

EL REPRESAMIENTO Y ALUVIÓN DEL RÍO SANTA CRUZ, ANDES PRINCIPALES (31°40'S), PROVINCIA DE SAN JUAN

Patricio E. D'ODORICO BENITES ^{1,2}, Daniel J. PÉREZ ¹, Nicolás SEQUEIRA ¹ y Luis FAUQUÉ ^{3,4}

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Email: daniel@gl.fcen.uba.ar

² ArPetrol Argentina S.A., Buenos Aires. Email: p.dodorico@arpetrol.com

³ Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Email: fauqueluis@yahoo.com.ar

⁴ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

En la región de los Andes Principales sanjuaninos, existe una alta concentración de deslizamientos, cuyos depósitos han originado represamientos naturales. El colapso de estos diques generados por movimientos de ladera es el proceso evolutivo más probable de estas geoformas. El análisis de imágenes satelitales y fotos aéreas permite reconstruir las características y el origen de los deslizamientos que formaron esos diques naturales. En esta región de los Andes Principales, el rápido levantamiento y erosión de las cadenas montañosas ha creado pendientes muy abruptas y una estructuración interna en los materiales, que determinaron un aumento de la susceptibilidad al colapso de las pendientes, independientemente de disparadores como la actividad sísmica o las precipitaciones. El presente trabajo tiene como objetivo analizar las causas que llevaron a la formación del dique natural que produjo el represamiento y desarrollo de la laguna Los Erizos en el curso medio del río Santa Cruz, el colapso del dique y su consecuente aluvión y las características morfológicas de la región de estudio. La comparación temporal entre fotos aéreas e imágenes satelitales, indica que la causa del dique natural, fue el deslizamiento de detritos de la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz, localizado debajo del Cerro Estrella. El constante flujo de agua produjo un aumento del nivel del cuerpo de agua hasta alcanzar la cota máxima del dique. Con el aporte adicional del río Santa Cruz, el lago empezó a drenar mediante un delgado curso de agua establecido sobre el dique que tuvo un fuerte efecto erosivo. El debilitamiento progresivo desencadenó progresivo la rotura de la represa y consecuente aluvión el día 12 de noviembre de 2005. En base a un análisis temporal de imágenes satelitales sobre el sector de la laguna y la región en general, se pudo monitorear toda la cuenca del río San Juan, y detectar posibles diques naturales, capaces de causar daños materiales a las poblaciones que se localizan aguas abajo. El aluvión del 12 de noviembre de 2005, descargó 32.100.000 m³ en 67 minutos y recorrió 254 km en aproximadamente 12 horas.

Palabras clave: *Andes Principales, represamiento, aluvión, colapso, Cordillera Frontal, San Juan.*

ABSTRACT: *Landslide dam and outburst of the Río Santa Cruz, Main Andes, (31°40'S), province of San Juan.* In the region of the Main Andes of San Juan, exists a high concentration of landslide deposits that can originate natural dams. The outburst of these dams generated by slide is a common process in this morphology. The analyses of satellite imagery and air photos of previous years allow reconstructing the characteristics and the origin of the slides that formed those natural dams. In this region of the Main Andes, the rapid uplift and erosion of the mountain chain has created abrupt slopes and an internal structure in the materials that determined an increase of the susceptibility to the slope collapse without triggers as the seismic activity or precipitations. The objectives of the present work are (1) to analyze the causes that formed the natural dam and produced the landslide dam and development of the Los Erizos lagoon in the middle course of the Santa Cruz river; (2) the outburst of the dam and their consequent flood; and (3) the morphologic characteristic of the study region. The temporary comparison between air photos with satellite imageries indicates that the natural dam was generated by slip of the western hillside of the Santa Cruz mountain range, located below the Cerro Estrella. However, the constant water flow to the lagoon, has increased its water level until reaching the maximum benchmark of the dam, produced the beginning of the lake drainage and weakening of the dam causing the outburst and its consequent flood. Based on satellite imagery, a temporary analysis of the lagoon is presented, indicating that monitoring is an important tool to alert in the whole San Juan river basin for possible natural dikes, preventing hazards to the populations down water. The alluvium of November 12 of 2005, discharged 32.100.000 m³ in 67 minutes and traveled 254 km in less than 12 hours.

Keywords: *Main Andes, landslide dam, flood, outburst, Cordillera Frontal, San Juan.*

INTRODUCCIÓN

En Los Andes Principales que conforman

la Cordillera Principal y Cordillera Frontal de San Juan, uno de los principales modeladores del paisaje actual son los procesos

gravitacionales. Los valles estrechos y de laderas empinadas, pueden hacer que un simple deslizamiento de rocas se transfor-

me en un dique natural. Esto es precisamente lo que ocurrió durante los primeros días del mes de enero de 2005 en el curso medio del río Santa Cruz. Un deslizamiento de detritos en la localidad de Los Erizos debajo del cerro Estrella, sobre la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz entre los afluentes Carnicería y La Lira, obstruyó el río Santa Cruz y comenzó así a formar un cuerpo de agua que culminó en un lago de longitud y volumen considerables. El colapso temprano de estos diques naturales es el proceso evolutivo más probable (Costa y Schuster 1988), siendo este fenómeno el que ocurrió con el dique Los Erizos el 12 de noviembre de 2005, originando un violento y súbito aluvión (*flash floods-outburst*) que en pocas horas recorrió más de 250 kilómetros, originando una serie de fenómenos de erosión y agradación al paso de la creciente producto de la rotura del represamiento (Figs. 1 y 2).

La región está comprendida dentro de un sistema de alta montaña, caracterizado por pendientes de elevados gradientes, desniveles de más de 2.000 metros, altas tasas de erosión y predominio de detritos gruesos (Pereyra 1996), generados por congelifración. La combinación de fuerte contraste de relieves y condiciones climáticas de alta montaña, producen en forma continua fenómenos de remoción en masa sobre las laderas de los valles, a lo largo de ambas márgenes del río Santa Cruz; estos procesos están principalmente desarrollados debido a los altos gradientes, en la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz.

El sistema está formado por una serie de cordones montañosos subparalelos de rumbo norte - sur, separados por valles fluviales. El río Santa Cruz, ubicado casi sobre el límite con Chile, es el río principal de la región, fluye hacia el norte y en la junta con el río de las Lagunas Salinas forma el río Blanco (Figs. 1 y 2).

Existen numerosos afluentes permanentes, como por ejemplo los ríos de La Pantanosa, La Coipa, Los Bizcochos, La Lira, de la Carnicería y el Pachón, con un rumbo este - oeste y que drenan hacia el este. De este modo queda configurada una red de dre-

naje controlada por la estructura del orógeno a escala regional.

Objetivos

En el presente trabajo se definieron algunas metas que posteriormente ayudaron a establecer una metodología de investigación. El principal objetivo planteado fue lograr una descripción de las principales características del represamiento del río Santa Cruz. Del análisis de esta información posteriormente debería poder derivarse alguna hipótesis sobre el origen y las causas de la formación de este dique natural. Asimismo, se presenta una descripción del aluvión que surgió como consecuencia directa del colapso catastrófico de dicho dique, durante el mes de noviembre de 2005. Entre las herramientas utilizadas en este estudio, se presenta un monitoreo temporal de la evolución del embalse con imágenes *LandSat Thematic Mapper* (TM), que podría ser empleado en el futuro para alertar a las comunidades en riesgo.

Ubicación del área de estudio

El área de estudio se sitúa en el sector sudoccidental de la provincia de San Juan, en el departamento de Calingasta, a unos 80 kilómetros al oeste de la localidad de Barreal (Figs. 1 y 2). El represamiento del dique natural Los Erizos se localiza en 31°40'45"S y 70°17'40"O. La comarca se caracteriza por su relieve montañoso, con alturas que superan los 4.500 m s.n.m. Los principales valles son surcados por cursos de agua permanentes, el más importante de los cuales es el río Santa Cruz.

