



Megadeslizamientos en la cuenca alta del río Salado, Cordillera Principal, Mendoza

Verónica M. KWATERKA¹, Diego A. WINOCUR^{2,3} y Anahí BENÍTEZ^{2,4}

¹ Instituto de Investigaciones e Ingeniería Ambiental, Universidad Nacional de San Martín, Buenos Aires, Argentina.

² Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, CABA, Argentina.

³ Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber – IDEAN (UBA-CONICET).

⁴ Servicio Geológico Minero Argentino. SEGEMAR, Buenos Aires, Argentina.

Email: vkwaterka@unsam.edu.ar.

Editor: Stella Moreiras

Recibido: 23 de Agosto de 2022

Aceptado: 11 de abril de 2023

RESUMEN

En las últimas décadas se ha incrementado el conocimiento y cantidad de investigaciones vinculadas al papel que desempeñan los eventos de remoción en masa como procesos dominantes en el modelado de paisajes montañosos. En la cuenca alta del río Salado en Mendoza, se han identificado tres megadeslizamientos de variada morfología, cuya génesis, características y condicionantes son el objeto de estudio del presente trabajo. A partir de la descripción geológica y geomorfológica de los valles, se propusieron una serie de condicionantes y disparadores que habrían facilitado la ocurrencia concentrada de estos fenómenos en la zona. La ausencia de geoformas glaciarias en el valle del río Salado por debajo de los 3000 msnm, permitió postular que no fue la relajación postglacial de laderas la que propició los eventos de remoción en masa de grandes cuerpos rocosos, sino factores geológicos vinculados a las estructuras, la litología, la disposición de las unidades expuestas y la actividad sísmica como evento disparador. Recientemente se han publicado trabajos que ponderan estos factores geológicos como condicionantes esenciales para la ocurrencia de grandes movimientos en masa en zonas cercanas, asociados también a los afloramientos de Cordillera Principal en la faja plegada y corrida de Malargüe. Adicionalmente, se describió en detalle la estructura interna del perfil de un depósito de avalancha de rocas expuesta a la vera de la ruta provincial 222, la cual fue interpretada y dividida en facies litocinémáticas según un modelo estudiado.

Palabras clave: Remoción en masa, Faja Plegada y Corrida Malargüe, Megadeslizamientos, Los Molles, Avalancha de rocas.

ABSTRACT

Megalandslides in the upper Salado River basin, Cordillera Principal, Mendoza.

In the last decades, knowledge and research related to the role of landslides, as dominant processes in the modeling of mountain landscapes, have increased. In the upper basin of the Salado river in Mendoza province, three megalandslides deposits of varied morphology have been identified, whose genesis, characteristics and determinants are the object of study of the present work. Based on the geological and geomorphological description of the valleys, a series of conditioning factors and triggers were proposed that would have facilitated occurrence of these phenomena in the study area. The absence of glacial deposits in the Salado River valley below 3000 masl, allowed us to postulate that the post-glacial relaxation of slopes did not led mass wasting events of rockslides and rock avalanches, but geological factors related to structures and lithology of the exposed units and seismic activity as triggering events. Recently, new publications also consider these geological factors as essential determinants for the occurrence of large mass movements in nearby areas, also associated with outcrops of the Main Cordillera in the Malargüe fault and thrust belt. Additionally, the internal structure of the rock avalanche profile exposed at the side of provincial route 222, was described in detail, interpreting different lithocynematic facies according to a studied model.

Keywords: Mass wasting, Malargüe Fault and Thrust Belt, Megalandslides, Landslides, Los Molles, Rock Avalanche

INTRODUCCIÓN

Los Andes constituyen el principal rasgo orográfico del sector occidental del país, incluyendo las mayores altitudes y pendientes de la región. En la provincia geológica de Cordillera Principal del sector sur mendocino, los principales procesos modeladores del paisaje son de origen fluvial, glacial, volcánico (Naranjo et al. 1999, Llambías et al. 2010) y de remoción en masa.

Los movimientos gravitatorios desempeñan un papel fundamental en la erosión de laderas y transporte de roca, suelo y biomasa en zonas de alta montaña (Hovius et al. 2000, Korup et al. 2007, Larsen et al. 2010). Los grandes depósitos de deslizamientos presentan cierta dificultad en su reconocimiento y diferenciación con aquellas de origen glaciario debido a la semejanza en su morfología irregular y al arreglo sedimentario de sus depósitos (Weidinger et al. 2014, Fauque et al. 2009, Fauque et al. 2021). Otro factor que dificulta el reconocimiento de estos depósitos es la ocurrencia esporádica de los movimientos gravitatorios extremos, que representan un mayor desafío también para la evaluación de la amenaza (Korup y Dunning 2015).

Para deslizamientos que involucran grandes volúmenes de material rocoso, se han implementado los términos “megadeslizamientos” y deslizamientos “gigantes”, que permiten clasificar los procesos en función del volumen y con independencia de la tipología y cinemática del movimiento. Las medidas volumétricas umbrales propuestas son arbitrarias y varían según el autor. Algunos denominan deslizamientos gigantes a aquellos que presentan un volumen superior a 10^8 m³, en tanto que otros autores utilizan el término “megadeslizamiento” para movimientos que involucran dimensiones volumétricas en el rango de los 10^6 m³ a 10^8 m³ (Korup et al. 2007, Moreiras y Sepúlveda 2015). En contraste, Hewitt (2013) utiliza la denominación de megadeslizamientos para eventos que superan el 1 km³ (equivalente a 10^9 m³) de volumen movilizado, en tanto que Weidinger et al. (2014) amplía el rango para depósitos entre 10^8 – 10^9 m³.

Los deslizamientos gigantes y megadeslizamientos son relevantes debido a su gran potencial destructivo, además de la gran cantidad de material que movilizan y la extendida permanencia de sus depósitos en el paisaje por debajo de la línea de nieve permanente.

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca dos valles principales, el va-

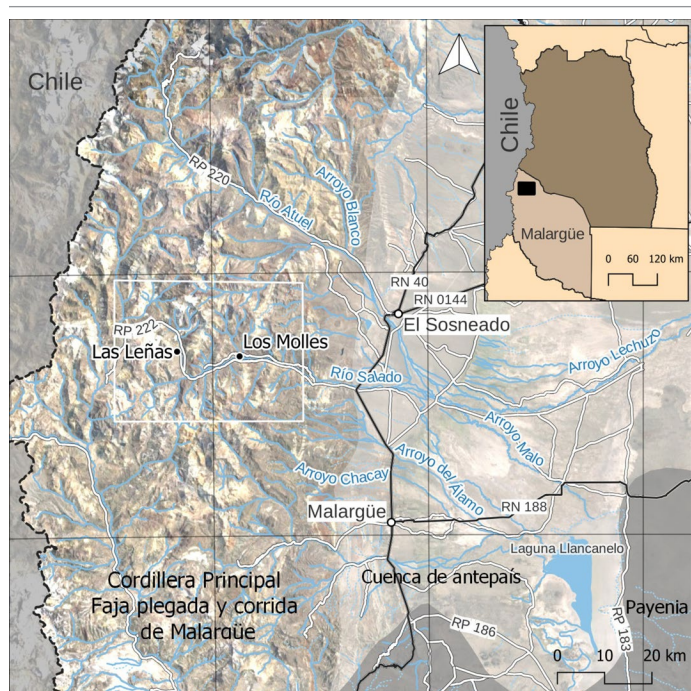


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe.

lle Las Leñas y el valle del río Salado, donde se ubican respectivamente el centro de esquí Las Leñas y la localidad de Los Molles (Fig. 1). El valle Las Leñas fue modelado por la actividad glacial durante las glaciaciones pleistocenas, inclusive durante el Último Máximo Glacial a fines del Pleistoceno (Espizúa y Bengochea 1995, Zech et al. 2017). Las aguas de deshielo de este valle, como el de los circundantes, alimentan la cuenca del río Salado, orientada en sentido este-oeste.

La configuración geomorfológica de la zona ha sido descrita y cartografiada a escala provincial por González Díaz y Fauqué (1993) y Abraham (1996), y localmente estudiada por Espizúa y Bengochea (1995), quienes realizaron un análisis de amenaza geológica enfocada en movimientos de remoción en masa en la zona de estudio. Recientemente se realizó un nuevo análisis geomorfológico enfocada en la zonificación del riesgo geológico de las localidades de Las Leñas, Los Molles, y las actividades antrópicas que allí se desarrollan (Kwaterka y Winocur 2019). En dicha evaluación se determinó que los grandes depósitos identificados en la zona de estudio corresponden a movimientos antiguos, que no presentan evidencia de actividad en la actualidad.

Marco geológico

La zona de estudio se enmarca dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe en la Cordillera Principal mendocina, cuya estructuración acaeció a partir del Cretácico Tardío e involucró las secuencias ígneas y sedimentarias de la cuenca

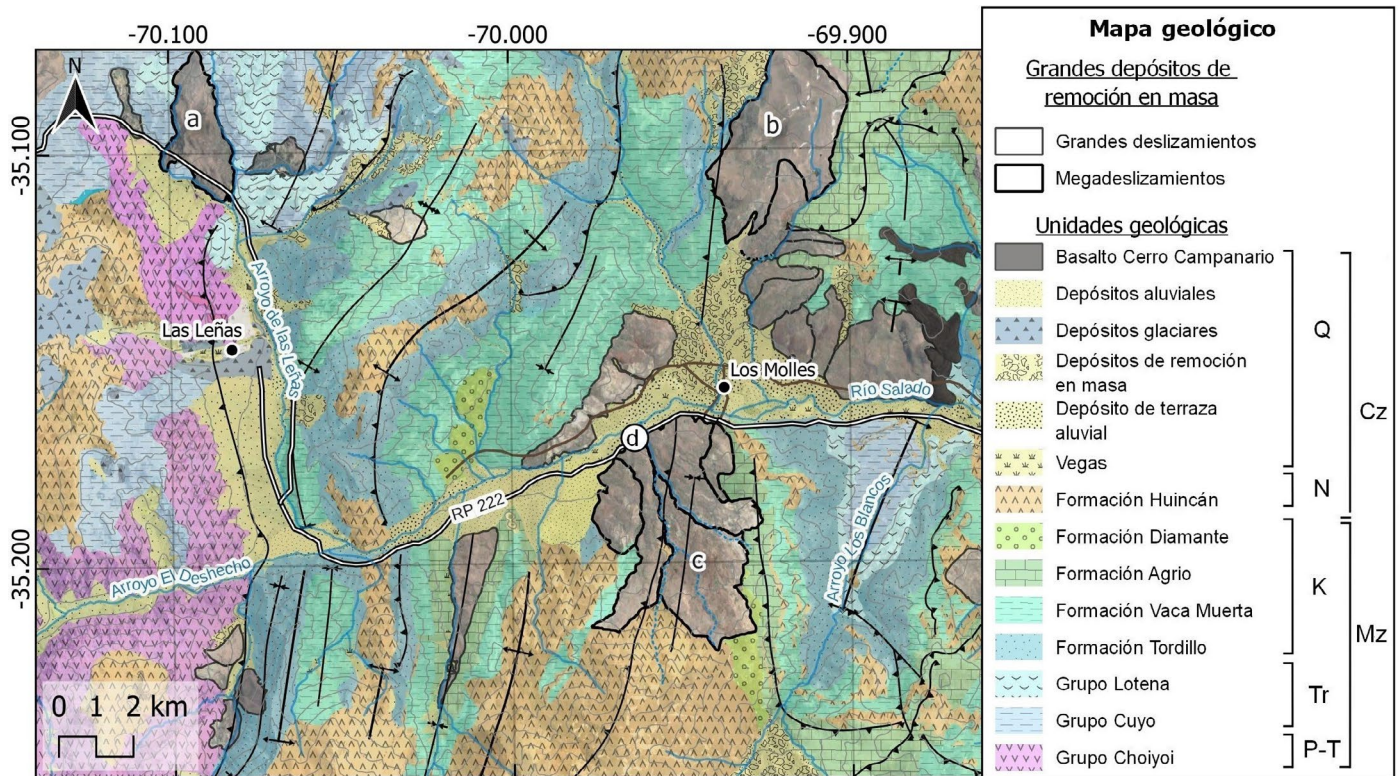


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio, donde se destaca la distribución de grandes deslizamientos en relación a las unidades expuestas

Neuquina, alcanzando un máximo de actividad tectónica durante el Mioceno medio a superior (Kozlowski et al. 1993, Tunik et al. 2010, Mescua et al. 2013, Benitez y Winocur 2015a, Martos et al. 2020).

