

# Cambios morfológicos recientes en lagos de la península Potter, isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur, Antártida

Rodolfo A. DEL VALLE<sup>1</sup>, Andrzej TATUR<sup>2</sup>, Jorge C. LUSKY<sup>1</sup> y Diego R. GOMEZ IZQUIERDO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires, Argentina  
Email: devalle@dna.gov.ar

<sup>2</sup>Center of Ecological Research, PAS 05 092, Dziekanów Lesny, Polonia

**RESUMEN.** Aunque la historia ambiental del Holoceno-Reciente de los lagos antárticos informada en este trabajo es menos espectacular que la historia de los grandes paleolagos patagónicos formados al este de los Andes durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano, la evidencia paleoambiental sugiere que recurrentes cambios de las vías de drenaje acompañados por descensos escalonados del nivel de lagos proglaciales antárticos también fueron probablemente disparados por episodios de desglaciación. Este trabajo está enfocado en los lagos mayores de la península Potter (62°15'S, 58°40'O), isla 25 de Mayo (Islas Shetland del Sur, Antártida), los cuales se formaron entre morenas neoglaciales depositadas por el frente retrocedente del campo de hielo de la península, durante el Holoceno tardío-Reciente. Después de alcanzar su altura máxima, el nivel de estos lagos descendió en forma escalonada por la apertura de canales de drenaje ubicados progresivamente a menor altitud. Estos drenajes ocuparon antiguos valles sucesivamente abandonados por glaciares de descarga del campo de hielo de la península. Testigos sedimentarios obtenidos en las cuencas lacustres estudiadas indican que allí la depositación glaciaria alternó con la formación de varves clásticos, lo cual probablemente refleja las rápidas fluctuaciones del frente de los glaciares que caracterizan a la parte más reciente del Holoceno en la región. Sólo se pudo acotar imprecisamente en <5500 años antes del presente, la edad máxima de uno de los cambios de drenaje del lago más antiguo estudiado en este trabajo. El cambio de drenaje del lago más joven ocurrió en el verano austral de 1999-2000, lo cual sugiere que el proceso de desglaciación y la consecuente desestabilización del *permafrost* y los diques morénicos de los lagos en la península Potter probablemente continúan activos.

**Palabras clave:** *Lagos, Cambios morfológicos, Holoceno-Reciente, Islas Shetland del Sur, Antártida*

**ABSTRACT.** *Recent morphological changes in the Peninsula Potter lakes, 25 de Mayo Island, Southern Shetland Islands, Antarctica.* Although the Holocene-Recent environmental history of the Antarctic lakes reported in this paper is less spectacular than that of the big proglacial palaeolakes formed on the eastern flank of the Andes of southern Patagonia during the late Pleistocene-early Holocene, palaeoenvironmental evidence suggests that recurrent changes in drainage accompanied by the stepped descent of Antarctic proglacial lakes were also probably triggered by the deglaciation event, which may have shifted southward in high latitudes of the Southern Hemisphere. This paper focuses on the largest lakes from Potter Peninsula (62°15'S, 58°40'W), King George (25 de Mayo) Island (South Shetland Islands, Antarctica), where the lakes were formed between Neoglacial moraines deposited by the receding front of the peninsula ice field, during late Holocene-Recent times. Following their maximum expansion, the major lakes from Potter Peninsula drained into Bransfield Strait (*Mar de la Flota*), and their level stepped down due to the opening of outflows at successively lower altitudes. The fluvial channels occupied valleys successively vacated by former outlet glaciers from the ice field of the peninsula. Sediment cores from Potter Peninsula lacustrine basins show glacial deposits alternating with clastic varves, suggesting that the sedimentation within the lakes probably reflects rapid fluctuations of glacier fronts, which characterized this region during the youngest Holocene. The virtual absence of organic remains impeded radiocarbon dating of deposits; only a maximum age (< 5,500 cal yrs BP) of a drainage change from the older lake studied in this paper could be roughly estimated, whereas the drainage change from the younger lake occurred during the 1999-2000 austral summer. This suggests that the deglaciation event and subsequent partial melting of permafrost, as well as the destruction of morainic dams of lakes on Potter Peninsula, are probably still active.

