

Inventario de procesos de remoción en masa en la cuenca baja del Río Blanco (31°S), Andes Centrales Argentinos

Pilar Jeanneret^{1,*} y Stella Maris Moreiras^{1,2}

¹ Unidad de Geomorfología, Instituto de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Centro Científico y Tecnológico-Mendoza (CCT), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Av. Ruiz Leal s/n, Parque Gral. San Martín, Mendoza Capital, C.P. 5500, Argentina.

² Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, Parque Gral. San Martín s/n, C.P. 5500, Mendoza, Argentina.

* pjeanneret@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

Este trabajo presenta el primer inventario de los procesos de remoción en masa identificados de la cuenca baja del Río Blanco en la provincia de San Juan, Argentina. La metodología aplicada consistió en la utilización de diferentes sensores remotos para la identificación de los eventos previos a los registros históricos regionales. Los resultados obtenidos en gabinete fueron constatados en terreno verificando la génesis de los depósitos cuaternarios que posteriormente fueron digitalizados en un sistema de información geográfica (QGIS). Mediante un mapeo geomorfológico de detalle, se identificaron cerca de 800 procesos de remoción en masa, los cuales ocupan casi el 30 % del área estudiada, reconociéndose los eventos de caída, flujo, deslizamiento y avalancha de rocas y procesos de soligeliflución. Estos eventos, casi en su totalidad, presentan sus zonas de arranque por encima de los 3000 m s.n.m. Predominan los eventos activos en ambiente periglacial con claras evidencias de acción glaciaria en el pasado. Esto denota un nuevo desafío en el contexto de cambio climático global con tendencia a la degradación del *permafrost*.

Palabras clave: deslizamientos; *permafrost*; peligrosidad; Andes centrales; Argentina.

ABSTRACT

We introduce the first landslides inventory made in the lower basins of Río Blanco, San Juan province, Argentina. The prehistoric events were recognized through interpretation of diverse satellite images. The obtained results were verified during field trips to terrain and digitalized via a geographical information system (QGIS). After a detailed geomorphological map was made, around 800 mass removal processes were identified, which takes up to 30 % of the study area. The recognized mass removal processes were falls, flows, slides, rock avalanches and soligelifluction. It was also noticed that almost all mapped events and scars are located over the 3000 m a.s.l. The active events tend to be originated in the periglacial environment with evidence of glacier

activity in the past. This represents a new challenge in a global warming perspective where *permafrost* is being degraded.

Key words: landslides; *permafrost*; hazard; central Andes; Argentina.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa (PRM) son procesos comunes en regiones montañosas como los Andes Centrales pero pocos de ellos han sido estudiados en este entorno, por lo que su papel en la evolución del paisaje está muy subestimado (Hermanns *et al.*, 2006; Moreiras *et al.*, 2008; Moreiras y Sepúlveda, 2015). Los factores desencadenantes de este tipo de proceso suelen ser variados y, normalmente, actúan más de uno conjuntamente, de ahí su dificultad para predecirlos y evitarlos. Tomando en cuenta que la zona cordillerana alta se encuentra pobremente poblada y la accesibilidad es limitada, se desestima la peligrosidad y el riesgo asociado. Estos eventos no sólo impactan en la zona inmediata, sino que afectan la calidad del agua para poblaciones que se encuentran aguas abajo y, en casos más extremos, generan aluviones que se pueden extender por decenas de kilómetros (D'odorico *et al.*, 2009).

En el presente trabajo se ha elaborado un mapa inventario de PRM previos al registro histórico regional como base para evaluar la susceptibilidad de la región andina a este tipo de eventos. Si bien los mapas inventario no son eficientes por sí mismos en la valoración de la peligrosidad, son la herramienta fundamental de partida para este tipo de análisis, evidenciando las litologías más susceptibles a generar colapsos o los sectores más inestables. La zona de estudio comprende un área remota de la alta montaña sanjuanina con una fuerte actividad minera y de andinismo, debido a la presencia de uno de los picos más altos de los Andes, el Cerro Mercedario (6720 m s.n.m.). Sin embargo, la zona no es ajena a los efectos de los PRM, principalmente a los represamientos naturales. Un ejemplo reciente de la peligrosidad de estos eventos se dio en el año 2005 cuando un dique natural del Río Santa Cruz colapsó generando un aluvión aguas abajo provocando cuantiosos daños a lo largo del Río San Juan, entre ellos al

dique Caracoles, por entonces en construcción (D'odorico *et al.*, 2009; Penna *et al.*, 2013; Perucca y Angillieri, 2009). Como consecuencia de ello, los servicios de agua potable para los 800000 habitantes de la ciudad de San Juan se vieron afectados durante seis meses (Moreiras y Sepúlveda, 2015).

A partir de nuestro inventario queda evidenciado cómo los eventos de mayor envergadura han sido generados en sectores de la alta cordillera con una fuerte acción glacial en el pasado. Se interpreta que este tipo de ambiente facilitó su generación luego del retroceso de las grandes glaciaciones pleistocenas, sin ahondar en los factores desencadenantes. Asimismo, se revela que los flujos más jóvenes y activos se concentran en sectores periglaciares y, por su contenido de agua, se consideran asociados a procesos de degradación del *permafrost*.

Características fisiográficas de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza dentro de los Andes Centrales Áridos (31°S), al sudoeste de la provincia de San Juan, en el Departamento de Calingasta (Figura 1). Este sector andino comprende la parte baja de la cuenca del Río Blanco tributario del Río de Los Patos que abastece de agua potable y de riego a tres poblaciones: Barreal, Calingasta

y Tamberías, antes de desembocar en el Río San Juan. Las cuencas inventariadas son: la cuenca del Río Colorado, la cuenca del arroyo Laguna Blanca y la desembocadura del Río Blanco. Topográficamente, la zona es muy escarpada y comprende cerros de gran altura, donde se desarrollan los glaciares, principal aporte de agua de la región.

En rasgos generales, el clima es continental árido a semi-árido y mesotermal, provocado por la barrera topográfica de la cordillera andina que no permite el traspaso de humedad proveniente del Pacífico hacia el este, precipitando en forma de nieve y granizo sólo en el flanco oeste. Esto le otorga escasa nubosidad, elevada radiación solar y gran amplitud térmica anual al este de la barrera topográfica. En particular, en la zona de estudio, la precipitación media anual varía de los 300 mm/año al oeste y llega a 50 mm/año hacia la Precordillera al este, siendo las mismas, predominantemente pluviales con un régimen variable de acuerdo a las alturas (Minetti *et al.*, 1986). Esta variabilidad, según la altura, queda reflejada en la clasificación de Koeppen (aplicada por Poblete y Minetti, 1989); por encima de los 3300 m s.n.m. se distingue la zona del Clima Nevado (E) con precipitaciones invernales en forma de nevadas y granizadas y, por debajo de los 3300 m s.n.m., se distingue el Clima Seco Desértico (BW) con precipitaciones estivales.