El valle del río Salado atraviesa una serie de anticlinales y sinclinales en dirección norte y nor-noreste que exponen secuencias clásticas y carbonáticas de edad mesozoica, en algunos casos intruidos a lo largo de sus ejes por los cuerpos hipabisales miocenos de la Formación Huincán (Benitez y Winocur 2015b). En contraste, el flanco occidental del valle de Las Leñas se encuentra estructurado por una cuña del basamento del Grupo Choiyoi de edad permo-triásica, levantada por el corrimiento Las Leñas, que controla el curso del arroyo homónimo (Gerth 1931, Kozlowski et al. 1993, Mescua et al. 2013).

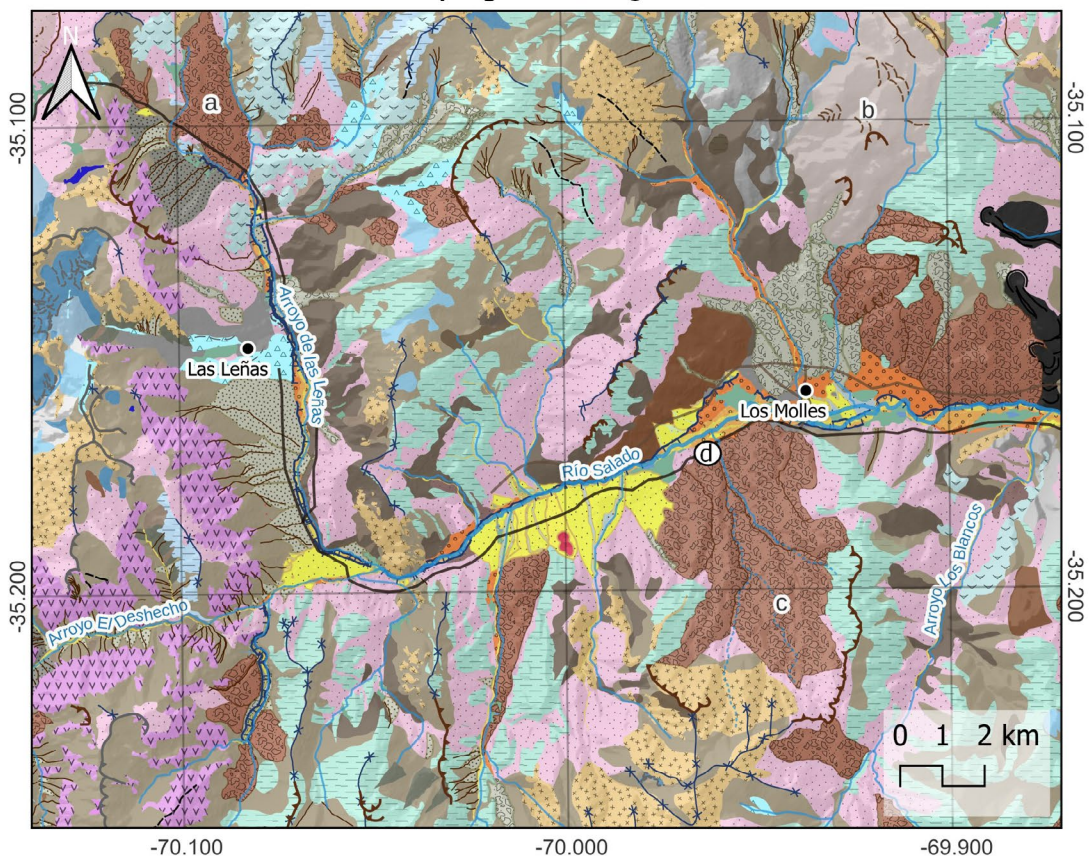
La estructuración se encuentra caracterizada por la presencia de fallas inversas de alto ángulo con inversión tectónica del basamento, que involucran a las secuencias mesozoicas de los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Neuquén (Fig 2). El Grupo Cuyo configura la primera transgresión marina de la cuenca a esta latitud y se encuentra compuesto por areniscas, limolitas y lutitas calcáreas (Gulisano 1981, Riccardi y Westermann 1984, Vicente 2005). El Grupo Lotena representa una posterior desecación de la cuenca, conformada por el aporte de material clástico que varía a evaporítico hacia las secciones superiores. Dentro de esta última unidad, son relevantes

las exposiciones de la Formación Auquilco, extensas y heterogéneamente distribuidas en el área de estudio, de naturaleza evaporítica, que habría jugado un rol esencial en el desarrollo de morfologías kársticas en los valles. El Grupo Mendoza se encuentra compuesto internamente por las facies continentales de la Formación Tordillo, de edad Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, y por las facies marinas de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio, dominadas por presencia de material calcáreo, margoso y pelítico (Digregorio y Uliana 1980). El Grupo Neuquén se encuentra escasamente representado en la zona, y está constituido por areniscas, limolitas y pelitas pertenecientes a ambientes continentales de la cuenca de antepaís neuquina formada a partir del Cretácico Temprano (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999, Orts y Ramos 2006, Tunik et al. 2010, Di Giulio et al. 2010).

Las unidades intrusivas y volcánicas neógenas pertenecen a la Formación Huincán, la cual se encuentra representada por intrusivos de composición tonalítica, diorítica y granodiorítica, emplazados en forma de *sills* y lacolitos a lo largo del valle del río Salado (Nullo et al. 2002, Sruoga et al. 2008, Benitez y Winocur 2015a,b, Sruoga et al. 2020).

En cuanto a la estratigrafía cuaternaria, se pueden reconocer depósitos aluviales, glaciares y de remoción en masa, estos últimos de mayor relevancia y distribución areal, que ocupan algunas cabeceras y las zonas más bajas de los valles (González Díaz y Fauqué 1993, Nullo et al. 2002).

Mapa geomorfológico



(a) Avalancha de rocas Las Leñas (b) Movimiento complejo Los Molles (c) Movimiento compuesto Toro Enojado (d) Ubicación del perfil analizado de la avalancha de rocas del Toro Enojado

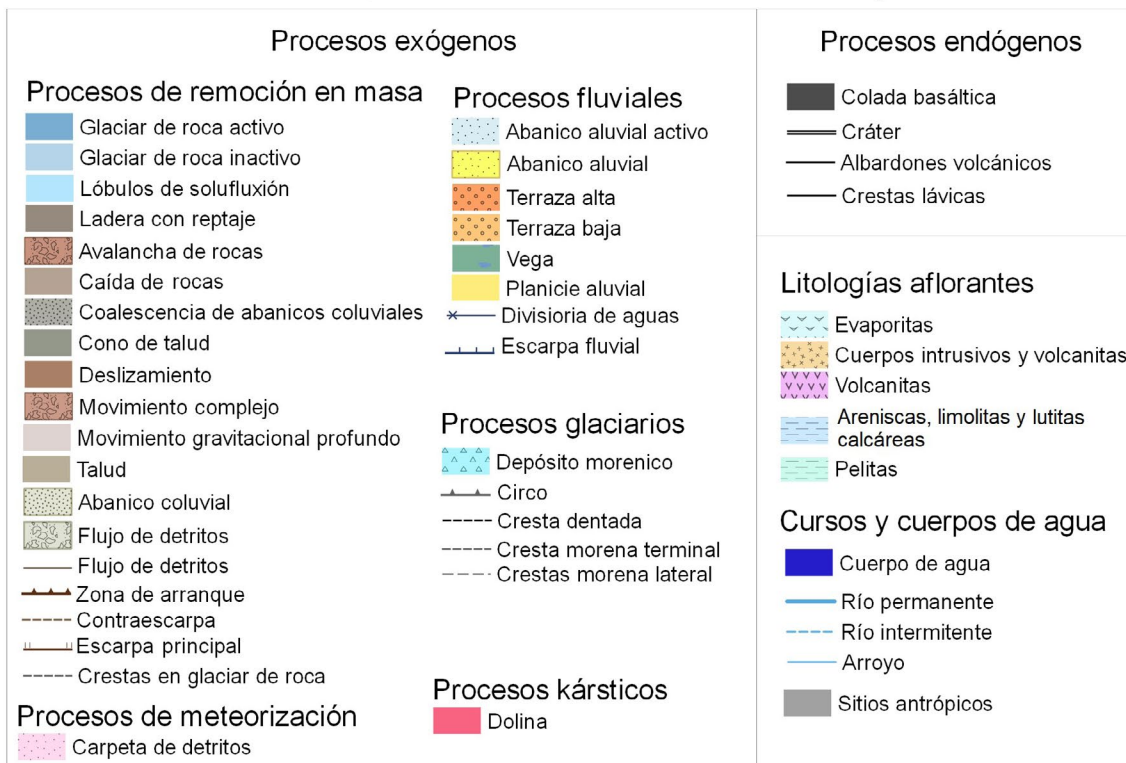


Figura 3. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

En cuanto a la actividad sísmica de la zona, se han registrado dos grandes sismos someros con magnitudes $M_s \geq 6.5$, uno ubicado a 15 km al norte de los megadeslizamientos en el valle de Los Molles a una profundidad de 15 km y una magnitud de $M_s = 6.5$, ocurrido en 1914, y el segundo a 45 km al oeste del primero, con una magnitud de $M_s = 6.5$ y profundidad de 5 km, ocurrió en 2004 y ha sido estudiado por Comte et al. (2008) (registros sísmicos obtenidos del Servicio Geológico de Estados Unidos). Sumado a ello, unos 15 km al este, se encuentra la falla Infiernillo (Kozłowski et al. 1993) que ha sido mencionada con posible actividad cuaternaria (Aguada y Winocur 2014). Mescua et al. (2019) han identificado evidencias de estructuras recientes en la zona de Cerro Pencal, a unos 20 km. al este de Los Molles, aguas abajo del río Salado. Allí se han descrito fallas que ponen en contacto tectónicas secuencias cretácicas por encima de conglomerados cuaternarios, estimando que han sido producto de rupturas simples generadas por sismos de magnitudes entre 5.5 y 6.2

Marco geomorfológico

El área de estudio presenta un paisaje compuesto, dominado por procesos de remoción en masa, procesos fluviales, procesos glaciares, volcánicos y procesos kársticos en orden de importancia decreciente. Las máximas altitudes de la zona de estudio se encuentran en el valle Las Leñas, y superan ligeramente los 4000 m s.n.m, siendo los cerros más altos de la zona: el cerro Las Leñas, de 4234 m s.n.m., y el cerro Potrerito de los Morros, de 3789 m.s.n.m. El clima del valle del río Salado se clasifica como seco desértico, y el valle de Las Leñas, como tundra (Norte 1996). En este último valle, según los registros del centro de esquí Las Leñas entre los años 2018 y 2020, el rango de temperaturas máximas varía entre 23°C - 27°C, y mínimas de -8°C - 3°C, en tanto que las precipitaciones acumuladas medias anuales alcanzan valores de 765.6 mm, y suelen presentarse en forma de nevadas.