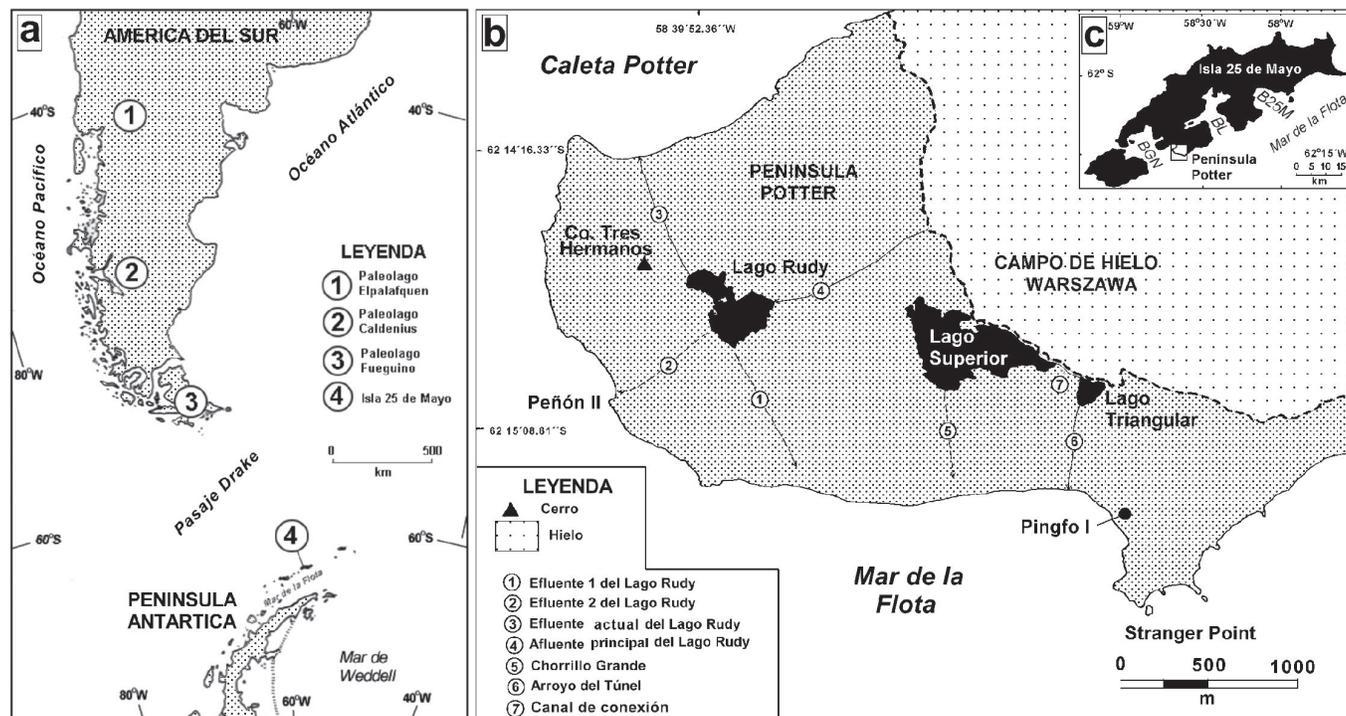
**Key words:** *Lakes, Morphological changes, Holocene-Recent, South Shetland Islands, Antarctica*

## Introducción

Muchos de los paleolagos proglaciales formados después del último máximo glaciario a lo largo del flanco oriental de los Andes en la Patagonia austral al sur de 41°S y en la región septentrional de la península Antártica (Fig. 1a) experimentaron cambios morfológicos significativos durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno medio (e.g. Tatur y del Valle 1986, Tatur *et al.* 2002). El estudio del re-

gistro paleoambiental de estos paleolagos puede contribuir a la reconstrucción de la historia de la desglaciación en las altas latitudes del Hemisferio Sur.

Grandes paleolagos proglaciales formados a lo largo del flanco oriental de los Andes en la Patagonia austral durante el Pleistoceno tardío estuvieron limitados hacia el este por morenas depositadas por glaciares retrocedentes, y hacia el oeste por los Andes y sus glaciares de montaña, e.g. paleolagos Elpalafquen (41°S, 71°30'O), Caldenius



**Figura 1:** Localidades citadas en el texto. **a)** Extremo austral de América del Sur y extremo septentrional de la península Antártica. (1) Paleolago Elpalafquen, (2) Paleolago Caldenius, (3) Paleolago Fueguino y (4) Islas Shetland del Sur, isla 25 de Mayo (*King George Island*). **b)** Península Potter, isla 25 de Mayo. **c)** Ubicación de la península Potter en la isla 25 de Mayo. BGN: bahía Guardia Nacional (*Maxwell Bay*). BL: bahía Laserre (*Admiralty Bay*). B25M: bahía 25 de Mayo (*King George Bay*).

(47°40'/48°S, 72°30'O), Fueguino (54°25'/55°S, 68°O) (Tatur *et al.* 2002) (Fig. 1a). Estos paleolagos drenaban hacia el océano Atlántico antes del evento de desglaciación cuando el hielo desocupó valles glaciares a través de los Andes (Tatur *et al.* 2002). La acelerada recesión de los glaciares hacia las altas cumbres abrió canales fluviales a través de los Andes, y algunos paleolagos comenzaron a drenar hacia el Pacífico contra el gradiente geológico, como fue descrito por Heim (1940) en la región del lago Buenos Aires (46°/47°S, 71°30'O) y el área de Coyhaique (45°S, 71°30'O). La apertura de los efluentes hacia el Pacífico produjo dramáticos cambios en el nivel de los paleolagos, originando su fragmentación en los actuales lagos más pequeños y el cambio hacia el este de la divisoria continental de las aguas Pacífico-Atlántico. Este proceso ocurrió en diferentes tiempos a lo largo de los Andes, e.g. ca. 13.200 años antes del presente (13,2 ka BP) en la región del paleolago lpalafquen, ca. 10 ka BP en el paleolago Caldenius, ca. 7,8 ka BP en el paleolago Fueguino, reflejando la progresiva migración hacia el sur del evento de desglaciación que produjo la ablación de los glaciares de montaña en la Patagonia austral (Figura 10 de Tatur *et al.* 2002).

En cambio, en la región septentrional de la península Antártica, donde los cuerpos de agua son menores que los de la Patagonia, los cambios experimentados por los lagos durante el Holoceno son menos espectaculares (e.g. Tatur y del Valle 1986), y su cronología es aún poco conocida por la escasez de materiales aptos para

