup>-1</sup> en el cuerpo de agua principal, mientras que las tasas de sedimentación se incrementan a 0,7 cm año<sup>-1</sup> en la Laguna del Plata. Este aumento se debe, probablemente, a que durante niveles bajos la Laguna del Plata pierde conexión con la laguna principal y actúa como una trampa de los sedimentos provenientes del río Primero.

Se calculó el valor de la tasa de sedimentación promedio (TSP) mediante una regresión lineal a lo largo de toda la sección datada entre 0-54 cm. El valor de la pendiente de la recta indica una acumulación de 0,41-0,49 cm/año (Fig. 5 TMC-5 y TMC-14). El promedio de estos valores se utiliza para calcular la edad a una profundidad determinada por debajo de los 54 cm (último nivel datado). Los testigos obtenidos en el sector más profundo de la laguna (Fig. 5 TMC-5 y TMC-14) indican para su base ubicada 1,15 m por debajo de la superficie del piso actual de la laguna una edad correspondiente al año 1767.

A continuación, se presenta la información sedimentológica y geoquímica del testigo TMC-00-I (Fig. 3).

## 4.2.1. Facies sedimentarias de nivel alto o Facies A

Se extiende a lo largo de los 23 cm superiores de los testigos (Fig. 3), donde la datación con <sup>210</sup>Pb indica que su acumulación tuvo lugar desde 1976 hasta el presente. Se caracteriza por presentarse como fangos laminados a bandeados, de colores oscuros y ricos en

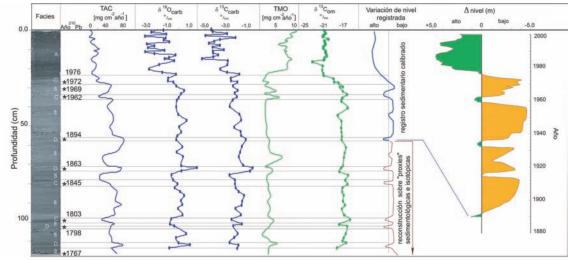


Figura 7. Facies y modelo cronológico. La facies A corresponde al nivel alto, B a nivel bajo, C y D a niveles transicionales. TAC: Tasa de acumulación de carbonatos, TMO: Tasa de acumulación de materia orgánica. Los datos isotópicos están expresados en la notación delta (δ) con referencia a VPDB, carb: carbonato y om: materia orgánica. El registro sedimentario del período 1894-2000 está calibrado a la curva de fluctuaciones documentadas. La reconstrucción del registro de niveles anterior a 1894 está basada en la aplicación del modelo de la Figura 8.

materia orgánica. El porcentaje de diatomeas es muy alto (hasta un 60% del total de los sedimentos), con una dominancia de especies planctónicas (Fig. 6 a).

En estos sedimentos, el contenido de carbono orgánico total (COT) alcanza el máximo del registro (1,8-3,2%), mientras que los carbonatos presentan los porcentajes más bajos (0,4-6,6%). Son frecuentes las cuplas de sedimentos (radiografía en Fig. 8) originadas por variaciones en el contenido de materia orgánica, que da lugar al desarrollo de laminación delgada (< 2 mm) o intervalos bandeados (< 10 mm). Se encuentran ocasionalmente cristales de yeso dispersos en el fango, formados a partir de la columna de agua (Fig. 6 b). La composición isotópica de C y O en carbonatos y materia orgánica exhibe las relaciones más negativas de la serie analizada (Fig. 7).

## 4.2.2. FACIES SEDIMENTARIAS DE NIVEL BAJO O FACIES B

Está constituida por fangos ricos en evaporitas, formada por calcita-yeso-halita (Fig. 6 e y f), que pueden alcanzar los 2 cm de espesor (ver nivel 30 cm en la fotografías de la Figura 3). El modelo cronológico indica que esta unidad es el depósito de las fases bajas de la laguna como, por ejemplo, los sedimentos entre 28-33 cm que se muestran en Figura 3. Esta unidad presenta el menor contenido de COT (0,5-1,6%) y el máximo de carbonatos (25%). A lo largo de estos sedimentos, la abundancia de diatomeas es marcadamente menor, predominan las especies bentónicas, que llegan a desaparecer en los sectores con desarrollo de evaporitas. Las relaciones isotópicas de C y O en carbonatos y materia orgánica presentan los valores más positivos del registro (Fig. 7). Las posiciones estratigráficas de las evaporitas corresponden a los años de niveles muy bajos y de altas salinidades. Por ejemplo, la evaporita ubicada a los 30 cm corresponde al año 1970, cuando la salinidad era de 270 g L-1.