Los procesos de remoción en masa son aquellos que dominan y prevalecen en este paisaje, ocupando un porcentaje aproximado del 47 % del área total estudiada, en tanto que las geoformas producto de la meteorización ocupan un 19 %, un 5 % las de origen fluvial, y un 1 % de génesis glacial, mientras que las geoformas kársticas no alcanzan el 1% de extensión. El 27 % restante corresponde a un relieve de denudación de las rocas circundantes que se encuentra indicado en el mapa geomorfológico de la figura 3.

METODOLOGÍA

La presente investigación tuvo como objetivo caracterizar

y cartografiar los grandes depósitos de remoción en masa presentes en el valle del río Salado, determinar los factores condicionantes y disparadores de estos fenómenos en la zona, y explicar el rol que desempeñan estos procesos en la evolución del paisaje. Para ello se realizó un análisis geomorfológico basado en la identificación, descripción y caracterización detallada de las formas del paisaje, particularmente centrado en procesos de remoción en masa. En primera instancia se hizo un relevamiento con imágenes satelitales entre los años 1984 y 2022 para identificar las geoformas y procesos geomorfológicos que actúan en el paisaje y su distribución en el área de estudio. Luego, se realizó un relevamiento de campo para caracterizar las geoformas y depósitos, describiendo su morfología, estructuras sedimentarias y litologías involucradas, como así también para la identificación de estructuras geológicas y litologías presentes de las zonas de arranque de los movimientos identificados.

A fin de facilitar el análisis de los aspectos geológicos vinculados a las zonas de arranque, se realizó un mapa geológico a escala 1:110000 (Fig. 3.), en base a fotointerpretación, sumado a la existencia de mapas geológicos previos (Nullo et al. 2005, Mescua et al. 2013, Benitez y Winocur 2015b).

Con el objetivo de esclarecer la relación espacial entre deslizamientos, fallas y potenciales sismos que pudieran haber desencadenado dichos procesos, se recurrió a dos bases de datos de registros sísmicos históricos para conocer la localización, magnitud y profundidad de los sismos: del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>) y la base de datos EHB (<http://www.isc.ac.uk/ehbulletin/search/catalogue/>).

La edad relativa de los depósitos fue determinada en base a: (i) la morfología, en la que se incluye el contraste de la rugosidad topográfica de los deslizamientos respecto a las zonas circundantes, grado de conservación de los aspectos superficiales tales como crestas y contraescarpas, grado de disección fluvial del depósito y alteración de la red de drenaje original, (ii) la relativa meteorización de las superficies expuestas, y (iii) el desarrollo relativo de vegetación y suelos en la superficie de los depósitos de deslizamiento y escarpas.

Mediante el modelo de elevación digital obtenido de la misión satelital Alos-Palsar 2 (*Advanced Land Observing Satellite*) de resolución espacial de 12,5 metros y las herramientas de ArcMap 10.3, se calcularon los volúmenes de los depósitos identificados, además de diversos parámetros morfométricos de relevancia para conocer las características de dichos movimientos, enumerados a continuación:

- Volumen y área del depósito.
- Diferencia entre la cota máxima de la escarpa y la cota del máximo margen alcanzado por depósito (H).

- Longitud entre la zona de escarpa y margen máximo del depósito sobre superficie horizontal (Lh).

- Longitud entre la zona de escarpa y margen máximo del depósito (L).

- Ángulo de alcance ($\alpha = \arctang(H/Lh)$): se trata del ángulo que se forma entre la máxima cota de la escarpa del movimiento y el margen máximo del depósito (Nicoletti y Sorriso-Valvo 1991, Corominas 1996).

- Longitud de la escarpa principal.

- Ancho de la zona de ruptura.

- Cota de la zona de arranque.

- Distancia de exceso de traslado o *excess travel distance* ($Le = Lh - H \cdot \tan(32^\circ)$) (Hsu 1975).

- Distancia de exceso relativa o *relative excess distance* ($Lr = 100 \cdot (Le / (H \cdot \tan 32^\circ))$) (Corominas 1996).

- Litologías involucradas observadas en el depósito y en la zona de arranque.

La clasificación de los movimientos se basaron en Varnes (1978), Hutchinson (1988), WP/WLI (1993), Hungr et al. (2001) y Hungr et al. (2014). En el caso de flujos no canalizados (Hungr et al. 2001), los depósitos deben superar un volumen mínimo de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ según Keefer (1984) y $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ según Coates (1977) para ser clasificado como avalancha de rocas. La descripción de los depósitos se basa en estudios semejantes realizados en otras zonas andinas de la Argentina y del mundo (Fauqué et al. 2000, Fauqué y Tchilinguirian 2002, Fauqué et al. 2009, Dunning, 2004, Crosta et al. 2007, Hewitt 2009, Dunning y Armitage 2011, Weidinger et al. 2014, Moreiras et al. 2015, Moreiras 2020).

Mediante las observaciones de campo y el uso de imágenes satelitales se elaboró un mapa geomorfológico a escala 1:35000 (Fig. 4.)

Finalmente, se describió en detalle el depósito de una avalancha de rocas denominada Toro Enojado, que integra el movimiento compuesto homónimo, cuyo perfil se encuentra expuesto a la vera de la ruta provincial 222 (Fig 4). El análisis se centró en las características morfológicas y sedimentológicas del depósito, donde se describieron la fábrica de la roca, la coloración y formas de los contactos, litologías involucradas y otros rasgos observados en el perfil. Dichas descripciones fueron contrastadas con un modelo propuesto por Dufresne et al. (2016), que relaciona rasgos y estructuras sedimentarias a la cinemática del movimiento de grandes deslizamientos, a fin de poder reconstruir el movimiento que le dio origen al depósito estudiado.

A modo de discusión, se postularon posibles condicionantes en el desarrollo de estos grandes deslizamientos y sus potenciales detonantes en la zona de estudio. También se plantea la importancia que tienen los megadeslizamientos

en la evolución geomorfológica de los valles estudiados, y su potencialidad para reactivar o desencadenar este tipo de movimientos u otros de menor volumen con disparadores climáticos y/o tectónicos, pudiendo generar una situación de amenaza para la población y turismo visitante en general.

RESULTADOS

En el área de estudio se identificaron 26 depósitos de remoción en masa con una gran variedad de tipologías de movimiento, incluyendo deslizamientos planares y rotacionales, avalanchas de rocas, movimientos gravitacionales profundos, movimientos compuestos y complejos (Zischinsky 1966, Varnes 1978, Hungr et al. 2001).

En este trabajo se estudiaron en detalle tres depósitos de megadeslizamientos ($>10^8 \text{ m}^3$), clasificados como avalanchas de rocas, movimiento complejo integrado por un movimiento gravitacional profundo y flujos distales, y un movimiento compuesto integrado por varias avalanchas de rocas (Fig. 4). Los depósitos de estos megadeslizamientos han sido respectivamente denominados como avalancha de rocas Las Leñas, movimiento complejo Los Molles y movimiento compuesto Toro Enojado. Una de las avalanchas de rocas identificada que integra el movimiento compuesto Toro Enojado fue descrita y analizada en su morfología interna a través de un perfil del depósito realizado antrópicamente durante la construcción de la ruta provincial 222 (Fig. 4e).

Caracterización morfológica y sedimentológica de los megadeslizamientos

Los depósitos fueron caracterizados según sus rasgos geomorfológicos, composición litológica, medidas de superficie, volumen y otros parámetros morfométricos calculados. De manera complementaria, fueron analizadas y calculadas las características de la zona de arranque, como la longitud y ancho de la escarpa, y también las características estructurales y litológicas de los afloramientos circundantes (Cuadro 1).

Avalancha de rocas Las Leñas: Las avalanchas de rocas son los procesos gravitatorios más frecuentes en la zona de estudio, se han desarrollado tanto en el valle de Las Leñas como en el río Salado. Al norte del valle Las Leñas, se reconoció la avalancha de rocas denominada "Avalancha Las Leñas", que presenta una longitud máxima de 4,1 kilómetros, un ancho de 1,96 kilómetros y un volumen total de $1,98 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. La zona de arranque está asociada a las evaporitas del Grupo Lotena y a las areniscas, limolitas y lutitas calcáreas del Grupo Cuyo, que afloran en la zona norte del valle, vinculadas a una estructura anticlinal. Uno de los rasgos más caracterís-