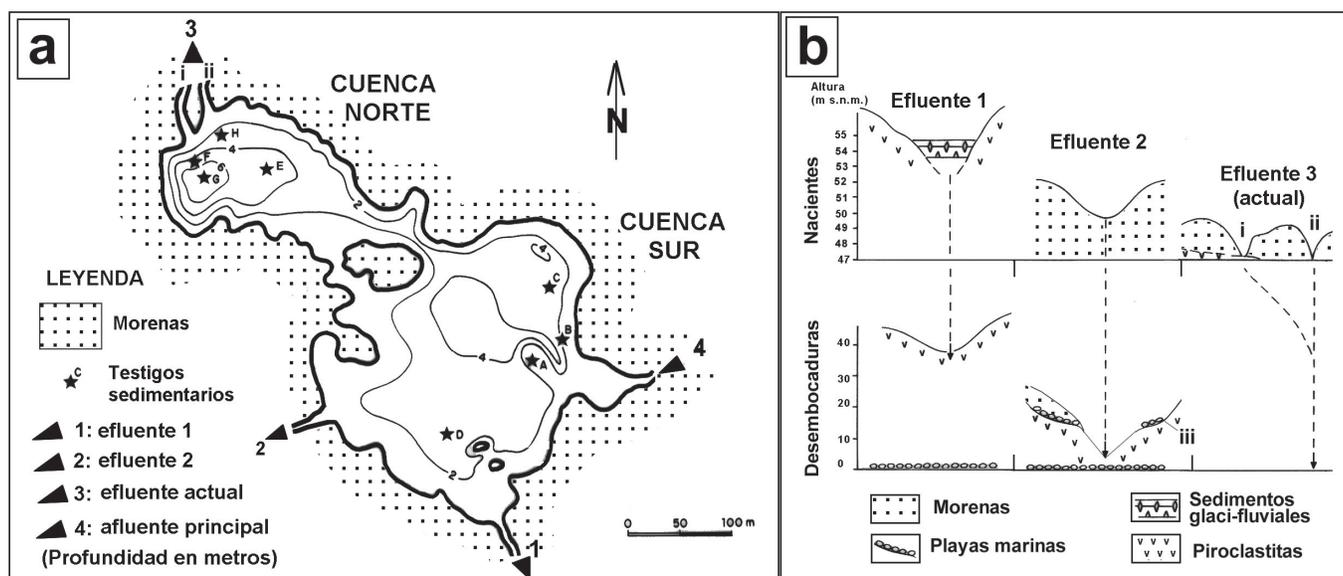
su datación por métodos convencionales (e.g. radiocarbono).

Este trabajo tiene por objeto informar sobre los cambios morfológicos registrados en dos lagos de la península Potter (62°15' S, 58°40' O), isla 25 de Mayo (*King George Island*), islas Shetland del Sur, Antártida (Fig. 1), durante el Holoceno-Reciente, aportar datos sobre su cronología, y discutir su significado en el marco regional.

## Métodos

La ausencia de cartografía precisa fue subsanada mediante la confección de un mapa topográfico digital de la península Potter, para lo cual se aplicó el mapeo digital con posicionamiento 3D de rasgos geológicos, sitios de interés y determinación del nivel de lagos con sistema satelital GPS en modo diferencial, mediante dos receptores Trimble Pathfinder XL-PRO y *software* especial (e.g. *Pathfinder Office* versión 2.9).

El estudio paleoambiental de las cuencas lacustres estudiadas en la península Potter fue realizado mediante la obtención de testigos sedimentarios con muestreador de tipo Wieckowski (1970). En las muestras se analizaron contenidos en materia orgánica y granulometría que se utilizaron para confeccionar perfiles sedimentarios detallados. Asimismo se analizaron pigmentos y se efectuó la búsqueda sistemática de microfósiles (e.g. palinomorfs), con resultados negativos. La identificación y estudio de



**Figura 2:** El lago Rudy. **a)** Batimetría en metros y sitios de muestreo en el lago Rudy. A-G: sitios de obtención de testigos sedimentarios. **b)** Esquema geológico y altimetría de las nacientes y desembocaduras de los efluentes del lago Rudy (Figs. 1b y 2a). i-ii: Bocas de drenaje del efluente actual. iii: Terraza marina y gravas de playa ascendidas 13,5 m sobre el nivel del mar.

playas marinas ascendidas relacionadas a este trabajo se realizó aplicando la metodología descrita por del Valle *et al.* (2002).

### Lagos de la península Potter

La península Potter está ubicada en el suroeste de la isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur (Antártida), donde forma parte del extremo suroriental de la entrada a la bahía Guardia Nacional (Fig. 1c). Los mayores cuerpos de agua dulce de esta península son los informalmente denominados lago Rudy (Tatur y del Valle 1986) y lago Superior (Fig. 1b). Ambos lagos se formaron entre morenas neoglaciales durante el Holoceno tardío-Reciente. El lago Rudy ocupa una superficie de 8,8 Ha, está ubicado a 47,2 m s.n.m., entre el cerro Tres Hermanos y el campo de Hielo Warszawa, y se desarrolló probablemente hace 500 años a continuación del evento glaciario denominado *Potter Cove* (Birkenmajer 1998) (Cuadro 1). El lago Superior (21 Ha) está ubicado a 66,4 m s.n.m. (datos de Febrero 2003) y es muy joven, comenzó a formarse durante la década de 1950, al sur del borde retrocedente del campo de Hielo Warszawa (Fig. 1b), y alcanzó su máximo desarrollo entre los años 1981-1985 (Cuadro 2).

Los depósitos del Cuaternario en la península Potter fueron estudiados por varios autores, (e.g. John y Sugden 1971, Birkenmajer 1998, del Valle *et al.* 2002, 2003). Tatur y del Valle (1986) informaron sobre aspectos paleolimnológicos y geomorfológicos y Birkenmajer (1998) sugirió que

los depósitos glaciarios de la península Potter pueden pertenecer a diferentes eventos glaciarios denominados Punta Baliza del Holoceno medio y *Potter Cove* del Holoceno tardío.

