



Evidencias de rupturas sucesivas del dique natural de la Laguna Blanca, Andes Centrales (31° S)

Pilar JEANNERET¹, Stella Maris MOREIRAS^{1,2} y Mariana CORREAS GONZALEZ¹

¹Unidad de Geomorfología y Cuaternario, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT-Mendoza, Universidad Nacional de Cuyo (UNCuyo), Gobierno de Mendoza, Argentina.

²Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina

Emails: pjeanneret@mendoza-conicet.gob.ar

Editor: Sergio Sepúlveda

Recibido: 16 de agosto de 2022

Aceptado: 28 de enero de 2023

RESUMEN

La caracterización de los diques naturales generados por grandes colapsos de laderas es el primer paso para definir su riesgo potencial de ruptura y descarga repentina, el cual es un peligro para las poblaciones aguas abajo. En este trabajo, se presentan evidencias de rupturas antiguas de la Laguna Blanca, un dique natural generado por una avalancha de rocas en una zona encajonada de la cuenca del río Blanco, provincia de San Juan. Mediante sensores remotos y reconocimiento de campo se establecieron dos niveles lacustres antiguos que se drenaron, erosionando el depósito de avalancha original. La paleo-laguna más antigua se extendía al menos 80 m por encima del nivel de agua actual, ocupando $2.14 \times 10^9 \text{ m}^2$, el cual se estima drenó catastróficamente. La segunda paleo-laguna, se extendió al menos 5 m por encima del nivel de agua actual, también descargando de forma repentina. Se estimaron índices de estabilidad de acuerdo a los parámetros morfométricos calculados para cada fase de la laguna desde su formación, como ser ancho, largo y altura tanto de la laguna y el dique actual, como de las paleo-lagunas y paleo-diques inferidos. Con estos parámetros también se calcularon sus volúmenes. Los índices calculados para las paleo-lagunas arrojan resultados variables en cuanto a la estabilidad. Esto podría deberse a la variabilidad de los parámetros influyentes en los cálculos de estabilidad y la falta de representación de las condiciones dadas en los Andes Centrales. La condición de estabilidad de la actual Laguna Blanca es meta-estable dependiendo de factores externos que modifiquen su estado natural tales como, sacudidas sísmicas, erosión intensa y superficial del material de avalancha y reincidencia de eventos de caída de rocas o avalanchas de roca en el cuerpo de agua.

Palabras clave: Diques naturales, Índices de estabilidad, Peligrosidad

ABSTRACT

Evidence of successive failures of a natural dam in Laguna Blanca, Central Andes (31° S).

The characterization of natural dams, caused by landslides, is the first step for defining their potential risk of a sudden discharge, which might cause catastrophic effects downstream. In this paper, we study successive collapses of the Blanca Lake, dammed by a rock avalanche in a narrow valley of the Blanco river basin, in San Juan province. Using remote sensing techniques and detailed sedimentological studies, two paleo-lake levels were recognized, which partially breached in at least two outburst events. The oldest level was recognized 80 m above the existing lake, taking up to $2.14 \times 10^9 \text{ m}^2$ and collapsing catastrophically. The second level was at least 5 m higher than the present lake, also drained by a sudden collapse. Stability indexes were calculated based on the estimated morphometric parameters for each stage of the lake, such as height, width and length from both the lake and dam, but also from the inferred paleo-lakes and paleo-dams. The calculated indexes for the paleo-lakes were contrasting in terms of stability. This could be a consequence of the variability of the influencing parameters that affect the stability and the lack of representation of Andean lakes. As result, the stability of the Blanca Lake is considered as under steady-state conditions that could be modified by external influences that affect this state, such as seismic shaking, internal and superficial erosion of the rock avalanche deposit by sediment-free water and slope collapses within the lake.

Keywords: Natural dams, Stability indexes, Natural hazard

INTRODUCCIÓN

Los diques naturales, particularmente los diques generados por colapsos de laderas en zonas montañosas, son especialmente propensos a romper de forma catastrófica (Schuster y Costa 1986, Costa y Schuster 1988). Estas rupturas generan inundaciones violentas (*outburst floods*) que representan uno de los mayores peligros en zonas montañosas al tener la capacidad de viajar varios kilómetros aguas abajo (Hermanns y Longva 2012, Cui et al. 2013, Chang et al. 2022), provocando pérdidas materiales y humanas (Evans 2006).

En ambientes de montaña con actividad sísmica, los diques naturales son comunes por presentarse todos los factores necesarios para su formación (Ermini y Casagli 2003, Korup 2004). Esto ocurre cuando material de las laderas cae en una parte angosta del valle con pendientes pronunciadas, donde no es necesario un gran volumen de material para bloquearlo por completo (Costa y Schuster 1988). En los Andes Centrales de Argentina, los diques naturales suelen ser más comunes de lo registrado por la bibliografía (Hermanns et al. 2006), porque los factores pre-condicionantes y desencadenantes para los colapsos de laderas suelen estar presentes. frecuentemente los afloramientos están debilitados o altamente fracturados y diaclasados por la actividad sísmica y la compleja estructuración tectónica, o pueden estar afectados por la alteración hidrotermal, lo que le otorga mayor movilidad al colapso, en caso de que no involucre agua (Campbell 1989). Esto es especialmente importante en ambientes áridos, donde la probabilidad de desencadenantes que involucren agua es menor. Respecto a los factores externos al macizo, los desencadenantes más comunes son los sismos de gran magnitud, las lluvias torrenciales y el deshielo de pendientes congeladas, representando más del 80 % de los casos inventariados alrededor del mundo (Peng y Zhang 2012).

Una vez formado el dique natural, su longevidad, o periodo de tiempo entre la formación del dique y su ruptura (Shen et al. 2020), está dado por diversos factores: (a) la superficie de la cuenca aguas arriba, que determina la cantidad de agua que ingresa al dique y la velocidad con que éste es llenado (Ermini y Casagli 2003, Dong et al. 2009); (b) el tamaño y forma del dique, que influye en el volumen de agua que puede almacenar aguas arriba, y el gradiente hidráulico que puede alcanzar por la diferencia de altura entre el nivel de agua y la base del dique durante la descarga (Ermini y Casagli 2003, Dhungana y Wang 2019) y; (c) las características geotécnicas del depósito, que determinan la resistencia del mismo a la presión ejercida por la masa de agua acumulada y su resistencia a la erosión (Zhu et al. 2020). Según Costa

y Schuster (1988), el 85 % de los diques formados por deslizamientos colapsan dentro del primer año de su formación y el 27 % lo hace dentro del primer día. Estudios actuales y con una amplia base de datos indican que estos porcentajes son aún mayores, donde el 87 % rompe dentro del primer año de su formación y el 34 % dentro del mismo día (c.f. Peng y Zhang 2012, Zhou et al. 2019). Un caso en particular en los Andes Centrales se ajusta a estos estudios (ej. D'Odorico et al. 2009) pero también se registran diques naturales que podrían haber durado más tiempo (Hermanns et al. 2004, 2011, Lauro et al. 2012;), algunos de los cuales persisten hasta la fecha (Welkner et al. 2010, Deckart et al. 2014), como la Laguna Blanca que es objeto de estudio en este trabajo. Estos últimos podrían considerarse estables al persistir por más de una década (Perrin y Hancox 1992, Korup 2004). Sin embargo, existen casos de diques que colapsaron en tiempos históricos pero que fueron formados hace varios siglos, como el ejemplo de la Laguna Cari Lauquen en Patagonia (Hermanns et al. 2004). Por lo tanto, la predictibilidad del comportamiento de diques antiguos también es de suma importancia en estos ambientes.

El mecanismo de ruptura más común de estos diques es el desborde (Costa 1985, Peng y Zhang 2012), cuando el nivel de agua acumulada sobrepasa el punto de mínima altura del dique. En ríos caudalosos de ambientes húmedos, el desborde ocurre poco después de la formación del dique (Tacconi-Stefanelli et al. 2015, Zheng et al. 2021) o luego de la próxima lluvia intensa (Nash et al. 2008), porque el valle aguas arriba del dique se rellena rápidamente. En ese sentido, en ambientes áridos, el caudal bajo y la baja frecuencias de lluvias intensas podría ser un factor que determina su estabilidad. Sin embargo, hay otras causas de desborde comunes e independientes de factores climáticos como ser, la caída de material rocoso y/o avalanchas de nieve en el cuerpo de agua, generando olas de gran altura que sobrepasan el dique (Clague y Evans 2000, Korup 2002, Hermanns et al. 2004, Clague et al. 2012, Iribarren Anaconda et al. 2015, Geertsema et al. 2022). Si las condiciones que generaron el dique en cuestión se mantienen vigentes luego de la formación de la laguna, pueden desencadenar nuevos eventos que afecten la estabilidad de la misma (Hermanns et al. 2004, Hubbard et al. 2005, D'Odorico et al. 2009). Y aun así, ante cambios en las condiciones de las laderas, como la degradación del permafrost o el retroceso de glaciares en las cabeceras, podrían generarse movimientos en masa que también afecten la estabilidad del dique. Es por esto que es importante la identificación y monitoreo, tanto de diques antiguos como nuevos, para evitar posibles efectos destructivos aguas abajo.