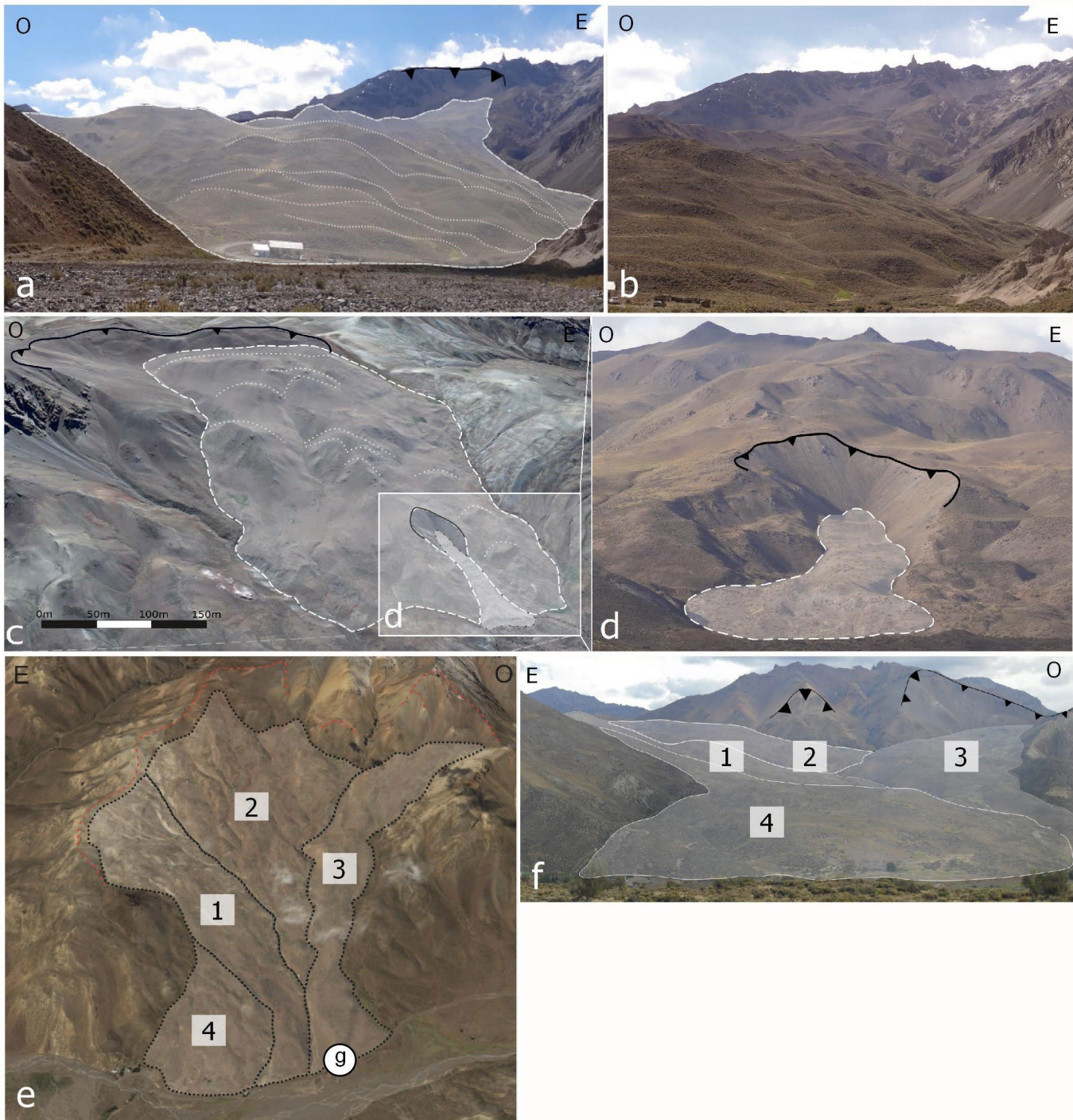


Figura 4. a) Vista frontal del depósito de la avalancha Las Leñas, con estructura ondulada “tipo *hummocky*” interpretada y zona de arranque delimitada; b) detalle de la superficie del depósito de la avalancha Las Leñas; c) vista cenital (satelital) del movimiento complejo Los Molles integrado por un movimiento gravitacional profundo y dos flujos distales. Se muestra resaltada la escarpa principal (línea continua negra) y contraescarpas (línea punteada blanca) a lo largo del cuerpo rocoso, como así también delimitada la zona de arranque de los flujos distales; d) vista frontal interpretada del flujo de detritos más reciente, y su zona de arranque en el depósito del movimiento gravitacional profundo; e y f) vista cenital (satelital) y frontal del movimiento compuesto por avalanchas de roca, denominado avalancha del Toro Enojado con interpretación de los 4 pulsos de avalancha ordenados cronológicamente; g) ubicación del perfil descrito de la avalancha de rocas del Toro Enojado.

tipos de este tipo de movimientos es la morfología ondulada tipo *hummocky* en la superficie del depósito, fotografiada e interpretada en la figura 4a y ampliada en la figura 4b.

Movimiento complejo Los Molles: Se reconoció un movimiento complejo integrado por una deformación gravitacio-

nal profunda (*sacking*) y flujos de detritos distales, el cual fue denominado movimiento complejo Los Molles debido a su cercanía a la localidad de Los Molles. Las dimensiones de la masa involucrada en el movimientos de ladera abarca un volumen total aproximado de $4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ y un área de 7.65 km^2 .

Cuadro 1: Parámetros morfométricos de los megadeslizamientos:

Parámetros morfométricos	Avalancha Las Leñas (a)	Movimiento Complejo Los Molles (b)	Movimiento Compuesto Toro Enojado (c)
Volumen (millones de m ³)	198.08	402.14	364.04
Área (km ²)	4.26	7.65	9.05
H: Vertical range (m)	1218.00	1083.00	1014.00
L: Runout Length (m)	5012.56	5454.03	6606.86
Lh: Horizontal runout (m)	4848.40	5339.09	6525.98
α : Reach angle (o)	0.25	0.20	0.15
Longitud escarpa principal (m)	1755.00	5635.00	8441.00
Ancho de zona de ruptura (m)	1066.44	3750.30	4703.80
Cota de la zona de arranque (m)	3558.00	3341.00	3404.00
Le: excess travel distance (m)	1535.06	1733.93	2158.79
Lr: relative excess distance (m)	83.30	105.83	140.72
Litologías de zona de arranque	Lutitas calcáreas del Grupo Cuyo y evaporitas de la Formación Auquilco.	Calizas y pelitas de las Formaciones Agrio y cuerpos intrusivos de la Formación Huincán.	Cuerpos intrusivos de la Formación Huincán y areniscas del Grupo Neuquén.

Los principales rasgos morfológicos que permitieron reconocer el movimiento de ladera fueron la presencia de una escarpa principal de 80 metros de altura en la zona más alta de la ladera, y el desarrollo notable de contraescarpas, morfologías escalonadas ubicadas sobre la ladera que se encuentran redondeadas y desdibujadas por procesos erosivos (Radbruch-Hall 1978, Varnes et al. 1989) (Fig 4c).

Se infiere en las laderas afectadas por movimientos profundos, la presencia de una superficie de cizalla interior no observable donde se infiltran aguas meteóricas que promueven el movimiento de la ladera hacia abajo. Esta zona de cizalla desarrollada en el interior de la ladera posibilita el surgimiento de manantiales que saturan los sedimentos y favorecen la movilización de material en forma de flujos de detritos.

En este caso se reconocieron dos depósitos de flujos de detritos, uno bien preservado de gran dimensión, que alcanza una longitud máxima de 1 kilómetro, y otro al pie del anterior, más antiguo e irregular, gracias a la acción sobreimpuesta de procesos fluviales. Ambos flujos de detritos se desplazaron en dirección al poblado de Los Molles, y en el caso del flujo más antiguo, se depositó en zonas próximas a las construcciones (Fig. 4d).

Movimiento compuesto Toro Enojado: Se trata de un megadeslizamiento compuesto por una serie de avalanchas de rocas, cuyos pulsos fueron identificados según las morfologías que presentan en el paisaje, sus relaciones de contacto, y los rasgos morfológicos diferenciables entre sí. Las avalanchas de rocas fueron delimitadas y descritas a diferentes escalas, y uno de los depósitos de avalancha, cuyo perfil se encontraba expuesto sobre la ruta provincial 222 (35°10'10.8"

S - 69°57'44.2"O), fue descrito de manera pormenorizada. Este depósito de avalancha fue denominado Avalancha del Toro Enojado, al igual que el movimiento compuesto que lo integra.

Los pulsos fueron interpretados como distintos episodios de un mismo movimiento, que en algunos casos lograron recorrer distancias de hasta 6,6 kilómetros. Se pudo establecer un orden de ocurrencia relativo entre los pulsos en base a las relaciones morfoestratigráficas entre los depósitos, se delinearon las zonas de arranque correspondientes a cada pulso, y luego se clasificaron en función a las observaciones realizadas a diferentes escalas (Fig. 4e y 4f).

El total del depósito presenta una extensión de 4.2 kilómetros a lo largo del trazado de la ruta provincial 222, y un volumen de 3.64×10^8 metros cúbicos, calculado en base al modelo de elevación digital. A gran escala se reconocieron los frentes escarpados y la gradación inversa desarrollada en los depósitos, evidenciada por la presencia de grandes bloques en la superficie de los mismos, y también a partir de la caracterización e interpretación del perfil sedimentario de la Avalancha del Toro Enojado.

Descripción de las facies: El perfil del depósito presenta una gran variabilidad de texturas y tamaños de grano, como así también un amplio espectro de coloraciones y morfologías de contacto, características que permitieron separar al depósito en siete facies distintas, indicadas en la figura 5a. El perfil fue dividido en siete facies, enumeradas de base a techo y descritas en detalle en el cuadro 2. El perfil presenta nueve metros de espesor y cuarenta metros de ancho a lo largo de la ruta provincial. La inclinación promedio de los contactos

Cuadro 2: Facies sedimentarias de la avalancha de rocas del Toro Enojado:

Facies	Descripción litológica
f1	Facies color blanco – grisáceo de baja competencia y textura homogénea con alto nivel de cizallamiento. Fábrica matriz-sostén y tamaño de grano limoso a clastos de hasta 15 centímetros de diámetro con redondeamiento anguloso a subredondeado. Esta facies presenta estructuras de comportamiento frágil, como un bloque fallado normalmente, contorneado por una banda de deformación dúctil de 30 centímetros de espesor.
Contacto f1-f2	Contacto de morfología ondulada e inclinación de 35° al sur, con intercalaciones de ambas litologías.
f2	Fábrica matriz-sostén de tonalidades rojizas y clastos pertenecientes al Grupo Neuquén que alcanzan escasamente longitudes superiores a 20 centímetros, y presentan zonas grises bien delineadas que representan la participación de las litologías intrusivas.
Contacto f2-f3	Contacto con un cambio de inclinación de 8o - 80o - 40o de base a techo.
f3a	Fábrica matriz-sostén, color amarillo con participación de material del Grupo Neuquén alterado e intrusivos miocenos, con alto nivel de trituración. El 5% del total de la masa rocosa está constituido por bloques monomíticos amarillos aislados que presentan un diámetro de 30 centímetros a 3 metros, fragmentados internamente y vértices redondeados.
Contacto f3a-f3b	Contacto rectilíneo entre facies con inclinación de 40° al sur.
f3b	Fábrica matriz-sostén con un 40% de bloques menores a 40 centímetros y el otro 60% compuesto por bloques angulosos de dimensiones superiores a 50 centímetros. Se observan morfologías tipo <i>hummocky</i> y contactos ondulados con tonalidades variadas entre rojizas, verdosas, grisáceas y violáceas. La trituración del material es altamente variable según los distintos sectores, y presenta bloques de morfología externa conservada, pero internamente fracturada.
Contacto f3b-f4	Contacto definido por alto contraste en la fábrica sedimentológica de las facies.
f4	Facies clasto-sostén compuesta por grandes bloques gris oscuro, que conservan su morfología externa pero se hallan internamente fragmentados. Dichos bloques están contorneados por bandas continuas de material fino y dúctil de tonalidades rojizas. Se pueden divisar clastos de gran dimensión, que en algunas oportunidades superan la decena de metros de longitud, con un máximo de 16 metros para uno de los bloques. Estos grandes bloques conservan sus límites definidos, y presentan fracturación interna y alto grado de redondeamiento en sus vértices.
Contacto f4-f5	Contacto sigue la morfología de los grandes bloques de la facies f4.
f5	Facies de fábrica matriz-sostén con un 30% de clastos angulosos de diámetros mayores a 20 centímetros pertenecientes tanto al Grupo Neuquén como a los intrusivos de la Formación Huincán (equiparable a la f3).
Contacto f5-f6	Contacto definido y ondulado.
f6	Facies color amarillo con clastos angulosos en una matriz gravo-arenosa, con participación de 20% de clastos con dimensiones mayores a 10 centímetros y el otro 80% de clastos menores a dicha medida. Sobre este depósito se observa, en discordancia, una secuencia de depósitos inconsolidados provenientes del talud actual, paralela a la pendiente, de coloración semejante al material subyacente.

analizados varía de 40° a 60° al suroeste, de lo que se infiere que el movimiento de la avalancha proviene de una zona de arranque ubicada en esa dirección.

