

# ENDICAMIENTOS NATURALES EN LAS NACIENTES DEL ARROYO LILEO (PROVINCIA DEL NEUQUÉN, ARGENTINA)

Ivanna M. PENNA<sup>1,2</sup>; Reginald L. HERMANN<sup>3</sup> y María Paz GONZÁLEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, pabellón II, CP 1427, Buenos Aires, Argentina. penna@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Actividades Científicas y Técnicas-CONICET.

<sup>3</sup>Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, NO 7491, Trondheim, Norway

## RESUMEN

En este trabajo analizamos tres endicamientos naturales por depositación de movimientos en masa que tuvieron lugar en las nacientes del arroyo Lileo (Cordillera de los Andes, norte neuquino), dos de ellos ocurrieron en los últimos 50 años. El primero ocurrió en el Holoceno, por desprendimiento de 0,14 km<sup>3</sup> de volcanitas en la ladera oeste del valle, cerca de las nacientes del arroyo La Tregua. Este bloqueo originó una laguna permanente de 0,44 km<sup>2</sup>. En los años '60, la depositación de una avalancha de detritos originada en la ladera opuesta del valle, frente a la escarpa de la avalancha de rocas, ocluyó la brecha labrada por erosión fluvial en el depósito de avalancha de rocas, generando un segundo cuerpo lacustre de tipo efímero. El último endicamiento, que tuvo lugar entre >1962-<1985, se produjo por una progradación súbita de un conoide desarrollado en la desembocadura del arroyo La Tregua, debida a un importante aporte de material por un flujo de detritos originado en la misma zona de desprendimiento del caso descrito previamente. La depositación continua de materiales en la zona del conoide ha sepultado los postes del gasoducto Loma de la Lata - Talcahuano, construido en 1998. En función de que la zona de desprendimientos de la ladera este del valle La Tregua presenta evidencias de inestabilidad, consideramos posible que un nuevo movimiento en masa pueda dar lugar a otro endicamiento.

**Palabras clave.** *Diques naturales, movimientos en masa, Neuquén.*

## ABSTRACT

*Natural dams in the headwater of the Lileo valley (Neuquén province, Argentina).*

In this paper we analyze three natural dams that formed by deposits of mass movement that took place in the headwater of Lileo creek (Cordillera de los Andes, northern Neuquén, Argentina), two of them occurred in the last 50 years. The first one happened in the Holocene, by detachment of 0.14 km<sup>3</sup> of volcanites in the western side of the valley, near the headwater of the La Tregua creek. This blockade originated a permanent water body of 0.44 km<sup>2</sup>. The deposition in the 60's of a debris avalanche, originated in the slope of the valley opposite the scarp of the rock avalanche, occluded the breach carved by fluvial erosion in the rock avalanche deposit, generating a second water body of ephemeral type. The last dam, that took place between >1962-<1985, was caused by a sudden progradation of a conoid developed in the mouth of La Tregua creek, due to an important contribution of material by a debris flow originated in the same zone of detachment as the aforementioned case. The continuous deposition of material in the conoid zone has buried the poles of the Loma de la Lata - Talcahuano gas pipeline, built in 1998. As the zone of detachment of the eastern side of La Tregua valley shows signs of instability, we consider it is possible that a new mass movement may cause another dam.

**Keywords:** *Landslide dams, mass movements, Neuquén.*

## INTRODUCCIÓN

En la mayor parte de las cadenas montañosas del mundo, es común la formación de cuerpos lacustres a causa de la depositación de movimientos en masa. Costa y Schuster (1988) al analizar endicamientos

naturales generados por movimientos en masa, indicaron que la relación entre el volumen del depósito y el ancho del valle es determinante en la formación de un dique. Asimismo, la permanencia en el tiempo de los endicamientos es dependiente de la morfometría del depósito y del área de la

cuenca de drenaje aguas arriba del mismo (Ermini *et al.* 2006).

A lo largo de la vertiente este de la zona de transición entre los Andes Centrales y Patagónicos, los procesos endógenos (deformación tectónica y sismicidad) y exógenos (incisión glacial y fluvial) han creado las

condiciones apropiadas para el desarrollo de grandes movimientos en masa (González Díaz *et al.* 2006; Hermanns *et al.* 2011; Penna *et al.* 2011). En muchas ocasiones los valles han sido ocluidos y se han generado cuerpos lacustres con variable permanencia en el tiempo (Hermanns *et al.* 2011). La depositación del movimiento en masa, la generación del cuerpo lacustre a causa del endicamiento del valle y su posterior ruptura, pueden significar una amenaza para las comunidades e infraestructura ubicadas en las cuencas de drenaje en que los endicamientos se producen (Keefer 1984; Costa y Schuster 1988; Ischuk 2005).

Pese a que en la Argentina existen registros históricos de generación y colapso de diques naturales, el hecho de que se produzcan en áreas montañosas poco pobladas, lleva a la escasez de datos y, por lo tanto, al desconocimiento de la dinámica de estos procesos. El aluvión por colapso de dique natural de mayor extensión registrado en tiempos históricos ocurrió en el norte neuquino y fue primeramente analizado por Groeber (1916). Años más tarde, González Díaz *et al.* (2001) describieron detalladamente el movimiento en masa que generó la laguna Carrilauquén por bloqueo del río Barrancas y la secuencia de eventos que tuvieron lugar tras la ruptura del dique natural el 29 de diciembre de 1914. Esta ruptura produjo una inundación de agua y detritos que causó daños en poblaciones e infraestructura a lo largo de 1000 km, desde la Cordillera de los Andes hasta el océano Atlántico. Hermanns *et al.* (2004) estimaron que tras el colapso del dique fueron liberados súbitamente 1,55 km<sup>3</sup> de agua. Otro caso resonante tuvo lugar en la provincia de San Juan. En enero de 2005, el flujo del río Santa Cruz fue endicado por una avalancha de detritos. Durante la época estival del mismo año, el dique colapsó a causa del incremento del nivel de agua de la laguna, desencadenando un violento aluvión (D'Odorico *et al.* 2009; Perucca y Esper Angellieri 2009). Sus efectos devastadores se registraron 250 km aguas abajo del dique natural. Incluso el dique artificial Caracoles, que se encontraba en etapa de construcción, sufrió el embate del aluvión.

El objetivo del presente trabajo es analizar

el desarrollo y la cronología de tres endicamientos naturales generados por la depositación de movimientos en masa en la sección superior de la cuenca del arroyo Lileo, afluente del río Neuquén (Fig. 1). Los registros de reiterados endicamientos, dos de ellos históricos, y las evidencias de pendientes susceptibles al colapso, en conjunto con comunidades e infraestructura localizadas en la zona de influencia, muestran la relevancia de su estudio.

## MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

La Cordillera de los Andes a la latitud del área de estudio, es producto de la inversión tectónica durante el Mioceno de la cuenca Cura Mallín (Jordan *et al.* 2001), debido a un cambio en el ángulo y velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Pardo Casas y Molnar 1987; Somoza y Ghidella 2005). Las sedimentitas y volcánicas oligo-miocenas de la cuenca Cura Mallín, intensamente deformadas, afloran en la sección media e inferior del valle Lileo (Jordan *et al.* 2001). Estas rocas están cubiertas en forma paraconcordante por la Formación Mitrauquén (9-8 Ma; dataciones K-Ar en roca total de Suárez y Emparán 1995), unidad predominantemente conglomerádica, que se encuentra bien expuesta en la margen sur del valle Lileo, frente a la localidad Los Miches (Fig. 1). Ambas formaciones se hallan cubiertas en discordancia por las volcánicas plio-pleistocenas de la Formación Cola de Zorro, que formaron un extenso *plateau* volcánico (Vergara y Muñoz 1982).

Durante el Cuaternario, el *plateau* fue erosionado por glaciares de tipo alpino y por cursos fluviales. En la sección superior y media de la cuenca del arroyo Lileo se pueden reconocer perfiles transversales con forma de "U", producto del modelado de los glaciares alpinos. En tanto que, hacia la sección inferior de la misma cuenca se pueden observar perfiles transversales con forma de V, típicos del modelado fluvial. En ambas márgenes de la laguna Trohuncó, margen sur del valle Lileo, se observan morenas laterales y frontales bien preservadas. La incisión del *plateau*, en conjunto

con la deformación tectónica que lo afecta (Folguera *et al.* 2004) han generado condiciones apropiadas para los movimientos en masa, los cuales se encuentran ampliamente distribuidos en el valle Lileo y los valles adyacentes (González Díaz *et al.* 2006; Hermanns *et al.* 2011).

## METODOLOGÍA

Las geoformas relacionadas con los movimientos en masa, así como la ubicación y cronología de los endicamientos naturales (Fig. 2) fueron identificadas mediante interpretación de fotos aéreas de escala 1:50.000 del año 1962, imágenes satelitales Landsat del año 1985 y recientes, y relevamiento de campo. Asociados con los movimientos en masa, durante la foto-interpretación fueron reconocidos rasgos como topografía *hummocky*, formas lobadas en las secciones distales de los depósitos, escarpas de arranque principales y secundarias, y anomalías de drenaje. La densidad de drenaje del depósito de avalancha de rocas La Tregua fue computada como el cociente entre el área del depósito y la sumatoria del largo de las líneas de drenaje que lo disectan.

Los parámetros morfométricos de los movimientos en masa y los cuerpos lacustres fueron calculados utilizando la topografía digital *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM; resolución horizontal 90 m, vertical 10 m). De esta manera, para estimar el volumen de la avalancha de rocas La Tregua se reconstruyó la paleoladera del valle en la zona de arranque (Fig. 3). En el proceso de reconstrucción, a cada punto contenido dentro del área de la zona de arranque se le asigna un nuevo valor de altitud, resultante del promedio de la altitud de los puntos vecinos. Luego, el volumen deslizado resulta de la resta entre la topografía de la paleoladera reconstruida y la topografía SRTM. La descripción detallada de esta metodología puede ser consultada en Penna *et al.* (2011). La localización y extensión de los cuerpos lacustres efímeros fueron determinadas mediante observación directa de fotografías aéreas e imágenes satelitales de diferentes años, cambios en el drenaje, así como la presencia de mallines (humedales) aguas arriba

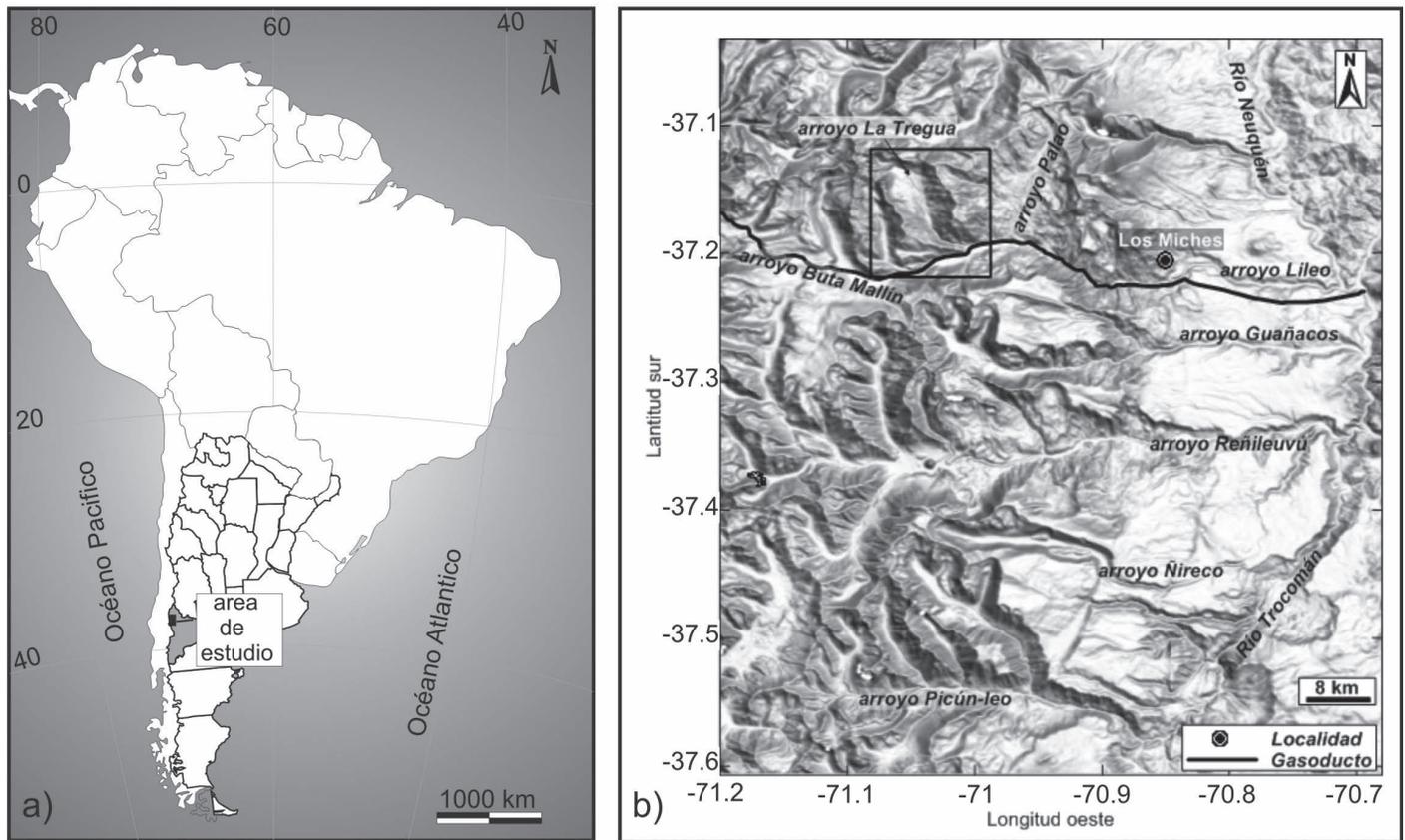


Figura 1: a) Ubicación geográfica del área de estudio, b) Modelo digital de elevación con ubicación del área de estudio (recuadro negro).

de los depósitos de remoción en masa. A fin de determinar la estabilidad del endicamiento natural generado por la avalancha de rocas La Tregua se tuvieron en cuenta los conceptos de Ermini y Casagli (2003), quienes postularon que la estabilidad será función del área de recarga aguas arriba del endicamiento y de las características morfométricas del depósito.

#### DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA Y ENDICAMIENTOS NATURALES

El arroyo Lileo, con dirección de drenaje O-E, se forma luego de la confluencia de los arroyos Buta Mallín y Palao (Fig. 1). En la zona de sus nacientes, los cursos divagan en valles glaciares alpinos con laderas empinadas labradas en el *plateau* volcánico. La combinación de un relieve abrupto producto de la incisión glacial y fluvial, y zonas afectadas por deformación neotectónica, dio lugar al desarrollo de

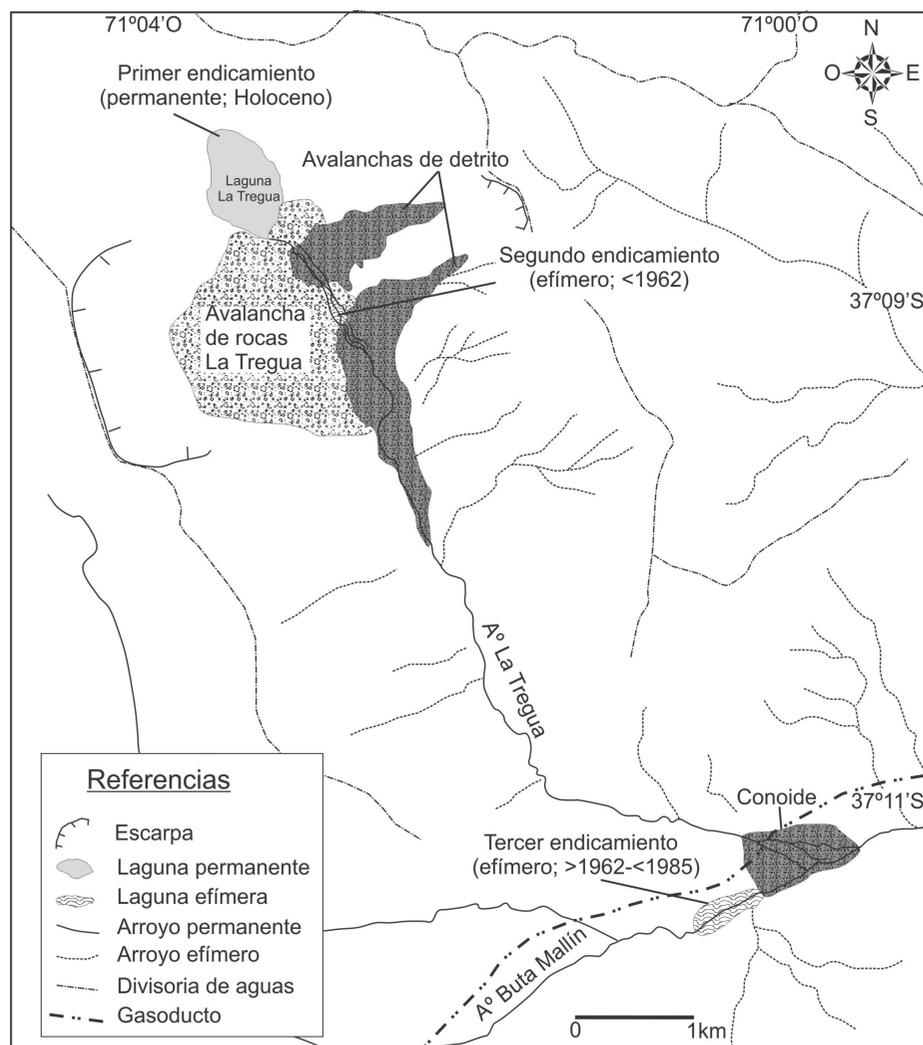
grandes movimientos en masa en las secciones media y superior de la cuenca del arroyo Lileo. Si bien la zona de estudio se encuentra escasamente poblada y no existen asentamientos en las vías de desplazamiento de los movimientos en masa analizados, el gasoducto Loma de la Lata-Talcahuano, que corre paralelo a los arroyos Lileo y Buta Mallín, intercepta en la desembocadura del arroyo La Tregua un conoide donde se deposita gran cantidad de detritos, que en el pasado dio lugar a un endicamiento. A continuación se describen los aspectos morfológicos y la cronología de tres endicamientos naturales (Fig. 2), generados por: 1- avalancha de rocas, 2- avalancha de detritos y 3- progradación de conoide.

#### Avalancha de rocas La Tregua

González Díaz *et al.* (2005) en su trabajo sobre los movimientos en masa del valle Lileo, describen por primera vez algunos de los rasgos morfológicos de este depósito.

En la margen oeste de nacientes del arroyo La Tregua el desprendimiento de  $0,14 \text{ km}^3$  de volcanitas de la Formación Cola de Zorro, ha configurado un paredón subvertical de 300 m de alto (Fig. 3). En planta se reconoce una zona de arranque con forma de medialuna, desarrollada a 2380 m s.n.m, mientras que en perfil transversal la escarpa presenta forma cóncava hacia arriba (Fig. 3). El colapso estaría asociado a la zona de deformación del anticlinal Moncol, a lo largo de cuya traza se localizan las escarpas principales de las avalanchas de rocas Moncol, Piche Moncol y Cerro Guañacos (valle Reñileuvú) y de la avalancha de rocas Laguna Negra (valle Picún-leo; Penna *et al.* 2011). Adicionalmente, la zona de arranque se desarrolla en una sección de la ladera donde las volcanitas de la Formación Cola de Zorro están intruídas por diques de rumbo NO-SE.

La superficie de este depósito tiene una topografía *hummocky* bien preservada y un pobre desarrollo de drenaje, con una



**Figura 2:** Mapa geomorfológico con distribución y cronología de los endicamientos naturales en las nacientes del arroyo Lileo.

densidad de 0,64 km/km<sup>2</sup>. Este movimiento es asignado tentativamente al Holoceno, considerando los siguientes factores: 1) excelente grado de preservación de la morfología primaria, 2) abrupta pendiente de la zona de arranque, en la que actualmente se producen caídas de roca, y 3) bajo grado de desarrollo y pobre integración de la red de drenaje sobre el depósito. Estos son rasgos similares a los movimientos del valle Reñileuvú (~17 km al sur) que involucraron también a las volcánicas de la Formación Cola de Zorro y cuyas edades fueron determinadas mediante núcleos cosmogénicos por Penna *et al.* (2011) en 5 a 7 Ka.