## 4.2.3. FACIES SEDIMENTARIAS DE NIVELES INTERMEDIOS (FACIES C)

Presenta rasgos intermedios con respecto a las descritas para niveles altos o bajos. Aparece como fangos la-

minados a bandeados, con contenidos intermedios de materia orgánica y carbonatos, cuyo desarrollo ocurre entre las facies ricas en evaporitas y las ricas en materia orgánica (ver nivel 24-25 cm en la Figura 3). Las edades <sup>210</sup>Pb permiten definir a esta facies como perteneciente a la transición entre el nivel muy bajo ocurrido hasta 1972 y el nivel alto definido desde 1977. Tanto las diatomeas como los componentes clásticos pueden alcanzar el 40% de la muestra. Los cristales de yeso son muy frecuentes, aunque no llegan a constituir niveles definidos, tal como ocurre durante los niveles bajos. El COT varía entre 1,3 y 2,4% y el carbonato entre el 5,6 y 13,3%. Las relaciones isotópicas también son intermedias (Fig. 7).

## 4.2.4. Facies de pulsos cortos de nivel intermedio o Facies D

Está constituida por fangos ricos en materia orgánica que incluyen láminas muy finas de calcita, como la que puede apreciarse en el nivel 57 cm de la Figura 3. Presenta hasta el 2,1% de COT, abundantes cristales de yeso (Fig. 6 c) y porcentajes de diatomeas entre el 20 y 30%. Las relaciones isotópicas son muy positivas (Fig. 7). La cronología indica que estos sedimentos se acumularon aproximadamente durante el año 1894. La información histórica, aunque de baja confiabilidad, indica para este tiempo un estadio de nivel intermedio y de corta duración.

La significativa correlación entre las propiedades de las facies y los recientes cambios de nivel permitió formular un modelo sedimentario e isotópico que refleja las fluctuaciones hidrológicas documentadas para el siglo XX (Fig. 8), (Piovano et al. 2002; Piovano & Ariztegui 2003; Piovano et al. 2004a; Piovano et al. 2004b). La variación de salinidad, asociada al cambio de niveles, controla los flujos de energía, de nutrientes y de precipitación de minerales evaporíticos en la laguna (Martínez 1991; Reati et al. 1997), lo que resulta así en facies ricas en materia orgánica durante niveles altos, o ricas en evaporitas durante niveles bajos.

La relación precipitación/evaporación también regula la composición isotópica de las aguas y del CO<sub>2</sub> di-

suelto, cuya interacción queda registrada en la composición isotópica de los carbonatos precipitados y de la materia orgánica producida dentro de la laguna. El elevado contenido de materia orgánica en el registro sedimentario del nivel alto es el resultado de la alta actividad biológica durante fases de baja salinidad (Reati *et al.* 1997). Esta situación, en consecuencia, se registra con altas tasas de acumulación de materia orgánica (6,1-10,9 mg cm<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>) y bajas tasas de acumulación de carbonatos (1-38 mg cm<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>), sin formación de niveles de evaporitas. La abundante

participación de la fracción clástica en la constitución de los sedimentos indica que durante balances hídricos positivos el aporte fluvial es importante.

Como puede observarse en la Figura 7, las relaciones isotópicas de los carbonatos ( $\delta^{18}O = -1.8\%$  y  $\delta^{13}C = -3.8\%$ ) indican que su precipitación ocurrió a partir de agua enriquecida en  $^{16}O$  y en  $^{12}CO_2$  disuelto, como resultado de un gran aporte de agua dulce proveniente de las precipitaciones y de los ríos durante períodos de balances hídricos positivos (Fig. 8).