Las descripciones de facies fueron contrastadas con el modelo de Dufresne et al. (2016), quien unifica distintos rasgos sedimentológicos y morfológicos descritos en depósitos de grandes deslizamientos en un único modelo genérico.

En base a este modelo, se alcanzó la interpretación del perfil expuesta en la figura 5b, donde se interpreta que la facies f1 representa la zona basal del depósito, pues presenta evidencias de deformación frágil y dúctil, como el bloque fallado normalmente expuesto en la figura 6a, y la presencia de bandas de cizalla alrededor de los bloques fallados. La sección basal es la que posee la mayor diversidad de estructuras, con presencia de intraclastos del sustrato previo, fallas normales, estructuras tipo horst-graben e intrusiones diapiríticas. Algunas de estas características se reconocieron en el contacto f1-f2, correspondiente a la zona de mezcla o “*mixed zone*”, que incluye morfologías diapiríticas e inyección entre los materiales de las distintas facies en contacto (Fig. 6b). Esta zona de mezcla separa la sección basal del cuerpo principal del depósito, representando éste último la sección de mayor volumen y la más heterogénea debido a la diversidad de subfacies y discontinuidades, que refleja la variedad de estados de estrés que se genera dentro de la masa granular (McSaveney y Davies 2006). Las facies de cuerpo principal están dominados por procesos de fragmentación y fracturación, y se interpreta que las facies entre f2 y f6 corresponden a esta sección principal del depósito. La facies f2 fue incluida en la subfacie fragmentada o *fragmented facies* debido a su fábrica matriz-sostén, al alto grado de fragmentación de la roca, cuyos clastos ocasionalmente superan los 30 cm de longitud. Las facies f3a, f3b y f6 fueron clasificadas como parte de las subfacies fracturadas (*jigsaw clast* y *jigsaw facies*), presenta bloques de mayor tamaño, de hasta 3 m de longitud, inmersos en una fábrica matriz-sostén con alto grado de cizallamiento. Se reconoce un color más amarillo para la facies f3a y un color más rojizo para la f3b, posiblemente debido a litología movilizada en la zona de arranque. Además, la facies f3b presenta morfologías tipo *hummocky*, que no son observadas en la facies f3a.

La facies f4 corresponde a las facies blocosas (*blocky facies*) del modelo propuesto por Dufresne et al. (2016) que, a diferencia de las anteriormente descritas, presentan una fábrica clasto-sostén conformada por bloques de gran dimensión. Tanto las facies fracturadas (f3 y f6) como la facies blocosas (f4) presentan clastos de gran tamaño, en el primer caso, muestran pocos metros de diámetro, y en el segundo, supera la decena de metros de longitud máxima. Ambas fa-

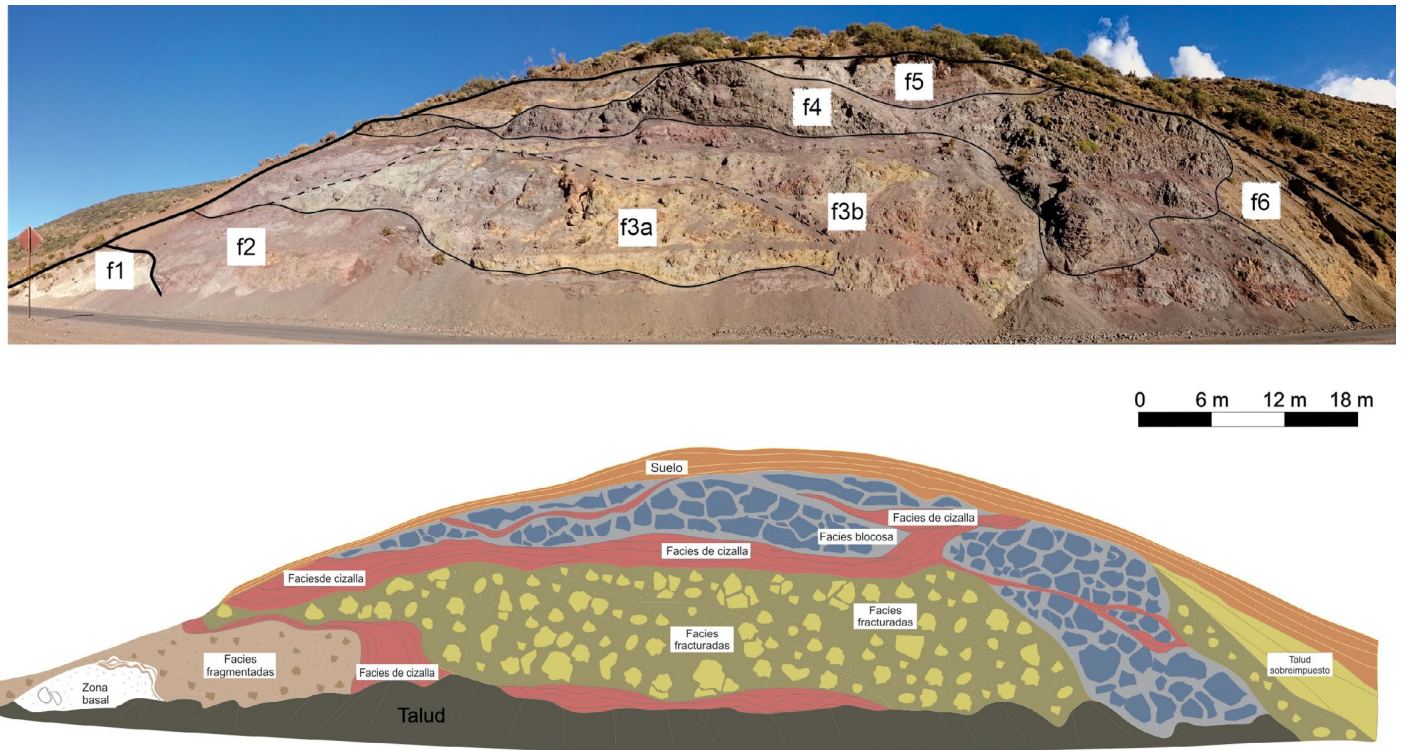


Figura 5. Perfil de la avalancha de rocas del Toro Enojado, a la vera de la ruta provincial 222 (ubicación en figura 4g): a) división de facies identificadas en campo para caracterización; b) división del depósito en facies litocinemáticas interpretadas a partir del modelo de Dufresne et al. (2016).

cies exhiben evidencias de rodamiento en los bloques que los integran, como el redondeamiento de sus vértices (Fig. 6c y d), producto de la erosión mecánica del movimiento, como así también el alto fracturamiento interno de los bloques. La diferencia fundamental entre estas facies recae en la fábrica y la dimensión máxima de los bloques que las integran. Las facies fracturadas son matriz-sostén con gran dominancia de una matriz compuesta de roca triturada color amarillo – rojiza. Por su parte, la facies blocosa es clasto-sostén y presenta bloques de mayor dimensión, separadas por bandas de material cizallado (*shear facies*) alineado con los bloques (Fig. 6e). También, los bloques menores de las facies f3 y f6 presentan granulometrías subangulosas a angulosas, que en las facies blocosas se preservan más redondeadas. Por encima del depósito se observa un pequeño perfil edáfico, que presenta una potencia de 30 centímetros.

Cinemática del movimiento: De la identificación y descripción de las distintas facies, se observa que a lo largo de todo el depósito se muestran bandas de cizalla, que en muchos casos se utilizaron como límite para separar las facies, especialmente entre las facies fracturadas con las facies blocosas suprayacentes y fragmentadas subyacentes, que demuestra la existencia de una deformación interna de todo el depósito de avalancha. Sumado a ello, se observa un control litológico en el desarrollo del movimiento, ya que las bandas de cizalla están compuestas principalmente por las areniscas

y pelitas del Grupo Neuquén, por las que han “patinado” los grandes bloques de los intrusivos de la Formación Huincán. No se ha podido reconocer la facies denominada “caparazón” (o *carapace*) en el depósito, que según describe el trabajo de Dufresne et al. (2016), está constituida por un nivel de grandes bloques intactos, que son movilizados a través de procesos de colisión. La causa de su ausencia podría deberse a la gran distancia que presenta el depósito desde su zona de arranque, o bien encontrarse ubicada en zonas más altas y cercanas a la misma.

Control litológico - estructural en megadeslizamientos

Se ha observado que existe un condicionante litológico y estructural en el desarrollo de estos grandes movimientos de remoción en masa. Las litologías mayormente expuestas en las zonas de arranque de los megadeslizamientos y deslizamientos reconocidos en la zona de estudio son las evaporitas del Grupo Lotena, las areniscas, limolitas y lutitas calcáreas del Grupo Cuyo, calizas y pelitas del Grupo Mendoza y los cuerpos intrusivos de la Formación Huincán.

En la zona de estudio se ha reconocido el desarrollo de geoformas kársticas asociadas a los afloramientos superficiales y subsuperficiales del yeso de la Formación Auquilco. El mayor desarrollo de estas geoformas está representado por dos dolinas ubicadas la vera de la ruta 222, denomina-