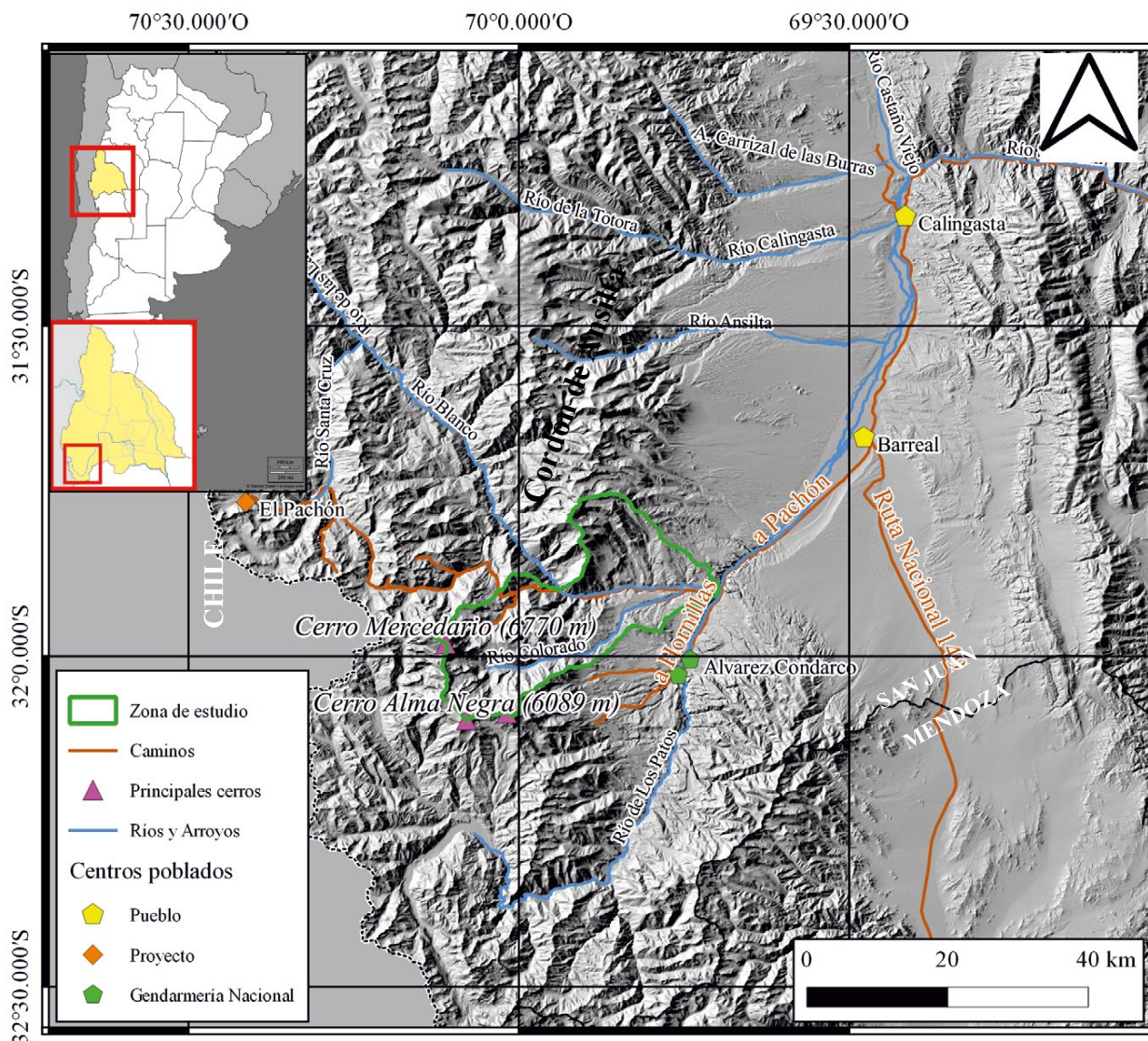


Figura 1. Ubicación fisiográfica de la zona de estudio, enmarcando en rojo las cuencas inventariadas.

La zonación geocriogénica en este sector andino, según Corte (1983), está representada por el ambiente de mayor altitud denominada Zona de las Nieves Perpetuas, por encima de los 4800 m s.n.m., donde se forman y desarrollan los glaciares descubiertos y manchones de nieve. Por debajo se ubica la Zona Geocriogénica hasta los 3500 m s.n.m., donde hay evidencias de ambientes periglaciares permanentes con presencia de glaciares de escombros y cubiertos, y geoformas de soligelifluxión. La zona más inferior corresponde a la Zona Parageocriogénica, donde hay evidencias de ambientes periglaciares fósiles y/o estacionales que pueden llegar hasta los 2000 m s.n.m.

Marco geológico

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera de la Ramada emplazada en la provincia geológica de la Cordillera Frontal. La geología de este sector fue estudiada por diversos autores, aunque sus conclusiones son contradictorias, lo que hace difícil la interpretación geológica (Figura 2). A grandes rasgos, la zona está caracterizada por un arco de sedimentitas y vulcanitas deformadas del Mesozoico y Cenozoico que cubren al basamento correspondiente al Grupo Choiyoi del Pérmico-Triásico (Caminos, 1965), el cual involucra una estructura de "piel gruesa" (Ramos *et al.*, 1996). Este basamento comprende más de 3 km de espesor de secuencias lávicas, ignimbríticas y piroclásticas con un sector inferior más antiguo de composición silícica intermedia y, la más joven, de composición riolítica. Posee algunos componentes plutónicos que intruyen a estas rocas otorgándole un comportamiento reológicamente más rígido durante el Cenozoico. Estudios petrológicos, geoquímicos y regionales indican un ambiente extensional activo en el momento de su formación (Fernández *et al.*, 1997); este régimen persistió hasta el Triásico Medio a Tardío con varias cuencas *sinrift*

asociadas a lo largo de la cordillera andina (Alvarez y Ramos, 1999). Una de ellas es la cuenca de La Ramada, presente en la zona de estudio. Coetáneamente con el episodio de *rift* se depositan, en discordancia con el basamento, conglomerados, areniscas y tobos de la Formación Rancho de Lata con una estructura en *semi-graben*, comenzando con facies fluviales y finalizando como depósitos lacustres intercalados con depósitos piroclásticos. En contacto tectónico, continúan sedimentitas continentales de la Formación Tordillo, compuestas por areniscas rojizas y conglomerados con intercalaciones de flujos basálticos, asignados al Oxfordiano superior-Kimmeridgiense inferior, que indica una progresión al este del frente volcánico.

A partir de aquí el registro se pierde, probablemente por la continentalización de la cuenca y los siguientes depósitos pertenecen al Mioceno, representado por el Complejo Volcánico La Ramada, único registro del vulcanismo de la subducción andina en la Cordillera Principal (Cristallini y Ramos, 2000) aunque no preservado en la zona de estudio, y la Formación Chinchas al este, descrito por Pérez (2001) como depósitos sin-orogénicos al levantamiento del Cordón del Espinacito con tres etapas de alzamiento en una secuencia continental con vulcanismo andesítico intercalado.

El Cuaternario, en este ámbito andino, consiste en relieves policíclicos, conformando geoformas asociadas a avances glaciares encauzados del Pleistoceno. Este sistema de glaciares de tipo alpino tiene niveles sucesivos de avance registrados por depósitos morrénicos que llegan hasta los 2000 m s.n.m. Esta altura es consistente con otras cuencas en la misma longitud meridional (Espizua, 1993) con edades aún cuestionadas (Hermanns *et al.*, 2014; Moreiras, 2006; Moreiras *et al.*, 2015). Estos avances glaciares en los valles principales quedan evidenciados por la presencia de morrenas laterales y valles erosionados

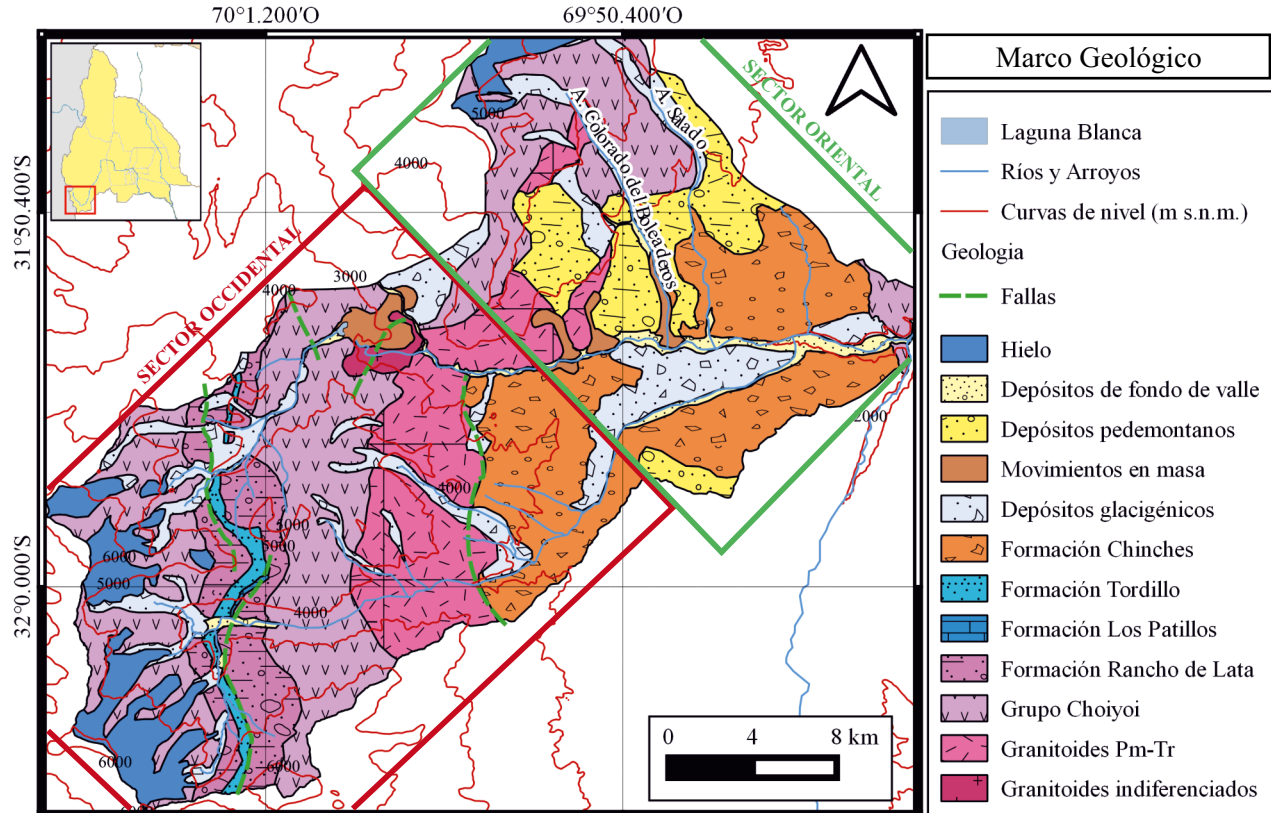


Figura 2. Mapa geológico de elaboración propia, mediante la interpretación geológica de campo y utilizando la Carta Geológica de Cerro Aconcagua (3369-I SEGEMAR) como base para la interpretación.

con laderas pronunciadas en forma de ‘U’, con un relieve local alto. Inicialmente, fueron reconocidos deslizamientos puramente rotacionales por Jeanneret *et al.* (2017) en la cuenca del arroyo Laguna Blanca, asociados a un efecto de relajamiento debido al retiro de la presión confinante, interpretando al retiro glaciario como una probable causa.