En este trabajo se reconoce y caracteriza un dique natural producto de una avalancha de rocas en un sector angosto del arroyo Laguna Blanca, en la Cordillera Alta de San Juan. Se reconocieron diferentes alturas que alcanzó esta laguna en el pasado y se evaluaron los parámetros morfométricos de cada paleo-laguna, para finalmente calcular los índices de estabilidad de acuerdo a diversos autores. Estos índices fueron contrastados entre sí para evaluar su predictibilidad en un ambiente cordillerano de los Andes Centrales de Argentina y entender qué implican estos resultados en la estabilidad de la laguna actual.

Características fisiográficas de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra en el sudoeste de la provincia de San Juan, Argentina, entre los 69°59' y 69°58' Longitud Oeste y 31°53' y 31°54' Latitud Sur. En este sector se identificó un evento complejo denominado "Avalancha de rocas Laguna Blanca" (Jeanneret y Moreiras 2018, Jeanneret et al. 2020) que ocupa un área de 65 km² (Fig. 1). El material colapsado bloqueó completamente el valle del arroyo Laguna Blanca generando el cuerpo de agua homónimo. Esta laguna se encuentra a 3000 m s.n.m. y, actualmente, el agua discurre de forma lateral por desborde en el extremo norte e internamente por infiltración y erosión interna, emanando como un manantial de agua cristalina 180 m por debajo del nivel de agua original de la laguna. El agua sigue su curso pendiente abajo por 3.5 km hasta desembocar en el río Blanco. Topográficamente, la zona se caracteriza por poseer fuertes pendientes con desniveles locales de 500 m.

Las precipitaciones medias anuales en la región se dividen en pluviales, con menos de 50 mm y nivales que pueden llegar a 300 mm/año en los sectores más altos, caracterizando la zona con un clima árido a semi-árido y altamente variable de acuerdo a la altitud (Minetti et al. 1986). Esta aridez limita el desarrollo de vegetación en las laderas y sólo se registra un escaso grado de cobertura de suelo en forma de arbustos bajos en el fondo del valle.

Geológicamente, la laguna se encuentra emplazada en la provincia geológica de Cordillera Frontal (Fig. 1). Esta unidad está representada por un arco de sedimentitas y vulcanitas deformadas del Mesozoico y Cenozoico cubriendo al Grupo Choiyoi del Pérmico-Triásico (Ramos et al. 1996). Este grupo está constituido por coladas riolíticas y flujos ignimbríticos también riolíticos, intruidos por cuerpos plutónicos de composición granítica a granodiorítica (Caminos 1965). Los cuerpos intrusivos poseen aureolas de alteración hidrotermal reconocidos por colores amarillos a verdosos. Además, se reconocen diques de composición andesítico-dacítica posteriores

al emplazamiento gondwánico de Choiyoi pero anteriores al ciclo ándico (Vallecillo et al. 2010). Durante la orogenia andina, estas unidades fueron elevadas y deformadas y, desde el Mioceno tardío, los Andes Centrales (27° a 33°30' S) se comporta de forma diferencial, respondiendo a una subducción sub-horizontal conocida como "Flat-slab Pampeano" (Barazangi e Isacks 1976, 1979). Este comportamiento le otorga las mayores altitudes registradas en la Cordillera andina, incluyendo el cerro Aconcagua (6961 m s.n.m.) y el cerro Mercedario (6720 m s.n.m.). Este último es la cabecera del valle abordado en este trabajo. La zona también está caracterizada por la ausencia de volcanismo y una propagación de los esfuerzos compresivos hacia el este (Ramos et al. 1999). Al migrar los esfuerzos compresivos, no se registra actividad neotectónica en la zona de estudio, sólo más al este, sobre Precordillera y el piedemonte donde se emplaza la ciudad de San Juan.

El valle fue fuertemente modificado por las glaciaciones pleistocenas dejando material morénico en las laderas, las cuales fueron involucradas en la avalancha de rocas estudia-

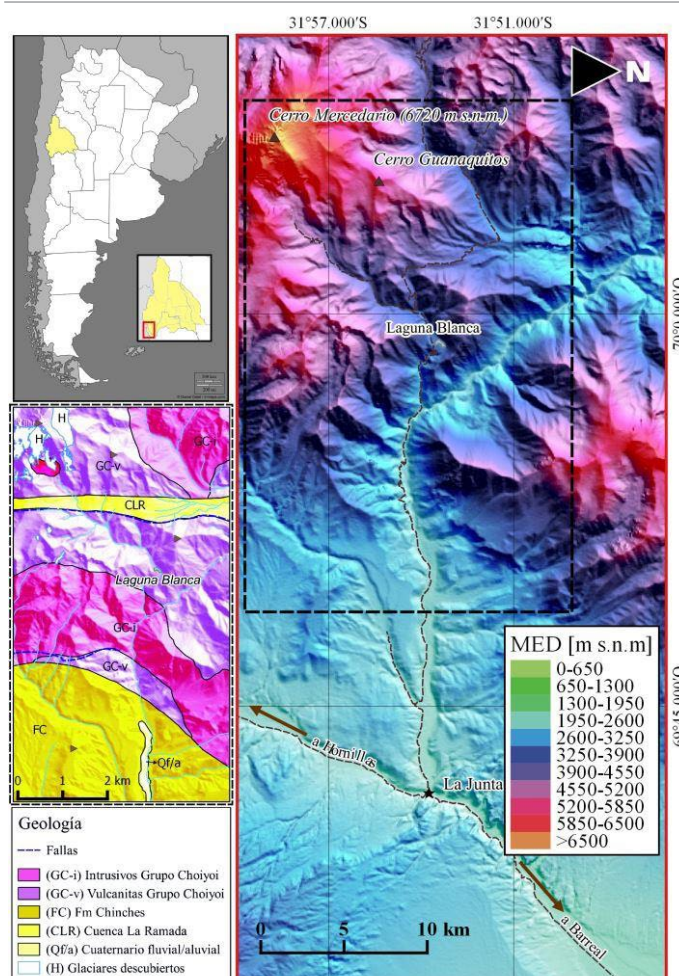


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio con el modelo de elevación digital (MDE); b) mapa geológico.

da (Jeanneret et al. 2020). Superpuestas a estas geofor-
mas, los valles poseen indicios de erosión fluvial con desarrollo de
terrazas fluviales colgadas en las laderas abruptas.

METODOLOGÍA

Geomorfología

El depósito de avalancha se identificó originalmente me-
diante sensores remotos. Se utilizaron imágenes de Google
Earth 2016 como un abordaje preliminar y luego se proce-
saron imágenes TM (Thematic Mapper) del Sensor Land-
sat 5 para la interpretación geológica de los afloramientos
y probable origen del depósito de avalancha. Mediante el
uso de imágenes ASTER GDEM, con una resolución espa-
cial de 30 m, se realizó el modelo digital de elevación (MDE)
e, implementando herramientas de QGIS, se calcularon los
volúmenes tanto de los diques como de las paleo-lagunas.
Por último, se realizó una salida a terreno para verificar las
interpretaciones originales. Durante esta salida se encontró
material paleo-lacustre en las adyacencias de la laguna y
una terraza aluvial apoyada sobre los afloramientos cerca-
nos. Aguas abajo del depósito de avalancha, se reconoció
en terreno, una terraza fluvial con un depósito caótico apo-
yado en discordancia erosiva. Todas estas nuevas geofor-
mas reconocidas en el campo fueron relevadas para realizar
el mapa geomorfológico y la interpretación geomorfológica.
Como resultado de estas interpretaciones, se calcularon los
parámetros morfométricos, tanto de la avalancha de rocas
como de las diferentes paleo-lagunas, incluyendo paráme-
tros geométricos (altura, ancho y largo del depósito y de la
laguna), parámetros volumétricos e información de la cuenca
involucrada.

Cuadro 1. Formulas utilizadas para calcular el índice de estabilidad del
dique y los paleo-diques. La altura del dique hace referencia a la distancia
vertical entre el piso del valle y la altura mínima del depósito por donde
podría escaparse el agua acumulada (Costa y Schuster 1991). Emáx es
la elevación máxima de la cuenca bloqueada y Emin es la elevación de la
cresta más alta del depósito de avalancha (Korup 2004).