Los 0,14 km<sup>3</sup> de material desprendido de la ladera se depositaron en el estrecho

fondo del valle (0,5 km de ancho) y en la margen opuesta (trepada o *run up*), bloqueando el flujo arroyo y generando la laguna La Tregua (0,44 km<sup>2</sup>). Esta laguna, que se emplaza en la zona del circo glaciar del valle, cuenta con un área de recarga de 10,1 km<sup>2</sup>. Considerando los conceptos de Ermini y Casagli (2003), quienes postularon como determinantes de la estabilidad de un dique natural a la relación entre el volumen y espesor del dique, y el área de la cuenca de aporte (índice DBI), para este endicamiento se obtuvo un índice de bloqueo de 0,56 (Fig. 4). Este valor se relaciona con un endicamiento morfométricamente estable, más estable aún que los diques de las lagunas Carrilufquen y Navarrete, ubica-

dos ~100 km al norte (Penna *et al.* 2008, Hermanns *et al.* 2011; Fig. 4).

### Avalanchas y flujos de detritos La Tregua

Estos depósitos fueron identificados por Zanettini *et al.* (1987) en su mapa sobre las rocas aflorantes en las inmediaciones de la localidad Los Miches. Posteriormente, González Díaz *et al.* (2005) describieron algunos de sus rasgos morfológicos.

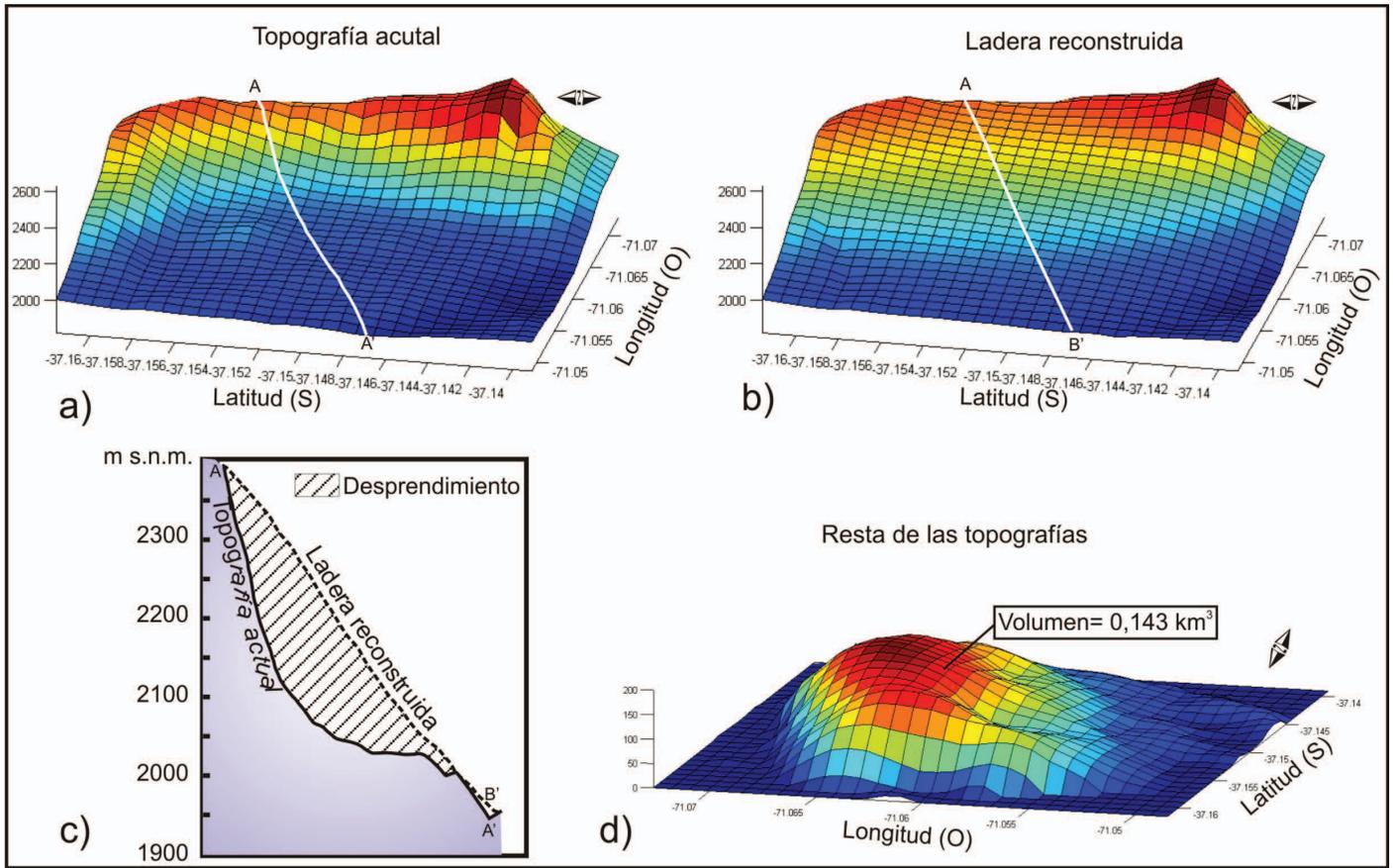
En la ladera este del valle, frente a la escarpa de la avalancha de rocas La Tregua, se observa una escarpa principal de 0,7 km de largo y una sucesión de escarpas secundarias. Aguas abajo de esta escarpa, se reconocen depósitos detríticos con forma lobada que se dividen en dos ramas principales y sepultan parcialmente el depósito de avalancha de rocas La Tregua (Fig. 5).

Un gran volumen de material se ha removilizado pendiente abajo desde los 2.400 m s.n.m. en dos ramas principales, una al norte y otra al sur de la escarpa principal (Fig. 5). En fotografías aéreas de 1962 se reconoce que uno de los eventos de la rama sur, se depositó sobre la parte distal de la avalancha de rocas y la brecha labrada en su superficie, generando un cuerpo lacustre de 0,03 km<sup>2</sup> (Fig. 6A). Según los pobladores de la zona, esta laguna tuvo poca permanencia en el tiempo. Actualmente en el área que fuera inundada, se observa un pequeño mallín (Fig. 6B).

En las imágenes satelitales de 1985 la laguna ya no se existe y sobre los materiales de la rama sur se reconoce un depósito de flujo de detritos que no se observa en las fotografías del año 1962. Este evento estaría relacionado al tercer endicamiento que se describe a continuación.