Metodología

La recolección de la mayoría de los datos necesarios para el presente análisis se realizó en el área afectada por el dique natural del río Santa Cruz en la localidad de Los Erizos. La localidad fue recorrida dos meses después de ocurrida la ruptura del dique, es decir durante el mes de enero de 2006, por lo cual muchos de los rasgos morfológicos susceptibles de ser erosionados rápidamente pudieron ser observados todavía en el terreno. Entre las evidencias más importantes, se midió la altura máxima que

alcanzó la laguna, cuya paleocosta se había preservado parcialmente en algunas laderas que circundan el embalse. Además se tomaron las altitudes del nivel de agua y del tope y la base del dique. Todas estas mediciones se efectuaron con un altímetro barométrico, y posteriormente fueron corregidas con los datos del clima proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). El estudio del depósito de detritos también comprendió el uso de fotografías aéreas de la década del '70, que fueron proporcionadas por el Departamento de Fotogrametría del SEGEMAR. Estas tomas luego fueron ortorectificadas con puntos de control obtenidos con GPS en el campo, para poder realizar una comparación visual con una escena del sensor SPOT, adquirida en abril de 2008. Por otro lado, se utilizaron escenas del sensor ASTER para extraer los modelos digitales de elevación (*DEM's*) que se emplearon en el cálculo del volumen del dique. El crecimiento del embalse fue monitoreado mediante seis escenas del sensor *Landsat Thematic Mapper*, obtenidas en diferentes fechas distribuidas entre el mes de diciembre de 2004 y noviembre de 2005, a lo largo de los 11 meses en que creció dicho cuerpo de agua

MARCO GEOLÓGICO

Geológicamente el área se enmarca dentro de la estratigrafía y estructura del sector de los Andes principales al oeste de la cordillera de Santa Cruz, que corresponde a las estribaciones septentrionales de la faja plegada y corrida de La Ramada, provincia de San Juan, Argentina. Se ubica en el extremo sur del segmento de subducción subhorizontal (*flat-slab*) (Cahill e Isacks 1992). La unidad más antigua corresponde al Grupo Choiyoi, constituido por coladas riolíticas y flujos ignimbríticos. Estas rocas forman la litología principal de la cordillera de Santa Cruz y están intruídas por granitoides de posible edad triásica (Ramos *et al.* 1993). Son rocas calcoalcalinas asociadas a un volcanismo de intraplaca extensional (Pérez y Ramos 1996). Continúan en discordancia angular las sucesiones sedimentarias mesozoicas, que caracterizan

todas las fases evolutivas de un rift continental de edad triásica superior a jurásica superior. La Formación Rancho de Lata se interpreta como depósitos de sinrift (Álvarez 1996), constituidos por conglomerados y brechas mal seleccionadas, pelitas negras lacustres y rocas piroclásticas con líticos tobáceos y riolíticos. En discordancia angular se apoya la Formación Los Patillos (Álvarez 1996) de edad jurásica inferior a media (Ramos y Álvarez 1999). Está constituida por areniscas y calizas bioclásticas y oolíticas de origen marino somero. Por encima y en paraconcordancia, se encuentra la Formación La Manga de edad caloviana inferior a oxfordiana media - superior, con brechas calcáreas y margas oolíticas; y que junto con Los Patillos representan facies de subsidencia térmica de postrift y somerización de la plataforma (Álvarez 1996). Sin relación estratigráfica se encuentra la Formación Auquillo constituida por yesos con textura sacaroida y localizado sobre la falla Pelambres en el río de la Carnicería (Fig. 1).

Sobre la Formación La Manga y en discordancia se apoyan las sedimentitas de la Formación Tordillo de edad jurásica superior, formados por 300 m de conglomerados polimícticos rojos medianos y sabulitas. Son depósitos continentales de abanicos aluviales y ríos entrelazados, desarrollados en una cuenca de intraarco, asociados a un régimen extensional que marcan la culminación del ciclo jurásico en la región (Cristallini 1996). Continúan las secuencias cretácicas con depósitos volcánicos y volcanoclásticos continentales de la Formación Cristo Redentor. Están formados por una alternancia de coladas andesíticas, ignimbritas y dacíticas, conglomerados clasto sostenidos y areniscas rojas. Estos depósitos se disponen en una faja que bordea la margen occidental del río Santa Cruz, formando amplios anticlinales y sinclinales con rumbo septentrional, extendiéndose sobre el límite argentino-chileno hasta los 37°LS. Las unidades terciarias, con poco desarrollo en la región, corresponden a los pórfiros dacíticos de El Pachón y Los Pelambres (Fernández *et al.* 1974), de la región de Altar (Almendoz *et al.* 2005), y

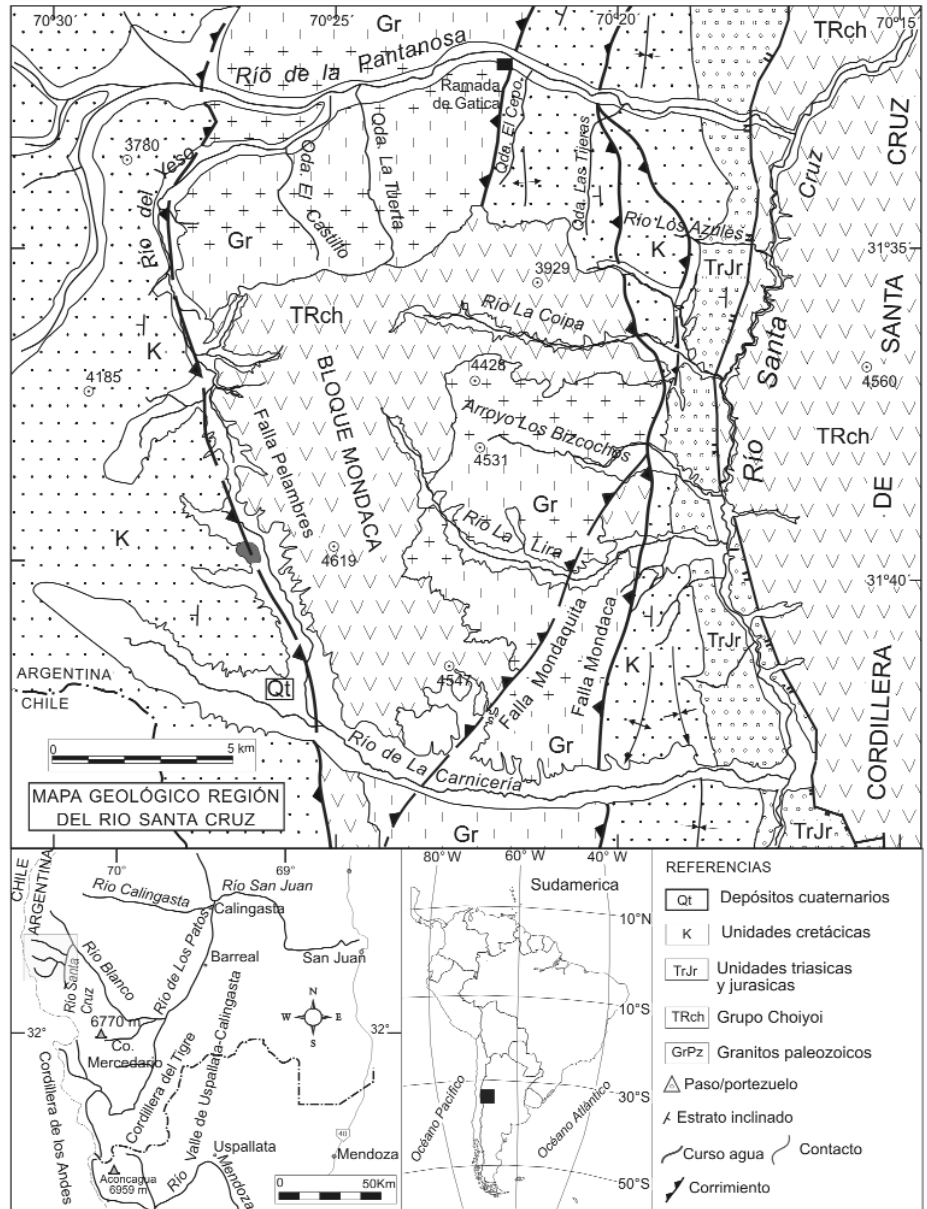


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación del área de estudio (modificado de D'Odorico *et al.* 2009).