Índice	Formula	Parámetros	Autor
BI	$\log(V_d/A_c)$	V_d : volumen del dique (m ³)	Casagli y Ermini (1999)
I_i	$\log(V_d/V_l)$	V_l : volumen de la laguna (m ³) A_c : área de la cuenca de aporte a la laguna (km ²)	
DBI	$\log(H_d+A_c/V_d)$	H_d : altura del dique (m)	Ermini y Casagli (2003)
I_s	$\log(H_d^3/V_l)$		Korup (2004)
I_r	$\log(H_d/H_r)$	H_r : relieve aguas arriba del dique en (m) $H_r = E_{máx} - (E_{mín} - H_d)$	
I_a	$\log(H_d^2/A_c)$		Dong et al. (2011)
$L_s(AHV)$	$-4.48\text{Log}(A_c) - 9.31\text{Log}(H_d) + 6.61\text{Log}(V_d) + 6.39$		
$L_s(IVAM)$	$-0.198\text{Log}(l) + 1.387\text{Log}(V_d) - 1.432\text{Log}(A_c) + 4.169Mi - 8.674$	l : relación de la altura del dique con respecto a su espesor $Mi = 0.75$; más del 80 % del material de avalancha supera los 2 mm de diámetro	Shan et al. (2020)

Estudios sedimentológicos y crono-estratigráficos

En base a posiciones estratigráficas de los depósitos y relaciones de corte, se estableció la sucesión de eventos que ocurrieron en este sector andino. Mediante perfiles sedimentológicos de los depósitos paleo-lacustres expuestos, se estimó la posición y volumen de las paleo-lagunas. A su vez, se

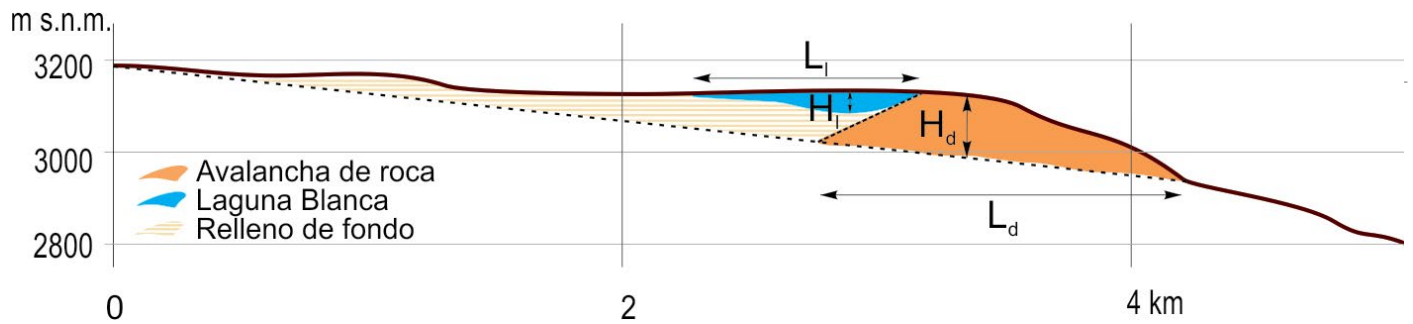


Figura 2. Esquema longitudinal del arroyo Laguna Blanca (línea continua marrón), con el relleno de planicie de inundación (líneas naranjas) inferido de acuerdo a la pendiente del río que debería haber tenido originalmente, previo al represamiento, estimada en base al *knick-point* (línea punteada). La avalancha de rocas está representada por el polígono naranja y la laguna por el polígono azul. L_l es el largo de la laguna, L_d el largo del dique, H_l la altura de la laguna y H_d la altura del dique.

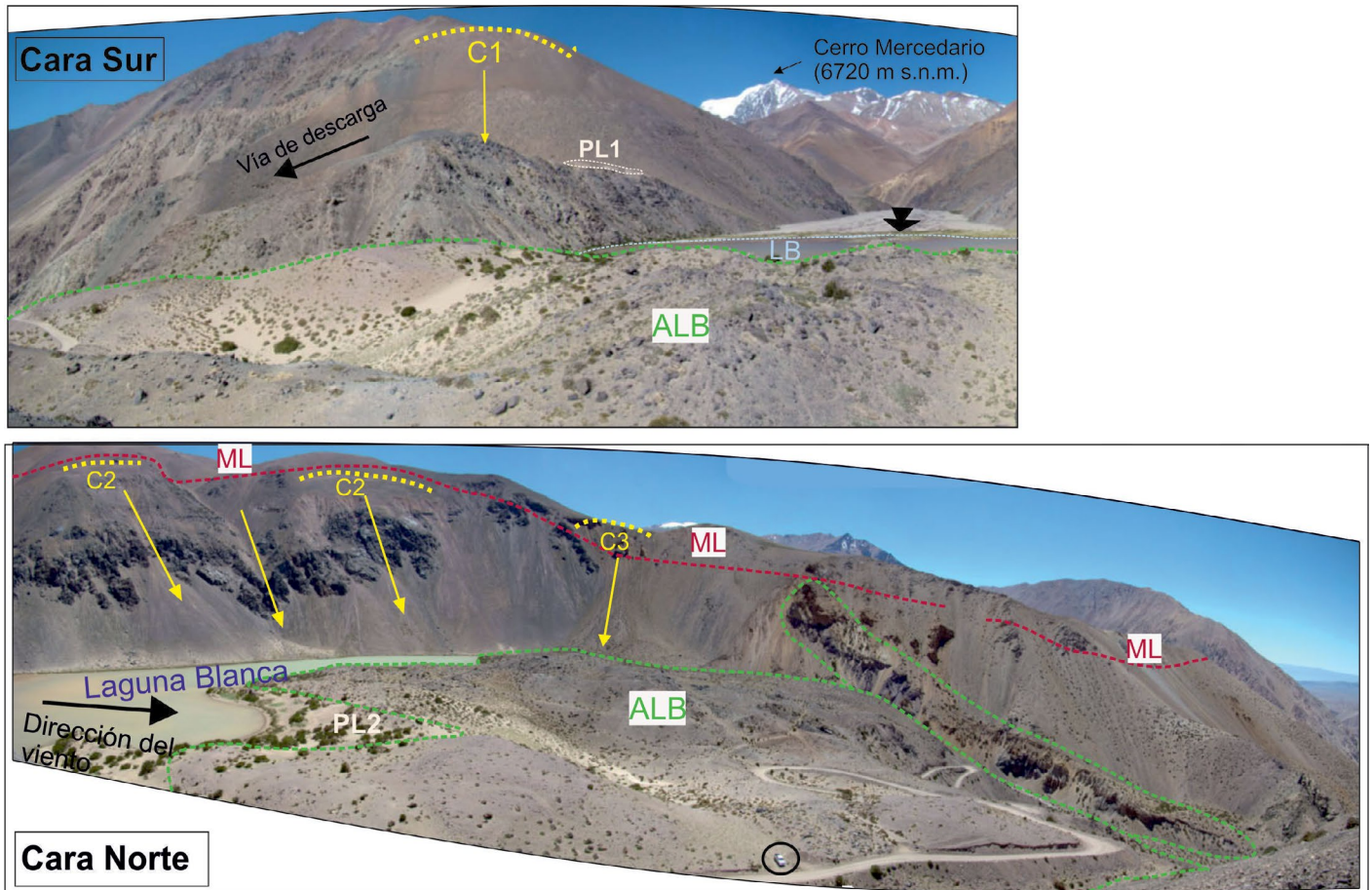


Figura 3. Fotografías panorámicas mostrando la laguna actual y su entorno. Cara Sur: Cicatriz de origen (C1) de donde viene la avalancha de rocas Laguna Blanca (ALB) , conformando la laguna homónima (LB). La flecha negra de la derecha corresponde a la dirección de flujo del río y la flecha negra de la izquierda la vía de descarga. Cara Norte: Cicatrices más jóvenes (C2 y C3) que indican una reincidencia de colapsos de ladera. Las morenas laterales coronan los afloramientos rocosos y hacia la derecha de la fotografía se observan los depósitos de avalancha colgados que indican una mayor extensión en el pasado. Remarcado en un círculo negro en la parte inferior se muestra una camioneta a forma de escala. ALB: Avalancha de rocas Laguna Blanca; C1, C2, C3: Cicatrices de eventos de avalancha y/o caída; ML: Morenas laterales; PL1: Paleo-laguna 1; PL2: Paleo-laguna 2.

levantó un perfil en la terraza fluvial encontrada aguas abajo con el fin de caracterizar el comportamiento de la laguna Blanca y su río.