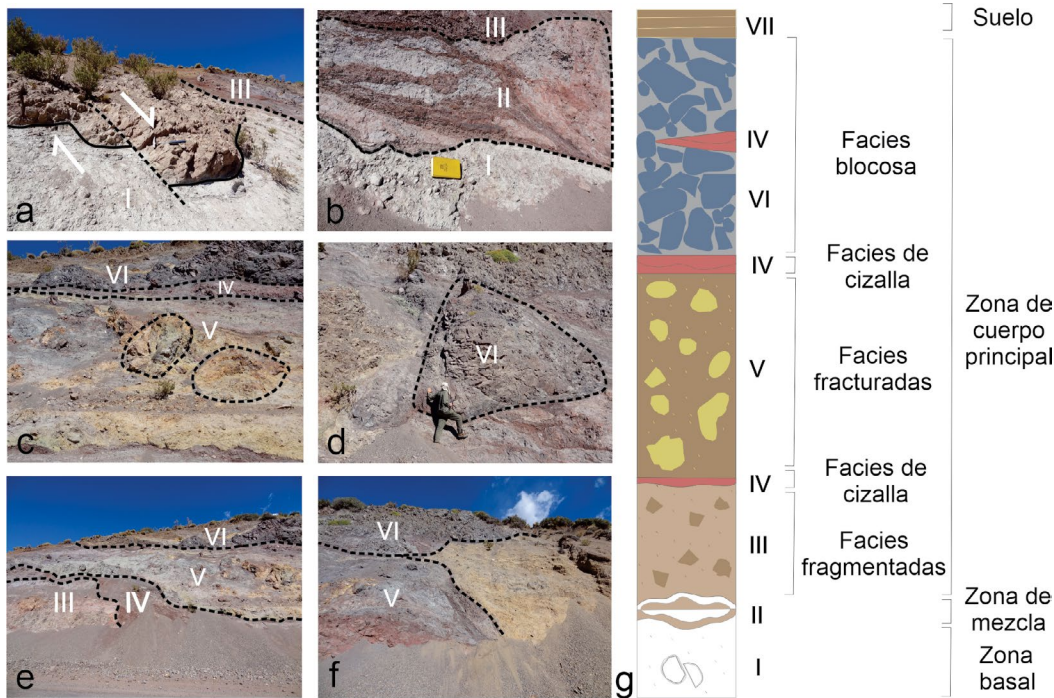


Figura 6. Interpretación de detalle del corte antrópico expuesto de la avalancha de rocas del Toro Enojado (ubicación en figura 4g): a) fallamiento normal de clasto y deformación dúctil de la matriz en zona basal (I); b) Zona de mezcla o mixed zone (II); c) clasto de la facies fragmentada (V) con vértices redondeados y fracturado internamente; d) bloque de la facies blocosa con vértices redondeados; e) contacto con banda de cizalla entre facies fragmentada (III) y fracturada (V); f) contacto entre facies fragmentada (V) y facies blocosa (VI); (g) Esquema de perfil según el modelo de Dufresne et al. (2016).

das “Pozo de las Ánimas” que han alcanzado un diámetro de 0.25 km, como así otras de menor tamaño y desarrollo que se encuentran distribuidas en el valle de Las Leñas. De manera análoga, proponemos que el movimiento gravitacional profundo está favorecido por la presencia de las evaporitas de la Formación Auquilco en la zona interna de la masa rocosa, la zona de cizalla, que facilita el movimiento de la ladera hacia abajo. Una vez desarrollada la zona de cizalla, este efecto podría verse potenciado gracias al ingreso de aguas meteóricas por debajo de la ladera, lubricando esta superficie de cizalla y disolviendo también el yeso de la Formación Auquilco. También se ha encontrado que la escarpa principal de este movimiento profundo se ubica en el contacto entre dos unidades, la Formación Agrío y la Formación Huicán.

En los laterales de la avalancha de rocas Las Leñas se han identificado dos avalanchas de la misma naturaleza, pero de menor volumen, cuyas zonas de arranque se encuentran asociadas a los afloramientos del Grupo Cuyo y Formación Auquilco, al igual que la avalancha Las Leñas. Estas secuencias mesozoicas están estructuradas en un pliegue anticlinal, en donde la disposición espacial de sus flancos, condicionan el inicio y desarrollo del movimiento.

Por otra parte, la avalancha de rocas del Toro Enojado presenta clastos y bloques provenientes de dos litologías principales: Grupo Neuquén y de los cuerpos intrusivos de la Formación Huicán. La zona de arranque de las distintas avalanchas que integran el movimiento se encuentran atravesadas por una falla inversa que cruza el valle de Los Mo-

lles y genera el plegamiento de las unidades involucradas en el deslizamiento (Fig 4).

DISCUSIÓN

En la zona de estudio se han identificado grandes depósitos de remoción en masa, comparables volumétricamente a otros descritos en valles mendocinos y neuquinos cercanos como el megadeslizamiento Horcones (volumen: 180×10^6 m³ y área: 6 km²) y la Avalancha del Tigre Dormido (volumen: 185×10^6 m³) descritos por Fauqué et al. (2000) y Fauqué (2009), en donde las litologías involucradas fueron de origen volcánico. También, se han publicado trabajos caracterizando avalanchas de rocas en Cordillera Frontal, que alcanzan grandes volúmenes del orden de los 10^9 m³ (Moreiras et al. 2015, Moreiras, 2020). González Díaz y Di Tommaso (2012) analiza una serie de avalanchas de rocas denominada La Lagunita, ubicadas en el curso medio del río Barrancas en Neuquén (volumen: 62×10^6 m³), donde las litologías involucradas fueron las sedimentitas de los Grupos Mendoza, Neuquén y Malargüe, similares a las secuencias expuestas en las zonas de arranque de los movimientos mencionados en el presente trabajo. Dos de estas grandes avalanchas, la avalancha del depósito de Horcones sobre el río Cuevas (Fauqué et al. 2009) y la avalancha de rocas del Plata sobre el río Blanco en Mendoza (Moreiras 2020), fueron estudiadas a nivel sedimentológico y morfológico y se utilizaron como referencia

para el estudio detallado del perfil expuesto de la avalancha de rocas del Toro Enojado.

Yarnold y Lombard (1989) fueron los primeros en formular un modelo de facies sistemático de antiguos depósitos de avalancha de rocas, introduciendo el concepto de facies litocinémicas. A partir de este trabajo surgieron numerosas investigaciones focalizadas en procesos de remoción en masa, en base a los cuales se han definido modelos de facies fundados en descripciones sedimentológicas. La mayor parte de la bibliografía consultada describe la existencia de tres partes fundamentales: una sección de grano grueso que constituye un gran caparazón de rocas sin fragmentar en la zona superior, un cuerpo de grano más fino con un amplio abanico de estructuras, y una zona basal con intrusión del sustrato subyacente. Posteriormente, Dufresne et al. (2016) realiza una recopilación de descripciones y análisis de depósitos de gran volumen de avalanchas y deslizamientos de roca de diversos autores, esbozando un modelo propio que integra las observaciones realizadas en dichos trabajos.

El depósito de avalancha de rocas del Toro Enojado, analizado y descrito en detalle en este trabajo, se ajusta adecuadamente al modelo propuesto por Dufresne et al. (2016), la división en facies litocinémicas presentadas en el trabajo resultó compatible con las estructuras sedimentarias y morfologías observadas en el depósito de avalanchas de rocas del Toro Enojado. No obstante, la sección superior de "caparazón" no fue identificada en el depósito, esto podría deberse al gran desplazamiento alcanzado por los pulsos de avalanchas de rocas, pero también a otros condicionantes particulares como la pendiente, la litología involucrada, el clima, entre otros, que generarán morfologías y facies distintas en cada depósito de avalancha de rocas.

Factores condicionantes de megadeslizamientos

Numerosos autores han centrado sus investigaciones en determinar los principales condicionantes geológicos que favorecen el desarrollo de grandes movimientos de remoción en masa en distintas zonas del mundo.

A partir del análisis geológico y geomorfológico de la zona de estudio, se pudo evidenciar que gran parte de los movimientos estudiados poseen sus respectivas zonas de arranque en unidades falladas y/o altamente estructuradas y plegadas, en muchos casos desarrollados sobre la cara libre de los flancos de anticlinales. Proponemos que estos rasgos geológicos constituyen los principales factores de control para los megadeslizamientos, seguido de los controles litológicos, que corresponden fundamentalmente a contrastes reológicos entre unidades adyacentes y presencia de litologías suscep-

tibles a la disolución.

Otros condicionantes de los megadeslizamientos se encuentran asociados a procesos paraglaciales definidos como "procesos superficiales no-glaciales de acumulación de sedimentos, detritos o paisajes que están directamente condicionados a glaciaciones o deglaciaciones" (Ballantyne 2002). Uno de estos procesos es el desconfinamiento de laderas (*debutressing*) que experimentan los valles tras ser desenglazados luego de una glaciación. De esta forma, cuando los valles son liberados del peso de los glaciares, las laderas experimentan una relajación post-glaciar, donde se genera la apertura de diaclasas y/o fracturas y se promueven así movimientos gravitatorios de avalanchas, deformaciones gravitacionales profundas y deslizamientos. Los procesos de remoción en masa, en ocasiones, retrabajan los sedimentos glaciogénicos conservados en las laderas de los valles, ocultando las geoformas de origen glaciario con depósitos supra-yacentes o movilizándolo los sedimentos grandes distancias a lo largo de los valles (Ballantyne 2013). En algunos valles cordilleranos mendocinos, se han descrito grandes movimientos de remoción en masa relacionados a la relajación post-glaciar (Fauqué et al. 2009, Moreiras et al. 2015).

Si bien el valle del río Salado presenta geoformas glacia-rias como circos, crestas dentadas y depósitos morénicos en cumbres con altitudes superiores a 3.000 metros, no se han encontrado evidencias de acción glaciaria por debajo de esta cota. Por eso se propone que el valle estuvo afectado por un desarrollo glacial embrionario durante la época pleistocena, donde las masas glacia-rias tuvieron una extensión restringida a las altas cumbres, por encima de los 3.000 metros de altura. En contraste, el piso del valle Las Leñas presenta abundantes geoformas de origen glaciario que evidencian que el valle conformó una artesa glaciaria que alojaba masas glacia-rias, y cuyos depósitos morénicos fueron datados por Zech et al. (2017) con radioisótopos de berilo, obteniendo edades de 50.0 ± 5.0 ka para el máximo avance glaciario registrado en una morena terminal y 21.9 ± 1.8 ka correspondiente al Último Máximo Glacial en morenas laterales.

Potenciales disparadores de megadeslizamientos

Por otra parte, Antinao y Gosse (2009) estudiaron la correlación entre la ocurrencia de deslizamientos y la presencia de estructuras cenozoicas tardías y de sismicidad somera (menor a 20 km de profundidad), y encontraron una relación causal entre el desarrollo de grandes deslizamientos y la tectónica activa en la Cordillera Principal chilena. Tras la confección de un inventario de grandes desprendimientos de edad pleistocena tardía a holocena, proponen que la sismicidad su-

periférica es el desencadenante principal de los grandes movimientos de remoción en masa de los Andes centrales del sur de Chile, y que los procesos de remoción en masa ocupan un rol fundamental en la generación de sedimentos en los valles, en relación a la acción fluvial y glacial.

Cerca de la zona de estudio, sobre el valle del río Grande, se han observado evidencias de neotectónica y estructuras activas descritas por Winocur et al. (2021), que han sido interpretadas como desencadenantes de megadeslizamientos en ese sector (Fig. 7).

En la zona de estudio, se postula que las estructuras regionales de primer orden son las que han condicionado el desarrollo de los megadeslizamientos. La distribución espacial de estos grandes deslizamientos es cercana a grandes fallas regionales, que tienen continuidad hacia el sur sobre el río Grande, en donde también hay una gran distribución de megadeslizamientos asociados a estructuras activas (Winocur et al. 2021). Sumado a ello, los megadeslizamientos descritos en el valle del río Mendoza por Fauqué et al. (2000), como aquellos descritos por Moreiras et al. (2015) y Moreiras (2020) también han sido asociados a la actividad neotectónica.

Por lo tanto, a partir de las evidencias de distribución de megadeslizamientos alrededor de estructuras regionales, sumado a las evidencias de actividad neotectónica a decenas

de kilómetros de la región y la distribución de sismos fuertes y someros en cercanías de los megadeslizamientos de la zona de estudio (Fig. 7), se interpreta entonces que la sismicidad es el principal mecanismo generador de los megadeslizamientos estudiados en este trabajo.