En la península Potter, la tendencia de los glaciares fue de franco retroceso durante los últimos 50 años. Esta regresión glacial es fácilmente observable si se compara la posición actual del frente del campo de Hielo Warszawa (Fig. 1b) con su posición en las fotografías aéreas argentinas y británicas tomadas en 1955-57 y 1973 disponibles en el *British Antarctic Survey (High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 OET, UK)* y Servicio de Hidrología Naval de la Armada Argentina (Av. Montes de Oca 2124, C1270ABU, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina), respectivamente. Si bien medir exactamente el retroceso glaciario en la península Potter está más allá de los objetivos del presente trabajo, durante la segunda mitad del siglo XX el campo de Hielo Warszawa retrocedió aproximadamente 500 m en su frente sur, dejando libres de hielo nuevas áreas de la península cubiertas por morenas, las cuales indican aguas de deshielo, formando numerosos cuerpos de agua y una intrincada red de drenaje. Importantes cambios morfológicos se vienen produciendo en las morenas del Cuaternario, cuyos materiales están cementados por hielo (permafrost) y generalmente contienen núcleos de hielo. Estos cambios se reflejan principalmente en modificaciones sustanciales del sistema de drenaje de los lagos acompañados por drásticos descensos de nivel de los mismos. Esto también ocurre en otras partes de la Antártida, e.g. durante el verano austral 2000/2001 el nivel del

**Cuadro 1:** Eventos glaciarios del Holoceno tardío-Reciente en adyacencias de las bahías Laserre (*Admiralty Bay*) y 25 de Mayo (*King George Bay*) y caleta Potter, isla 25 de Mayo\*

Localidad	Evento glaciario	Fecha (años AD)
Bahía 25 de Mayo	3ra. Morena	1980-1991
Bahía Laserre	Staszek Cove	1950-1960
Bahía Laserre	Suszczewski Cove	1905-1925
Bahía Laserre	Ecology Glacier	1880
Bahía Laserre	Loggia Corrie	1825
Bahía Laserre	Red Corrie	1780
Bahía 25 de Mayo	2da. Morena	1770-1960
Bahía 25 de Mayo	1ra. Morena	1770
Caleta Potter	Avances y retrocesos glaciarios "Potter Cove"	1450
Bahía 25 de Mayo	Ferguson Glacier	1240

\*(Fig. 1c) (tomados de Birkenmajer 1998)

lago Boeckella (Bahía Esperanza: 63°29'42"S, 56°59'46"O) descendió aproximadamente 2 m cuando cedió por ablación parte de la morena que lo endica. El dique morénico fue restaurado artificialmente en 2002 (comunicación personal del Dr. Y. Yermolin), pero nuevas rupturas se produjeron en 2003.

#### Lago Rudy

Las morenas sobre las que se desarrolla el lago Rudy son muy jóvenes, dado que su formación puede atribuirse al evento glaciario *Potter Cove* que ocurrió probablemente hace aproximadamente 500 años (Birkenmajer 1998) (Cuadro 1). Un islote morénico divide al lago en dos cuencas: la cuenca norte de 6 m de profundidad máxima y la cuenca sur de 4 m de profundidad (Fig. 2a). El lago recibe agua de deshielo desde el campo de Hielo Warszawa a través de su afluente principal, el cual desemboca en el extremo oriental de su cuenca sur (Figs. 1b y 2a), y es drenado por su único efluente que nace, con dos bocas de drenaje, en el extremo septentrional de la cuenca norte y desemboca en la caleta Potter (Figs. 1b y 2a: Efluente 3). Dos antiguos canales de drenaje actualmente abandonados, los denominados efluente 1 y efluente 2, fueron identificados a 7,4 m y 3,6 m de altura, respectivamente, sobre la costa suroeste de la cuenca sur del lago (Figs. 1b y 2a) (Tatur y del Valle 1986). Las nacientes del efluente abandonado más antiguo (Figs. 1b y 2, Efluente 1) se hallan a 54,6 m s.n.m. y su cauce, actualmente un pequeño *dry valley* (valle Antártico desalojado por glaciares), finaliza abruptamente a 38,2 m s.n.m., colgado en la barranca costera sobre el mar de la Flota (*Bransfield Strait*) (Fig. 2b). Las nacientes del efluente 2 se hallan a 50,8 m s.n.m., y su cauce termina entre 4-5 m de altura sobre la costa del mar de la Flota, donde erosionó un angosto valle fluvial sobreimpreso en un valle glaciario cortado en piroclastitas del Terciario (Fig. 2b). En la desembocadura del efluente 2 están expuestas gravas de playa marina depositadas sobre una plataforma marina ascendida 13,5 m sobre la costa

del mar de la Flota (Fig. 2b). A su vez estas gravas de playa fósil se interdigitan y son cubiertas por sedimentos glaciarios hacia el interior de la península. La morfología del cauce y la altura de la reciente sugieren que todas estas litologías fueron erosionadas por el cauce del efluente 2 cuando las gravas de playa fósil estaban ascendidas probablemente entre 7-9 m s.n.m. (Fig. 2b).

Cuatro testigos sedimentarios se obtuvieron en cada una de las cuencas del lago (Fig. 2a). En la cuenca norte, los testigos obtenidos en los sitios E y G (Fig. 2a) están formados desde la base por 5-10 cm de gravas glaciarias cubiertas por 8-10 cm de arenas muy finas, arcillosas, con microlaminación ondulada (ca. 150 pares de láminas limo/arcilla) y 10-15 cm de varves (150 pares de láminas limo/arcilla) similares a los de la sección VI del testigo D (Fig. 3) que se describe más abajo. Los testigos F y H exhiben muy escasos espesores (<5 cm) sedimentarios.

En la cuenca sur, los testigos obtenidos en los sitios A y B (Fig. 2a) tienen 80 cm y 72 cm de longitud, respectivamente, son similares entre sí y están constituidos desde la base por 35-25 cm de espesor de arenas fangosas y fangos masivos, cubiertos por 5-3 cm de fangos microlaminados y 43-40 cm de fangos limosos, masivos. El testigo C es similar a las secciones V y VI del testigo D, el cual es representativo de la sedimentación en el lago y está compuesto principalmente por capas de fango, arena, grava de grano fino y varves clásticas, distribuidos en seis secciones que pueden consultarse en la figura 3.