Análisis de estabilidad de los lagos represados

La estabilidad de los cuerpos de agua estimados fue calculada mediante diferentes índices (Cuadro 1), de acuerdo a los parámetros esquematizados en la figura 2. El Índice de Bloqueo (BI) e Índice de Obstrucción (Ii) se basan en parámetros geomorfológicos del dique y las condiciones hidrodinámicas de la cuenca (Ermini y Casagli 1999). El Índice geomórfico, *Dimensionless Blockage Index* o DBI por sus siglas en inglés (Ermini y Casagli 2003), es el más utilizado hoy en día, el cual tiene en cuenta también la altura del dique. Otros indicadores de estabilidad fueron dados por Korup (2004), como el Índice de Backstow (I_s), el Índice de relieve (I_r) y el Índice de cuenca (I_c). Por último, índices recientes tienen en cuenta

el caudal de ingreso del agua a la laguna natural, como el índice $L_s(AHV)$ (Dong et al. 2011) que, en el caso de que no se cuenten con datos de estaciones de aforo, utilizan el área de aporte o área de la cuenca. El índice $L_s(IVAM)$, por otro lado, incluye datos sobre la sedimentología del depósito de avalancha (Shan et al. 2020). Estos índices fueron analizados para el caso particular de la Laguna Blanca en su estado actual y para la extensión que tuvo en el pasado, en particular en dos episodios donde la laguna tuvo mayor desarrollo en función de los depósitos lacustres relictos encontrados. Los resultados de los índices fueron contrastados para cada período analizado.

DESCRIPCIÓN DEL EVENTO

Avalancha de rocas Laguna Blanca

La avalancha de rocas Laguna Blanca (Figs. 3 y 4) fue ca-

racterizada por Jeanneret et al. (2020). Este evento colapsó desde la ladera sur del valle evidenciado por una cicatriz de 0.6 km² en forma de cuchara, extendiéndose desde los 3700 m a los 3200 m s.n.m. Sobre la ladera opuesta, la avalancha trepó 90 m por encima del depósito original (C1 en Fig. 3), el cual fue identificado como una acumulación de material de avalancha en forma de sobre-alzamiento causado por el choque de la masa detrítica sobre esa ladera (*run-up*) o relicto de un volumen más grande de avalancha. Actualmente, este material sigue apoyado sobre la ladera opuesta pero fue erosionado verticalmente por la acción fluvial del agua que discurre superficialmente, conformando terrazas. Tiene un área de 4.9x10⁵ m² con un volumen estimado de 8.1x10⁷ m³. El depósito presenta lomadas y depresiones superficiales conocidas como morfología ondulada tipo *hummocky*, típico de este tipo de depósitos. El depósito caótico posee bloques frecuentes de más de 2 m de diámetro con una matriz clasto-sostén de bloques de diámetro 10 cm en promedio y arenas. Los bloques identificados corresponden a riolitas y granitoides del Grupo Choyoi cortado por diques de composición andesítico-dacítico que le otorgan bandas de color verde oscuro.

En base a material de la avalancha encontrados valle abajo del dique, se estimó que la avalancha de rocas fue más extensa que el depósito relíctico analizado, siendo erosionada por la acción fluvial. Se estimó un área original de la avalancha de rocas de 2.94x10⁶ m², con una fase intermedia correspondiente a un nivel intermedio entre la laguna actual y la original, que ocupó 1.09x10⁶ m².

Hacia el este, el depósito de avalancha termina abruptamente dejando un desnivel de 180 m entre el punto más alto y el afloramiento subyacente. Continuando río abajo, el material de colapso desaparece y se asienta un valle típicamente fluvial con algunas terrazas fluviales/aluviales y algunos restos de la avalancha de roca apoyados sobre los afloramientos del Grupo Choyoi.

Cuadro 2. Parámetros morfométricos extraídos del DEM y de observaciones en terreno, los cuales serán utilizados para el cálculo de los índices de estabilidad

Parámetros morfométricos	Cuerpos lacustres		
	Laguna actual	PL2	PL1
A _c Área de la cuenca [m ²]	9.61x10 ⁷	9.61x10 ⁷	9.61x10 ⁷
H _d Altura del dique [m]	180	185	260
A _d Área del dique [m ²]	4.91x10 ⁵	1.09x10 ⁶	2.94x10 ⁶
W _d Ancho del dique [m]	935	1190	2000
L _d Longitud del dique	840	1350	1440
I Relación altura/ancho del dique	0.19	0.16	0.13
V _d Volumen del dique [m ³]	8.10x10 ⁷	1.73x10 ⁸	3.04x10 ⁸
W _l Ancho de la laguna [m]	395	670	950
L _l Largo de la laguna [m]	550	1430	3650
A _l Área de la laguna [m ²]	1.50x10 ⁵	5.30x10 ⁵	2.14x10 ⁶
H _l Altura de la laguna [m]	10	15	100
V _l Volumen de la laguna [m ³]	5x10 ⁵	2.65x10 ⁶	7.13x10 ⁷
E _{max} Elevación del punto más alto de la cuenca [m]	6720	6720	6720
E _{min} Elevación de la cresta más alta del depósito [m]	3248	3248	3270
H _r Relieve local [m]	3652	3657	3710

El depósito de la avalancha de rocas está en contacto, actualmente, con un espejo de agua de 1.5x10⁵ m² que descarga sus aguas superficialmente mediante un canal natural y sub-superficialmente mediante un manantial.

Estadios del paleo-dique natural

En el margen noroeste de la laguna actual afloran depósitos paleo-lacustres y material que indican antiguos niveles de base de la laguna. Se encontraron depósitos aterrizados 80 m por encima del nivel de agua actual (Fig. 4), con material aluvial y fino intercalados, junto con una erosión continua de los afloramientos expuestos, que indican un nivel de base de

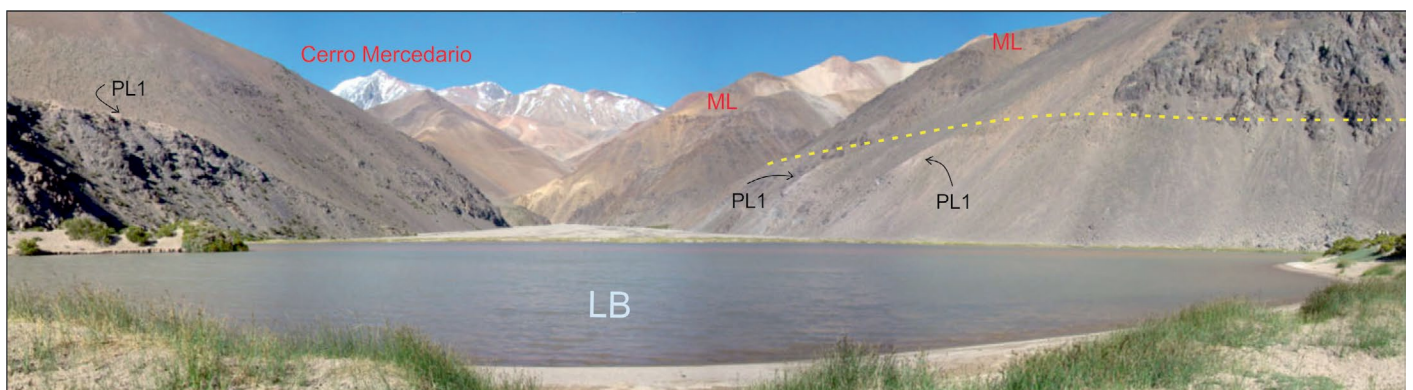


Figura 4. Fotografía panorámica a continuación de la figura 2 donde se pueden observar los niveles paleo-lacustres más antiguos 80 m por encima del nivel de agua actual a ambos lados del valle. La línea amarilla representa la paleo-costa que conecta el tope de los limos lacustres con la base erosiva de los afloramientos rocosos. LB: Laguna Blanca; ML: Morenas laterales; PL1: depósitos paleo-lacustres del primer represamiento.