la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz, en el río La Coipa, y en el río de la Carnicería (D'Odorico *et al.* 2008). Sobre todas estas formaciones se desarrollaron las unidades cuaternarias las que serán descriptas en el siguiente apartado (Fig. 1). La estructura de la región se caracteriza por presentar dos estilos bien definidos los cuales se habrían desarrollado durante el Mioceno superior. Una es de piel fina (*thin skinned*) y habría sido el responsable de la fuerte deformación en la cobertura sedi-

mentaria mesozoica, formando anticlinales y sinclinales en las secuencias cretácicas del Cordón del Yunque y del Límite (D'Odorico *et al.* 2009). El segundo es de piel gruesa (*thick skinned*), y muestra una deformación que afecta a los bloques de basamento de la cordillera de Santa Cruz, la que es levantada por una falla de alto ángulo ubicada al este de dicha cordillera (D'Odorico *et al.* 2006 y 2008). La porción central de la comarca en estudio, o bloque Mondaca, es levantada por la falla Mondaquita de alto ángulo, por sobre los es-

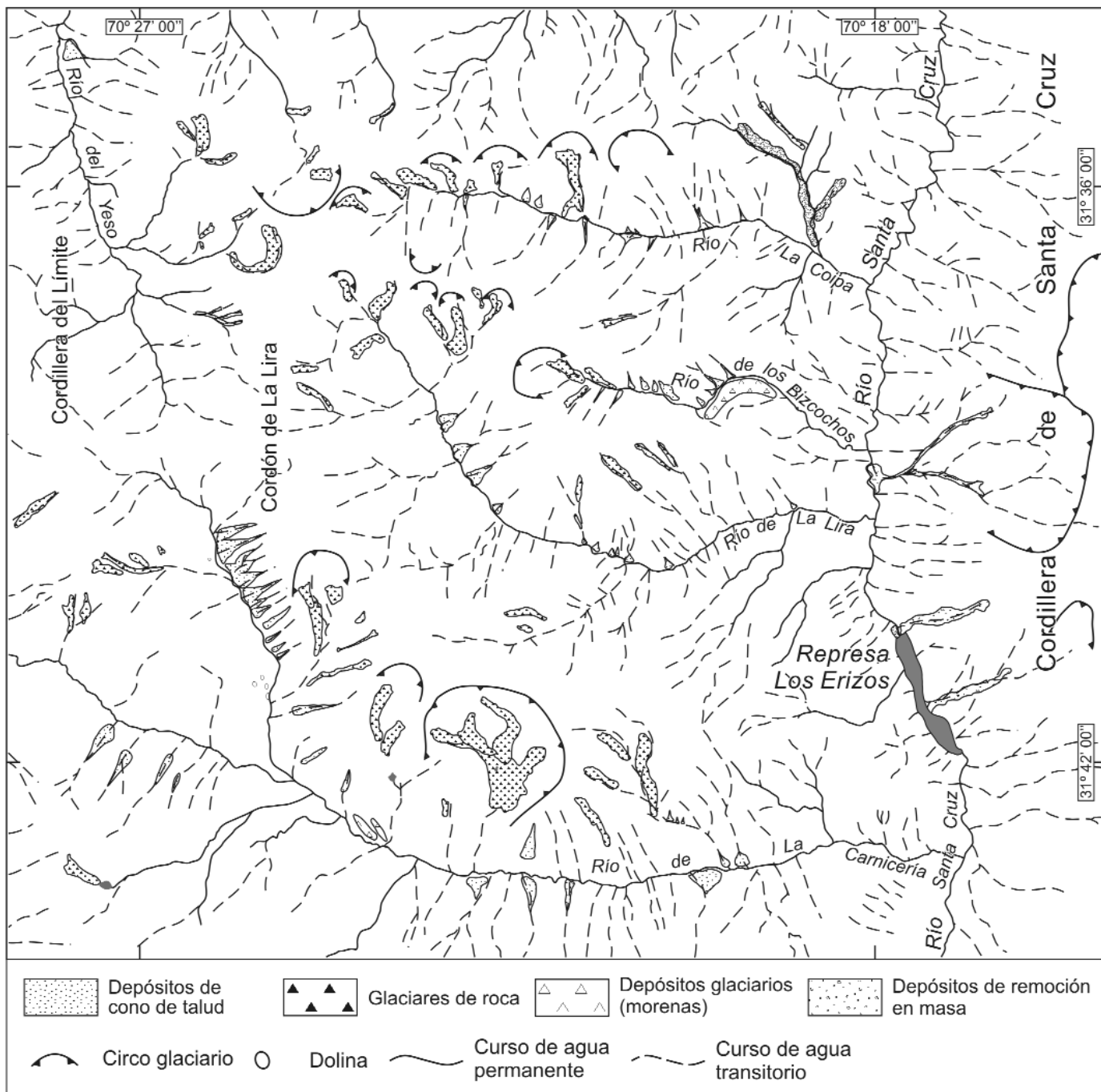


Figura 2: Mapa geomorfológico del área de estudio.

tratos mesozoicos previamente descritos. El estilo de piel fina puede verse en el río Carnicería, mediante el corrimiento Pelambres de bajo ángulo, que afecta a la Formación Los Pelambres, previamente deformada, este corrimiento constituye una estructura fuera de secuencia (Fig. 1).

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL ÁREA

A escala regional el paisaje actual fue modelado a través de la interacción de varios procesos endógenos y exógenos. El proceso endógeno dominante es el levantamiento de escamas tectónicas en respues-

ta a un campo de esfuerzos compresivos, en tanto que los procesos exógenos actuantes son el gravitacional, el fluvial y el glaciar. Los dos primeros son de mayor importancia en la actualidad, aunque muchos rasgos fueron modelados a través de procesos glaciares durante el avance de los hielos en el Cuaternario. En la comar-

ca se pueden describir geoformas fluviales, criogénicas, glaciarias y de remoción en masa (Fig. 2).

El proceso fluvial es actualmente importante como modelador de paisajes. La estructura impone un control sobre el patrón de la red de drenaje a escala regional, ya que la mayoría de los valles presentan rumbo norte - sur y este - oeste. El río más importante de la comarca, el Río Santa Cruz, presenta un hábito entrelazado, común en ríos de montaña, con carga gruesa transportada por rolido y saltación y carga más fina llevada en suspensión. Los demás ríos permanentes de la región vierten sus aguas sobre este curso formando ángulos rectos. La red de drenaje en su totalidad presenta un diseño subdendrítico a rectangular. Este último patrón hace evidente el control estructural antes mencionado. Otra evidencia de control estructural sobre la red de drenaje puede observarse sobre el valle del río de la Carnicería, cuyo rumbo tuerce de este - oeste a noroeste - sursudeste cuando se intersecta con el corrimiento fuera de secuencia (D'Odorico *et al.* 2008). Los valles fluviales en general son bastante estrechos, lo que no permite un amplio desarrollo de las planicies de inundación. Sólo los ríos Santa Cruz y Carnicería presentan planicies amplias (Fig. 2).