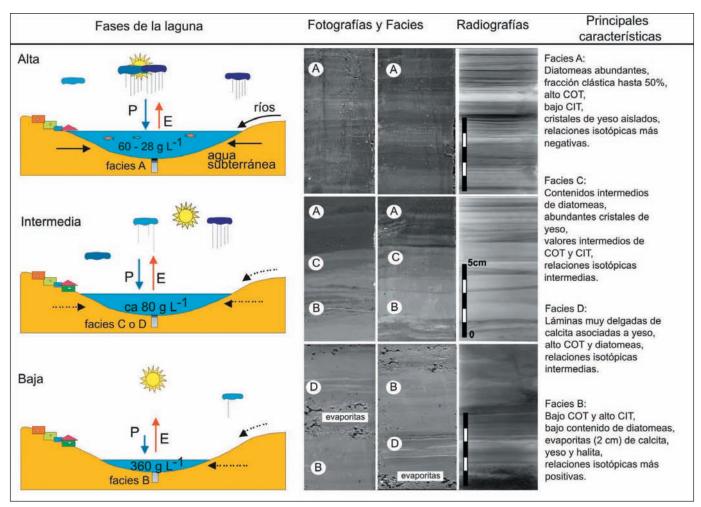


Figura 8. Modelo que representa las fluctuaciones de la laguna y el depósito sedimentario asociado. La magnitud de las flechas P (precipitación) y E (evaporación) indica el predominio de P o E. Las líneas continuas indican mayor aporte fluvial y de agua subterránea. Fotografías y radiografías de las facies presentes. COT: carbono orgánico total, CIT: carbono inorgánico total.

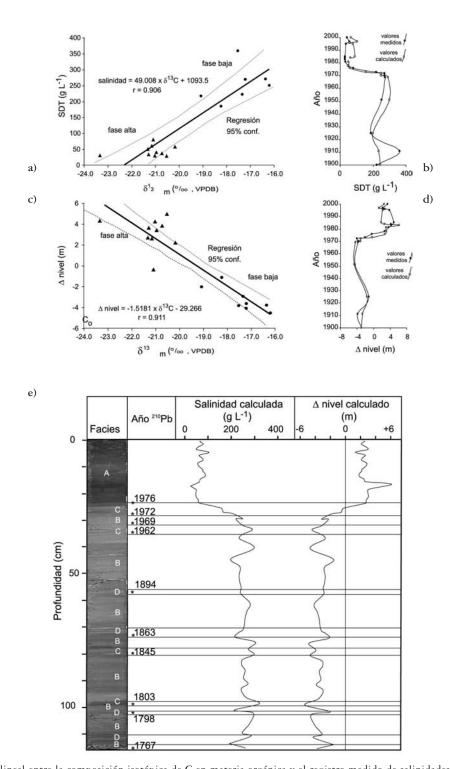


Figura 9. a) Regresión lineal entre la composición isotópica de C en materia orgánica y el registro medido de salinidades (SDT). b) Comparación de la salinidad, medida con respecto a los valores calculados por medio de la ecuación lineal. c) Regresión lineal entre la composición isotópica de C en materia orgánica y las fluctuaciones documentadas. Las líneas de trazos corresponden a las bandas del 95% de confianza. d) Comparación de los niveles medidos con respecto a los calculados. e) Salinidades y niveles reconstruidos mediante la ecuación lineal. En la Figura 4 se muestra la descripción de las facies.

La composición isotópica de la materia orgánica  $(\delta^{13}C = -21,0\%)$  refleja, además, la composición isotópica del CO2 disuelto en el agua, empobrecido en <sup>13</sup>C, y es concordante con el predominio de la precipitación sobre la evaporación (P>E) (Piovano et al. 2004b). Un balance hídrico negativo (P < E) determina períodos con niveles bajos y salinidad elevada de las aguas. Durante estos períodos la tasa de acumulación de carbonatos es alta (20-300 mg cm<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>) y se registra en los sedimentos mediante el desarrollo de niveles de evaporitas. La baja acumulación de materia orgánica (3,2 mg cm<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>) es el resultado de una actividad biológica limitada por la alta salinidad (Reati et al. 1997). La intensa evaporación conduce a un enriquecimiento progresivo del agua en <sup>18</sup>O y <sup>13</sup>C, que es reflejado por la composición isotópica de los carbonatos autigénicos ( $\delta^{18}O = 0.0\%$ o y  $\delta^{13}C = -1.9\%$ o, respectivamente). El efecto combinado de un pool de carbono inorgánico disuelto, rico en <sup>13</sup>C, y una elevada alcalinidad induce al plancton a utilizar HCO<sub>3</sub>- como fuente de carbono (Hollander & McKenzie 1991) y vuelve más positiva la relación  $\delta^{13}C$  de la materia orgánica ( $\delta^{13}$ C= -17,2%) con respecto al nivel alto.