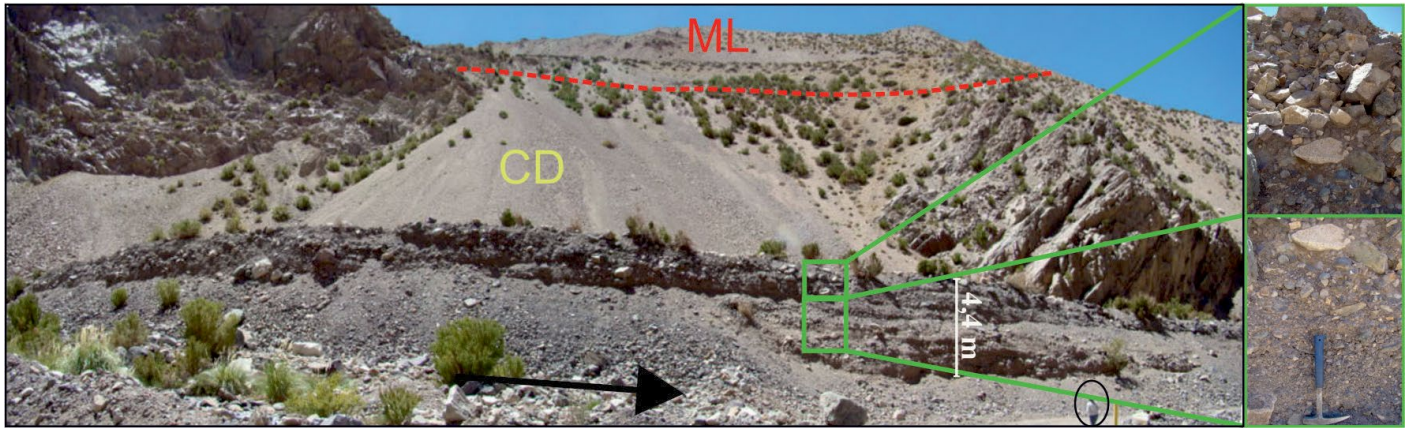


Figura 5. Fotografía panorámica de la terraza fluvial/aluvial encontrada aguas abajo con detalle de los depósitos fluviales (A) de mediana a alta energía y el registro de outburst (B) conformando una secuencia caótica. La flecha indica la dirección del flujo de agua. CD: Cono de derrubio; ML: Morena lateral.

la primera paleo-laguna (PL1). Reconstruyendo este nivel de base antiguo, se calculó un área máxima de PL1 de 2.14 km² (Cuadro 2).

Se logró identificar otro nivel antiguo de la laguna (Fig. 3), revelado por la disposición del material fino, limo-arenoso, adyacente al depósito de avalancha de rocas y ubicado al menos a 2 m de altura del espejo de agua de la laguna actual. Este material se asume depositado durante una segunda etapa de crecimiento de la laguna (PL2), la cual también se habría vaciado parcialmente. En posiciones intermedias entre el depósito de la avalancha de rocas y la línea de costa actual, el espesor máximo encontrado para este depósito lacustre es de 2 m pero se estiman espesores mayores en el subsuelo. De esta manera se pueden establecer tres estadios de la Laguna Blanca, el actual, un estadio intermedio PL2 y uno más antiguo PL1, cuando la Laguna Blanca ocupó su máxima extensión, posiblemente al momento del cierre inicial del valle.

Terrazas con evidencias de crecidas

Se reconocieron diferentes secciones de una terraza aguas abajo del represamiento de la laguna actual, adosadas a las paredes del valle sobre el afloramiento del Grupo Choiyoi. La terraza tiene hasta 4.5 m de altura, ubicada inmediatamente debajo del dique natural. Su perfil expuesto comienza con una base de material fluvial de alta energía con bloques clasto-sostén, de tamaño máximo de 50 cm (Fig. 5) de litología polimíctica, predominando los clastos graníticos, con imbricación aguas abajo. La matriz tiene granulometría variable entre grava fina y arena. Este depósito fluvial tiene una gradación normal culminando en lentes de arena fina. Sobreyace de forma discordante un estrato de hasta 2 m de espesor, clasto-sostén con bloques angulosos de diámetros que varían de los 50 a 80 cm, encontrándose bloques de hasta 1.5 m de diámetro. Su disposición es caótica y la litología

polimíctica, coincidente con las litologías encontradas en el depósito de avalancha. Este material caótico, no coincidente con la morfología fluvial previa, se interpreta como al evento de descarga parcial del PL2. En la confluencia con el río Blanco, este registro se pierde por la morfología dinámica del mismo.

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

El análisis de estabilidad realizado para cada estadio de la Laguna Blanca, muestra que su estabilidad varió a lo largo del tiempo, y posiblemente esto explique la existencia de diferentes niveles paleo-lacustres.

El dique actual arroja valores de los índices de estabilidad muy contrastantes. Si bien la mayoría de los índices, como el DBI, I_r , B_r , I_s y L_s (IVAM), caen dentro del rango de la estabilidad, el resto de los índices muestran que, bajo las condiciones actuales, la laguna sería inestable (Cuadro 3).

Asimismo, los índices de estabilidad de PL1, asociado al depósito encontrado 80 m encima del nivel de agua de la la-

Cuadro 3. Índices de estabilidad calculados en base a las formulas establecidas en la Cuadro 1 y los parámetros calculados en la Cuadro 2. En naranja se muestran los valores que indican "inestabilidad", en verde "estabilidad" y en amarillo "inconcluso".

Índice	Laguna actual	PL2	PL1
BI	5.9	6.2	6.5
I_r	2.2	1.8	0.6
DBI	2.3	2	1.9
I_s	1.1	0.4	-0.6
I_r	-1.3	-1.3	-1.1
I_a	2.5	2.5	2.8
L_s (AHV)	-9.7	-8.8	-8.5
L_s (IVAM)	2.7	3.2	3.5

guna actual, con una superficie de la paleo-laguna de 2.14 km², también son variables (Cuadro 3). Sin embargo, para que esta laguna alcance dichas dimensiones, el depósito de la avalancha debería haber sido al menos 80 m más alto que el canal superficial de descarga actual, siguiendo las alturas máximas del depósito encontradas en la ladera opuesta a la cicatriz de origen, calculándose un área máxima del dique de 3.04x10⁸ m². El episodio de descarga de esta laguna se estima que involucró al menos 1.99x10⁸m³ de agua y detrito, representando el 96 % del volumen original de agua, el cual se llevó consigo casi el 43 % del volumen original del dique (de 3.04x10⁸ m³ a 1.73x10⁸ m³) (Cuadro 2). Las evidencias de esta descarga han sido probablemente borradas por el propio poder erosivo de una crecida de estas dimensiones. Con estos datos, los índices de estabilidad estimados expresan, en su mayoría, condiciones de inestabilidad o inciertos (I_p , I_s , I_e , I_a , L_s (AHV)). Aun así, y considerando que esta paleo-laguna colapsó en la antigüedad, algunos índices arrojan valores dentro del rango de estabilidad, como el DBI, BI y L_s (IVAM).

Para el estadio intermedio de la paleo-laguna PL2, asociada a los depósitos lacustres expuestos en las adyacencias de la avalancha de rocas, los índices también arrojaron valores contrastantes pero similares a la laguna actual. Esta paleo-laguna tenía una altura máxima estimada de 5 m por encima del nivel de agua actual, con una altura acumulada de 15 m. Por lo tanto, la altura del dique debería ser al menos 5 m mayor que la del dique actual para sostener esta altura de agua. Con este nuevo parámetro y, considerando la misma superficie de

la cuenca valle arriba, se obtienen parámetros de estabilidad muy similares a la laguna actual (Cuadro 3), donde el DBI, I_p , I_s , I_e y L_s (IVAM) caen dentro del rango de la estabilidad y el resto caen dentro del rango inestable. La descarga parcial de esta paleo-laguna fue de carácter catastrófica, a juzgar por el depósito de crecida abrupta (*outburst*) encontrado inmediatamente aguas abajo, y representó la descarga de más del 80 % del agua y el 29 % del material del dique preservado luego del evento de descarga anterior. Esta descarga habría movilizó 5.3x10⁷ m³ de agua y sedimento.

DISCUSIONES

La laguna Blanca es un dique natural generado por una avalancha de rocas proveniente de la ladera sur, el cual choca en la ladera opuesta y baja por el cauce del río hacia el este. Esta avalancha de rocas represó por completo el valle del arroyo Laguna Blanca generando la laguna homónima. El evento fue datado en 12 ka (Jeanneret et al. 2020) y, por evidencias geomorfológicas se estimó un área original de la avalancha de 2.9x10⁶ m², con un espesor mínimo de 260 m (Fig. 6). La laguna inicial tenía una altura mínima de 80 m por encima del nivel de agua actual, 100 m total estimados desde el fondo del valle, considerando que éste actuó como una trampa sedimentaria. Esta paleo-laguna no generó material lacustre, sólo algunos indicios de que el nivel de base alcanzaba esa altura, como el material aluvial aterrazado y las marcas erosivas reconocidas en los afloramientos. Se estima que la descarga de esta laguna fue catastrófica porque movilizó casi 2x10⁸ m³ de agua y material de la avalancha, quedando sólo unos remanentes de la misma colgados aguas abajo del represamiento y erosionando fuertemente al dique. Se considera que PL1 rompió poco después de su formación, ya que, según los índices de estabilidad calculados, y las dimensiones de la paleo-laguna inicial junto con el volumen de la crecida (*outburst*) estimado para el evento de PL1, tendría que haber dejado evidencias mayores. Sin embargo, por la naturaleza dinámica del río Blanco, dichas evidencias se perdieron o mezclaron con otros procesos fluviales. El material de la avalancha de rocas preservado parece haber sido suficiente como para mantener una segunda paleo-laguna (PL2). Se estima que esta paleo-laguna fue longeva, al haber acumulado al menos 2 m de espesor de material limo-arenoso con estratificación planar y secuencias con gradación normal, conformando un peri-lago. En base a los parámetros morfométricos inferidos, PL2 ocupó hasta 5.3x10⁵ m², con una profundidad mínima de 15 m. El desagote de esta paleo-laguna pudo darse de dos formas; ya sea paulatinamente por descarga