En cuanto a la peligrosidad y el riesgo geológico que puedan representar estos megadeslizamientos, no se han observado evidencias de pulsos de actividad recientes en el registro temporal de imágenes satelitales o fotografías aéreas disponibles. Los depósitos de grandes movimientos de masa suelen permanecer en el paisaje por miles de años, luego de su ocurrencia y estabilización, recibiendo las denominaciones de “antiguos” o “fósiles” (Zaruba y Menci 1982). No obstante, procesos de remoción en masa de menor escala sí han evidenciado cierto grado de actividad, especialmente el desarrollo de flujos de detritos asociados al Grupo Choyoi, como así también el desarrollo de taludes y caída de rocas vinculados a los cuerpos intrusivos de la Formación Huincán. Ambos procesos gravitatorios se extienden a lo largo de la zona de estudio, y su confluencia con las zonas construidas constituyen las zonas de alto o medio riesgo geológico sobre la ruta provincial 222 y las localidades de Los Molles y Las Leñas, que manifiestan un incremento anual de turistas que se hospedan en los respectivos valles (Kwaterka y Winocur 2019).

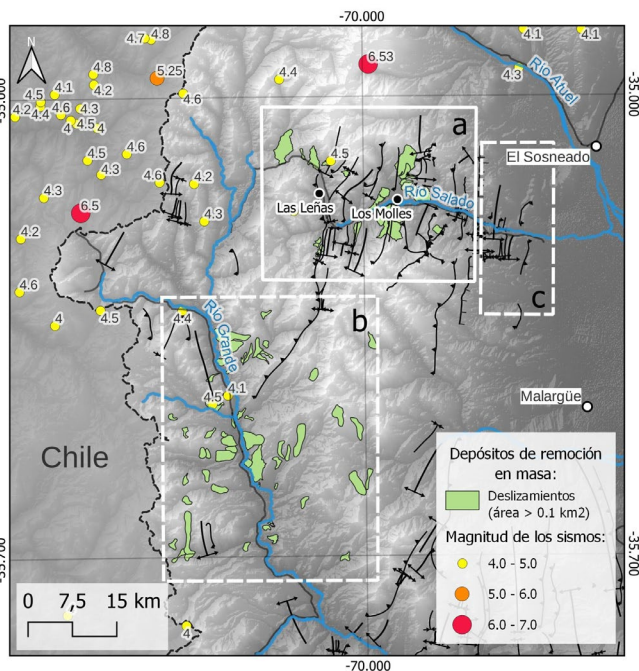


Figura 7. Mapa de distribución de sismos someros (<35 km de profundidad) en relación con la ubicación de los principales deslizamientos del área y estructuras principales de la región. Se destacan mediante recuadros las siguientes zonas: a) zona de estudio del presente trabajo; b) zona con actividad neotectónica y depósitos de deslizamientos (Winocur et al. 2021), c) fallas con evidencias de actividad neotectónica (Mescua et al. 2019).

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha dado a conocer la presencia de tres megadeslizamientos, caracterizando su morfología, sedimentología y estableciendo los condicionantes principales de su desarrollo, como así también la mención de otros 23 movimientos de remoción en masa de menor volumen distribuidos a lo largo de los valles de Las Leñas y del río Salado.

Algunos autores afirman que el relieve montañoso resulta de la competencia entre los levantamientos tectónicos propiciados por la geodinámica interna y la acción erosiva que causan los procesos exógenos terrestres sobre los orógenos (Koons 1989, Montgomery 2001, Willett y Brandon 2002, Bishop et al. 2003). Usualmente se considera que los procesos exógenos terrestres están representados esencialmente por procesos fluviales, marginando la importancia de los eventos de remoción en masa como principales modeladores del paisaje. En ocasiones, dichos procesos movilizan grandes volúmenes de roca y consecuentemente conforman un gran controlador de la morfología del relieve orogénico. Si bien los procesos de remoción en masa se encuentran asociados a procesos fluviales, debido a que la inclinación de las laderas es controlada por la incisión fluvial, también los terremotos y

tormentas desencadenan procesos de remoción en masa sin influencia del aporte fluvial (Korup et al. 2010).

En base a un inventario de megadeslizamientos realizado en la Patagonia argentino-chilena por Pánek et al. (2022), se ha determinado que los depósitos de megadeslizamientos se distribuyen preferentemente a lo largo de las márgenes menos escarpadas, donde hubo menores espesores de hielo, baja actividad tectónica y condiciones climáticas áridas. Por lo tanto, el paradigma que establece que los megadeslizamientos están asociados al *debutressing* que sufren los valles previamente englazados, no es necesariamente una condición que debe cumplirse para su desarrollo.

Uno de los rasgos más destacables del valle del río Salado es la extensa terraza aluvial que presenta a la altura del poblado de Los Molles en los laterales del curso fluvial, que alcanza una extensión de 6 km a la cota de 2250 m s.n.m. Este mismo valle se angosta considerablemente aguas arriba y debajo de la localidad, alcanzando un ancho de 1.5 y 3.5 kilómetros, respectivamente. Al analizar la geología, geoformas y procesos que afectan los laterales del valle a esta altura, se reconoce la presencia de una falla inversa de primer orden que ejerce el control primario del valle de los Molles, y que ha condicionado el desarrollo de los depósitos del movimiento complejo Los Molles, del movimiento compuesto Toro Enojado y también de un movimiento rotacional de gran volumen (83.10^6 m^3) que fue identificado en la zona de estudio.

Algunos autores proponen que los deslizamientos ejercen un control primario en la evolución tecto-geomorfológica de los orógenos (Hovius et al. 1998, Hewitt 1998, Strasser y Schlunegger 2005) y se interpreta que este podría ser uno de esos casos. Existen numerosos trabajos donde se describen cordones montañosos cuya evolución geomorfológica se encuentra dominada por deslizamientos (Hovius et al. 1997, Shroder y Bishop 1998, Hovius et al. 2000, Oguchi et al. 2001). De esta manera, se propone que los procesos de remoción en masa constituyen, junto con la acción fluvial, uno de los principales modeladores morfológicos de los valles estudiados, en detrimento de la acción glaciaria, ya que no se han encontrado evidencias de la misma por debajo de los 3000 m s.n.m.

Se realizó la descripción pormenorizada de la sedimentología, estructura interna y análisis de facies litocinémicas de un depósito de avalancha de rocas denominado Avalancha del Toro Enojado, a fin de comprender la cinemática del movimiento, sus factores condicionantes y sus posibles desencadenantes. A partir de estas observaciones se concluyó que las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén actuaron como superficie de patinaje debido al alto grado de cizallamiento y de deformación interna, en tanto que las rocas in-

trusivas de la Formación Huincán experimentaron procesos de fracturación y colisión de grandes bloques homogéneos, desplazándose en la zona superior del movimiento y logrando conservar dimensiones de varios metros de largo.

Los factores condicionantes para el desarrollo de deslizamientos y megadeslizamientos estarían vinculados a la presencia de grandes fallas de orientación norte-sur y noreste-suroeste, que generaron anticlinales y sinclinales expuestos en superficie, y en segundo orden, la presencia de litologías solubles e importantes contrastes reológicos en las zonas de arranque de los deslizamientos, en donde las principales litologías afectadas corresponden a los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Neuquén y Formación Huincán.

Se postula que los depósitos del movimiento complejo Los Molles y del movimiento compuesto Toro Enojado no han tenido un condicionante glaciario para su desarrollo, basado en la ausencia de evidencias de geoformas de dicho origen; en tanto que la avalancha de rocas Las Leñas sí habría sido condicionada por una etapa de glaciación previa.

Se postula que, en base a la distribución localizada de una gran cantidad de deslizamientos y megadeslizamientos, a la existencia de fallas con actividad cuaternaria reconocidas en la zona y a la presencia de sismicidad actual somera y de magnitudes mayores a 6.5, se interpreta que el desencadenante de estos grandes movimientos habría sido de origen sísmico, y no se descarta la presencia de fallas con actividad reciente o actividad neotectónica.

En cuanto al riesgo geológico, resulta de suma importancia la identificación y estudio de grandes deslizamientos en el paisaje, dado que estos depósitos brindan una gran disponibilidad de material detrítico no consolidado, susceptible a ser removilizado por incremento de precipitaciones, fusión nival e inclusive por un evento sísmico somero, a través de flujos de detritos y barro que pudieran afectar a la localidad de Los Molles, al centro de esquí Las Leñas o a los turistas que transiten por la ruta provincial 222.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la lectura crítica y sugerencias de los revisores, como así también la invitación a participar del volumen especial del Simposio de remoción en masa Andino por parte de la editora de la revista, la Dr. Stella Moreiras. Esta investigación se llevó adelante gracias al financiamiento del proyecto UBACYT 20020190200408BA, y conforma la contribución R-453 del Instituto de Estudios Andinos (IDEAN) Don Pablo Groeber (UBA-CONICET).