Hacia el piedemonte de la Cordillera Frontal, se encuentran terrazas glaciófluviales extensas, ubicadas telescópicamente y cubiertas por depósitos pedemontanos con estructuras de fallamiento del Cuaternario (Perucca y Martos, 2012).

METODOLOGÍA

A fin de identificar los depósitos cuaternarios y procesos geomorfológicos asociados en el área de estudio, se utilizaron diferentes sensores remotos. Entre ellos, imágenes satelitales de Google Earth 2016, imágenes Landsat 2012 (resolución del píxel 20 m x 20 m), SPOT del año 2014 (resolución del píxel 3 m x 3 m) y ASTER GDEM proporcionadas por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés). Las imágenes ASTER fueron utilizadas para realizar los modelos digitales de elevación con una resolución espacial de 30 m. Se realizaron análisis topográficos y de terreno utilizando sistemas de información geográfica de libre acceso (Quantum-GIS).

En este inventario se consideraron las geoformas con un mínimo 500 m² de área, en función de la escala del mapa (1:80000) y la definición de las imágenes utilizadas para el análisis. El mapa inventario fue controlado con salidas a terreno en donde se corroboraron las interpretaciones de los diferentes depósitos cuaternarios. En la clasificación se utilizó, principalmente, el criterio de Varnes (1978) y, posteriormente, la recategorización de Hungr *et al.* (2014). Se usaron las terminologías propuestas por el *Working Party on the World Landslide Inventory* (Cruden, 1993) para caracterizar cada depósito de remoción en masa (Tabla 1) y su grado de actividad con especial hincapié en diferenciar los deslizamientos según su morfología y las grandes avalanchas de roca. El grado de actividad de los eventos fue caracterizado según la presencia/ausencia de vegetación, la actividad de la cicatriz, el desorden en la red de drenaje, entre otros parámetros (Crozier, 1984). Sin embargo, la principal problemática en la zona de estudio es diferenciar las avalanchas de roca de los depósitos morrénicos, por lo que se utilizaron criterios de Hewitt (1999) en comparación con Abele (1984) y criterios propios de diferenciación sintetizados en la Tabla 2. En nuestro caso, la característica más distintiva para diferenciar los depósitos, fue el contenido de bloques

en relación con la matriz, mientras que la litología de los bloques, su grado de angulosidad y la presencia/ausencia de estrías fueron considerados de carácter ambiguo. En los depósitos de remoción en masa se describieron las litologías de procedencia y el tamaño máximo de bloque. A su vez, se calcularon los parámetros superficiales de todos los PRM inventariados (Tabla 3).

INVENTARIO DE PRM

Analizando los datos arrojados por el mapa inventario presentado en la Figura 3, se muestra que casi el 30 % de la zona de estudio está afectada por PRM, lo cual indica la alta susceptibilidad de la región a estos eventos superficiales. La Tabla 3 resume los parámetros superficiales calculados para cada tipo de proceso donde se advierte que la soligeliflucción afecta una mayor área, pero los eventos de caída son los más frecuentes con una amplia zona de influencia. A continuación, se describe cada proceso identificado presentándose las ubicaciones de los principales eventos mencionados en la Tabla 4.

Zonas de caída de rocas

Aquí se incluyeron los desprendimientos recurrentes de fragmentos de roca que se originan de afloramientos fragmentados por procesos de termo- y/o crioclastia, y pueden formar depósitos aislados de caída (Figura 4a) con áreas promedio de 0.013 km² (considerando los eventos mayores a 500 m²); por lo general, se acumulan conformando conos de derrubio (Figura 4b) que, al unirse, forman los taludes. Estos tipos de desprendimiento se sintetizan en la Tabla 5. Todas estas zonas de caída de rocas ocupan 60.6 km² representando el 8.9 % del área estudiada. Se originan principalmente en pendientes elevadas de afloramientos rocosos del Mesozoico y del Pérmico-Triásico erosionados por acción glaciaria. Se les puede encontrar, en su mayoría, en los cauces de los ríos y arroyos con evidencias de erosión glaciaria y son el principal aporte detrítico a los glaciares de escombros y cubiertos.

Deslizamientos (Tabla 6)

Deslizamiento rotacional

Se reconocieron ocho deslizamientos puramente rotacionales, caracterizados por poseer una cicatriz curva y empinada seguida de un contraeskarpe formado por depósitos con una deformación interna mínima, donde aún se reconocen estructuras de la roca original con fuerte crioclastia (Figura 5a).

Tabla 1. Clasificación de PRM (traducido de Hungr *et al.*, 2014 con términos establecidos por Cruden, 1993). Se remarcen los PRM reconocidos en la zona de estudio.

Tipo de Movimiento	Tipo de material involucrado		
	Roca	Detrito	Tierra
Caídas	Caída de roca	Caída de detrito	Caída de tierra
Volcamientos	Volcamiento de roca	Volcamiento de detrito	Volcamiento de tierra
Deslizamiento rotacional	Rotacional en roca	Rotacional en detrito	Rotacional en tierra
Deslizamiento traslacional	Traslacional en roca	Traslacional en detrito	Traslacional en tierra
Propagación lateral	Propagación de roca	–	Propagación de tierra
Flujos	Reptación de roca	Flujo de talud	Flujo de arena seca
		Flujo de detrito	Flujo de arena húmeda
		Avalancha de detrito	Flujo de arcillas rápidas
		Soliflucción/Soligeliflucción	Flujo de tierra
		Reptación de suelo	Flujo de tierra rápido
			Flujo de loess
Complejos	Deslizamiento+Avalanchas de roca	Deformación gravitacional de pendientes o profunda	Rotacional de tierra+flujo de tierra

Tabla 2. Criterios de diferenciación utilizados para distinguir depósitos de morrenas de PRM. Elaboración propia con base en los trabajos de Hewitt (1999) para la caracterización de avalanchas de roca. Para caracterizar los depósitos morrénicos se utilizaron las descripciones de Abele (1984) junto con observaciones realizadas en el trabajo de campo.

	Depósitos de avalancha de rocas	Depósitos morrénicos
Morfología del depósito	Lobado o con forma de lengua, extenso comparado con su espesor. Presencia de superficies onduladas, bordes sobrealzados, alcance de material a niveles más altos en laderas opuestas (<i>run-up</i>), espesores asimétricos. Cauces disectan el depósito dejando valles asimétricos.	Dependiente del tipo de morrena (lateral, frontal, basal, etc.). Morrenas laterales extensas longitudinalmente y de gran espesor. No presentan superficies onduladas. En morrenas frontales, los cauces disectan al depósito dejando valles simétricos.
Sedimentología	Clastos gruesos y fragmentados con una matriz de arena/grava/limo con evidencias de compresión, impacto y abrasión. Los bloques son de tamaño variado y pueden llegar a tamaños de más de 10 m, con formas angulares a muy angulares y pueden presentar estrías. Selección pobre, muy inmaduro, baja permeabilidad. < 40 % de matriz.	Presencia de bloques erráticos angulosos con caras facetadas, estrías glaciares, de diversos tamaños. Selección pobre con distribución de tamaño de grano bimodal o multimodal, detritos sub-redondeados a sub-angulosos. Gran porcentaje de material fino en la matriz (> 40 %).
Litología	Litologías similares al entorno, generalmente mono-litológico, bandeamiento similar a la estratigrafía de la roca de origen.	Poligenéticos, litologías que no necesariamente se corresponden con el entorno.
Arquitectura	Caóticos, pueden ser masivos o con facies características del transporte (facies basal con bloques clasto soportado, facies media con mucha matriz y facies superior con grandes bloques). Contacto neto con el entorno, puede presentar gradación inversa, clastos orientados paralelos o transversales al movimiento.	Clastos pueden estar imbricados pero de difícil detección en morrenas antiguas. Generalmente sin ningún tipo de gradación o estratificación. Soportado por matriz.

Deslizamiento traslacional

Se reconoció un evento de pequeñas dimensiones (0.04 km²) generado en una ladera de la Formación Rancho de Lata que buza 45° al suroeste (Figura 5b); este deslizamiento no llegó a evolucionar a una avalancha de rocas, registrándose algunos depósitos de caída, producto de este desprendimiento hacia el cauce principal.

Deslizamiento traslacional de detrito

Se reconoció un evento de 0.75 km² donde los detritos y bloques se deslizan sobre la cicatriz de una avalancha de rocas, acumulando los depósitos en el contraescarpe, entre la cicatriz y la avalancha.