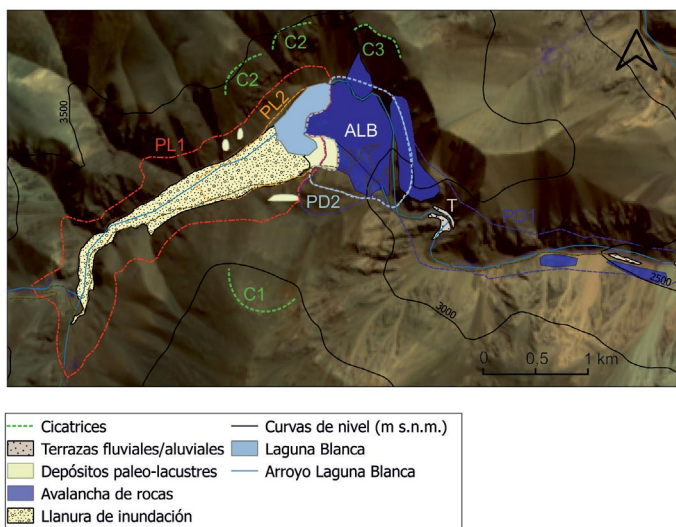


Figura 6. Laguna y depósito de avalanchas originales y reconstrucción de ambas paleo-lagunas y paleo-represamientos previos a las respectivas descargas (*outburst*). ALB: Avalancha de rocas Laguna Blanca actual; C1, C2 y C3: Cicatrices correspondientes a los consecutivos eventos de colapso; PD1: Paleo-represamiento 1 o más antiguo; PD2: Paleo-represamiento 2; PL1: Paleo-laguna 1 o más antigua correspondiente al PD1; PL2: Paleo-laguna 2 correspondiente al PD2.

superficial y sub-superficial junto con una evaporación que excedió la tasa de ingreso de agua a la laguna, o bien de manera catastrófica por desborde y erosión del dique. Según las evidencias geomorfológicas halladas aguas abajo, la terraza fluvial fue asociada a PL2. Esta terraza fluvial indicaría que la paleo-laguna que se encontraba aguas arriba había encontrado un mecanismo para descargar sus aguas, de forma que se estableció un depósito fluvial representado por secuencias granodecrecientes de bloques redondeados a sub-redondeados. Según algunos autores, la descarga continua de agua en un dique natural sería motivo suficiente para considerarlo estable (Zhu et al. 2020). Sin embargo, de forma discordante se apoya el material caótico que indica una descarga repentina y de alta energía o crecida tipo *outburst*. El mecanismo de ruptura más común suele ser el desborde (Costa 1985), generando erosión tanto vertical como lateral del dique. Una vez que la laguna se desborda y se inicia el mecanismo de erosión, este suele ser rápido, de horas a días para la etapa de desborde y de minutos a horas para la etapa de ruptura (Shen et al. 2020). Por lo tanto, la longevidad del dique dependerá de la velocidad en la que la cuenca aguas arriba es rellenada hasta alcanzar la altura mínima del dique, y sus características morfológicas y geotécnicas que definirán la profundidad y tasa de erosión (Cui et al. 2013). Este, evidentemente, no fue el caso, porque la laguna ya se encontraba desbordada con un caudal estable, a pesar del gran gradiente hidráulico entre la base del dique aguas abajo y el nivel de agua de la laguna, a juzgar por la terraza fluvial. En estos casos, la probabilidad de una descarga repentina disminuye considerablemente. Si consideramos la terraza fluvial encontrada aguas abajo del dique como una fase de equilibrio entre el caudal de ingreso a la laguna y el caudal de descarga superficial, se estima que PL2 se mantuvo estable por algunos cientos a miles de años como para establecer un depósito fluvial aguas abajo y depósitos lacustres aguas arriba del dique. Sin embargo, en algún momento este equilibrio se vio alterado, a juzgar por la presencia del depósito de *outburst* discordante por encima de la terraza fluvial. Si la laguna ya contaba con una vía de descarga superficial, un factor externo debería haber sido el causante de esta crecida abrupta tipo *outburst*. Los factores externos más comunes son: un mayor caudal de agua de ingreso a la laguna que acelere el caudal de descarga por la vía de escape superficial, que a su vez acelere la erosión del dique (Zhou et al. 2019), olas que sobrepasen la altura del dique y también aceleren el proceso de erosión (Peng et al. 2019), o eventos de las cabeceras de la cuenca que evolucionen en cascada hasta la laguna. El mayor caudal de agua de ingreso podría ser causado por mayores precipitaciones en la cuenca o por un retiro glacial acelerado. En cambio, las olas

de gran altura se suelen formar por caídas de roca o nieve, u otros procesos de remoción en masa de gran velocidad, que impactan el cuerpo de la laguna (Costa y Schuster 1988). Las cicatrices encontradas en la ladera norte adyacente a la laguna (C2 o C3 en Fig. 3) podrían ser indicios de avalanchas de roca que cayeron en el cuerpo de agua generando olas que favorecieron una descarga abrupta. No se descarta, sin embargo, que parte del volumen del depósito de avalancha erosionado haya sido movilizado por procesos posteriores o parte del volumen de agua estimado haya disminuido por evaporación. Por lo tanto, el volumen estimado es el volumen máximo de la descarga para este evento de *outburst*.

En base a estos datos se estimaron los índices de estabilidad más comúnmente utilizados en la bibliografía (Casagli y Ermini 1999, Ermini y Casagli 2003, Korup 2004, Dong et al. 2011, Shan et al. 2020), los cuales arrojan valores dispares. El DBI, BI y L_s (IVAM) indican estabilidad para los tres niveles de la laguna. No obstante, PL1 y PL2 colapsaron. El Índice de obstrucción (I_i) e I_s también arrojan valores dentro del rango “estable” para la laguna actual y PL2 pero no así para PL1. Por el contrario, I_r , I_a y L_s (AHV) arrojan valores dentro del rango de la “inestabilidad” para todos los casos, e inconcluso para PL1 con I_r . Cabe aclarar que los valores de “estabilidad” indicarían que, considerando los parámetros morfométricos del dique, la laguna y las características de la cuenca, deberían haberse mantenido estables, sin evidencias de colapso. En ese sentido, PL1 y PL2 deberían arrojar valores que caigan dentro de la “inestabilidad”, o al menos “inconcluso”, ya que, indefectiblemente, han colapsado.

Analizando índice por índice, BI solo tiene en cuenta el volumen del dique y el área de la cuenca, mientras que I_i incluye el volumen de la laguna. En ese sentido, al incluir el volumen de la laguna, el comportamiento de PL1 se predijo correctamente. El DBI no sólo no predice correctamente el comportamiento de las paleo-lagunas sino que al aumentar el volumen del dique, aumenta la aparente estabilidad del mismo. Esto queda evidenciado en el valor de DBI para la laguna actual (DBI = 2.3), el cual es mayor que el de PL1 (DBI = 1.9), ambos sugiriendo estabilidad. Sin embargo, la capacidad de almacenamiento de PL1 parece ser el factor más importante en su descarga, algo que el DBI no considera y, evidentemente, el volumen del dique no asegura su estabilidad. Con respecto a los índices de Korup (2004), la predice el comportamiento de las paleo-lagunas pero indicaría una laguna inestable hoy en día mientras que I_r , al tener en cuenta el relieve local, considerablemente alto en esta zona, podría generar procesos de remoción en masa que caigan sobre la laguna. Pero el índice de estabilidad es menor para PL2 porque H_r disminuye al tener un mayor espesor de agua. Por lo tanto, tampoco

predice el comportamiento de las paleo-lagunas. Lo parecería ser el que mejor se ajusta a este caso, el cual considera tanto la altura del dique como el volumen de agua almacenada. Con respecto a los índices L_s (AHV) y L_s (IVAM), el primero indica una fuerte inestabilidad y el segundo que, tanto la laguna actual como las paleo-lagunas, son y fueron inestables. El primero considera el área de la cuenca y el volumen y altura del dique, otra vez no contiene información del volumen de agua almacenada. Mientras que el segundo incluye también las características sedimentológicas del dique que, por su abundancia de material grueso, es considerada estable. Si el tamaño de grano disminuye, el parámetro M_i es menor y el valor de L_s (IVAM) disminuye. Sin embargo, no disminuye lo suficiente como para ser considerado un dique inestable en ningún caso.