Las geoformas criogénicas más abundantes se localizan en aquellos sectores de la comarca donde las altitudes promedio superan los 4.000 m s.n.m. permitiendo que las temperaturas estén por debajo de 0°C durante gran parte del año, lo que posibilita la existencia de hielo intersticial entre los detritos. La mayor cantidad de glaciares de roca se da sobre las pendientes que están orientadas hacia el sur debido a que la insolación media anual es menor que sobre las pendientes que miran hacia el norte; también en esas pendientes el modelado glaciario del Pleistoceno ha sido importante por la misma razón. Dentro de este grupo, las más comunes en el área son los glaciares de roca, que se encuentran principalmente en las laderas afectadas por congelifración, donde afloran las riolitas y granitos del Grupo Choyoi.

Estas rocas presentan un alto grado de diaclasamiento generando laderas con pendientes muy altas, ejerciendo un control sobre el desarrollo de los glaciares de roca (Corte 1987, Martín y Whalley 1987, Pereyra 1996). Otra fuente de detritos está en el material transportado por los glaciares que durante el último avance de los hielos alcanzaron cotas más bajas. Dentro de la comarca predominan los glaciares de roca del tipo lenguado, que son más largos que anchos, y se originan principalmente a partir de depósitos glaciarios previos. El mayor número se halla sobre la ladera norte del río de la Carnicería, nueve kilómetros aguas arriba de la confluencia con el río Santa Cruz. Los glaciares de roca lobados son menos comunes en la zona, y en general presentan dimensiones que no superan los 50 metros de longitud. Se desarrollan principalmente en las paredes de los valles anteriormente englazados, preferentemente en la cuenca superior de los valles de los ríos La Lira y La Coipa. El derrubio que da lugar a los glaciares de roca está formado por clastos de tamaños variados, los mayores a menudo superan 1,5 metros de diámetro. Sin embargo, predominan los bloques con un tamaño promedio de 30 centímetros, formados principalmente por ignimbritas y granitoides. Corte (1987) diferencia los glaciares de roca según su origen en primarios o criogénicos y secundarios o glaciogénicos. Los primeros se dan por una acumulación de detritos proveniente de las laderas de los valles por procesos de reptaje con hielo intersticial, mientras que los segundos se dan por fusión de hielos en glaciares con mucha carga detrítica. En la zona de mapeo se encuentran principalmente glaciares de roca criogénicos. Los glaciares de roca presentes parecen estar activos en su mayoría, aunque en algunos casos se observan bajas pendientes frontales y presencia de vegetación, razón por la cual serían inactivos.

Las geoformas de origen glaciario se hallan en las cabeceras de todas las cuencas, y son el producto del último pulso glaciario cuaternario, dado que las condiciones actuales no permiten la existencia de glaciares en la zona. Las más conspicuas y de

mayores dimensiones corresponden a los valles de los ríos Carnicería y La Lira, con perfiles transversales en forma de catenaria que caracterizan a los valles de origen glaciario. Los circos glaciarios están presentes en el sector central de la zona, donde se encuentran las mayores elevaciones. Estos circos tienen tamaños muy diversos, y algunas veces han coalescido para formar cabeceras de valles más amplias y con geometrías más complejas, como es el caso de la cabecera del valle del río La Lira. Otras geoformas de origen glaciario y también de carácter erosivo son estrías paralelas y rocas aborregadas producidas sobre los afloramientos de granodiorita ubicados en la margen norte del río de la Carnicería, en el mismo sector donde los glaciares de roca son más abundantes. También, se observaron algunos depósitos cordiformes sobre el valle del río de la Carnicería y el arroyo Los Bizcochos que corresponden a morenas laterales. Estas geoformas se ubican a una altura de 3.100 m s.n.m. y marcan que los glaciares llegaron a cotas relativamente bajas durante el máximo de la última glaciación (Fig. 2).

Las geoformas de remoción en masa son comunes en el área de trabajo, ya que en la zona se combinan varios factores que favorecen los procesos gravitacionales. La gran producción de congelifracitos debido a las condiciones climáticas de alta montaña y las empinadas pendientes son los principales. Además, la ausencia de vegetación que estabilice las laderas y la abundancia de agua en el período de deshielo se convierten en factores importantes en la movilización de detritos. Éstos se acumulan como taludes y conos de deyección producidos por caídas y reptaje del derrubio que cubre las laderas y se encuentran ampliamente distribuidos independientemente de la litología. Están formados por acumulaciones de clastos de diversos tamaños y formas angulosas, cuyo ángulo de reposo oscila alrededor de los 30 grados. Los flujos de detritos referidos por Varnes (1978) y Summerfield (1991) constituyen otro grupo de depósitos de remoción en masa en los que la participación de agua es mayor. En algunos casos

se observa que estos depósitos están dominados por material arcilloso, por lo que son clasificados como flujos de barro. Estos flujos usualmente son pequeños y rara vez recorren más de 500 metros pendiente abajo, aunque al norte del río La Lira se ha identificado el depósito de un flujo de detritos que recorrió más de un kilómetro. En general se observa que los albardones laterales están bien preservados. Los flujos de detritos más voluminosos están encauzados y se encuentran sobre la margen oriental del río Santa Cruz, bajando por la ladera del cordón homónimo. En este caso, los movimientos de material superan una diferencia de cotas de más de 1000 metros y comúnmente tienen mucha participación de sedimentos de grano fino, gradando de este modo a flujos de barro. Otros depósitos de remoción en masa corresponden a caídas de rocas (Varnes 1978), en donde el contenido de material fino está subordinado a los grandes bloques. Estos movimientos usualmente son pequeños comparados con otros procesos gravitacionales presentes en la comarca, con la excepción del deslizamiento producido sobre el río Santa Cruz y que dio lugar al desarrollo del dique natural y consecuente llenado del lago del sistema los Erizos (Fig. 2).

EL DIQUE NATURAL LOS ERIZOS

El represamiento ocurrido en la localidad de Los Erizos, se ubica sobre el curso medio del río Santa Cruz, al pie de la ladera occidental de la cordillera de Santa Cruz, debajo del cerro Estrella, a 4,5 kilómetros al norte de la confluencia con el río de la Carnicería (Figs. 1 y 2).

En la comarca se hallan presentes algunas condiciones morfológicas que resultan propicias para la generación de movimientos en masa:

- Las pendientes del faldeo occidental del cordón de Santa Cruz oscilan entre los 30° y los 35° y se caracterizan por su alta inestabilidad.
- Estas pendientes están cubiertas por abundantes detritos (congelifracos), localmente

estas acumulaciones pueden ser bastante espesas;

- La cobertura vegetal en estas laderas es escasa o inexistente;

- Los afloramientos existentes presentan un intenso diaclasamiento, sobre todo las volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi, favoreciendo la congelifración;

- Durante algunos meses del año las pendientes se cubren con una espesa capa de nieve y hielo, que produce un efecto de sobrecarga sobre la pendiente, al menos en forma temporal. Durante el período de deshielo el agua infiltrada en las superficies de discontinuidad del macizo rocoso y entre el material detrítico aumenta la presión de poros y el peso del material sobre laderas, favoreciendo su desestabilización. Además, los cursos temporales de agua pueden movilizar material detrítico y desestabilizar aún más la pendiente.

El aluvión que recorrió 254 km en ~12 horas causó los siguientes fenómenos:

- Entre el dique Los Erizos y la junta de los ríos Blanco y Los Patos, quedaron varadas en la montaña y a la intemperie por tres días, unas 75 personas. Se perdieron varios vehículos y equipos de geofísica destinados a trabajos de minería.

- En la localidad de Los Molles destruyó por completo todo el campamento minero erosionando el antiguo depósito de flujo sobre el que fue emplazado.

- En el departamento de Calingasta, se rompió un puente, arrastró animales y árboles e inundó varias zonas, hubo decenas de personas evacuadas.

- En la represa hidroeléctrica Los Caracoles, ocasionó la rotura de la ataguía, el agua llegó al paredón y arrastró varias casillas rodantes y grúas fijas.