Todos los sedimentos que forman los testigos estudiados están virtualmente exentos de materia orgánica, excepto los varves de la parte superior de sección VI que son prácticamente actuales y su datación por métodos isotópicos se juzga innecesaria. La búsqueda de materiales aptos para su datación por el método del radiocarbono se extendió a los depósitos de playas marinas ascendidas relacionadas a afluentes antiguos y actuales de los lagos y también a las morenas que los limitan, con resultados igualmente negativos.

#### Lago Superior

El lago Superior es un cuerpo de agua muy joven, de aproximadamente 2 m de profundidad promedio, que se formó al sur del frente retrocedente del campo de Hielo Warszawa y adquirió su forma y dimensiones actuales entre 1981-1985 (Fig. 1b, cuadro 2). Hasta 1999 el lago Superior, cuyo nivel era 67,8 m s.n.m., fue drenado hacia el mar de la Flota por el arroyo temporario denominado Chorrillo Grande (Fig. 1b, efluente 5). Durante el verano austral de 1999-2000 el drenaje del lago cambió significativamente y el mismo se conectó con el denominado lago Triangular, formado en 2000 a menor altura (ca. 66 m s.n.m.) que el lago Superior y desde entonces ambos lagos drenan a través del arroyo Túnel (Fig. 1b). Este arroyo temporario aumentó significativamente su caudal, mientras que el chorrillo Grande, antiguo efluente del lago Superior, sólo recibe agua de deshielo desde campos de nieve locales y escasa infiltración desde el lago.

**Cuadro 2:** Nivel y área del lago Superior entre 1999-2003\*

Año	Nivel del lago Superior (m s.n.m.)	Área del lago Superior (Ha)
1999	67,86	23,71
2000	66,62	20,84
2001	66,48	ca 20
2002	sin datos	ca 20
2003	66,4	ca 20

\* (Fig. 1b) (datos GPS referidos a OSU 91A)

Durante 1999-2000 el desplazamiento hacia el este del drenaje del lago Superior produjo un descenso de *ca.* 1,2 m en su nivel (cuadro 2), con la consiguiente reducción de su superficie (cuadro 2). Entre 2000-2003, el nivel del sistema lacustre lago Superior-lago Triangular se estabilizó en  $66,5 \pm 0,15$  m s.n.m. (cuadro 2).

El actual canal de drenaje del sistema lacustre tiene 500 m de longitud en dirección norte-sur. (Fig. 1b, arroyo Túnel), el cual entre 45-20 m s.n.m. atraviesa un túnel de hielo de 150 m de longitud que es el relicto de un antiguo glaciar de descarga del campo de Hielo Warzsawa al que estuvo vinculado por lo menos hasta 1981 (Birkenmajer 1998 a, figs. 3). Evidencias de campo sugieren que este glaciar de descarga probablemente alcanzó el mar durante el Holoceno. Especialmente en el extremo norte del arroyo Túnel, hasta 100 m al sur de su nacimiento en el lago Triangular, existe una serie de saltos escalonados y cascadas verticales de aproximadamente 6 m de altura. Estos saltos están formados en una sucesión de lavas basálticas subhorizontales de *ca.* 7 m de espesor, competentes ante la erosión, las cuales cubren a una potente (>50 m) sucesión de piroclastitas consanguíneas. El contacto piroclastitas/lavas está a 59,5 m s.n.m. en el área de nacimiento del arroyo Túnel, donde el nivel de base local de la erosión está ubicado entre 66,4-66,5 m s.n.m. (2003) en el techo de las lavas.

## Discusión

En el testigo D del lago Rudy (Fig. 3) las litologías y estructuras sedimentarias sugieren que la sección I representa probablemente acumulación glaciaria, los varves de la sección II representan la más antigua sedimentación rítmica del fondo del lago, los sedimentos arenosos de las secciones III y IV reflejan sedimentación por corrientes tractivas débiles, periódicamente declinantes, la sección V representa la introducción dentro del lago de materiales clásticos poco trabajados y de origen glaciario y los varves de la sección VI representan la reciente sedimentación clástica fina, rítmica y típica del fondo del lago.