Considerando que los índices de estabilidad fueron realizados con métodos estadísticos en base a parámetros geomorfológicos de inventarios de diques naturales, sesgados por la disponibilidad bibliográfica (e.g. Casagli y Ermini 1999, Ermini y Casagli 2003, Korup 2004, Dong et al. 2011, Shan et al. 2020), el concepto de estabilidad/inestabilidad depende del estado en el que se encontraban esos diques en el momento del estudio (Nash et al. 2008) y de las condiciones geográficas de cada caso particular. Si algunos de los parámetros que condicionan su estabilidad son modificados, sean las variables hidrodinámicas de la cuenca, la resistencia a la erosión del material del dique o la estabilidad de las laderas circundantes, esta aparente estabilidad podría verse afectada. En algunos casos, aun cuando estos índices refirieron diques naturales como inestables, algunos existieron durante varias décadas (Strom 2013) o viceversa (Nash et al. 2008). Podría decirse entonces que estos índices representan la estabilidad del dique a corto plazo y sólo porque, en el momento del inventario, se encontraba una laguna aguas arriba del dique, lo que ayuda a definir rápidamente qué medidas de prevención y mitigación adoptar inmediatamente luego de formarse, como ha ocurrido en algunos casos recientes (Hancox et al. 2005, Nash et al. 2008, Chang et al. 2022). Pero no necesariamente son predictivos del comportamiento a largo plazo. Otro factor a tener en cuenta es que esos inventarios, en base a los cuales se construyeron los índices, incluyen pocos ejemplos de los Andes Centrales. Esto podría constituir un sesgo en la información, generalmente dado por la falta de estudios sobre diques naturales en estas zonas remotas y, los parámetros que son de utilidad para algunos ambientes alrededor del mundo, no necesariamente son aplicables aquí. Por ejemplo, en el caso de estudio planteado, resultó importante para predecir el comportamiento de las paleo-lagunas el volumen de agua de estas. Si bien el volumen del dique debe ser

tenido en cuenta, es la cantidad de agua que el valle puede almacenar la que definirá el peso de la columna de agua que este dique debe ser capaz de resistir que, a su vez, también controla la presión ejercida en los poros del material del dique. En ese sentido, como queda claro con L_s (IVAM), cuanto más gruesa la granulometría del dique, mayor su resistencia a la erosión ya que el material fino puede ser erosionado, tanto superficial como internamente por infiltración, pero sin re-asentamiento de los bloques (Zhu et al. 2020). No obstante, sigue obviando la capacidad de almacenamiento de agua, la cual determina la energía potencial y, por lo tanto, su estabilidad (Costa y Schuster 1988). También se consideraron de importancia los factores externos que puedan afectar la estabilidad del dique, por ejemplo, la caída de rocas, avalanchas de roca o nieve menores, que generen olas de gran altura capaces de iniciar el rompimiento del dique, a excepción del Ir. Por último, tampoco se consideraron procesos en cascada ocurridos en la cabecera del valle que afecten las condiciones de la laguna y el dique de forma repentina.

Los diques generados por represamientos naturales antiguos que se mantienen hoy en día podrían definirse como estables (Perrin y Hancox 1992, Korup 2004), pero aun así siguen siendo dependientes de cambios en las condiciones del material del dique y de las condiciones hidrodinámicas a las que está expuesto. En general, los índices de estabilidad empleados tienen un porcentaje de predicción del comportamiento de hasta el 70 % (Dong et al. 2009) y aun así, el concepto de estabilidad es confuso. Algunos autores consideran a un dique estable si la cuenca se encuentra colmatada de sedimento (Fan et al. 2020). Sin embargo, otros autores estiman que, si el dique drenó sus aguas de forma catastrófica al menos una vez desde su existencia, es inestable (Zheng et al. 2021). Aunque algunos de los índices estudiados tienen en cuenta las condiciones hidrodinámicas, no parecería ser que no son representativos de las cuencas de los Andes áridos. En un contexto de cambios climáticos globales como los observados en las últimas décadas (IPCC; Stocker 2013), una modificación en estas condiciones sobre las cuencas áridas, representada por cambios en el régimen de precipitaciones y en el balance de masas de los glaciares en la cabecera o cambios en el permafrost que movilicen material suelto (Jeanneret y Moreiras 2018), podría modificar una aparente estabilidad. El otro parámetro faltante en los índices es la composición del dique y sus propiedades texturales, que no sólo determinan su grado de estabilidad (Peng y Zhang 2012) sino también la forma y proceso de ruptura del mismo (Zhu et al. 2020). Pero, aun así, L_s (IVAM), el único índice que considera las propiedades texturales del depósito, no fue útil para predecir el comportamiento del caso de estudio. Sin embargo,

estas propiedades intrínsecas son geográficamente variables e internamente heterogéneas (Zhu et al. 2020) y, en algunos casos, difíciles de estimar por la inaccesibilidad de algunos ambientes. Además, los índices que tienen en cuenta este factor suelen utilizar granulometrías bimodales o coeficientes de uniformidad (Chang y Zhang 2013), los cuales no son representativos de las propiedades intrínsecas. Por lo tanto, en diques naturales de zonas remotas, los índices de estabilidad que resultan más eficientes son aquellos que requieren únicamente parámetros morfométricos extraídos mediante sensores remotos.

CONCLUSIONES

Nuestro análisis de los parámetros morfométricos para ambas paleo-lagunas, nos permite inferir una acumulación de agua mayor de lo que el dique fue capaz de soportar. Así, una vez superada la misma altura del dique o cuando el peso de la columna de agua se volvió demasiado grande para el material del dique, el agua drenó en forma repentina arrastrando parte del material del depósito de la avalancha de rocas que conforma el dique. En la zona de estudio, el primer caso sería el más probable, al ser un depósito extenso lateralmente en comparación con su altura, permitiendo el desborde de la laguna por alcanzar la cota mínima.

Las evidencias reconocidas permiten afirmar que el primer evento de vaciamiento de la paleo-laguna PL1 fue casi completo, erosionando todo a su paso aguas abajo. La segunda etapa de la paleo-laguna (PL2) implicó un cuerpo lacustre de una extensión mucho menor con indicios de haber sido estable por un periodo considerable de tiempo y con evidencias de poseer una vía de descarga representada por las terrazas fluviales aguas abajo. Sin embargo, PL2 también drenó parcialmente pero no fue un evento tan voluminoso como PL1. Los únicos índices de estabilidad que predijeron correctamente el comportamiento de las paleo-lagunas son I_1 e I_5 (Casagli y Ermini 1999 Korup 2004). Por lo tanto, se considera que la laguna actual se encuentra en un estado meta-estable dependiente de factores externos, como ser avalanchas de roca que caigan sobre la laguna o cambios hidrodinámicos en la cuenca de aporte que generen eventos en cascada.

Si bien los índices de estabilidad encontrados en la bibliografía resultan útiles para la predicción del comportamiento de los diques naturales en otras partes del mundo, pareciera ser que no son representativos de los casos particulares en los Andes Centrales. Podrían ser útiles para identificar rápidamente los diques recientemente formados pero no así diques más antiguos, propensos a colapsar por cambios en las con-

diciones físicas del dique y/o las condiciones hidrodinámicas de la cuenca en la que se encuentra. Como consideración final, sería necesario realizar índices de estabilidad en base a inventarios que involucren ejemplos de los Andes Centrales, teniendo en cuenta las condiciones fisiográficas de esta zona particular.

AGRADECIMIENTOS

Los resultados presentados en este trabajo son parte de la tesis doctoral de P. Jeanneret. Estas investigaciones fueron financiadas por el Programa de la Universidad Nacional de Cuyo ANLAC y PIP 2427 dirigidos por la Dra. Moreiras.