Los estadios intermedios indican claramente la evolución del sistema. La dilución progresiva del agua (por ejemplo, el registro sedimentario del período 1972-1977) muestra un aumento en la acumulación de materia orgánica y una disminución en la precipitación de carbonatos, como resultado de la reducción en la salinidad. El aumento en el aporte de agua dulce con respecto a la fase de nivel bajo se observa como una tendencia hacia valores más negativos en las relaciones isotópicas de los carbonatos y la materia orgánica.

## 5. LA RELACIÓN δ<sup>13</sup>C DE LA MATERIA ORGÁNICA COMO ÍNDICE DE PALEOSALINIDAD Y DE PALEONIVELES

La determinación de edades (<sup>210</sup>Pb) a lo largo de los sedimentos permitió comparar la composición isotópica de la materia orgánica de un sedimento de edad

conocida con el valor registrado de salinidad y/o altura de la laguna para ese momento (año) (Fig. 9). Los valores de  $\delta^{13}C$  en materia orgánica ( $\delta^{13}C_{om}$ ) fueron los que presentaron un mejor ajuste en el análisis estadístico entre datos isotópicos e instrumentales (Fig. 9 a y c). Los valores de  $\delta^{13}C_{om}$  más negativos que -20%0 están asociados a salinidades bajas y a niveles altos. Los rangos intermedios de salinidad y de niveles, como los correspondientes a la transición 1972-1977, se registran con  $\delta^{13}C_{om}$  entre -18 y -19%0. Las altas salinidades y, por lo tanto, las fases bajas, son reflejadas por valores de  $\delta^{13}C_{om}$  más positivos que -18%0.

Los datos ajustados a una función lineal permitieron calcular salinidades y niveles a lo largo del registro sedimentario, mediante las siguientes fórmulas:

Salinidad (g L<sup>-1</sup>) = 49,008 x 
$$\delta^{13}C_{om}$$
 + 1093,5

Fluctuación de nivel con respecto a 1977 = 
$$(-1,5181 \times \delta^{13}C_{om}) - 29,266$$

Las correlaciones son significativas para p < 0.05. La comparación de los valores instrumentales con los valores calculados (Fig. 9 b y d) indica que  $\delta^{13}C_{om}$  es una variable *proxy* muy útil para cuantificar situaciones pasadas de la laguna con respecto a su nivel o a su salinidad (Fig. 9 e).

# 6. RECONSTRUCCIÓN DE CONDICIONES AMBIENTALES: DESDE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO HASTA EL GRAN CAMBIO DEL SIGLO XX

La información sedimentológica y geoquímica obtenida del relleno sedimentario de la laguna permitió inferir salinidades y cambios en el nivel a una mayor escala temporal, lo que aporta información del balance hídrico para períodos previos a la información instrumental. El registro limnogeológico estudiado se inicia en un nivel de evaporitas correspondiente al año 1767 (obtenida por el modelo cronológico del <sup>210</sup>Pb), claramente identificable en el nivel 116 cm de la Figura 3. Esta evaporita, formada por halita, yeso y calcita, que fue encontrada en todos los testigos extraídos de la laguna, indica una fase de nivel muy bajo como consecuencia de una gran sequía. La fase de déficit hídrico y de niveles bajos debe haber sido de una importante magnitud, a pesar de que, en 1758, el río Salado comenzó a verter sus aguas en la laguna y continuó haciéndolo hasta fines del siglo XVIII (Dussel & Herrera 1999). Desde 1750 hasta 1770, en Santiago del Estero hubo un ciclo de años húmedos —con períodos muy secos intercalados— que puede haber causado el desvío mencionado (Dussel &