Eventos Complejos (Tabla 7)

Evento complejo sensu stricto

Se reconoce un evento denominado “evento complejo Río Blanco” (señalado originalmente en la Figura 3b) que comienza como un deslizamiento rotacional en un afloramiento afectado por alteración hidrotermal pero evoluciona a un flujo de detritos, el cual se deposita en un abanico aluvial amplio en la desembocadura de la quebrada. El depósito reconocido tiene una superficie de 0.55 km² pero se estima que llegó a ocupar más del doble en superficie llegando al Río Blanco.

Su morfología se ve fuertemente modificada por el desarrollo de una vega de altura que cubre 20 ha.

Deformación gravitacional profunda (DGP)

Se reconocieron grandes volúmenes de material colapsado con una superficie de corte profunda, sin un registro de que hayan viajado a grandes distancias, preservándose los depósitos cerca de su zona de arranque y sin evolucionar a otros tipos de eventos. Se distinguen escarpes curvos paralelos con una estructura de *graben* en la cabecera. Fueron mapeados cuatro eventos de este tipo: uno correspondiente a depósitos morrénicos inestables (Figura 6) y tres a niveles de antiguas planicies de inundación (*outwash*) disectados, denominados “Movimientos gravitacionales profundos Arroyo Salado”; ocupan un área total de 6.07 km².

Avalancha de rocas

Se registraron 25 eventos que en conjunto ocupan un área de 4.36 km² siendo, normalmente, la última evolución de otros eventos gravitacionales que comienzan como caídas o deslizamientos. Se reconocieron dos categorías, una de menor volumen (con áreas promedio de 0.08 km²) que comienzan como caída de bloques y evolucionan a avalancha de rocas (Figura 7a), y las originadas en afloramientos afectados por

Tabla 3. Parámetros morfométricos resultantes del inventario con áreas en km² y porcentuales de cada PRM.

PRM	Área total	% Área total de la cuenca	% Área ocupada por PRM	Frecuencia	% Eventos
Zona de influencia de caídas	60.6	8.86	31.53	461	57.91
Deslizamientos	1.48	0.22	0.77	10	1.26
Movimientos complejos	11.94	1.75	6.21	35	4.4
Zona de influencia de flujos de detrito	16.29	2.38	8.47	237	29.77
Flujos de barro	1.07	0.16	0.56	53	6.66
Soligelifluxión activa	100.84	14.75	52.46		
Total =	192.22	28.11	100	796	

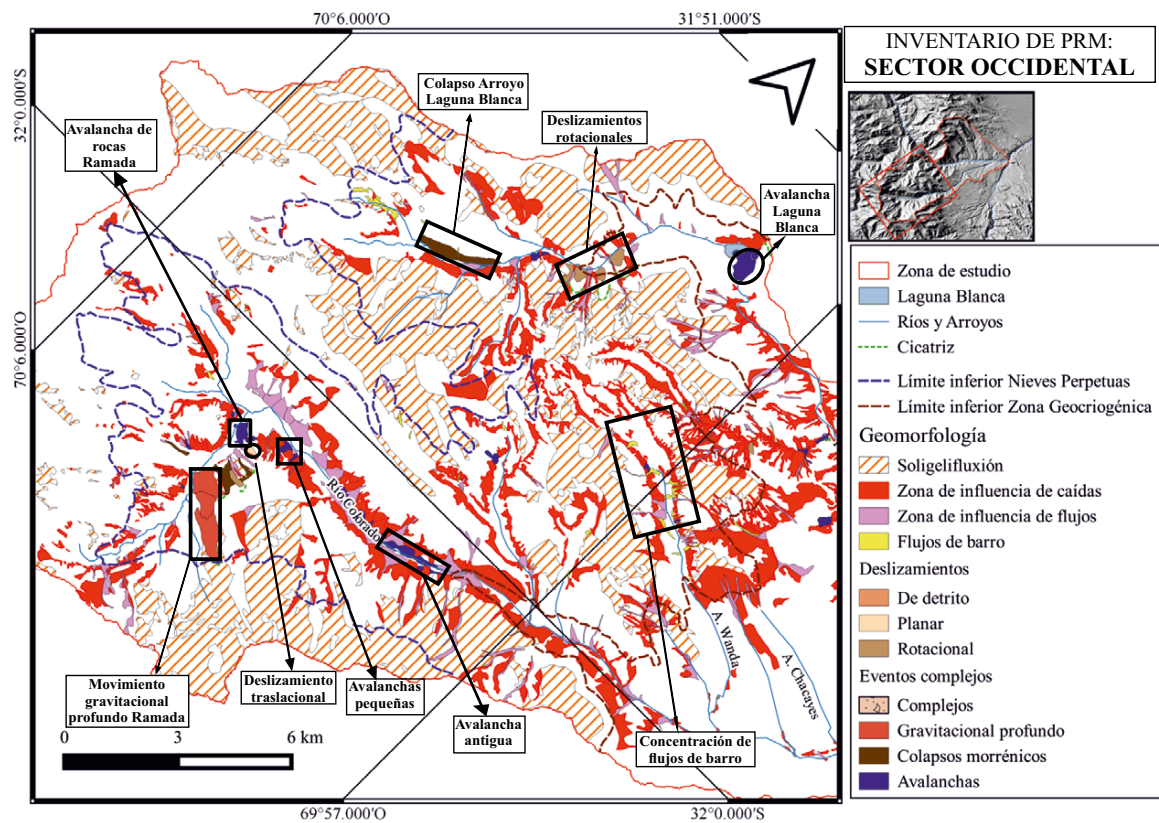


Figura 3a. Mapa inventario resultante de los PRM del sector occidental del área de estudio.

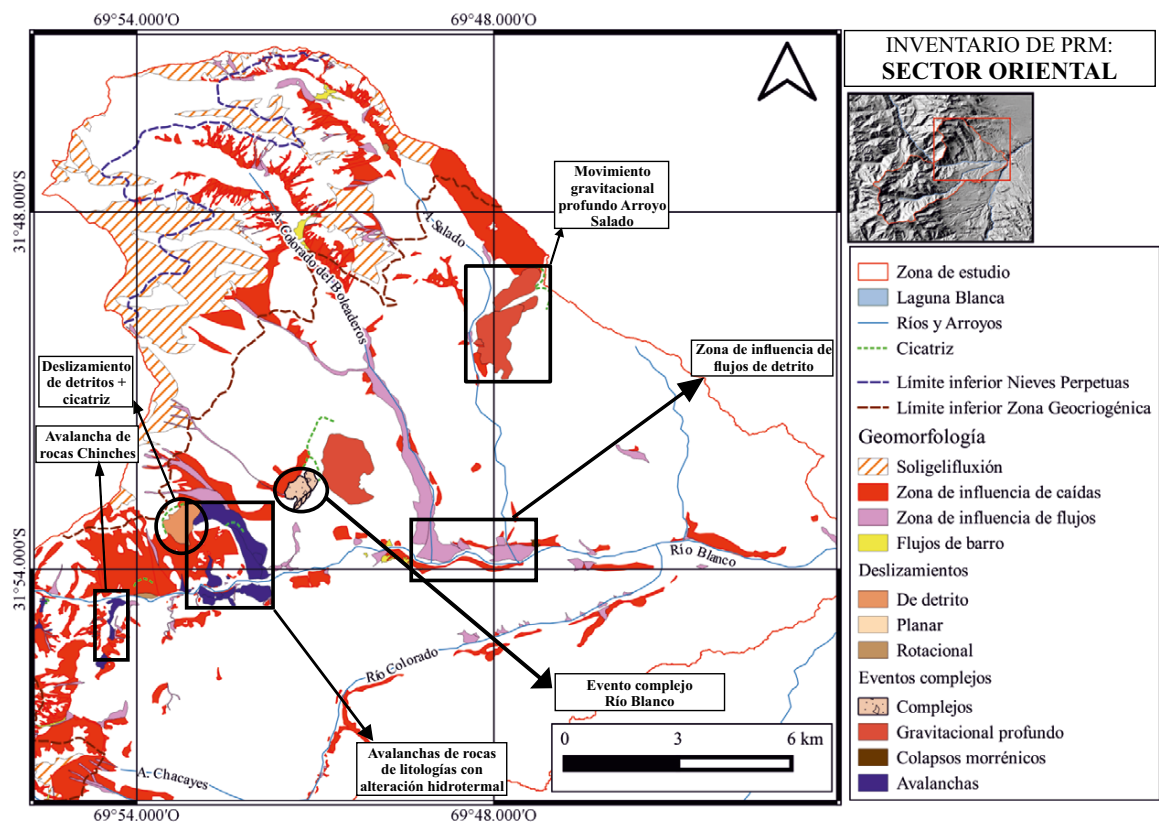


Figura 3b. Mapa inventario resultante de los PRM del sector oriental del área de estudio.

Tabla 4. Ubicación del punto medio de los principales PRM inventariados.