- En el dique Ullúm sacaron de servicio a la usina.

Los depósitos de flujos de detritos y flujos de barro que son muy abundantes, suelen formar abanicos de detritos al llegar al fondo del valle, pudiendo en algunos casos producir obstrucciones parciales del río principal. Se ha observado que en algunos casos estos cuerpos lobados pueden alcanzar varios cientos de metros de longitud. El movimiento que originó el

represamiento del río Santa Cruz se produjo, según la información de las imágenes *Landsat Thematic Mapper*, durante la primera quincena del mes de enero de 2005. Fue originado en la vertiente occidental de la cordillera de Santa Cruz y probablemente comenzó como un deslizamiento planar, pero rápidamente perdió coherencia interna y terminó como un flujo de detritos (Varnes 1978). El depósito está formado por detritos de muy diversos tamaños, desde grandes bloques y megaclastos hasta fragmentos de unos pocos centímetros (Figs. 1 y 2). Sin embargo, el estudio de las fotografías aéreas revela que existe al menos un antecedente de este fenómeno en tiempos históricos. Previa a la acumulación actual del 2005, podía observarse un depósito más antiguo sobre el mismo cañadón, originado en las cercanías de la divisoria de aguas, mientras que al pie del depósito se apreciaba una escarpa, originada por la erosión o rotura catastrófica de un represamiento previo (Fig. 4).

En la actualidad, puede apreciarse una zona de arranque en cercanías de la divisoria de aguas, con una escarpa de unos 300 m de longitud. Pendiente abajo se encuentra el depósito resultante de tal movimiento en masa, formando un dique natural que originalmente tenía de unos 70 metros de altura (Fig. 4). Hasta el 12 de noviembre de 2005, esta acumulación de detritos obstruyó totalmente el curso principal del río Santa Cruz, por lo que inmediatamente aguas arriba se originó una laguna natural. De acuerdo a Ermini y Casagli (2003), en la mayoría de los represamientos naturales alrededor del mundo, la rotura catastrófica de la obstrucción se produce con el primer desborde del embalse. Estos autores estiman que el 80% de los diques naturales se rompen dentro del primer año de existencia. Este cuerpo de agua creció en volumen y extensión durante 10 meses, hasta que el nivel de agua sobrepasó la altura del dique y comenzó a drenar lo que produjo un pequeño cauce de agua y así comenzó la erosión a debilitar el dique. Finalmente se produjo el consecuente colapso y aluvión.

EL COLAPSO Y ALUVIÓN DEL DIQUE NATURAL LOS ERIZOS

Luego de casi un año de acumulación de agua, el día 12 de noviembre de 2005 el dique sufrió un colapso parcial por rebalse en su parte central. Debido a la rotura, alrededor de 32 millones de metros cúbicos fueron vertidos rápidamente aguas abajo. Sin embargo, el volumen total del aluvión podría hasta haber duplicado el volumen de agua inicial mediante la incorporación de detritos y sedimentos (Walder y O'Connor 1997). Si bien el colapso fue súbito, algunos testigos presenciales que se encontraban trabajando en la confluencia de los ríos Santa Cruz-Salinas-Blancos y Santa Cruz-La Pantanosa relataron que unas pocas horas antes del evento, las aguas del río Santa Cruz presentaban una mayor turbidez que la usual para ese curso fluvial. Este cambio en el color y la transparencia del agua se relaciona con un incremento en la carga en suspensión, indicio de que la tasa de erosión sobre el dique aumentó antes de la rotura.

El aluvión recorrió aguas abajo una distancia extraordinaria, encauzándose en los valles fluviales y atravesando las provincias geológicas de Cordillera Frontal hasta llegar al flanco oriental de la Precordillera Central. Desde el dique natural Los Erizos hasta el dique Punta Negra en el extremo oriental de la Precordillera Central, se contabilizaron 254 km, con los siguientes recorridos parciales (Fig. 6):

- A la junta de los ríos Santa Cruz, Salinas, Blanco (21 km);
- A las nacientes del río Blanco - Los Molles (54 km);
- A la junta del río Blanco - río de Los Patos (23 km);
- A la junta del río Los Patos - río San Juan (78 km);
- A la localidad de Pachaco (28 km);
- Al río Sasso, represa Los Caracoles (33 km);
- Al dique Punta Negra (17 km).

Las mediciones realizadas en el campo sobre la paleocosta de la laguna revelan que, en el momento de máxima expansión, el cuerpo de agua tenía un volumen

estimado en 42,6 millones de metros cúbicos de agua, con un nivel de costa máximo en 3.005 m s.n.m. Luego del colapso y vaciado parcial, el nivel de costa se ubicó en 2.975 m s.n.m. El cuadro 1 sintetiza la situación antes y después de la rotura. En el presente estudio se realizó un cálculo de la descarga instantánea en el pico de creciente (*peak discharge*), utilizando como modelo la ecuación de Evans (1986). Existen varias formas de estimar el pico de descarga, cada una planteada para una condición particular (p.e. descargas subglaciares, represamientos por hielo y morenas). La gran mayoría de estos modelos utilizan como único parámetro de entrada el volumen del embalse, variando solamente los coeficientes de acuerdo al caso. En este trabajo se emplea el modelo de Evans (1986), pues fue específicamente planteado para diques artificiales y naturales formados por detritos.

$$Q_{\max} = 0,72 \times V^{0,53}$$

Según el modelo de descarga expuesto en este trabajo, el caudal máximo de agua habría sido de 7.960 m³/seg. Teniendo en cuenta el volumen del aluvión y el caudal máximo, la descarga se habría completado en 67 minutos. No obstante, el tiempo real sería mayor, dado que el caudal habría disminuido paulatinamente hacia el final. De acuerdo a testigos presenciales del hecho, en las cercanías del dique colapsado, el frente del aluvión tenía una altura aproximada de 20 metros (Figs. 3 b y c).

La rápida descarga se pudo documentar en las laderas del lago natural donde se pudieron apreciar las evidencias por deslizamientos progresivos en avance (Varnes 1978), lo cual permitió estimar la cota máxima del agua alcanzada por la laguna en 3.005 m s.n.m. (Fig. 3d). Estos deslizamientos progresivos en avance son el resultado del exceso de presión de poros en los taludes que fueron quedando expuestos al descender el nivel de la laguna. Estos movimientos podrían evidenciar que la descarga o desagote se produjo a través de varios pulsos sucesivos, coincidentes con la profundización o erosión del dique natural.

Para determinar las posibles causas del colapso del dique, se trabajó en dos líneas de investigación. Por un lado se solicitaron los registros históricos de actividad sísmica al Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) para el sector austral de la Cordillera Principal sanjuanina, con un intervalo de tiempo acotado al mes de noviembre de 2005. Esta institución efectuó la búsqueda de información en 27 observatorios nacionales e internacionales. Como resultado, durante período de tiempo señalado previamente, se determinó la ocurrencia 10 sismos con magnitud igual o menor a uno en la escala de Richter. Ninguno de estos temblores sería suficiente para desestabilizar el dique. Por este motivo, es poco probable que el colapso haya sido desencadenado por un movimiento telúrico.