### Conoide La Tregua

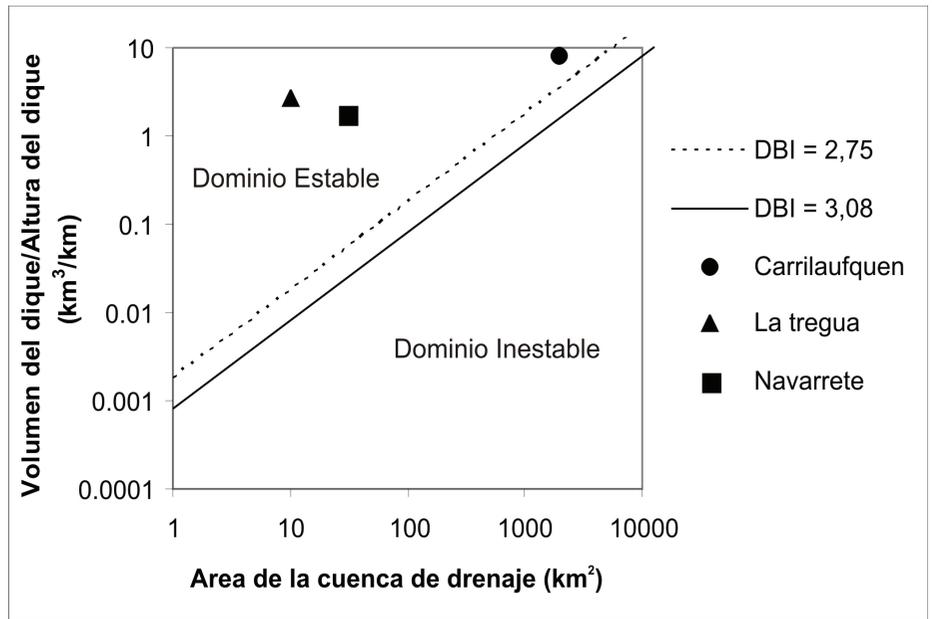
En la desembocadura del arroyo La Tregua, se encuentra un cono de detritos de 0,45 km<sup>2</sup>, con forma de lóbulo y muy baja pendiente. La distancia entre el ápice y la parte distal es de 0,82 km y el ancho es de 0,86 km. Este depósito es disectado en su parte distal por el arroyo Buta Mallín. Suriano y Limarino (2009) en su análisis sobre la sedimentación de las cuencas asociadas al río Jáchal (provincia de San Juan), describieron los sistemas río colector-conoide. Los conoides tienen entre 1 y 1,5 km de diá-



**Figura 3:** Determinación del volumen de la avalancha de rocas La Tregua. a) Vista en 3D de la zona de arranque de la avalancha de rocas (Modelo de elevación del terreno SRTM), b) Vista de la zona de arranque reconstruida, c) Perfil transversal a la zona de arranque reflejando las condiciones pre y post-colapso, d) Volumen determinado a partir de la resta de las topografías pertenecientes a las figuras 3a y 3b.

metro y bajas pendientes ( $3^\circ$  a  $4^\circ$ ), con un crecimiento y desarrollo dependiente del sistema fluvial axial hacia el que desemboca el curso que deposita los materiales. El conoide presenta etapas de alta construcción, donde se reconocen alternancia de flujos hiperconcentrados cohesivos y flujos fluidos, y otras en que la geoforma es erosionada tanto por el sistema fluvial axial como por el sistema alimentador. La progradación de estas geoformas sobre cursos fluviales han sido asignadas como causas de endicamientos por diferentes autores (Busquets *et al.* 2002; Colombo *et al.* 2000; Suriano y Limarino 2008). Estas características son similares a las de la geoforma desarrollada en la desembocadura del arroyo La Tregua (Figs. 7 y 8).

En las fotografías aéreas de 1962 el curso del arroyo Buta Mallín era unicanalizado (Fig. 8A). En imágenes satelitales del año 1985 (Fig. 8B) se reconoce una pequeña



**Figura 4:** Estabilidad del dique La Tregua según los criterios de Ermini y Casagli (2003). Comparación con los casos Navarrete y Carrilauquen de Penna *et al.* (2008).

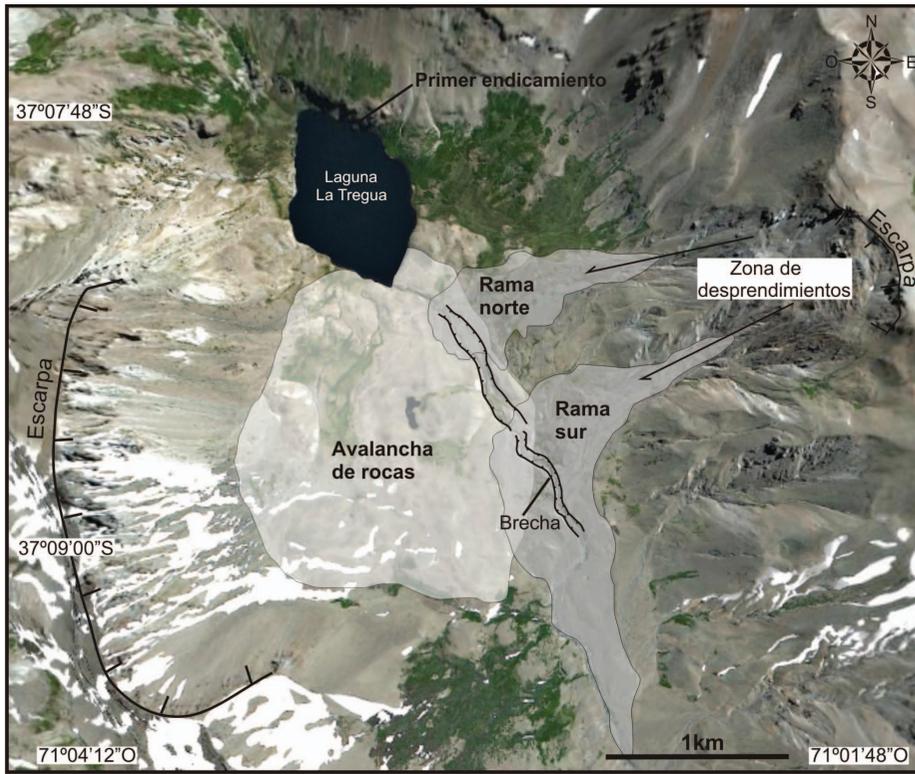


Figura 5: Principales rasgos morfológicos asociados a los procesos de remoción en masa en las nacientes del arroyo La Tregua.

laguna ubicada inmediatamente aguas arriba de la intersección del arroyo Buta Mallín y el conoide. En la imagen satelital

del año 2008, no se observa esa laguna, pero en su lugar se encuentra un extenso mallín donde el arroyo Buta Mallín pre-

senta un hábito anastomosado (Fig. 8C). La existencia del cuerpo de agua reconocido en las imágenes de 1985 fue también destacada por los pobladores de la zona. Durante el trabajo de campo, éstos informaron acerca de una recida del arroyo La Tregua, que arrastró un importante volumen de rocas y endicó el arroyo Buta Mallín, generando un cuerpo lacustre que habría durado alrededor de 15 años. En la figura 8 se exponen las modificaciones del arroyo La Tregua en la zona de su desembocadura desde el año 1962 a la actualidad, donde tiene lugar una deposición continua de sedimentos. Los postes de control del gasoducto trasandino Loma de la Lata (Argentina)-Talcahuano (Chile), construido en 1998, han quedado sepultados por los sedimentos que constituyen el abanico, quedando como remanente en superficie sólo 30 cm de los postes.