		Coordenadas del punto medio (°)		Alturas (m s.n.m.)		
		Latitud (Sur)	Longitud (Oeste)	máxima	mínima	cicatriz
Deslizamientos	Rotacionales	31.9212	70.0031	3810	3260	3950
	Traslacional	32.0256	70.0369	4190	3970	4200
	Traslacional de detrito	31.8868	69.8875	3380	2850	3400
Eventos complejos	Complejo <i>sensu stricto</i>	31.8775	69.8543	2560	2380	2600
	MGP Salado	31.8319	69.7983	3050	2600	3070
	Ramada	32.0454	70.0352	3990	4830	4860
	Avalanchas Pequeñas	32.0172	70.0290	3680	4000	4050
	De origen hidrotermal	31.8945	69.8682	2920	2150	3400
	Ramada	32.0236	70.0427	3940	3820	3950
	Laguna Blanca	31.8910	69.9765	3170	2960	3500
	Antigua	32.0165	69.9909	3700	3500	4200
	Chinches	31.9140	69.9074	2660	2180	3000
	Colapsos					
	Laguna Blanca	31.9456	70.0346	4030	3770	4050
	Ramada	32.0350	70.0368	4340	3990	4450

alteración hidrotermal (Figura 7c). La primera categoría se caracteriza sedimentológicamente por la predominancia de bloques grandes de más de 2 m de diámetro, con una concentración mínima de finos con clastos de tamaño intermedio, angulosos y zonas de arranque de pendientes pronunciadas, concentrándose por encima de los 2600 m s.n.m. en zonas afectadas por erosión glacial. Un caso particular es la “avalancha de rocas Ramada” que se origina en una ladera de la Formación Rancho de Lata, comenzando como un deslizamiento en cuña y evolucionando a una avalancha de rocas abarcando un área de casi 0.2 km² (Figura 7d). Las avalanchas de la segunda categoría son longitudinalmente más extensas que las anteriores y son geomorfológica y sedimentológicamente diferentes; generan depósitos caóticos, mono-litológicos tanto en matriz como en clastos, con mayor porcentaje de finos que aporta a su fluidización, clastos angulosos y de menor tamaño promedio. Esta mayor movilidad permite que ocupen todo el ancho del valle por el que circulan y suelen alcanzar la ladera opuesta del valle que interceptan (*run-up*), represando el mismo y formando planicies de inundación aguas arriba. Un ejemplo del represamiento se

da en la “avalancha Laguna Blanca” formando la laguna homónima, en pie hasta la fecha (Figura 7b). Un evento en particular, la “avalancha de rocas Chinches” (0.28 km²) posee una zona de arranque de pendientes casi verticales ubicado en un valle donde se encuentra mapeado un contacto geológico. También se reconocieron depósitos de una avalancha antigua sobre el Río Colorado (remarcada en la Figura 3b), probablemente represando el mismo y generando una amplia llanura de inundación que observa en la Figura 7d; sin embargo, no se ha reconocido el origen del material al ser de carácter relicto.

Colapsos (*deslizamientos irregulares*)

Estos fenómenos corresponden a deslizamientos con superficies de ruptura irregulares. Aunque estos eventos no se ajustan a las clasificaciones originales, son abundantes en la zona de estudio, especialmente asociados a morrenas laterales de avances glaciares recientes y vinculados a la pérdida de hielo interno y suelen generar represamientos. Fueron mapeados cuatro eventos: el “colapso arroyo Laguna Blanca” se originó en una morrena antigua que al caer represó el arroyo homó-

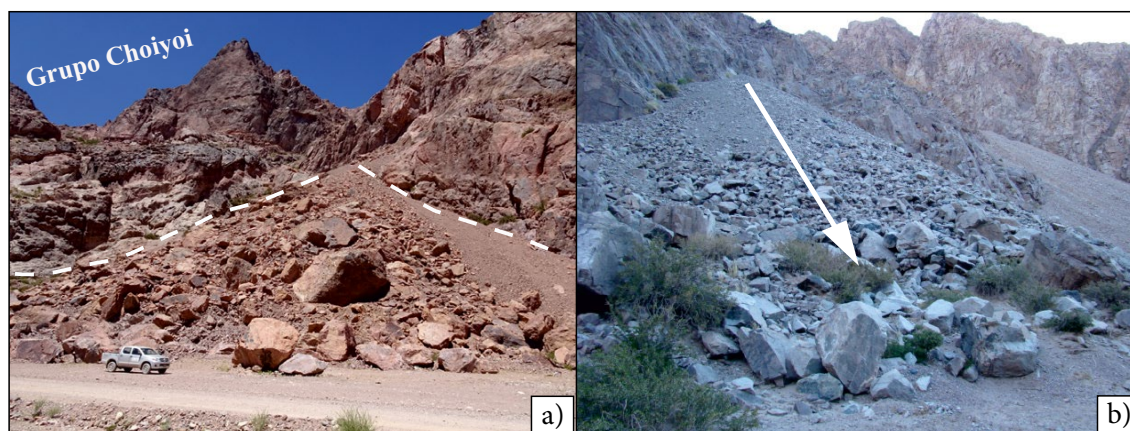


Figura 4. Depósitos de caída: a) bloques de caída en afloramientos del Grupo Choiyoi en la parte baja de la cuenca y b) cono de derrubio con acumulación de caídas de bloques grandes de hasta 2 m de altura en la base.

Tabla 5. Parámetros morfométricos de las zonas de influencia de las caídas de roca.

Zona de influencia de caídas	Área total (km ²)	Área promedio (km ²)	% Área total de la cuenca	% Área ocupada por PRM	Frecuencia
Caídas >500m ²	1.76	0.01	0.26	0.88	138
Conos de derrubio	8.3	0.03	1.21	4.17	318
Talud	50.47		7.38	25.39	
Acumulación de caídas	0.07	0.01	0.01	0.03	5
Total =	60.6		8.86	31.09	461

nimo; otro similar, pero de menor tamaño, originado en una morrena cercana al nivel glaciario actual y dos más, vinculados a una morrena apoyada sobre la Formación Rancho de Lata y, posteriormente erosionada por otro avance glaciario que volvió a exponer el afloramiento, remarcado en la Figura 6. Se estima que la superficie de corte de estos últimos dos eventos, se dan en el contacto con el afloramiento.

Flujos

Flujos de detritos (Tabla 8)

Estos movimientos corresponden a flujos de detritos saturados que circulan por canales y cursos no permanentes con pendientes altas, conformando albardones longitudinales y depositándose en conos y abanicos. Estos depósitos activos representan el 2.4 % de la zona estudiada (16.29 km²) y están ubicados preferentemente en los principales valles erosionados por glaciares en el pasado. Como observación general, se reconoció que parten de ambientes mapeados como zonas con *permafrost* activo y por debajo de los 3000 m s.n.m.; se reconocieron eventos antiguos estabilizados con presencia de vegetación en zonas de *permafrost* fósil. No se conoce la recurrencia de estos eventos por ser una zona no transitada durante gran parte del año y tampoco pudo ser contrastada con datos meteorológicos por falta de estaciones permanentes.

Flujos de barro

Flujos de material saturado plástico en canales con altas pendientes, involucrando mayor cantidad de agua y de granulometría más fina que el anterior, por lo que pueden depositarse sobre laderas de mayor pendiente. En la zona de estudio se concentran en las cercanías a los glaciares de escombros y demás depósitos glaciogénicos con presencia de *permafrost* activo. En total ocupan 1.07 km² de la zona estudiada y se encuentran predominantemente por encima de los 3000 m s.n.m. (Zona Geocriogénica) en valles con actividad periglaciaria.

Soligelifluxión

Corresponde a zonas afectadas por reptación superficial intensa de suelo asociado a *permafrost* activo. Estos procesos favorecen el desgaste mecánico de los afloramientos rocosos por acción del congelamiento y descongelamiento del agua contenida en las fracturas, generando

detritos que fluyen o reptan muy lentamente pendiente abajo por acción del mismo fenómeno (Davies *et al.*, 2001). En consecuencia, se conforma un regolito incipiente generado por crioclastia, donde se pierde la configuración original del afloramiento rocoso sin llegar a conformar un suelo *sensu stricto*. Es un proceso muy lento evidenciado únicamente por estructuras similares a grietas paralelas entre sí pero perpendiculares a la dirección de la pendiente, siendo su máxima expresión los glaciares de roca de talud (*protalus rampart*) y/o lenguas de soligelifluxión. Zonas de soligelifluxión inactivas (por debajo de los 3500 m s.n.m.) son evidencias de ambientes periglaciares fósiles; sin embargo, no fueron tomadas en cuenta en este inventario pero cabe destacar que son la principal fuente de detritos para otros PRM en altitudes inferiores a los 3500 m s.n.m.

La zona de soligelifluxión activa representa el 14.75 % (100 km²) del área estudiada, reconocida en la zona geocriogénica por encima de los 3600 m s.n.m. y en la zona de las nieves perpetuas, por encima de los 4500 m s.n.m., donde no existen manchones de nieve.