Por otro lado, se trabajó con índices geomorfológicos para estimar la estabilidad del dique. En el presente estudio, se empleó el índice DBI (*dimensionless blockage index*), propuesto por Ermini y Casagli (2003). Estos autores elaboraron una base de datos de diques naturales distribuidos por todo el mundo, mediante la cual relacionaron parámetros del represamiento, principalmente las dimensiones del dique y el área de drenaje aguas arriba de la obstrucción. Se considera que el mayor factor estabilizador de un embalse es su altura, que previene la rotura por desborde. El análisis estadístico de esta información llevó a la definición de un nuevo índice de estabilidad, que se define como:

$$DBI = \frac{\log \frac{A_b \times H_d}{V_d}}{V_d}$$

Los parámetros necesarios para efectuar este cálculo son el área de drenaje de la cuenca hídrica (A_b), aguas arribas de la obstrucción, el volumen de roca que constituye el derrumbe (V_d) y la altura del dique (H_d). Debido a que el represamiento se produjo sobre el curso del río Santa Cruz, se midió el área de drenaje de este río mediante un trabajo de mapeo sobre una escena del sensor multiespectral ASTER, marcando las divisorias de aguas. La altura máxima del represamiento fue calcula-

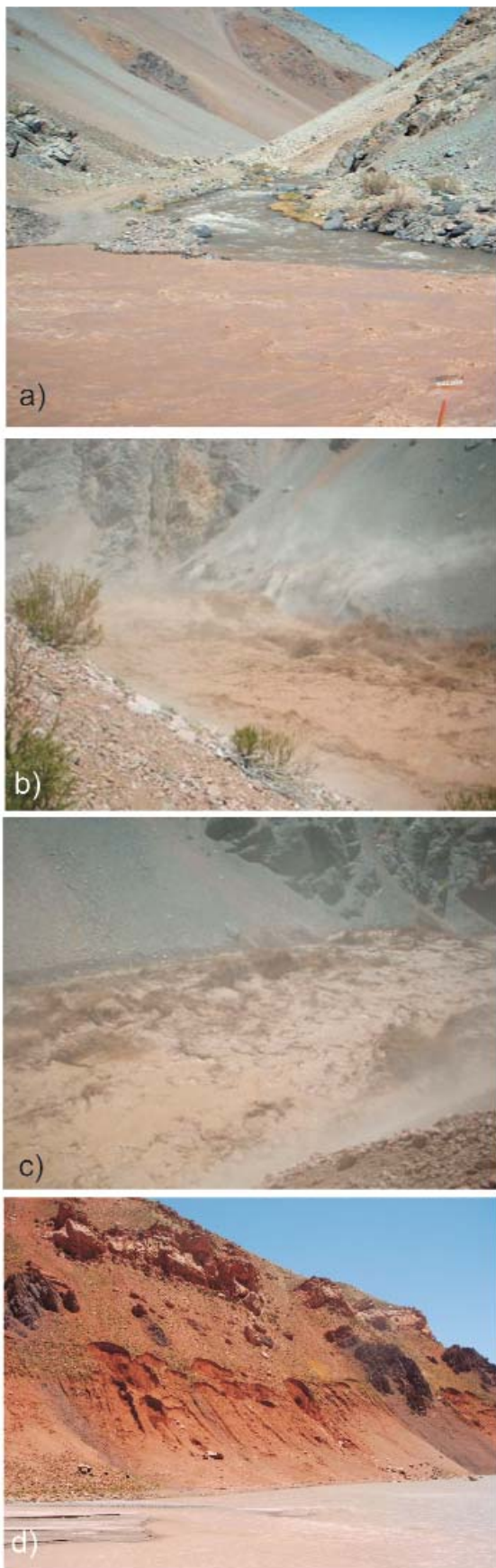


Figura 3: Foto del aluvión y dique al momento y luego de producirse la rotura del dique natural.

a) Confluencia de los ríos Santa Cruz, con agua color marrón y turbulencia indicando el aluvión que venía detrás; y La Pantanosa de color claro. La chapa roja es el aforador que mide 1,20 metros. La huella indica el camino al campamento minero El Altar. b) Foto sobre el río Santa Cruz unos 500 metros agua abajo de La Pantanosa, vista aguas arriba; se puede apreciar como se erosionaban las laderas del río, produciendo un aumento de la carga de sedimentos del río crecido. c) Foto sobre el río Santa Cruz, vista aguas abajo; la quebrada tiene unos 100 metros de ancho y el agua la cubre por completo. El curso normal del río se encuentra unos 20 metros bajo el agua. Fuente: geólogo Ismael Chávez. d) Evidencias de deslizamientos progresivos en avance (Varnes 1978), en las laderas occidental del lago natural, indicando la cota máxima alcanzada por la laguna en 3.005 m s.n.m. Las rocas claras son las calizas de las formaciones La manga y Los Patillos y las rocas negras corresponden a las volcanitas de la Formación Rancho de Lata.

da como la diferencia entre la altura de la paleocosta observada y la base del depósito de detritos; ambas obtenidas con un altímetro barométrico y posteriormente corregidas. El volumen de roca del dique fue obtenido por sustracción de dos modelos digitales de elevación (*DEM*) del sensor ASTER. Uno de estos modelos fue adquirido antes del derrumbe, mientras que el segundo es posterior a la ocurrencia de este movimiento en masa. Dado que ambas grillas tienen un dato altimétrico cada 15 metros, el volumen obtenido es sólo una aproximación. No obstante, la resolución de este método es suficiente para la aplicación de los índices. El cuadro 2 es un resumen de las mediciones obtenidas, que servirán como parámetros de entrada para la ecuación de Ermini y Casagli (2003).

Como se mencionó previamente, estos autores realizaron un tratamiento estadístico de los datos recolectados, y llegaron a la conclusión que aquellos diques con un DBI menor a 2,75 serían estables a lo largo del tiempo, mientras que las obstrucciones con un DBI mayor a 3,08 son proclives a un colapso catastrófico, ya sea por desborde del embalse o infiltración y debilitamiento del depósito. Los rangos intermedios de DBI expresan cierto grado de incertidumbre en cuanto a la estabilidad del dique. Es importante señalar que el presente índice no considera el comportamiento de la obstrucción en caso de un sismo, por ese motivo este disparador ya fue analizado por separado. De acuerdo con los parámetros presentados para este estudio, la aplicación del índice DBI arrojó un resultado de 4,18, lo que se interpreta como un represamiento inestable con tendencia al colapso. Desde el punto de vista geomorfológico, la obstrucción se desarrolló sobre el principal curso de la región, lo que conlleva una gran área de drenaje. Por otro lado, la rotura del embalse fue la única alternativa para drenar la laguna, ya que la obstrucción del río Santa Cruz fue total y no existe otra vía de drenaje. Los datos recolectados en el campo demuestran que sólo la mitad del deslizamiento se vio afectado por la rotura. Adicionalmente, cuando el embalse se col-



Figura 4: Imagen SPOT de 2009 y fotografía aérea de la década del '70

mata con agua proveniente del río principal, es probable que se establezca un pequeño curso de agua sobre el tope del represamiento. Este delgado hilo de agua tiene un efecto fuertemente erosivo, de modo tal que su acción continua en el tiempo puede debilitar un sector del depósito de roca (Costa y Schuster 1988). De este modo, un curso de agua de bajo caudal sobre el tope se convierte en el precursor adecuado para un aluvión de mayores proporciones.

Luego del colapso del represamiento, la laguna remanente alcanzó un nuevo balance hídrico, de modo que el volumen de agua que ingresa a través del río Santa Cruz es igual al volumen que egresa por la brecha del dique. Utilizando los datos topográficos del modelo de elevación ASTER, el volumen del cuerpo de agua remanente se estimó en 10 millones de metros cúbicos. Desde finales de noviembre de 2005 la laguna no ha experimentado cambios perceptibles en el volumen o nivel. Sin embargo, toda la pendiente del flanco occidental del cordón de Santa Cruz es altamente inestable, por lo que no se descarta la ocurrencia de otro movimiento en masa que pueda bloquear la circulación de agua, ya sea en esta misma ubicación o en algún otro tramo del trayecto del río Santa Cruz.