DISCUSIÓN

En este trabajo se identificaron y acotaron cronológicamente tres endicamientos naturales en la sección superior de la cuenca del arroyo Lileo. Dos de los endicamientos tuvieron lugar en las nacientes del

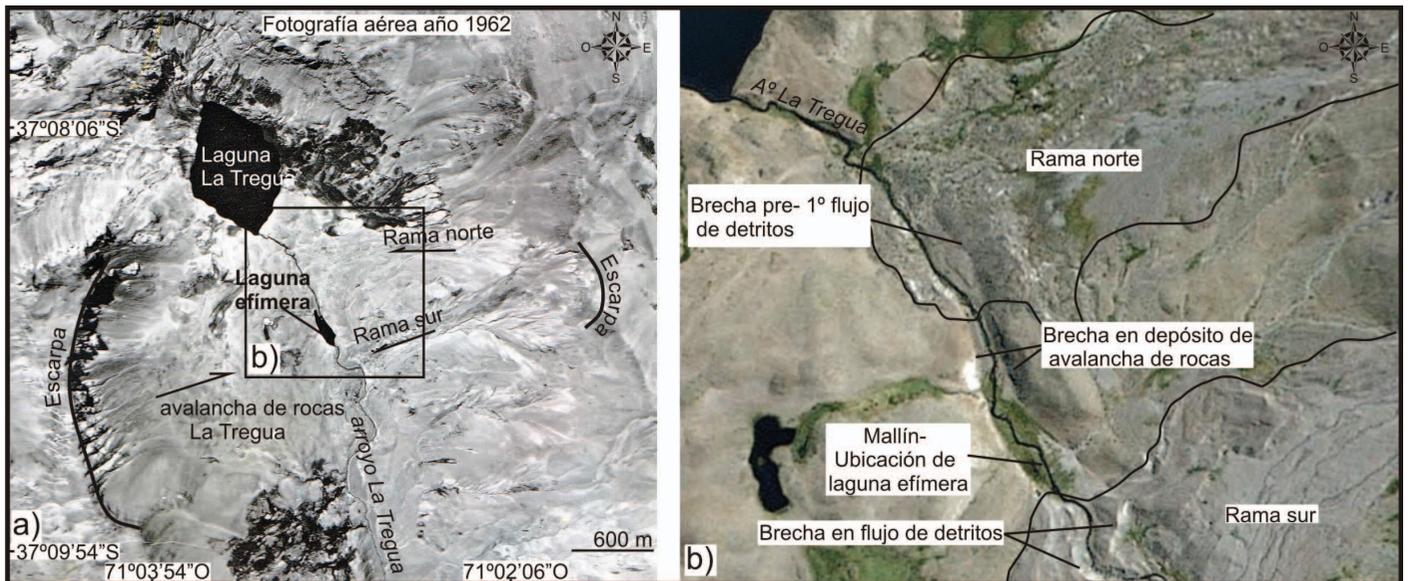


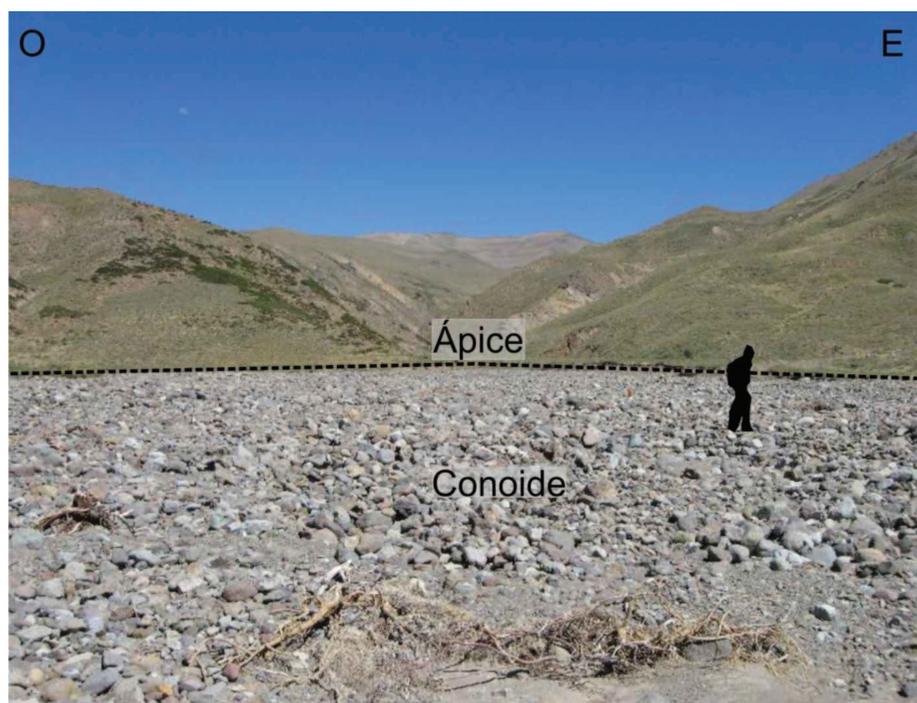
Figura 6: a) Fotografía aérea con indicación de la escarpa de desprendimiento y dirección de desplazamiento de la avalancha de rocas La Tregua (margen oeste del valle) y escarpa de desprendimiento y dirección de desplazamiento de las avalanchas y flujos de detritos (rama norte y sur; margen este del valle). Nótese la pequeña laguna generada aguas arriba del depósito de la rama sur. El recuadro negro corresponde al área comprendida en la figura b. b) Imagen satelital del 2008, vista de las secciones distales de los depósitos de la rama norte y sur. Nótese el mallín en el área ocupada por la laguna de la fig. 6a.

arroyo La Tregua y uno en la confluencia de éste con el arroyo Buta Mallín. Estos eventos ocurrieron en un área de tan sólo 44 km<sup>2</sup> y en un intervalo de tiempo comprendido entre el Holoceno y los años 80 (Fig. 2). Las causas de los endicamientos fueron: 1- depositación de avalancha de rocas (Holoceno), 2- depositación de avalancha de detritos (década del 60) y 3- progradación de un conoide entre los años 1962 - 1985.

La avalancha de rocas La Tregua (0,14 km<sup>3</sup>), al emplazarse en el fondo del valle, generó un cuerpo lacustre permanente. Al igual que en otros casos del norte neuquino, la erosión fluvial ha labrado una profunda y estrecha garganta en el depósito de avalancha, por la cual se ha reestablecido el flujo de agua del arroyo La Tregua. Considerando los parámetros de estabilidad de un dique natural propuestos por Ermini y Casagli (2003), este endicamiento ha sido estable. En coincidencia, no existen rasgos como paleocostas, depósitos de aluvión (*outburst flood*) u otras morfologías que puedan atribuirse a un colapso catastrófico de este primer endicamiento.

Hermanns *et al.* (2011) analizaron en el norte del Neuquén alrededor de 40 depósitos de remoción en masa de grandes dimensiones que ocluyeron valles. En estos diques naturales, la erosión fluvial ha labrado brechas angostas en los depósitos, las cuales son susceptibles de ser nuevamente ocluidas en el caso de existir laderas inestables adyacentes que den lugar a nuevos movimientos en masa. Esta combinación de una estrecha brecha labrada en el depósito de la avalancha de rocas La Tregua y una ladera E del valle inestable fue determinante en la generación del segundo endicamiento. Si bien los materiales de la avalancha de detritos ocluyeron totalmente la zona de la brecha, el endicamiento fue de corta vida debido al escaso volumen y grado de empaquetamiento de los materiales, factores importantes en la estabilidad, como indican Ermini *et al.* (2006).