Frecuencia vs. Área

El área afectada por PRM suma un total de 192 km² en una cuenca de 684 km², representando el 28.1 % de la misma (Figura 8).

Dentro de estos 192 km², el 52 % del área se encuentra ocupada por pendientes crióticas y crioplanicies correspondientes a zonas de soligelifluxión. El 48 % restante corresponde a los PRM *sensu stricto*, reconociéndose 796 eventos.

De estos eventos, el 58 % corresponde a caídas y sus zonas de acumulación, ocupando 60.6 km². Le siguen los flujos de detritos y su zona de influencia registrando casi el 30 % de los eventos y ocupando 16.3 km². Los flujos de barro son menos abundantes (6.7 %) ocupando áreas muy pequeñas, las cuales acumulan 1.07 km² con áreas promedio de 0.02 km². Los deslizamientos mapeados representan el 1.26 % donde los ocho eventos puramente rotacionales movilizan 0.68 km². Los movimientos complejos, por otro lado, no son tan abundantes (4.4 % de los eventos inventariados) pero ocupan casi 12 km². Dentro de esta categoría caen las DGR, que a pesar de ser sólo cuatro eventos ocupan la mayor área: 6.06 km² en total, con un área promedio por evento de 1.5 km². Por último, las avalanchas de roca son relativamente abundantes, encontrándose 25 eventos (3.14 %) pero ocupando áreas promedio inferiores a los anteriores, representando un área total de 4.36 km².

Tabla 6. Parámetros morfométricos de los deslizamientos inventariados.

Deslizamientos	Área total (km ²)	Área promedio (km ²)	% Área total de la cuenca	% Área ocupada por PRM	Frecuencia
Rotacional puro	0.69	0.08	0.1	0.36	8
Traslacional / Planar	0.04	0.04	0.006	0.02	1
Traslacional de detrito	0.75	0.75	0.11	0.39	1
Total =	1.48		0.22	0.77	10

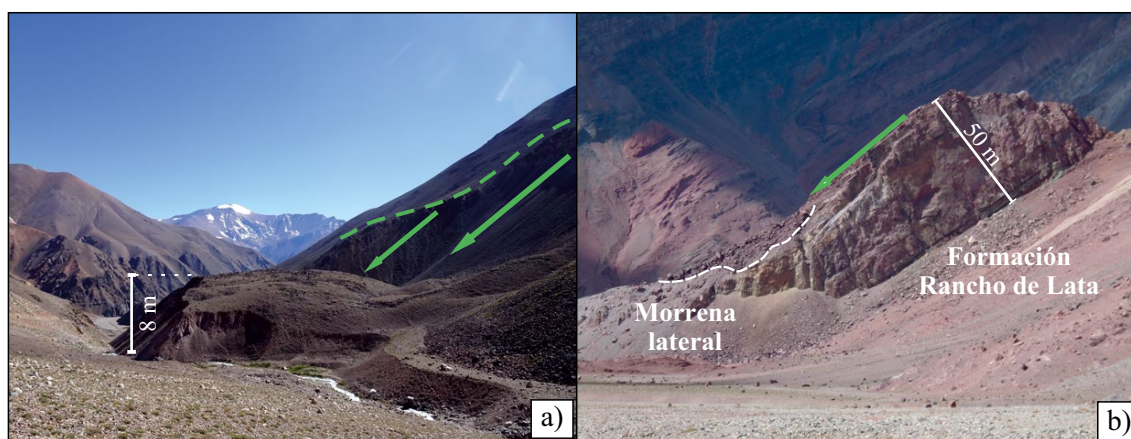


Figura 5. Deslizamientos: a) ejemplo de un deslizamiento rotacional de un afloramiento del Grupo Choiyoi en el arroyo Laguna Blanca y b) deslizamiento traslacional en un afloramiento de la Formación Rancho de Lata con una inclinación de 45° apoyándose sobre una morrena lateral.

Distribución altitudinal y grado de actividad

La distribución de los PRM que requieren de la presencia de agua, parecen responder claramente a las alturas y a la presencia de *permafrost* activo y/o geoformas glaciares afectadas por degradación térmica, las cuales se originan por encima de los 3000 m s.n.m., correspondiente a la zona geocriogénica anteriormente descrita. Para el caso de los flujos de detritos, su ocurrencia parece responder casi exclusivamente a la presencia de *permafrost* activo, con algunos eventos que parten de glaciares de escombros/cubiertos o glaciares inactivos. Sólo los flujos de detritos de carácter inactivo, estabilizados mediante cobertura vegetal o aterrazados, se originan por debajo de los 3000 m s.n.m. Con respecto a los flujos de barro, parecen responder a una distribución geomorfológica al encontrarse cercanos o cubriendo glaciares de escombros e inactivos, probablemente a causa de su degradación. Un ejemplo es el arroyo Wanda (Figura 9), el cual tiene la mayor densidad de flujos de barro, encontrándose 16 eventos en sólo 8 km², donde se registran únicamente glaciares inactivos y morrenas. En general, los flujos de barro también se encuentran ubicados por encima de los 3000 m s.n.m.

Por otro lado, los eventos gravitacionales que no requieren necesariamente la presencia de agua tienen una tendencia de distribución altitudinal enmascarada por la litología. La ocurrencia de estos eventos queda restringida a sectores de pendientes pronunciadas en afloramientos rocosos del Grupo Choiyoi y sedimentitas del Mesozoico afectados por erosión glacial. Estas pendientes inestables tienden a generar caídas de rocas acumulándose en conos de derrubio y taludes, siendo más abundantes en las partes altas de las cuencas, donde el relieve local es mayor. Hacia el este y por debajo de los 3000 m s.n.m., las pendientes se suavizan y la frecuencia de estos eventos es significativamente menor (sólo nueve caídas y cuatro conos de derrubio con algunas zonas

de talud estabilizadas). Los eventos de caída de mayor extensión se concentran alrededor de los 4500 m s.n.m., respondiendo a un mayor relieve local.

Con respecto a los eventos más voluminosos (movimientos complejos y deslizamientos), los deslizamientos puramente rotacionales se encuentran en las laderas de valles glaciares también por encima de los 3000 m s.n.m. y coincidentes con afloramientos rocosos afectados por una intensa crioclastia. Corresponden a eventos inactivos antiguos sin evidencias de grietas tractivas por encima de las cicatrices originales. El deslizamiento traslacional de las nacientes del Río Colorado se considera inactivo pero las condiciones de su formación siguen latentes al originarse en el plano de estratificación de la Formación Rancho de Lata, que buza 45° al suroeste, afectado también por erosión glacial, con una cicatriz a 4200 m s.n.m.

Dentro de las DGP, el denominado Ramada de la Figura 6 perteneciente a depósitos morrénicos inestables, se considera activo por presentar evidencias tractivas en el escarpe principal, mientras que los tres eventos originados en depósitos de planicies aluviales antiguas (*outwash*) del arroyo Salado remarcado en la Figura 3b, son inactivos. Sin embargo, estos últimos provienen de materiales cuaternarios no consolidados, por lo que podrían reactivarse ante un cambio en las condiciones externas. Las zonas de arranque de los mismos se encuentran entre los 2900 y 3050 m s.n.m.

Los colapsos morrénicos también son inactivos y con poca probabilidad de reactivarse porque se les consideró asociados al descongelamiento de los núcleos de hielo en los sistemas morrénicos. El caso del “colapso arroyo Laguna Blanca” remarcado en la Figura 3a, fue considerado inactivo por la presencia de una planicie de inundación río arriba con cauce bien definido, sin divagar, que logró abrirse camino a través del depósito. Altitudinalmente, esos eventos

Tabla 7. Parámetros morfométricos de los movimientos complejos reconocidos.