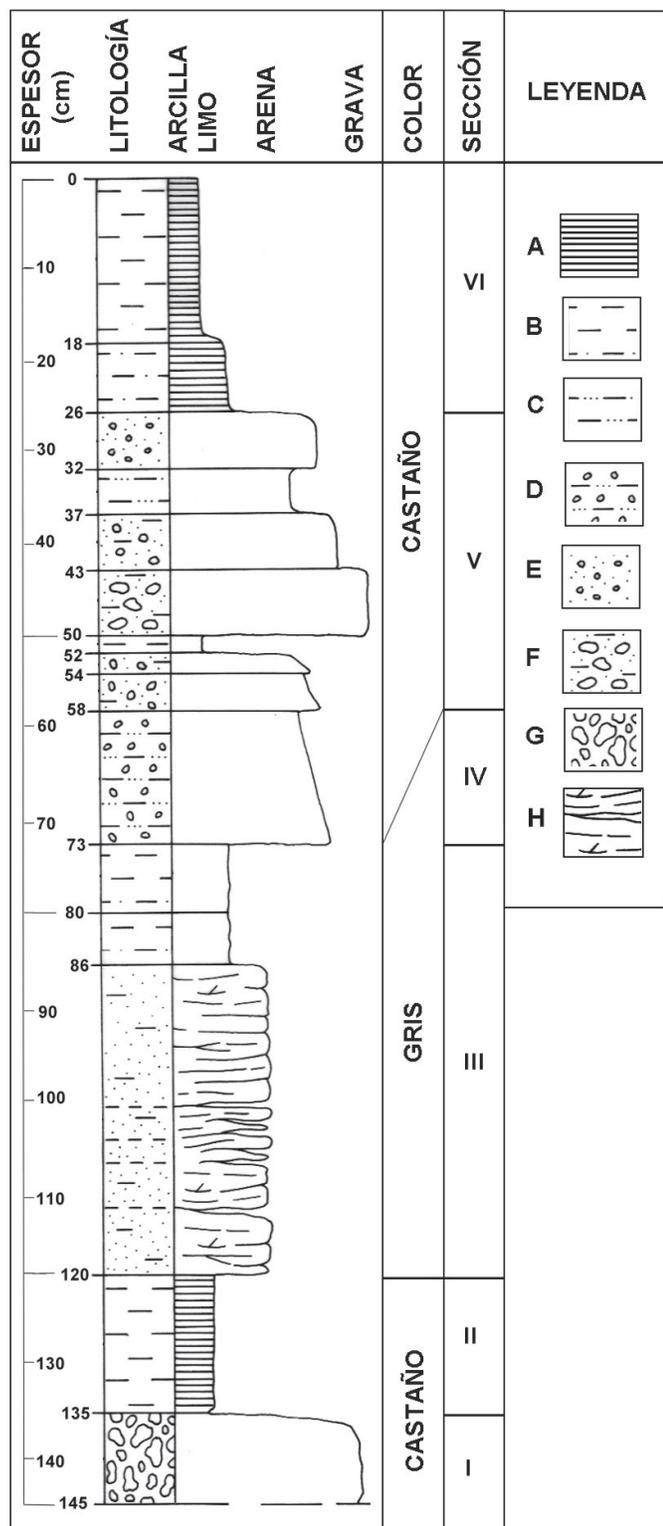
La evidencia sedimentológica sugiere que probablemente después de cada avance y retroceso glaciario (Fig. 3, secciones I y V) hubo condiciones favorables para la sedimentación de varves lacustres (e.g. secciones II y VI), cuya datación por el método del radiocarbono fue impedi-

da por la virtual ausencia de materia orgánica. Reavances glaciarios (e.g. sección V) y/o cambios de las condiciones climáticas (e.g. secciones III y IV), habrían interrumpido la formación de varves. Las características sedimentológicas de los varves de la sección II (Fig. 3, 120-135 cm) sugieren que se depositaron probablemente en un lago proglacial, cuya superficie se congelaba estacionalmente. El conteo de estos varves sugiere que el lapso insumido por su depositación fue como mínimo de 120 años. Luego se acumularon arenas limosas (Fig. 3, secciones III y IV: 120-58 cm), introducidas en el lago probablemente por un agente glaci-fluvial, probablemente su afluente principal (Figs. 1b y 2a), formado en el frente retrocedente del campo de Hielo Warzsawa. Este afluente del lago excavó su cauce en depósitos morénicos identificados como terrazas kame y *younger marginal moraines* por Birkenmajer (1998) y *basal moraine* por Stoeblein y Hochschild (1993).

Las capas de grava con clastos no trabajados y los niveles de arcilla gris que se hallan entre 58-26 cm (Fig. 3, sección V), sugieren un probable reavance glaciario, durante el cual se depositaron morenas en adyacencias del lago. Los varves de la sección VI son los sedimentos más jóvenes depositados en el lago y reflejan el retroceso glaciario más reciente, durante el cual las condiciones favorables para la acumulación de varves clásticos permanecieron estables. El conteo de estos varves realizado en 1985 permite sugerir que su acumulación insumió probablemente *ca.* 150 años. La acumulación de los sedimentos fangosos microlaminados que infrayacen a estos varves en el testigo G (entre 10-18 cm) podría agregar *ca.* 150 años (por conteo de pares de láminas) a la edad del comienzo del último episodio de retroceso glaciario. Esto sugiere que el mismo pudo haber comenzado aproximadamente 300 años antes de 1985, probablemente a continuación del evento glaciario *Potter Cove* (Cuadro 1), confirmando la estimación de Birkenmajer (1998) sobre la edad de formación del lago.

Antiguas líneas de costa del lago Rudy se distinguen entre 6-7 m sobre el nivel actual del lago, principalmente en las morenas que forman la costa de su cuenca norte. La evidencia de campo muestra que este lago alcanzó su nivel más alto: 54,6 m s.n.m. (*ca.* 7,5 m más alto que su nivel actual), probablemente cuando era drenado hacia el sudeste a través del antiguo canal fluvial denominado efluente 1, actualmente abandonado (Figs. 1b y 2a). Durante este período de nivel alto del lago se abrió otro efluente del mismo, denominado efluente 2 (Figs. 1b y 2a), el cual ocupó un valle glaciario desalojado por el hielo (Fig. 2b). Este canal de drenaje se abrió en el extremo suroeste del lago a menor altura (50,8 m s.n.m.) que el efluente 1, lo cual produjo el descenso del nivel del lago estimado en aproximadamente 3,8 m (Fig. 2b).

La formación del lago Rudy fue vinculada al evento glaciario *Potter Cove* por Birkenmajer (1998), quien estimó su edad en aproximadamente 500 años (cuadro 1, 1.450 AD) sin control cronológico local, sobre la base de correlaciones entre terrazas marinas ascendidas y eventos neoglaciales registrados en diversas localidades de la isla 25 de Mayo (e.g. Birkenmajer 1981).



**Figura 3:** Columna litológica del testigo G obtenido en el lago Rudy (Fig. 2a). A: varves clásticas de color castaño-rojizo, sin materia orgánica detectada. Ritmitas formadas por alternancia regular de láminas limo/arcilla (0-26 cm: 150 pares de láminas, 120-135 cm: 120 pares de láminas). B: fangos limosos. C: arena fangosa. D: arena fangosa con gránulos. E: arena con guijarros. F: arena con cantos angulosos. G: till. Grava gruesa, color gris, con clastos angulosos y matriz limo-arenosa. Selección mala y estructura caótica. H: arena con estratificación discontinua y óndulas aisladas.