La relación entre aporte de agua/dimensiones del dique, son resaltadas por Costa y Schuster (1988) y Ermini *et al.* (2006) como determinantes de la duración de un endicamiento. Los materiales desprendidos de la ladera E del valle La Tregua en

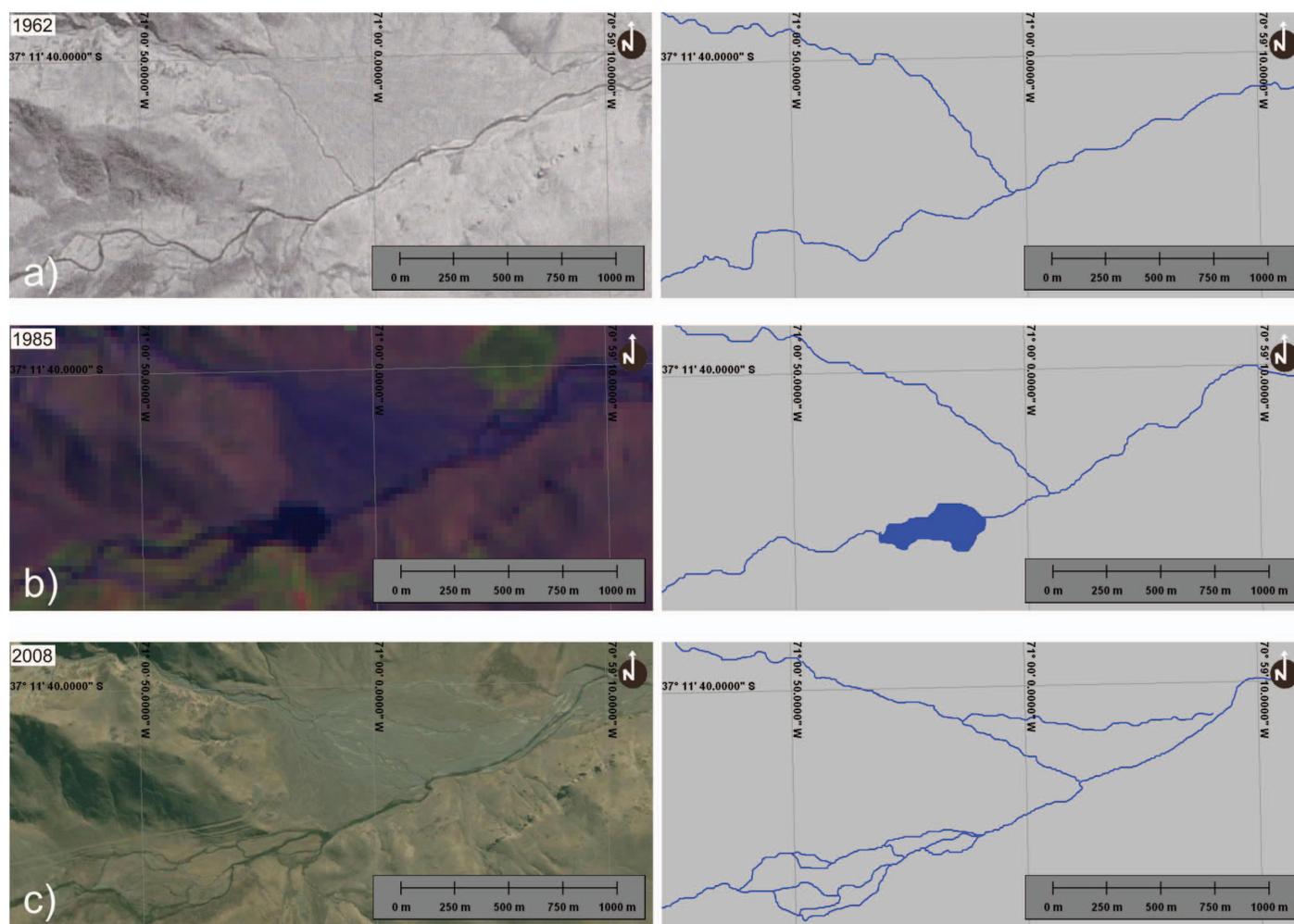


**Figura 7:** Vista hacia el ápice del conoide desarrollado en la desembocadura del arroyo La Tregua. Nótese la baja pendiente de este depósito.

ocasiones se desplazan directamente valle abajo contribuyendo a la progradación del conoide. Esto puede resultar en un bloqueo del arroyo Buta Mallín, como ocurrió en la década del 80. Al igual que el segundo endicamiento, esta laguna también fue efímera. Debido a que en la desembocadura del arroyo La Tregua el arroyo Buta Mallín corre por un amplio valle, el aporte súbito de materiales no habría sido tan significativo como para generar un endicamiento por un período prolongado. La infraestructura asociada al gasoducto Loma de la Lata-Talcahuano, construido en el año 1998, se encuentra sepultada por la depositación constante de detritos en la zona del conoide. Pese a esta continua depositación, luego de 1985 no se ha producido un nuevo endicamiento. Esto demuestra que para ocasionar una progradación súbita del conoide, que origine un endicamiento, hace falta un incremento significativo de sedimentos en corto tiempo, desde el arroyo La Tregua, de manera que se supere la capacidad de redistribución de los materiales por parte del arroyo Buta Mallín. Teniendo en cuenta que existe una zona inestable en la ladera este

del valle La Tregua, donde ya se han generado en el pasado grandes avalanchas de detritos, se considera probable un nuevo endicamiento en las cabeceras del arroyo La Tregua, así como una súbita progradación del conoide.

Como ha sido indicado por Keefer y Wilson (1989), las ondas sísmicas se amplían hacia las partes altas de las laderas, generando desprendimientos en esas secciones. Considerando esta observación, los volúmenes involucrados y las evidencias de deformación cuaternaria, ha sido propuesto un inductor sísmico para los movimientos en masa de grandes dimensiones del norte neuquino (González Díaz *et al.* 2006). Durante el análisis de las avalanchas de rocas comprendidas entre los valles Guañacos y Picún-Leo, Penna *et al.* (2011) propusieron sismos con largo período de recurrencia como origen probable de los movimientos. La localización de la zona de desprendimiento en la parte alta de la ladera, su ubicación en la traza del anticlinal Moncol, el volumen involucrado (0,14 km<sup>3</sup>) y la zona de arranque que se extiende aproximadamente 1 km dentro de la ladera del valle, permitirían



**Figura 8:** Evolución de hidrológica de la zona de confluencia de los arroyos la Tregua y Buta Mallín. a) Año 1962, b) Año 1985 y c) Año 2008.

suponer un origen sísmico a la avalancha de rocas La Tregua. La presencia de diques subverticales intruyendo a las volcanitas de la Formación Cola de Zorro, contribuirían a disminuir aún mas la resistencia de los materiales.