Movimientos complejos	Área total (km ²)	Área promedio (km ²)	% Área total de la cuenca	% Área ocupada por PRM	Frecuencia
Colapso	0.96	0.19	0.14	0.5	5
Avalanchas	4.36	0.17	0.64	2.27	25
Gravitacional profundo	6.07	1.52	0.89	3.16	4
Complejo s.s.	0.55	0.55	0.08	0.29	1
Total =	11.94		1.75	6.21	35

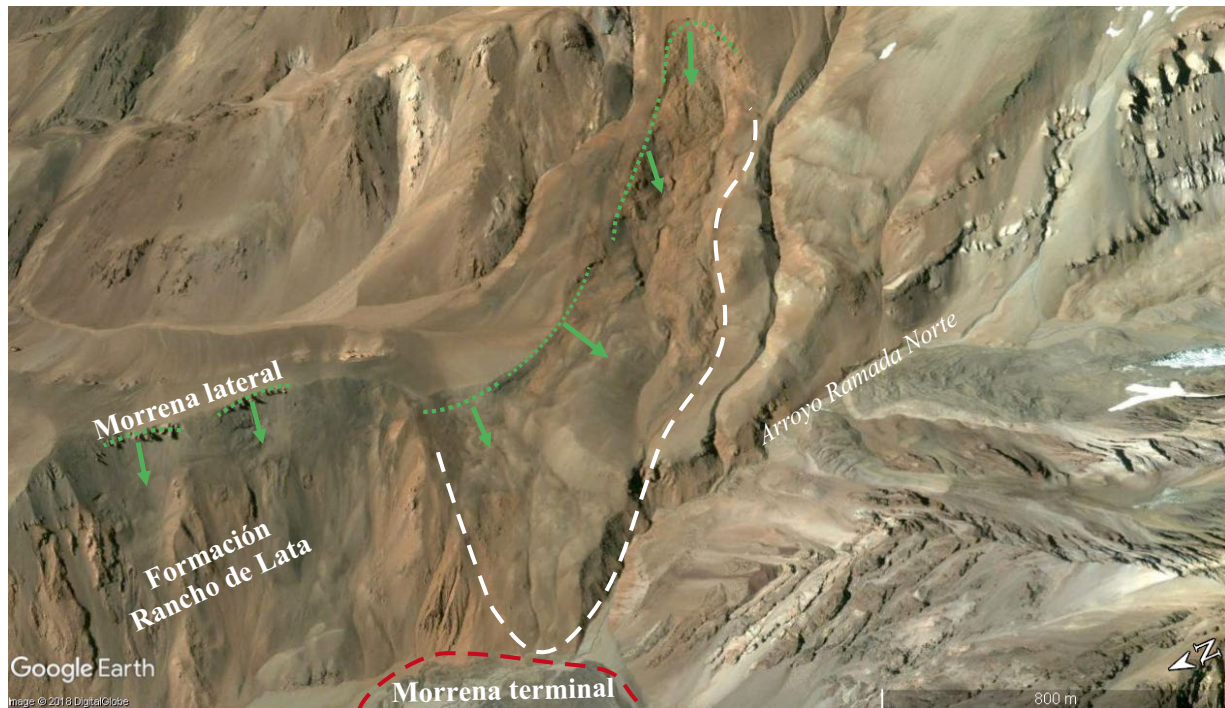


Figura 6. Movimiento gravitacional profundo en el arroyo Ramada Norte, movilizando depósitos morrénicos sin evidencias de continuidad arroyo abajo.

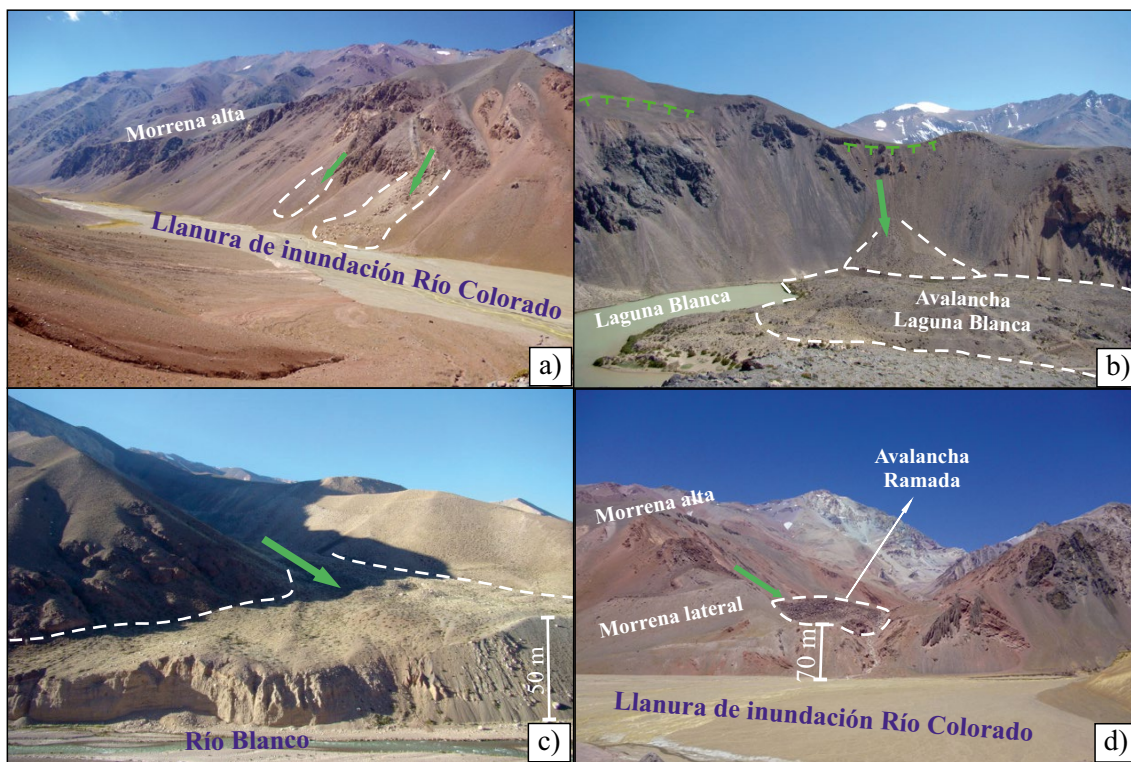


Figura 7. Avalanchas de roca: a) avalanchas pequeñas sobre el Río Colorado a partir de afloramientos del Grupo Choiyoi afectado por erosión glacial; b) avalanchas del arroyo Laguna Blanca generando la laguna homónima remarcando sus arranques; c) avalancha de roca con zona de arranque afectado por alteración hidrotermal que le otorga mayor movilidad, viajando cerca de 2 km para terminar cortando al Río Blanco, sin evidencias de represamiento prolongado y d) avalancha de rocas Ramada sobre la morrena lateral paralela al Río Colorado, proveniente del afloramiento a 45° de la Formación Rancho de Lata.

Tabla 8. Parámetros morfométricos de las zonas de influencia de los flujos de detrito.

Zona de influencia de flujos de detrito	Área total (km ²)	Área promedio (km ²)	% Área total de la cuenca	% Área ocupada por PRM	Frecuencia
Flujos de detrito	7.69	0.06	1.12	4	137
Conos aluviales	6.61	0.05	0.97	3.44	100
Abanicos aluviales	5.34	0.44	0.44	2.69	8
Total =	16.29	0.07	2.38	8.47	245

particulares se encuentran entre los 3800 y 4300 m s.n.m., en la zona geocriogénica activa.

Por último, las avalanchas de roca tienen grados de actividad y distribución geográfica variables, por tener diversos factores desencadenantes. Los eventos de mayores dimensiones responden más bien a la litología que a un nivel altitudinal, mientras que los eventos más pequeños se concentran en valles glaciares con pendientes pronunciadas, con zonas de arranque por encima de los 2600 m s.n.m., los cuales podrían ser activos. Los eventos más grandes (> 0.2 km²) se consideran inactivos por estar fuertemente erosionados por los cauces que represaron y por haberse perdido todo registro de dicho represamiento. El único evento más actual es la “avalancha Laguna Blanca” de la Figura 7b; se le definió como reactivado por presentar colapsos del mismo depósito de avalancha sobre el cauce y activo por presentar grietas de tracción en el escarpe principal. Por otro lado, la presencia de la laguna y la divagación del curso de agua en la llanura de inundación indican un evento relativamente actual. Los factores desencadenantes en este caso podrían ser sísmicos o climáticos o una combinación de ambos.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Al ser una zona poco accesible, los trabajos realizados en la zona de estudio son escasos, particularmente los estudios geomorfológicos, encontrándose algunas caracterizaciones de depósitos cuaternarios en mapas regionales (Ramos e Yrigoyen, 1996) o geomorfología regional (Pereyra, 1997), sin especificar el tipo de proceso dentro de las remociones en masa. Si bien existen trabajos sobre represamientos naturales en la cordillera sanjuanina (D'odorico *et al.*, 2009; Perucca y Angillieri, 2009; Penna, *et al.*, 2013), no se encuentran mapas de detalle en la zona hasta los primeros estudios de Jeanneret *et al.* (2017).

Con el fin de advertir la peligrosidad y vulnerabilidad, los estudios de inventario de los procesos geodinámicos son la base para entender el comportamiento de las laderas. Con este fin, se inventariaron todos los PRM en la cuenca baja del Río Blanco, los cuales ocupan el 28 % de la superficie total estudiada de 68.300 ha, interpretados de acuerdo a Hungr *et al.* (2014).