REFERENCIAS

- Abraham, E. 1996. Mapa Geomorfológico Mendoza sector Norte. Junta de Andalucía, Gobiernos y Universidades de la Región Andina Argentina. Inventario de Recursos de la Región Andina Argentina. Sistema Físico Ambiental de Cuyo. Provincia de Mendoza.
- Aguada, L. y Winocur, D. 2014. Endicamiento natural del valle del río Salado: Origen Volcánico o Tectónico? (35°LS), provincia de Mendoza. 19° Congreso Geológico Argentino. Córdoba.
- Antinao, J.L. y Gosse, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5 S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104(3-4): 117-133.
- Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935–2017.
- Ballantyne, C.K. 2013. Paraglacial Geomorphology. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 553– 565.
- Benítez, A. y Winocur, D.A. 2015a. Avance de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe a través del estudio de cuerpos intrusivos y su control estructural de emplazamiento en el Río Salado. 16° Reunión de Tectónica, General Roca, Río Negro.
- Benítez, A. y Winocur, D.A. 2015b. Controles estructurales y litológicos en el emplazamiento de intrusivos en el río Salado a los 35°LS, Faja plegada y corrida de Malargüe, Mendoza, Argentina. 14° Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- Bishop, M.P., Shroder Jr., J.F. y Colby, J.D. 2003. Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology* 55: 345-361.
- Coates, D.R. 1977. Landslides. Geological Society of America.
- Comte, D., Farías, M., Charrier, R. y González, A. 2008. Active Tectonics in the Central Andes: 3D tomography based on the aftershock sequence of the 28 August 2004 shallow crustal earthquake (resumen). 7° International Symposium on Andean Geodynamics: 160-163, Niza.
- Corominas, J. 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal* 33: 260-271.
- Crosta, Giovanni y Frattini, P. y Fusi, N. 2007. Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian Alps. *Journal of Geophysical Research F: Earth Surface*: 112.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M. y Ramos, V.A. 2010. Cretaceous evolution of the Neuquén basin recorded by U/Pb ages of detrital zircons. 18 International Sedimentological Congress, Actas: 301, Mendoza.
- Digregorio J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba.
- Dufresne, A., Bösmeier, A. y Prager, C. 2016. Sedimentology of rock avalanche deposits—case study and review. *Earth-science reviews* 163: 234-259.
- Dunning, S. 2004. Rock Avalanches in High Mountains. PhD thesis, University of Luton, 337 p.
- Dunning, S.A. y Armitage, P.J. 2011. The grain-size distribution of rock-avalanche deposits: implications for natural dam stability. En: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A., Scarascia-Mugnozza, G. (eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences* 133: 479-498.
- Espizúa, L.E. y Bengochea, J.D. 1995. Predicción de zonas de riesgo de remoción en masa en los valles de los ríos Grande, Salado y Malargüe. Proyecto 69: Ministerio de Medio Ambiente Urbanismo y Vivienda de la Provincia de Mendoza Inédito.
- Fauqué, L. y Tchilinguirian, P. 2002. Villavil rockslides, Catamarca Province, Argentina. *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanism*: 303-24.
- Fauqué, L. Cortés, José, M. Folguera, A. y Etcheverría, M. 2000. Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 419-423.
- Fauqué, L., Rosas, M., Coppelcchia, M., Hermanns, R., Etcheverría, M., Tejedo, A. y Wilson, C. 2005. Laderas afectadas por deformaciones gravitacionales profundas en el valle del Río Cuevas, provincia de Mendoza. En *Actas 16° Congreso Geológico Argentino*.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V. y Di Tommaso, I. 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del Cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la glaciación Pleistocena. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 691-712.
- Fauqué, L., Hermanns, R. L., Wilson, C., Rosas, M., Tedesco, A. M., Lagorio, S., y Miranda, F. 2021. Reinterpretación de los depósitos asignados a las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del río Mendoza. En *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78(2): 163-189.
- Gerth, H., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza, T. Palumbo: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, Actas 10: 125–172.
- González Díaz E.F. y Fauqué L.E. 1993. Geomorfología de Mendoza. En V.A. Ramos, ed., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino Mendoza: 217-234, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y Di Tommaso, I. 2012. Grandes deslizamientos en las cuencas tributarias Neuquinas del curso medio del río Barrancas (Norte del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(3): 466-474.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino: 579-592, San Carlos de Bariloche..
- Hewitt, K., 1998. Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Geomorphology* 26: 47-80.
- Hewitt, K. 2009. Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Upper Indus

- basin, northern Pakistan. *Quaternary Science Reviews* 28 (11–12): 1055–1069.
- Hewitt, K. 2013. Large, topographical-constrained rockslide complexes in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. En: Margotti, C., Canuti, P., Sassa, K. (eds), *Proceedings of the Second World Landslide Forum*, 335-346, Roma.
- Hovius, N., Stark, C.P. y Allen, P.A. 1997. Sediment flux from a mountain belt derived from landslide mapping. *Geology* 25: 231-234.
- Hovius, N., Stark, C.P., Tutton, M.A. y Abbott, L.D. 1998. Landslide-driven drainage network evolution in a pre-steady-state mountain belt: Finisterre Mountains, Papua New Guinea. *Geology* 26: 1071-1074.
- Hovius, N., Stark, C.P., Chu, H.T. y Lin, J.C. 2000. Supply and removal of sediment in a landslide dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology* 108, 73–89.
- Hsu, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin* 86: 129-140.
- Hungr, O., Evans, S. G., y Hutchinson, I. N. 2001. A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental y Engineering Geoscience* 7(3): 221-238.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194.
- Hutchinson, J.N. 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *International symposium on landslides* 5: 3-35.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95(4): 406-421.
- Koons, P. O. 1989. The topographic evolution of collisional mountain belts, a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American journal of Science* 289(9): 1041-1069.
- Korup, O. y Dunning, S. 2015. Catastrophic mass wasting in high mountains. En: Huggel, C., Carey, M., Clague, J. y Kääb, A. (eds.), *The High-Mountain Cryosphere: Environmental Changes and Human Risks*. Cambridge University Press, 127-146, Cambridge.
- Korup, O., Clague, J.J., Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A.L. y Weidinger, J.T. 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261: 578-589.
- Korup, O., Densmore, A.L. y Schlunegger, F. 2010. The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology* 120: 77–90.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En *Geología y recursos naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.
- Kwaterka, V. y Winocur, D.A. 2019. Geomorfología y riesgo geológico de la cuenca alta del río Salado, Cordillera Principal, Mendoza. 14° Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra, Mendoza. *International Center for Earth Sciences*, 1p. ICES-14, San Rafael, Mendoza
- Llambías, E. J., Bertotto, G. W., Risso, C., y Hernando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la asociación geológica Argentina*, 67(2): 278-300.
- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nat. Geosci.* 3 (4): 247-251.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En *Cuencas sedimentarias argentinas* (Vol. 6, p. 221-243). San Miguel de Tucumán: Universidad Nacional de Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. *Geología Argentina* (Caminos, R., editor). Instituto de geología y Recursos Minerales, *Anales*, 29(16): 399-432.
- Martos, F. E., Fennell, L. M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102711.
- McSaveney M.J. y Davies T.R.H. 2006. Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation. En: Evans SG, Scarascia-Mugnozza G, Strom A and Hermanns RL (eds) *Advanced research workshop: landslides from massive rock slope failure*. NATO Science Series, IV Earth and Environmental Sciences, June 16–21, 2002, Celano, Italy, 49, pp 285–304
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B. y Ramos, V.A. 2013. Levantamiento cretácico tardío en la faja plegada y corrida de malargüe (35°S), Andes Centrales del sur, Argentina y Chile. *Andean Geology* 40, 102–116.
- Mescua, J.F., Barrionuevo, M., Giambiagi, L., Suriano, J., Spagnotto, S., Stalschmidt, E., de la Cal, H., Soto, J., L. y Mazitelli, M. 2019. Stress field and active faults in the orogenic front of the Andes in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°–36°S), *Tectonophysics*.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, thresholds hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Sciences*. 301, 432–452.
- Moreiras, S.M. 2020. The Plata Rock Avalanche: Deciphering the Occurrence of This Huge Collapse in a Glacial Valley of the Central Andes (33° S). *Frontiers in Earth Science*. 8:267.
- Moreiras, S. M. y Sepúlveda, S. A. 2015. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34° S) and potential hazards. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 329-344.
- Moreiras, S.M., Hermanns, R.L. y Fauqué, L. 2015. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32 S). *Quaternary Science Reviews* 112.
- Naranjo, J. A., Haller, M. J., Osters, H. A., Pesce, A. H., y Sruoga, P. 1999. Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Nicoletti, P.G. y Sorriso-Valvo, M. 1991. Geomorphic controls of the shape and mobility of rock 743 avalanches. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1365–1373.
- Nullo, F.E., Stephens, G.C., Otamendi, J. y Baldauf, P.E. 2002. El volca-

- nismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 119-132.
- Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P., y Leanza, H. A. 2005. Hoja Geológica 3569-III/3572-IV Malargüe.
- Norte, F. 1996. Mapa climatológico de Mendoza. En *Atlas Básico Argentina Recursos y Problemas Ambientales de la Zona Árida Tomo II*. Ed. Elena María Abraham y Francisco Rodríguez Martínez. Programa de Cooperación para la investigación, Junta de Gobierno de Andalucía y Universidades y Centros de Investigación de la Región Andina Argentina.
- Oguchi, T., Saito, K., Kadomura, H. y Grossmann, M. 2001. Fluvial geomorphology and paleohydrology in Japan. *Geomorphology* 39, 3–19.
- Orts, S. y Ramos, V. A. 2006. Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. *Backbone of the Americas. Abstract with Programs*, 5, 65.
- Pánek, T., Břežný, Harrison, S., J., Schönfeldt, E. y Winocur, D.A. 2022. Large landslides cluster at the margin of a deglaciated mountain belt. *Scientific Reports* 12: 5658.
- Radbruch-Hall, D.H. 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. En: Voight, B. (Ed.), *Rockslides and Avalanches*, Vol. 1: Natural Phenomena. Elsevier, Amsterdam, p. 607–657.
- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E. 1984. Amonitas y Estratigrafía del Aaleniano-Bayociano de la Argentina.
- Shroder Jr., J.F. y Bishop, M.P. 1998. Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology* 26, 13–35.
- Sruoga, P., Rubinstein, N.A., Etcheverría, M.P., Cegarra, M., Kay, S.M., Singer, B. y Lee, J. 2008. Estadio inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 454-469.
- Sruoga, P., Gozalvez, M., Marquetti, C., Etcheverría, M.P., Mescua, J.F., Jara, A., Iannizzotto, N., Singer, B.S. y Jicha, B.R. 2020. Early Stages of the Miocene Magmatic Arc and Related Hydrothermal Alteration At Valle Hermoso, South Central Andes (35°07' S, 70°17' W). *Journal of South American Earth Sciences* 99.
- Strasser, Michael y Schlunegger, Fritz. 2005. Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: The 'Lluta collapse', northern Chile. *International Journal of Earth Sciences*. 94. 433-446.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.
- Varnes, D.J. 1978 Slope Movement Types and Processes. In: Schuster, R.L. and Krizek, R.J., Eds., *Landslides, Analysis and Control*, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 11-33.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D.H. y Savage, W.Z. 1989. Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States. *United States Geological Survey, Professional Paper*, (USA), 1496.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 221-250.
- Weidinger, J.T., Korup, O., Munack, H., Altenberger, U., Dunning, S., Tippelt, G. y Lottermoser, W. 2014. Giant rockslide from the inside. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 62–73.
- Willett, S.D. y Brandon, M.T. 2002. On steady states in mountain belts. *Geology* 30, 175–178.
- Winocur, D.A., Benítez, A. y Barbero, I. 2021. Evidencias de neotectónica en el sector interno de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, valle del río Grande, Mendoza, Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- WP/WLI 1993. A suggested method for describing the activity of a landslide, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47:53-57.
- Yarnold, J. C., y Lombard, J. P. 1989. A facies model for large rock avalanche deposits formed in dry climate. En *Conglomerates in Basin Analysis: A Symposium Dedicated to A.O. Woodford*, Pacific Section, Vol. 62, eds I. P. Colburn, L. Patrick, X. Abbott, and J. Minch (Tulsa, OK: SEPM), 9–31.
- Zaruba, Q. y Mencl, V. 1982. *Landslides and Their Control*, 2nd ed. Elsevier, 324 p., Amsterdam.
- Zech, J., Terrizzano, C. M., Garcia Morabito, E., Veit, H., y Zech, R. 2017. Timing and extent of late Pleistocene glaciation in the arid Central Andes of Argentina and Chile (22-41° S). *Universidad de La Rioja; Cuadernos de Investigación Geográfica* 43: 697-718.
- Zischinsky, U. 1966. On the deformation of high slopes. Proc. "1st Congress of the International Society of Rock Mechanics" Lissabon 2: 179-185.
- Zischinsky, U. 1966. On the deformation of high slopes. Proc. "1st Congress of the International Society of Rock Mechanics" Lissabon 2 179-185.
- Zischinsky, U. 1966. On the deformation of high slopes. Proc. 1° Congress of the International Society of Rock Mechanics" Lissabon 2: 179-185.