En 1960, bastas regiones de Chile fueron afectadas por un terremoto de magnitud de momento sísmico 9,5, el más grande registrado instrumentalmente en el mundo. El epicentro se ubicaría entre 150 y 370 km al SO del área de estudio (Plafker y Savage 1970; Lorenzo-Martín *et al.* 2006). Las fotografías aéreas del año 1962, en conjunto con los testimonios de los pobladores del valle Lileo, indicarían que la avalancha de detritos que endicó por segunda vez el arroyo La Tregua podría ser contemporánea con este megaterremoto. En este caso, el sismo podría haber producido el desprendimien-

to. Sin embargo, no debe descartarse que el sismo podría haber dejado igualmente a los materiales en equilibrio inestable, siendo luego removidos por una precipitación fuerte o abundante derretimiento de nieve, condiciones que se dan en la zona de estudio.

#### CONCLUSIONES

En el norte neuquino, la mayor parte de los estudios sobre diques naturales se ha focalizado en eventos que tuvieron lugar en tiempos preholocenos y holocenos. En el arroyo La Tregua y su confluencia con el Buta Mallín fueron documentados tres endicamientos naturales, dos de los cuales ocurrieron en tiempos históricos.

El primer endicamiento producido por la depositación de la avalancha de rocas que

bloqueó el arroyo La Tregua, generando la laguna homónima, habría tenido lugar en el Holoceno. Alrededor de los años 60, la depositación de una avalancha de detritos originada en la ladera este del valle sepultó la brecha labrada por erosión fluvial en el depósito de avalancha de rocas y bloqueó nuevamente el flujo del arroyo, generando un segundo cuerpo lacustre, de tipo efímero. Por último, el tercer endicamiento tuvo lugar en la confluencia de los arroyos La Tregua y Buta Mallín, por la progradación súbita de un conoide a causa de un incremento en el aporte de material del arroyo la Tregua por parte de un flujo de detritos. Esta última laguna, también de carácter efímero, se habría formado entre los años 1962-1985.

La documentación de esta secuencia de eventos es de especial interés debido a que

generalmente los procesos erosivos borran las evidencias de endicamientos, que constituyen información importante para la planificación de infraestructuras. El conoide formado en la desembocadura del arroyo La Tregua ha sepultado los postes del gasoducto Loma de la Lata Talcahuano construido a fines de los 90. Existe una zona de inestabilidad en ladera oriental de las nacientes del valle La Tregua. Un nuevo movimiento en masa en ese sector, podría dar lugar a otro endicamiento por oclusión de la zona de brecha de la avalancha de rocas, o por aporte de material que genere una nueva progradación del conoide, y que por lo tanto afecte la estructura del gasoducto.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la hospitalidad de los pobladores del valle Lileo durante las labores de campo. Asimismo, agradecen las discusiones y aportes por parte de las Dras. Suriano y Tedesco, y del Lic. Javier Peroni. Se agradece a los Dres. Diego S. Fernández y Patricio Valderrama, cuyas observaciones contribuyeron a mejorar este trabajo. Esta es la contribución N° 379 del International Centre for Geohazards.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Busquets, P., Colombo Piñol, F., Heredia, N., Rodríguez Fernández, R., Solé de Porta, N. y Alvarez Marrón, J. 2002. El Holoceno del valle del río Jáchal, Precordillera Andina (San Juan, Argentina) 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 765-770, El Calafate.
- Colombo, F., Busquets, P., Ramos, E., Vergés J. y Ragona, D. 2000. Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 611-626.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1054-1068.
- D'Odorico, P.E., Pérez, D.J., Sequiera, N. y Fauqué, L. 2009. El represamiento y aluvión del río Santa Cruz, Andes Principales (31°40'S), provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 713-724.
- Ermini, L. y Casagli, N. 2003. Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 31-47.
- Ermini, L., Casagli, N. y Farina, P. 2006. Landslide dams: analysis of case histories and new perspectives from the application of remote sensing monitoring techniques to hazard and risk assessment. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue* 1: 45-52.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23, TC 5008, doi:10.1029/2003TC001533.
- González Díaz, E.F., Folguera, A. y Hermanns, R.L. 2005. La avalancha de rocas del cerro Los Cardos (37°10'S, 70°53'O) en la región norte de la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 207-220.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C.H., Wright, E. y Elisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38°S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 197-217.
- González Díaz, E.F., Giaccardi, A.D. y Costa, C.H. 2001. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 466-480.
- Groeber, P. 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 11 (Serie B, Geología): 1-29, Buenos Aires.
- Hermanns, R.L., Naumann, R., Folguera, A. y Pagenkopf, A. 2004. Sedimentologic analysis of deposits of a historic landslide dam failure in Barrancas valley causing a catastrophic 1914 Río Colorado flood, northern Patagonia, Argentina. En Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, S. y Sayao, A. (eds.) *Landslides. Evaluation and Stabilization*, Balkema: 2, 1439-1445.
- Hermanns, R.L., Folguera, A., Penna, I.M., Fauqué, L. y Niedermann, S. 2011. Landslides in the Central Andes of Argentina (northern Patagonia and the Argentine northwest). En Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A. y Scarascia Mugnozza, G. (eds.) *Lecture Series in Earth Sciences. Natural and artificial rockslide dams*, Springer: 133, 145-174, Berlin.
- Ischuk, A.R. 2005. Usoy natural dam: problem of security (Lake Sarez, Pamir Mountains, Tadjikistan). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment. Special issue* 1: 189-192.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308-324.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95: 406-421.
- Keefer, D.K. y Wilson, R.C. 1989. Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. En Sadler, P.M. y Morton, D.M. (eds.) *Landslides in a Semi-Arid Environment with Emphasis on the Inland Valleys of Southern California* 2. *Inland Geological Society of Southern California Publications* 1:118-149, Riverside.
- Lorenzo-Martín, F., Roth, F. y Wang, R. 2006. Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile. *Geophysical Journal International* 164: 75-87.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L. y Folguera, A. 2008. Remoción en masa y colapso catastrófico de diques naturales generados en el frente orogénico andino (36°-38°S): los casos Navarrete y Río Barrancas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 172-180.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L., Niedermann, S. y Folguera, A. 2011. Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the Southern Central Andes (37°-37°30'S), Patagonia, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 123: 1880-1895.
- Perucca, L. y Esper Angellieri, Y. M. 2009. Evo-

- lution of a debris-rock slide causing a natural dam: the flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan-November 12, 2005. *Natural Hazards* 50: 305-320.
- Plafker, G. y Savage, J.C. 1970. Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of American Bulletin* 81: 1001-1030.
- Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Alluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797-809.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 17-31.
- Suriano, J. y Limarino C.O. 2008. Balance sedimentario entre sistemas fluviales colectores y de transferencia, su implicancia en los ambientes sedimentarios intermontanos. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 171, Buenos Aires.
- Suriano, J. y Limarino, C.O. 2009. Sedimentación Pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 516-532.
- Vérgara, M.M. y Muñoz, J.B. 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile* 17: 31-46.
- Zanettini, J.C.M., Méndez, V. y Zappettini, E. 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentario de la comarca de Los Míches, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 338-348.

Recibido: 11 de febrero, 2012

Aceptado: 23 de abril, 2012