CUADRO 1: Datos cuantitativos del embalse.

| | Nivel de agua (msnm) | Longitud (km) | Profundidad máxima (m) | Volumen (m ³) |
|----------------|----------------------|---------------|------------------------|---------------------------|
| Pre - colapso | 3005 | 3,7 | 71 | 42 600 000 |
| Post - colapso | 2975 | 2,6 | 41 | 10 500 000 |

CUADRO 2: Parámetros de entrada del índice DBI.

| Área de drenaje (A _b , en m ²) | Volumen del dique (V _d , en m ³) | Altura del dique (H _d , en m) |
|---|---|--|
| 615 000 000 | 2 860 000 | 71 |

MONITOREO DEL DIQUE NATURAL LOS ERIZOS

El monitoreo por imágenes satelitales del sensor LandSat TM, Path 233 Row 082 (Fig. 5), permitió establecer tanto la fecha del derrumbe que produjo el dique natu-

ral y a partir del cual comenzó a llenarse el lago natural que denominamos Los Erizos; como así también la fecha del colapso y desagote parcial con el consecuente aluvión aguas abajo por el río Santa Cruz. La imagen del 29 de noviembre de 2004 indica que el cauce del río Santa Cruz en

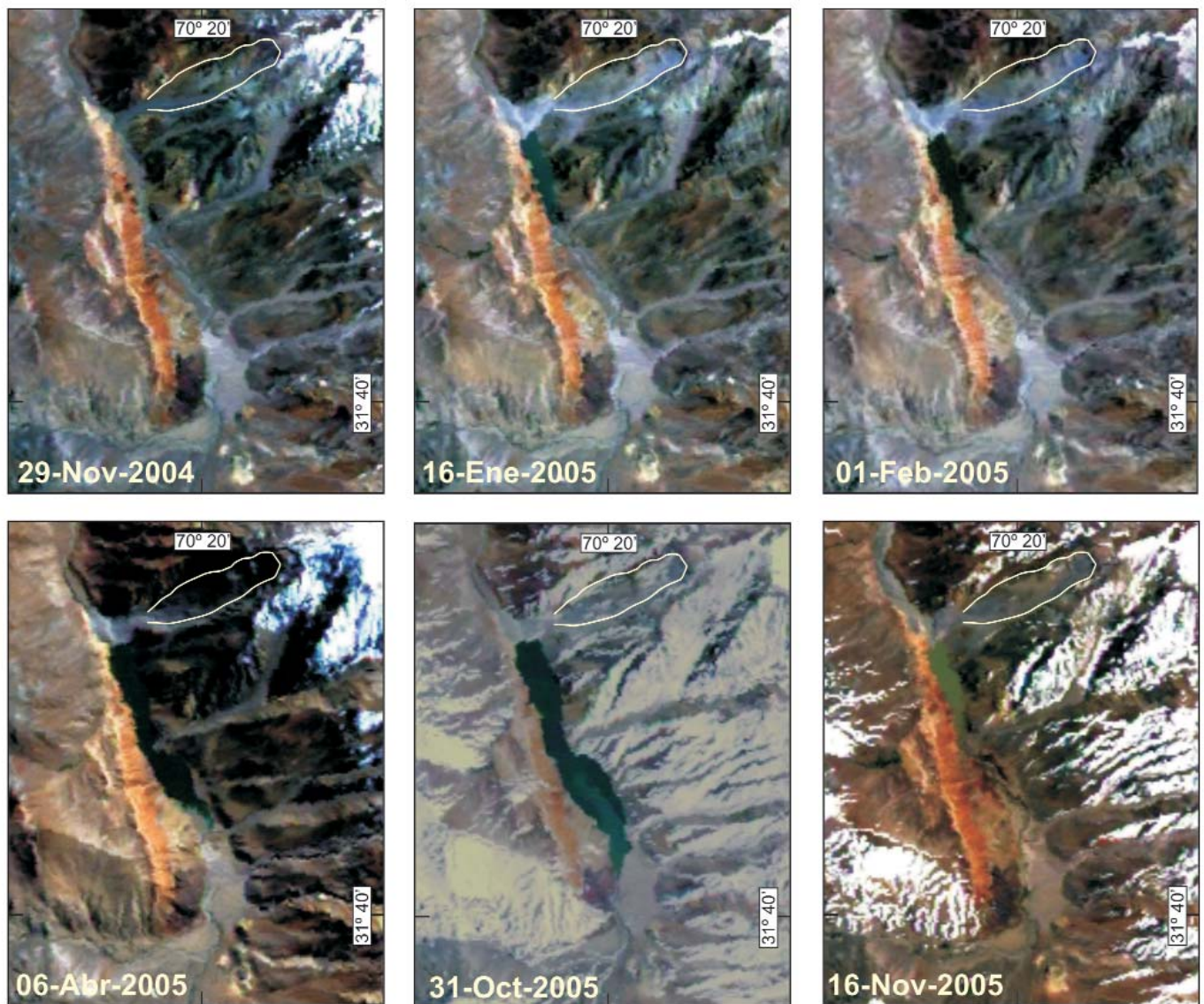


Figura 5: Evolución temporal del embalse vista desde el sensor *Landsat Thematic Mapper*.

la localidad de Los Erizos era normal y no presentaba ningún derrumbe o fenómeno de remoción en masa. La imagen del 16 de enero de 2005 muestra el represamiento que impide el flujo del agua del río Santa Cruz en la localidad de Los Erizos además del camino que recorrió el movimiento de remoción en masa que formó el dique. Además comienza notarse el insipiente lago natural desarrollado aguas arriba de la represa. La imagen además indica que el dique se formó en el extremo norte de los afloramientos calcáreos de las formaciones La Manga y Los Patillos, los cuales tienen una inclina-

ción al oeste de unos 30 grados y cruzan el río Santa Cruz, por lo cual estas rocas presentan un cierre muy apto para que cualquier pequeño derrumbe puedan desarrollar un dique natural. Las imágenes que continúan temporalmente, 01 de febrero de 2005, 06 de abril de 2005, 15 de octubre de 2005 y 31 de octubre de 2005, muestran la evolución en el llenado del dique natural Los Erizos. La última de estas imágenes del 31 de octubre de 2005, permite ver como la cola del dique más septentrional alcanza la desembocadura del río de La Carnicería, lo cual coincide con la paleocosta de 3.005 metros sobre

el nivel del mar medida en el campo. Por último la imagen del 16 de noviembre de 2005, muestra el estado de la laguna Los Erizos, luego del colapso y desagote de la laguna ocurrido el 12 de noviembre de 2005.

CONCLUSIONES

- El deslizamiento que formó el dique natural formando la laguna Los Erizos en el río Santa Cruz, ocurrió en los primeros días de enero de 2005.
- El movimiento se inició como un deslizamiento planar y por pérdida de coherencia interna de la masa, pasó a un flujo