Herrera 1999). Luego de ese período, comenzó una fase de sequías que se habría extendido por más de tres décadas. En particular, la década de 1780-90 podría haber sido especialmente exigua en lluvias, según datos históricos indirectos. Durante el año 1789, la escasez hídrica se manifestó notablemente en Catamarca, Tucumán, Salta y Jujuy, en combinación con un invierno muy frío y con frecuentes incendios (Prieto & Herrera 2001). Las situaciones de déficit hídrico o sequías fueron muy frecuentes durante el último cuarto del siglo XVIII y comienzos del XIX, lo que es sugerido en el mapa de Gerónimo Matorras, tomado del Archivo General de Indias (Dussel & Herrera 1999). Esta posibilidad también se desprende de la cartografía jesuítica de la época (Furlong Cardiff

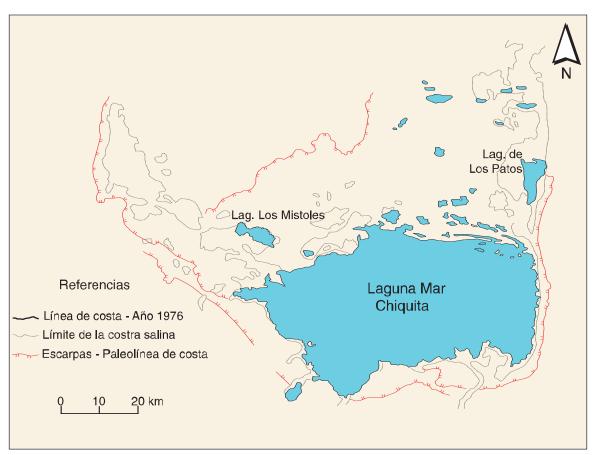


Figura 10. Morfología de la costa durante 1976 (Martínez 1991). El área limitada por las escarpas corresponde a una línea antigua de costa de la laguna, correspondiente a una fase antigua de nivel alto. Su desarrollo coincide con la superficie actual.

1937), en la que aparecen cuerpos de agua pequeños y aislados.

Este período de niveles bajos, déficit de agua y bajas temperaturas correspondería a la fase final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), fluctuación climática caracterizada por un rápido enfriamiento global (Villalba *et al.* 1998). En la región de Mar Chiquita, la PEH fue también reconocida por Cioccale (1999), en función de datos históricos, como la existencia de dos pulsos fríos durante los siglos XV y XIX. El primero se extendió desde el siglo XV hasta finales del siglo XVI, mientras que el segundo pulso, más frío que el anterior, tuvo lugar entre el siglo XVIII y el comienzo del siglo XIX.

La reconstrucción semicuantitativa de la curva de salinidades y niveles (Fig. 9 e) combinada con el análisis de facies, indica que dentro de una tendencia de sequías generales pueden inferirse condiciones comparativamente más húmedas para finales del siglo XVIII. Esta fase fue seguida, nuevamente, por balances hídricos negativos, en particular durante la primera mitad del siglo XIX, mientras que hubo condiciones más húmedas durante la segunda mitad de ese siglo, especialmente alrededor de 1863. Estas fluctuaciones están indicadas por un aumento en el contenido de la materia orgánica, como así también por su composición isotópica. La interpretación planteada es compatible con la obtenida de estudios dendrocronológicos en el área de la cuenca alta del río Dulce, donde Villalba et al. (1998) proponen fluctuaciones del balance hídrico a partir de cambios en los anillos de crecimiento de los árboles.

El registro sedimentario y geoquímico del siglo XX muestra claramente las dos situaciones contrastantes. Los primeros 75 años se caracterizaron por el dominio de sequías, interrumpidas por períodos cortos con balances hídricos positivos, mientras que el último cuarto del siglo se caracterizó por condiciones más húmedas.