Aunque la proximidad del volcán de la isla Decepción sugiere que se podría esperar la presencia de capas de tefra del Cenozoico superior (Smellie 1999) que pudieran proveer medios para datar los sedimentos del lago Rudy, no se hallaron capas de tefra útiles para el propósito estratigráfico en los testigos obtenidos (Fig. 2a). Adicionalmente, la virtual ausencia de materia orgánica impide obtener evidencias cronológicas directas sobre la edad de los sedimentos del lago Rudy y las morenas que lo limitan. Si bien no se hallaron medios aptos para datar directamente estos sedimentos, diversos depósitos de playas marinas ascendidas hasta 114 m s.n.m. (e.g. sobre el flanco norte del cerro Tres Hermanos) son bien conocidos en la península Potter (e.g. John y Sugden 1971), donde el límite Pleistoceno/Holoceno del mar fue propuesto por Birkenmajer (1998) en 40/50 m de altura sobre las costas de la península. Esta estimación fue realizada sin control cronológico local, sobre la base de correlaciones con rasgos marinos ascendidos sobre la costa occidental de la bahía Laserre (*Admiralty Bay*) (Fig. 1c) (Birkenmajer 1981). Según Pallàs *et al.* (1997) el nivel máximo del mar durante el Holoceno estimado en la región de la bahía Guardia Nacional (*Maxwell Bay*) (Fig. 1c, BGN) es de 20/25 m y ocurrió hace 9000-10.000 años antes del presente (9-10 ka BP), desde entonces el nivel relativo del mar en la región habría descendido progresivamente. De todos modos, la estimación de Pallàs *et al.* (1997) coincide aproximadamente con el límite Holoceno del mar (25/30 m s.n.m.) alrededor de la Antártida propuesto por Berkman *et al.* (1998), lo cual sugiere que los rasgos marinos ascendidos entre 25/30 m y el nivel actual del mar en la península Potter son probablemente holocenos.

En la localidad denominada Pingfo I, ubicada a 3 km hacia el este de la desembocadura del efluente 2, sobre la misma costa sur de la península Potter (Fig. 1b), depósitos de playa marina ascendidos 14,7-16,7 m s.n.m. fueron datados en aproximadamente 5500 años antes del presente (AP) (del Valle *et al.* 2002, 2003). La diferencia de altura entre estas playas marinas fósiles y las gravas de playa marina ascendidas 13,5 m s.n.m. en la desembocadura del efluente 2, permite sugerir que estas últimas son probablemente más jóvenes que los depósitos marinos de la localidad Pingfo I. Esto permite acotar imprecisamente la edad máxima del efluente 2 en <5500 años AP. Asimismo los depósitos glaciares que cubren a las gravas marinas en la desembocadura del efluente 2 se depositaron mucho después de 5500 años AP, y también fueron cortadas por el efluente, lo cual confirma que el cauce del efluente 2 fue erosionado en fecha reciente (Fig. 2b, desembocadura del efluente 2).

La evidencia de campo muestra que el último descenso importante del lago Rudy se produjo probablemente por la apertura del efluente actual (Fig. 2b, efluente 3), el cual está cortado a menor altura (*ca.* 47 m s.n.m.) que los efluentes anteriores (efluentes 1 y 2). Durante este proceso el nivel del lago descendió rápidamente *ca.* 2,6 m hasta su posición actual (47,2 m s.n.m.).

Observaciones efectuadas en testigos sedimentarios obtenidos en el lago Rudy sugieren que los varves más

jóvenes de las cuencas norte y sur se acumularon probablemente con ritmos de sedimentación de 1,2 y 1,7 mm/año, respectivamente. La pequeña diferencia en los ritmos de sedimentación es atribuida a las diferentes distancias de ambas cuencas a la desembocadura del tributario principal que desagua directamente en la cuenca sur, la cual actuó como pileta de decantación y en su delta se depositaron las fracciones clásticas más gruesas del lago. Adicionalmente la cantidad de sedimentos acumulados es distinta en ambas cuencas del lago, en la zona de mayor profundidad (6 m en la cuenca norte) la sedimentación lacustre tiene escaso desarrollo, con un máximo de 18 cm de espesor en el sitio G (Fig. 2a). En esta cuenca la sedimentación no presenta cambios significativos y consiste en una sucesión monótona de fangos laminados sólo interrumpida por un banco de arenas finas arcillosas con laminación ondulada que sugieren depositación por corrientes tractivas débiles probablemente durante un marcado descenso del nivel del lago. En el fondo del canal de conexión entre ambas cuencas hay depósitos de guijarros y bloques probablemente aportados al lago desde morenas y/o témpanos (*dropstones*). La evidencia sedimentológica obtenida en los testigos sugiere que el espesor y la diversidad del registro sedimentario son probablemente mayores en la cuenca sur. La litología y estructuras sedimentarias exhibidas por los testigos obtenidos en los sitios A y B (Fig. 2a) permite inferir que su depositación ocurrió probablemente en albardones del delta lacustre. Los testigos obtenidos en los sitios E y C reflejan la sedimentación normal en el lecho lacustre. El testigo D (Fig. 3) fue obtenido en el sector más profundo de la cuenca sur, donde se registran los valores máximos de sedimentación.

Las observaciones de campo sugieren que la formación y reciente desarrollo máximo (Cuadro 2, 1981-1985) del lago Superior están estrechamente vinculados al actual retroceso del hielo en la península Potter. Asimismo el cambio de su drenaje y brusco descenso de su nivel (Cuadro 2: verano austral 1999-2000) se atribuyen al inicio de su conexión con el lago Triangular, directamente relacionada al retroceso del campo de Hielo Warszawa y al progreso de la desglaciación en la península.