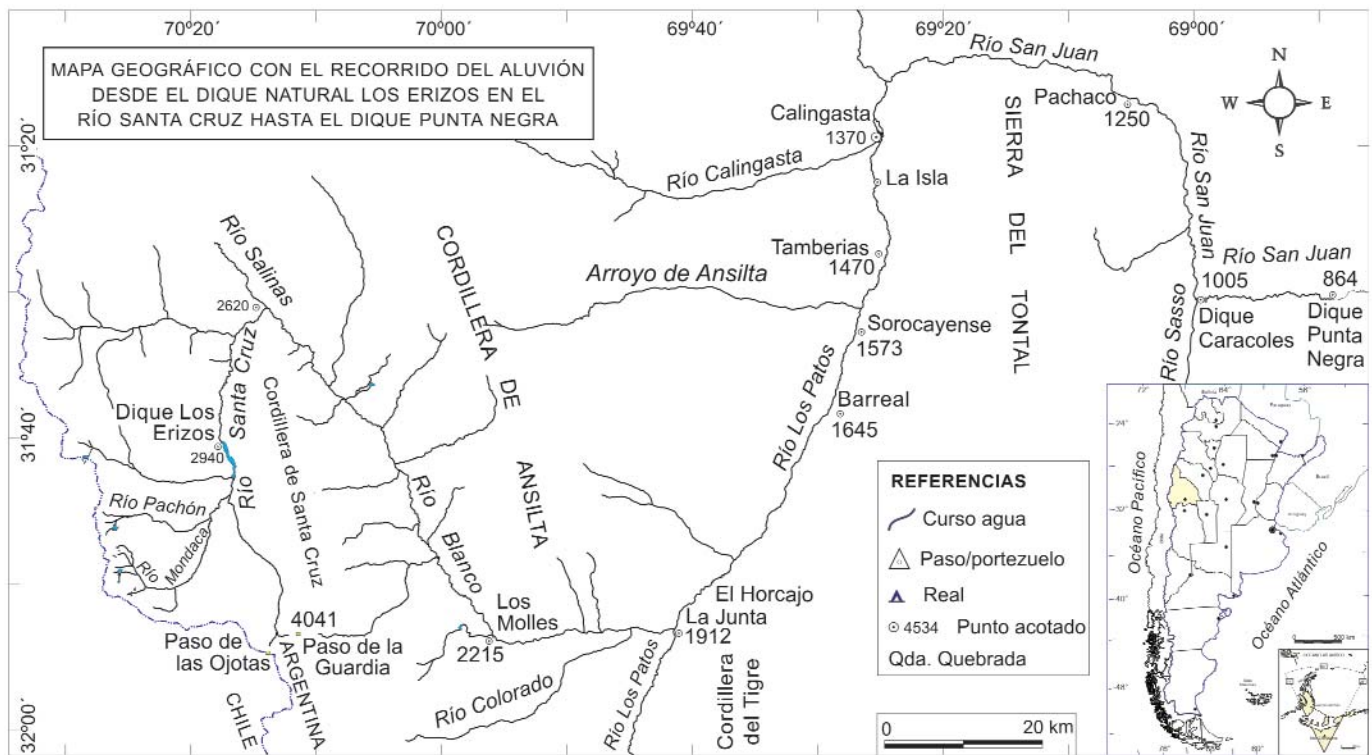


Figura 6: Mapa geográfico con el recorrido del aluvión desde el dique natural Los Erizos hasta el dique Punta Negra con las principales localidades y su altura sobre el nivel del mar.

de detritos, favorecido por el intenso diaclasamiento en las volcanitas del Grupo Choiyoi.

- La laguna de los Erizos alcanzó un desarrollo de 5 km de largo por 0.5 km de ancho y una profundidad máxima de 71 metros.

- Datos morfológicos indican la existencia de un represamiento histórico previo al de enero de 2005.

- El colapso del dique Los Erizos, ocurrió el 12 de noviembre de 2005 y se debió a una serie de características, a mencionar:

- Llenado total de la laguna por afluencia de agua de los ríos aguas arriba de la laguna y/o por derretimiento de nieve, lo cual provocó el drenado por encima de la altura máxima del dique natural y así la formación de un cauce con el debilitamiento de la represa, además de provocar un aumento de presión hidrostática por aumento del nivel de agua de la laguna

- Comienzo de la época estival y de deshielos, causando una menor resistencia en la estructura de fundación del dique natural, provocando una disminución de su valor

soporte y un aumento de drenaje interno y filtraciones a través de la estructura de la presa.

- Los indicadores geomorfológicos (DBI) apoyan la teoría de la rotura parcial por desborde del embalse y erosión del tope del dique.

- El colapso y rápido vaciamiento de la laguna generó un aluvión con un caudal máximo de agua de 7960 m³/segundo; lo cual produjo la descarga de ~32.000.000 m³ en 67 minutos; con un frente del aluvión de 20 metros de altura, en el río Santa Cruz y en los primeros tramos del río Blanco. El aluvión recorrió un total de 254 km en menos de 8 horas.

- El aluvión con sus ~32.000.000 m³ y ~20 metros de altura iniciales, fue desde un principio retroalimentado por los detritos contenidos en los conos aluviales laterales a lo largo de los ríos Santa Cruz y Blanco. Este hecho natural anegó la salida de todos los ríos inclusive hasta el río Salinillas, lo cual puede constatarse en la imagen SPOT luego de producido el aluvión.

- Luego del colapso del dique, la laguna

remanente alcanzó un nuevo balance hídrico, con un caudal de agua de entrada y salida similares.

- El monitoreo de la laguna por imágenes satelitales mostró toda su evolución, indicando que es una buena metodología para identificar cuerpos de agua, y para remediación de las comunidades.

- El embalse Los Erizos tuvo un volumen relativamente pequeño (~0,042 kilómetros cúbicos) al compararlo con otros diques naturales. No obstante, las consecuencias de la rotura fueron catastróficas en cuanto a pérdidas materiales, representando un alto riesgo para las poblaciones que se encuentran aguas abajo, dado que no existe previa advertencia cuando se produce el aluvión (*outburst*).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los árbitros Valerie Baumann y Lionel Fidel, por la lectura crítica del texto. A la empresa Río Tinto Exploration por su apoyo en las tareas de campo. A la Universidad de Buenos Aires, por el

financiamiento de la presente contribución, a través de fondos del subsidio UBACYT X812.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Almandoz, G., Zulliger, G. y Márquez - Zavalía, F. 2005. Altar: mineralización de alta sulfuración vinculada a un sistema de pórfido cuprífero, San Juan, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 369-376.
- Álvarez, P.P. 1996. Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería 24: 59-137, Buenos Aires.
- Cahill, T. y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dam. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1054-1068.
- Corte, A. 1987. Rock glaciers taxonomy. En Giardino, J., Shroder, J. y Vitek (eds.) *Rock Glaciers*, Allen & Unwin, 27 - 39, Boston.
- Crastellini, E.O. 1996. La faja plegada y corrida de La Ramada. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería 24: 349-385, Buenos Aires.
- D'Odorico, P., Sequeira, N. y Pérez, D. J. 2006. Geología del curso medio del río Santa Cruz, Andes principales (31°45' LS) San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 193-196, Antofagasta.
- D'Odorico, P., Pérez, D. y Sequeira, N. 2008. EL represamiento del Río Santa Cruz, Cordillera Principal y Frontal (31°45'LS), Provincia de San Juan, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 207-271, Buenos Aires.
- D'Odorico, P., Pérez, D. y Godeas, M. 2009. Reconocimiento de alteración hidrotermal con el sensor Aster, en el curso medio del río Santa Cruz (31°40'S), provincia de San Juan. *Revista de la Asociación geológica Argentina* (en prensa).
- 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.
- Evans, S.B. 1986. The maximum discharge of outburst flood caused by the beaching of man-made and natural dams. *Canadian Geotechnical Journal* 23: 385 - 387.
- Fernández, R., Brown, F. y Lencinas, A. 1974. Pachón, un nuevo pórfido cuprífero argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 77 - 89.
- Martin, E. y Whalley, B. 1987. Rock glaciers, part 1: rock glacier morphology, classification and distribution. *Progress in Physical Geography* 11: 260 - 282.
- Pereyra, F.X. 1996. Geomorfología. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería 24: 423-446, Buenos Aires.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A., 1996. El basamento prejurásico. En Ramos, V.A. (ed.) Geología de la Región del Aconcagua. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería 24: 27-58, Buenos Aires.
- Ramos V.A. y Alvarez, P.P. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12: 17-31.
- Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B. y Lencinas, A. 1993. El Toarciano fosilífero de Pachón y su relación con el Jurásico de Cordillera Principal de San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 94-104, Buenos Aires.
- Summerfield, M. 1991. *Global Geomorphology*. 537 p, Longman Ltd., London.
- Varnes, D. 1978. Slope movements, types and processes in landslides analysis and control. Transportation Research Board, National Academy, Special Report 176: 11-33.
- Walder, J.S. y O'Connor, J.E. 1997. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and earthen dams. *Water Resources Research* 33 (10): 2337-2348.

Recibido: 17 de enero, 2009

Aceptado: 27 de octubre, 2009