El estudio de nuevos testigos, de más de 3 m de longitud, permitió analizar las fluctuaciones de la laguna durante los pasados 14.000 años (edades C-14). La reconstrucción de los niveles de la laguna indica la existencia de situaciones similares a la actual durante: a) un período anterior a los 14.000 años AP, cuya edad máxima es desconocida, b) un período que finaliza en los 13.700 años AP, c) una fase húmeda durante el Holoceno Temprano y d) un nivel alto, probablemente ocurrido durante el último milenio, aunque su edad debe ser confirmada (Piovano et al. 2005). La reconstrucción de los niveles para el período mencionado indica que las alturas máximas presentadas por la laguna en el pasado se encuentran dentro del rango observado durante la actual fase alta. Los niveles pasados nunca superaron los valores excepcionalmente altos que ocurrieron durante la década de 1980 o, el más reciente, durante el año 2003. Estas conclusiones concuerdan con lo planteado por Martínez (1991) (Fig. 10). Este autor reconoce en la imagen Landsat del año 1976 una escarpa o desnivel que coincide con la costa actual. La escarpa observada en 1976 se extiende también al noroeste y norte, lo que permite visualizar que la laguna habría ocupado anteriormente una superficie semejante a la actual.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

- BERTOLDI DE POMAR H. (1953). Contribución al conocimiento del origen de la laguna Mar Chiquita de la Provincia de Córdoba. Tesis doctoral. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. Córdoba.
- CARIGNANO C.A. (1999). Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba province, Argentina: geomorphological evidence. *Quaternary International*, 57-58:117-134.
- Castellanos A. (1959). Posibles desplazamientos morfológicos en el pasado de las redes potamográficas en la llanura cordobesa. *Boletín de estudios geográficos*, 19:29:63.
- Castellanos A. (1973). Estratigrafía y génesis de los valles fluviales en los bloques tectónicos pampeanos. La vida orgánica a través de los últimos tiempos en cada uno de los bloques. Notas Instituto de Fisiografía y Geología, Rosario, Serie A. Notas.
- CHEBLI G.A., MOZETIC M.E., ROSELLO E.A. & BUHLER M. (1999). Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: Geología Argentina (ed. Caminos R.), pp. 627-644. *Instituto de Geología y Recursos Minerales de Buenos Aires*, Buenos Aires.
- CIOCCALE M. (1999). Climatic fluctuation in the Central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 62:35-47.
- CLAGUE J. (2006). Forum. Status of the Quaternary: your opinion sought. *Quaternary International*, 144:99-100.
- DEPETRIS P., PIOVANO E.L., PASQUINI A. & PROBST J.L. (en prensa). The signal of ENSO-triggered hydrological anomalies in the Paraná upper drainage basin. *Hydrological Processes*.
- DOERING A. (1907). La formation pampèenne de Córdoba. *Revista del Museo de La Plata*, 14:172-190.
- Dussel P. & Herrera R.G. (1999). Repercusiones socioeconómicas del cambio de curso del Río Salado en la segunda mitad del siglo XVIII. En: Estudios sobre historia y ambiente en América (eds. Garcia Martinez B. & Gonzalez J.A.), pp. 137-149. El Colegio de México. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Ciudad de México, México.
- FAURE G. (1986). Principles of isotope geology. 2 edn. *John Wiley & Sons*, New York.
- FIDALGO F., DE FRANCESCO F.O. & PASCUAL R. (1975). Geología superficial de la llanura bonarense. Sexto Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires
- FRANK H. (1912). Contribución al Conocimiento de la Mar Chiquita. Boletín del Departamento General de Agricultura y Ganadería de la Provincia de Córdoba, 6:87-101.
- Frank H. (1915). Contribución al conocimiento de las Salinas Grandes y la Mar Chiquita de la provincia de Córdoba. Revista Centro de Estudiantes de Ingeniería, 3 (15):91-107.