REFERENCIAS

- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 351-392.
- Campbell, C.S. 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *The Journal of Geology* 97: 653-665.
- Casagli, N. y Ermini, L. 1999. Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union* 20(3): 219-249.
- Chang, D.S. y Zhang, L.M. 2013. Extended internal stability criteria for soils under seepage. *Soils and Foundations* 53(4): 569-583.
- Chang, M., Luo, C., Wu, B. y Xiang, L. 2022. Catastrophe process of outburst debris flow triggered by the landslide dam failure. *Journal of Hydrology* 609: 127729.
- Clague, J.J. y Evans, S.G. 2000. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 19: 1763-1783.
- Clague, J.J., Huggel, C., Korup, O. y Mcguire, B. 2012. Climate change and hazardous processes in high mountains. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 328-338.
- Costa, J.E. 1985. Floods from dam failures. *US Geological Survey* 85 (560).
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dams. *GSA Bulletin* 100: 1054-1068.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1991. Documented historical landslide dams from around the world. *US Geological Survey Open-File Report* 91(239): 1-486.
- Cui, P., Zhou, G. G., Zhu, X. H., y Zhang, J. Q. 2013. Scale amplification of natural debris flows caused by cascading landslide dam failures. *Geomorphology* 182: 173-189.
- Deckart, K., Pinochet, K., Sepúlveda Valenzuela, S., Pinto Lincoñir, L. y Moreiras, S.M. 2014. New insights on the origin of the Mesón Alto

- deposit, Yeso Valley, central Chile: A composite deposit of glacial and landslide processes? *Andean Geology* 41(1): 248-258.
- Dhungana, P. y Wang, F. 2019. The relationship among the premonitory factors of landslide dam failure caused by seepage: an experimental study. *Geoenvironmental Disasters* 6(1): 1-20.
- D'odorico, P.E., Pérez, D.J., Sequeira, 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.
- Dong, J.-J., Tung, Y.-H., Chen, C.-C., Liao, J.-J. y Pan, Y.-W. 2009. Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams. *Geomorphology* 110: 162-171.
- Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J. y Pan, Y. W. 2011. Logistic regression model for predicting the failure probability of a landslide dam. *Engineering Geology*, 117(1-2): 52-61.
- Ermini, L. y Casagli, N. 2003. Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 31-47.
- Evans, S.G. 2006. The formation and failure of landslide dams: an approach to risk assessment. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1: 15-20.
- Fan, X., Dufresne, A., Subramanian, S. S., Strom, A., Hermanns, R., Tacconi-Stefanelli, C., Hewitt, K., Yunus, A.P., Dunning, S., Capra, L., Geertsema, M., Miller, B., Casagli, N., Jansen, J.D. y Xu, Q. 2020. The formation and impact of landslide dams—State of the art. *Earth-Science Reviews* 203: 103116.
- Geertsema, M., Menounos, B., Bullard, G., Carrivick, J. L., Clague, J. J., Dai, C., Donati, D., Ekstrom, G., Jackson, J. M., Lynett, P., Pichierrri, M., Pon, A., Shugar, D. H., Stead, D., Del Bell Belluz, J., Friele, P., Giesbrecht, I., Heathfield, D., Millard, T., Nasonova, S., Shaeffer, A. J., Ward, B. C., Blaney, D., Blaney, E., Brillon, C., Bunn, C., Floyd, W., Higman, B., Hughes, K. E., McInnes, W., Mukherjee, K. y Sharp, M. A. 2022. The 28 November 2020 landslide, tsunami, and outburst flood—a hazard cascade associated with rapid deglaciation at Elliot Creek, British Columbia, Canada. *Geophysical research letters*, 49(6): e2021GL096716.
- Hancox, G.T., McSaveney, M.J., Manville, V. R. y Davies, T.R. 2005. The October 1999 Mt Adams rock avalanche and subsequent landslide dam-break flood and effects in Poerua River, Westland, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48(4): 683-705.
- Hermanns, R.L. y Longva, O. 2012. Rapid rock-slope failures. En: Clague, J.J. y Stead, D. (eds.), *Landslides: types, mechanisms and modeling*. Cambridge University Press: 59-70, Cambridge.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S. y Kubik, P.W. 2004. Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina)—evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. *Landslides* 1: 113-122.
- Hermanns, R.L., Folguera, A., Gonzáles Diaz, F.E. y Fauque, L. 2006. Landslide dams in the Central Andes of Argentina—showing the need of revising the established landslide dam classification. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, SP 1: 55-60.
- Hermanns, R. L., Folguera, A., Penna, I., Fauqué, L., y Niedermann, S. 2011. Landslide dams in the Central Andes of Argentina (northern Patagonia and the Argentine northwest). En: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A., Scarascia-Mugnozza, G. (eds.), *Natural and artificial rockslide dams*. Springer, 147-176, Berlin, Heidelberg.
- Hubbard, B., Heald, A., Reynolds, J.M., Quincey, D., Richardson, S.D., Luyo, M.Z., Portilla, N.S. y Hambrey, M.J. 2005. Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 1251-1264.
- Iribarren Anaconda, P., Mackintosh, A. y Norton, K.P. 2015. Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 40: 2-21.
- Jeanneret, P. y Moreiras, S.M. 2018. Inventario de procesos de remoción en masa en la cuenca baja del Río Blanco (31 S), Andes Centrales Argentinos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 35: 215-227.
- Jeanneret, P., Moreiras, S. M., Merchel, S., Gärtner, A., Binnie, S., Orgeira, M. J., Aumaitre, G., Bourles, D. y Keddadouche, K. 2020. Novel cosmogenic datings in landslide deposits, San Juan, Argentina. *Springer, Workshop on World Landslide Forum*, 361-370, Cham.
- Korup, O. 2002. Recent research on landslide dams—a literature review with special attention to New Zealand. *Progress in Physical Geography* 26: 206-235.
- Korup, O. 2004. Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology* 73: 13-35.
- Lauro, C., Moreiras, S.M., Mastrantonio, L. y Vich, A. 2012. Caracterización morfológica y cálculo de la estabilidad de los paleorepresamientos de la Quebrada Benjamín Matienzo, nacientes del río Las Cuevas, Mendoza, Argentina. I Encuentro de Investigadores en Formación de Recursos Hídricos, Buenos Aires.
- Minetti, J., Barbieri, P.M., Carletto, M.C., Poblete, A.G. y Sierra, E.M. 1986. El régimen de precipitaciones de la provincia de San Juan y su entorno. San Juan, Centro de Investigaciones Regionales, Informe Técnico 8: 47.
- Nash, T., Bell, D., Davies, T. y Nathan, S. 2008. Analysis of the formation and failure of Ram Creek landslide dam, South Island, New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics* 51(3): 187-193.
- Peng, M., y Zhang, L. M. 2012. Breaching parameters of landslide dams. *Landslides* 9(1): 13-31.
- Peng, M., Jiang, Q. L., Zhang, Q. Z., Hong, Y., Jiang, M. Z., Shi, Z. M. y Zhang, L. M. 2019. Stability analysis of landslide dams under surge action based on large-scale flume experiments. *Engineering Geology* 259: 105191.
- Perrin, N. D. y Hancox, G. T. 1992. Landslide-dammed lakes in New

- Zealand-preliminary studies on their distribution, causes and effects. *Landslides International symposium*: 1457-1465.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude). *Tectonophysics, Geodynamics of The Andes* 259: 185-200.
- Schuster, R.L. y Costa, J.E. 1986. Perspective on Landslide Dams. En: *Landslide Dams: Processes, Risk, and Mitigation. Proceedings of a Session in Conjunction with the ASCE Convention*: 1-20.
- Shan, Y., Chen, S. y Zhong, Q. 2020. Rapid prediction of landslide dam stability using the logistic regression method. *Landslides* 17(12): 2931-2956.
- Shen, D., Shi, Z., Peng, M., Zhang, L. y Jiang, M. 2020. Longevity analysis of landslide dams. *Landslides* 17(8): 1797-1821.
- Stocker, T. 2014. *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press.
- Strom, A. 2010. Landslide dams in Central Asia region. *Journal of the Japan Landslide Society* 47(6): 309-324.
- Tacconi Stefanelli, C., Catani, F. y Casagli, N. 2015. Geomorphological investigations on landslide dams. *Geoenvironmental Disasters* 2(1): 1-15.
- Vallecillo, G., Caballero, M.M., Rocher, S. y Espin, E. 2010. Análisis del grupo Choiyoi (permotriásico), Cordillera Frontal de Calingasta, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 238-252.
- Welkner, D., Eberhardt, E., y Hermanns, R. L. 2010. Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach. *Engineering Geology* 114(3-4): 278-297.
- Zheng, H., Shi, Z., Shen, D., Peng, M., Hanley, K. J., Ma, C., y Zhang, L. 2021. Recent advances in stability and failure mechanisms of landslide dams. *Frontiers in Earth Science* 9: 659935.
- Zhou, G. G., Zhou, M., Shrestha, M. S., Song, D., Choi, C. E., Cui, K. F. E., Peng, M., Shi, Z., Zhu, X. y Chen, H. 2019. Experimental investigation on the longitudinal evolution of landslide dam breaching and outburst floods. *Geomorphology* 334: 29-43.
- Failure mode and process of landslide dams. *Engineering Geology* 271: 105613.