## Conclusiones

Los dos lagos mayores de la península Potter, isla 25 de Mayo en las islas Shetland del Sur, Antártida, se formaron en contacto con el hielo glaciario endicados por morenas depositadas por el frente retrocedente del campo de hielo de la península y sus glaciares de descarga, durante el Holoceno tardío-Reciente.

La desglaciación desestabilizó progresivamente el permafrost y las morenas con núcleo de hielo. Esto produjo la ruptura episódica de los diques naturales de los lagos, mayormente formados por sedimentos glaciares cementados por hielo, y el consecuente descenso de los lagos.

El descenso de los lagos se realizó en forma escalonada

por la episódica apertura de vías de drenaje ubicadas progresivamente a menor altitud, las cuales se instalaron en antiguos valles abandonados por glaciares de descarga del campo de hielo de la península Potter. A su vez, cuando los canales fluviales de drenaje fueron sucesivamente abandonados, éstos continuaron como pequeños arroyos temporarios pobremente alimentados por campos de nieve locales, y algunos de ellos originaron pequeños *dry valleys*. La evidencia sedimentológica obtenida en testigos sedimentarios lacustres indica que la depositación glaciaria alternó con la formación de varves clásticos, lo cual probablemente refleja las fluctuaciones del frente de los glaciares que caracterizan a la parte más reciente del Holoceno en la región (e.g. avances y retrocesos glaciares *Potter Cove*: Birkenmajer 1998).

Debido a la virtual ausencia de materiales aptos para su datación por métodos isotópicos, sólo se pudo acotar imprecisamente la edad máxima (<5500 años AP) de un cambio de drenaje del lago más antiguo estudiado en la península Potter (lago Rudy). El cambio de drenaje del lago más joven (lago Superior) ocurrió en el verano austral de 1999-2000, lo cual sugiere que el proceso de desestabilización del permafrost y los diques morénicos de los lagos en la península probablemente continúa activo.

Si bien la historia ambiental del Holoceno-Reciente de los lagos antárticos informada en este trabajo es menos espectacular que la historia de los grandes paleolagos patagónicos del Pleistoceno tardío-Holoceno (e.g. Tatur *et al.* 2002), la evidencia paleoambiental permite sugerir que cambios recurrentes de las vías de drenaje acompañados por descensos del nivel en lagos antárticos también fueron probablemente disparados por episodios de desglaciación, la cual puede haber migrado hacia el sur en las altas latitudes del Hemisferio Sur.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al Lic. Roberto A. Vallverdú (fallecido en 2002) por su eficiente apoyo técnico en campaña. Asimismo los autores agradecen al Dr. Michael R. A. Thomson y Dr. Enrique J. Schnack por sus constructivas observaciones que contribuyeron a mejorar este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berkman, P.A., Andrews, J.T., Björck, S., Colhoun, E.A., Emslie, S., Goodwin, I.D., Hall, B.L., Hart, C.P., Hirakawa, K., Igarashi, A., Ingólfsson, O., López-Martínez, J., Lyons, W.B., Marbin, M.C.G., Quilty, P.G., Taviani, M. y Yoshida, Y., 1998. Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarctic Science* 10: 345-362
- Birkenmajer, K., 1981. Raised marine features and glacial history in the vicinity of H. Arctowski Station, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 29: 109-117.
- Birkenmajer, K., 1998. Quaternary Geology at Potter Peninsula, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 46: 9-20.

- del Valle, R.A., Inbar, M. y Montalti, D., 2002. Mid-Holocene macrofossil-bearing raised marine beaches at the Potter Peninsula, King George Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science* 14 (3): 263-269.
- del Valle, R.A., Montalti, D., Inbar, M. y Boaretto, E., 2003. Early and middle Holocene fossil-bearing marine sediments from Potter Peninsula, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Antarctic Science* (en prensa).
- Fourcade, N.H., 1960. Estudio geológico-petrográfico de Caleta Potter, Isla 25 de Mayo, Shetland del Sur. Instituto Antártico Argentino, Publicación 8: 1-119.
- Heim, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Ecologiae Geologicae Helveticae* 33: 25-51.
- John, B.S. y Sugden, D.E., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin* 24: 45-111.
- Pallàs, R., James, T.S., Sàbat, F., Vilaplana, J.M. y Grant, D.R., 1997. Holocene uplift in the South Shetland Islands: evaluation of tectonics and glacio-isostasy. En: Ricci, C. (Ed.): *The Antarctic region: geological evolution and processes*: 861-868. Museo Nazionale dell'Antartide, Siena.
- Smellie, J.L., 1999. The upper Cenozoic tephra record in the south polar region: a review. *Global and Planetary Change* 21: 51-70.
- Stoeblein, G. y Hochschild, V., 1993. Geomorphological map of Potter Peninsula, King George Island. University of Bremen: OEA-Subproject 1 (1:10.000) (inédito).
- Tatur, A. y del Valle, R.A., 1986. Badania paleolimnologiczne i geomorfologiczne na Wyspie Krola Jerzego-Antarktika Zachodnia (1984-1986). [Paleolimnological and Geomorphological investigations on King George Island (1984-86)]. *Przegląd Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne*, 11: 621-626, Varsovia.
- Tatur, A., del Valle, R.A., Bianchi, M.M., Outes, V., Villarosa, G., Niedzisz, J. y Debaene, G., 2002. Late Pleistocene palaeolakes in Andes and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89: 135-150.
- Wieckowski, K., 1970. New type of light-weight piston-core sampler. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences* 15(1): 57-62.

**Recibido:** 14 de mayo, 2003

**Aceptado:** 7 de julio, 2004