- FRENGUELLI J. & DE APARICIO F. (1932). Excursión a la Laguna de Mar Chiquita (Provincia de Córdoba). Publicaciones del Museo Antropológico y Etnográfico de la Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Buenos Aires, Serie A, 2:121-147.
- FURLONG CARDIFF G. (1937). Cartografía Jesuítica del Río de La Plata. *Instituto de Investigaciones Históricas, Buenos Aires*.
- GRUMBKOW J.B. (1890). Exploración de Mar Chiquita. *Boletín Instituto Geográfico Argentino*, II (4-5-6):113-115.
- HOLLANDER D.J. & MCKENZIE J.A. (1991). CO<sub>2</sub> control on carbon isotope fractionation during aqueous photosynthesis: a paleo-pCO<sub>2</sub> barometer. *Geology*, 19:929-932.
- IRIONDO M. (1989). Major fractures of the Chaco-Pampa plain. En: Bulletin of International Union for Quaternary Research, Neotectonics Commission NA (ed. Morner N.), p. 42
- KANTER H. (1935). La Cuenca Cerrada de la Mar Chiquita en el Norte de la Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba, Argentina*), 32:285-322.
- Kröhling D.M. & Iriondo M. (1999). Upper Quaternary Palaeoclimates of the Mar Chiquita Area, North Pampa, Argentina. *Quaternary International*, 57/58:149-163.
- MARTÍNEZ D.E. (1991). Caracterización geoquímica de las aguas de la Laguna Mar Chiquita, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional de Córdoba*, Córdoba.
- Martínez D.E., Gómez Peral M.A. & Maggi J. (1994). Caracterización Geoquímica y Sedimentológica de los Fangos de la Laguna Mar Chiquita, Provincia de Córdoba: Aplicación del Análisis Multivariante. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49:26-38.
- MON R. & GUTIERREZ A.A. (2005). The neotectonic origin of the natural dam of Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. Third Joint Meeting of ICSU Dark Nature and IGCP 490: Holocene environmental catastrophes in South America: from the lowlands to the Andes. Miramar, Córdoba.
- PASSOTTI P. (1975). Nuevo aporte a la geotectónica de la llanura Argentina. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica. Buenos Aires.
- PIOVANO E.L. & ARIZTEGUI D. (2003). Hydrological balance reconstruction beyond instrumental data in subtropical South America: Laguna Mar Chiquita, central Argentina. *Science highlights*, Past Global Changes. http://www.pages.unibe.ch/shighlight/archive03/pivano\_ariztegui.html.
- PIOVANO E.L., ARIZTEGUI D., BERNASCONI S.M. & MCKENZIE J.A. (2004a). The isotopical record of hydrological changes in subtropical South America over the last 230 years. *The Holocene*, 14:535-535.
- PIOVANO E.L., ARIZTEGUI D., SYLVESTRE F., BERNASCONI S.M. & HAJDAS I. (2005). Limnogeological reconstruction of climatic changes in the South American extratropics

- since the Last Glacial Maximum. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- PIOVANO E.L., BERNASCONI S.M. & ARISTEGUI D. (2002). La Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina: Un Modelo Actualístico para Cuencas Lacustres Cerradas de Salinidad Variable. *IX Reunión Argentina de Sedimentología*, Mayo 2002:1.
- PIOVANO E.L., LARIZATTI F.E., FAVARO D.T., OLIVEURA S.M.B., R. D.S., MAZZILLI B. & ARIZTEGUI D. (2004b). Geochenical response of a closed-lake basin to 20<sup>th</sup> century recurring drought/wet intervals in the subtropical Pampean Plains of South America. *Journal of Limnology*, 63:21-32
- Prieto M.R. & Herrera R.G. (2001). De sequías, hambrunas, plagas y "otras varias y continuas calamidades acaecidas en la jurisdicción de Córdoba" durante el siglo XVIII. Cuadernos de Historia, Serie E. y Soc., N° 4, Secc. Art., CIF-

- *FyH, UNC*, 4:131-158.
- REATI G.J., FLORÍN M., FERNÁNDEZ G.J. & MONTES C. (1997).

  The Laguna de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina): A little Known, Secularly Fluctuating, Saline Lake. *International Journal of Salt Lake Research*, 5:187-219.
- RUSSO A., FERELLO A. & CHEBIL G. (1979). Llanura Chaco-Pampeana. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina.), pp. 139-184. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.
- VILLALBA R., GRAU H.R., BONINSEGNA J.A., JACOBY G.C. & RIPALTA A. (1998). Tree ring evidence for long-term precipitation changes in subtropical South America. *International Journal of Climatology*, 18:1463-1478.
- ZARATE M., KEMP R.A., ESPINOSA M. & FERRERO L. (2000). Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas of Argentina. *The Holocene*, 10:481-488.