El 52 % del área afectada por los PRM corresponden a procesos de soligelifluxión, excluyendo las geoformas más avanzadas como glaciares de roca de talud y lenguas de soligelifluxión. Estos procesos fueron incluidos porque en sí constituyen remociones en masa de gran volumen, pero a velocidades muy bajas; además, su degradación y descarga repentina de agua y detrito aporta volúmenes importantes de material a la cuenca, de tal manera que es el principal aporte detrítico para eventos de tipo flujo. Los taludes fueron considerados como una acumulación de material de caída por debajo de afloramientos rocosos de gran pendiente (> 50°), representando el 31.5 % del área ocupada por los PRM cuando se incluyen las caídas aisladas y los conos de derrubio. La distribución geográfica de estos eventos indica que están fuertemente influenciados no sólo por el relieve local con cambios

bruscos de pendiente sino también por el efecto de la crioclastia en los afloramientos rocosos, conformando zonas friables con alta densidad de fracturas y diaclasas. Esto indica que tanto la erosión glacial antigua y los efectos de ambientes periglaciares actuales influyen la ocurrencia de eventos de caída con posibles desencadenantes sísmicos respondiendo a una zona tectónicamente activa.

En superficie afectada, le siguen las zonas de flujos de detritos que, en conjunto con conos y abanicos aluviales, representan el 8.47 % de los PRM, originándose en zonas periglaciares sin vinculación directa con los glaciares. De las geoformas de flujo, sólo el 2.5 % es considerado inactivo por poseer vegetación estabilizante, indicando la alta dinámica de esta zona y la importante generación de detritos en la actualidad. Como estos flujos requieren el aporte de agua, al encontrarse en una zona árida a semi-árida, la ocurrencia de estos eventos se restringe a épocas estivales; sin embargo, al no haber datos meteorológicos detallados ni registros de estos eventos, no se puede vincular su ocurrencia a lluvias torrenciales. No obstante, podrían ser correlacionados con las cuencas del Parque Nacional Aconcagua donde el factor más probable que influencia la generación de flujos de detritos es la fusión de hielo y nieve en épocas estivales que saturan de agua al material detrítico, generando liberaciones violentas de material en forma de flujo de detritos (Moreiras *et al.*, 2008). Este efecto se vería intensificado en episodios climáticos más cálidos y húmedos conocidos como *El Niño Southern Oscillation* (ENSO, por sus siglas en inglés), comprobados en otros sectores de los Andes Centrales (Moreiras, 2005). Aquí, el efecto de lluvias extraordinarias más frecuentes aporta a la saturación de agua de estas geoformas periglaciares, facilitando la movilización de material detrítico. A diferencia del Parque Nacional Aconcagua, el origen de estos eventos está directamente vinculado a superficies de soligelifluxión activa, pero no de geoformas periglaciares más evolucionadas, como son glaciares de escombros, indicando una degradación de las pendientes crióticas y crioplanicies por la liberación repentina del agua contenida en las mismas.

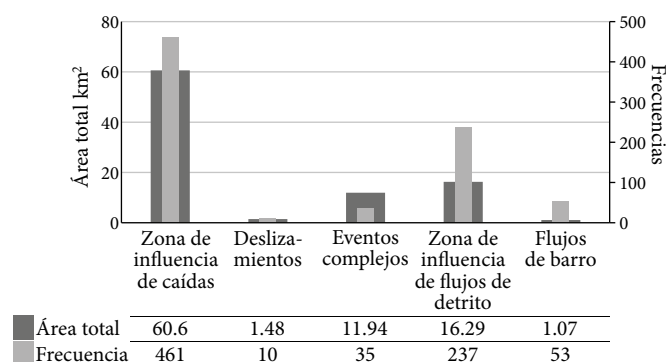


Figura 8. Gráfico de Frecuencias vs. Área de los PRM, donde se aprecia que las caídas son más abundantes ocupando una mayor área total mientras que los flujos de detritos son un 50 % menos frecuentes ocupando un área bastante inferior.

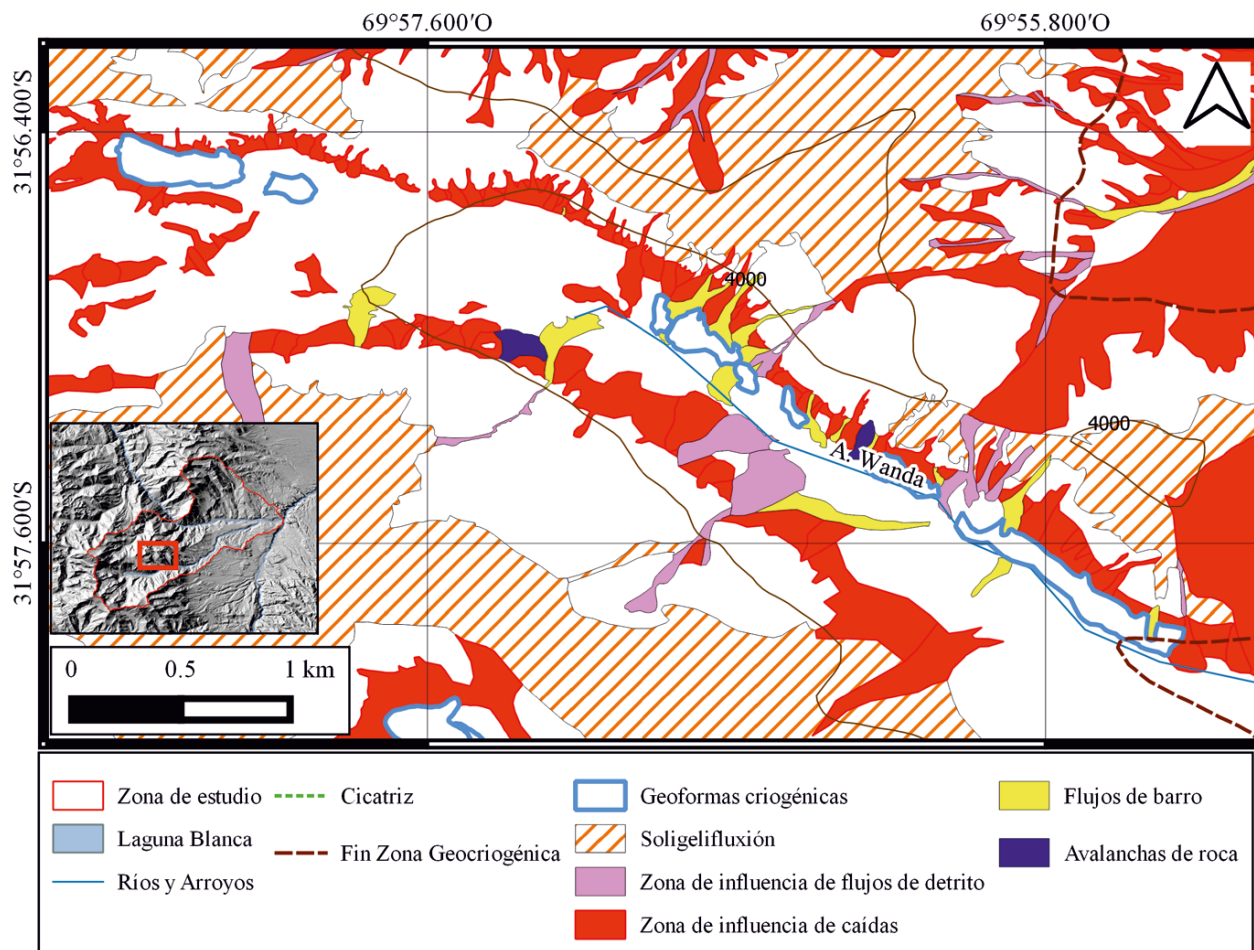


Figura 9. Detalle del arroyo Wanda donde se observa la mayor densidad de flujos de detritos partiendo de ambientes periglaciares activos (zonas de soligelifluxión) y una mayor concentración de flujos de barro que parten de geoformas periglaciares más desarrolladas (glaciares de escombros). Estos flujos fueron interpretados como la degradación del *permafrost* por el ascenso de la isoterma de 0° C en este sector andino, encontrándose el límite inferior de la zona geocriogénica cercana a las zonas de arranque.

En área afectada, le siguen los movimientos complejos, dentro de los cuales las avalanchas de rocas tienen superficies promedio menores que las DGP pero son más abundantes que los últimos, ocupando áreas totales similares (las avalanchas de roca llegan a ocupar el 2.3 % del área afectada por PRM y las DGP el 3.16 %). En ambos casos, los principales condicionantes son la litología y la pendiente, junto con la alteración hidrotermal observada en afloramientos de granitoides del Pérmico-Triásico que aporta inestabilidad de los mismos. Sin embargo, el material morrénico poco competente también influyó en la ocurrencia de DGP y colapsos. Este material morrénico colapsado podría interpretarse como una pérdida del núcleo de hielo contenido, el cual cae por su propio peso, una evidencia de la degradación del ambiente periglacial desde el último máximo glacial. Eventos similares han sido reportados en el Parque Nacional Aconcagua (Moreiras, 2017), notándose una tendencia regional.

Los deslizamientos representan el 0.77 % del área afectada por PRM, reconociéndose el tipo rotacional puro. Jeanneret *et al.* (2017) inicialmente lo asoció a un efecto de la liberación de la presión confinante en la base del afloramiento luego del retiro glaciar, siendo el macizo rocoso también afectado por crioclastia. Las evidencias de actividad de los eventos más importantes a nivel de volumen movilizado indican que fueron más abundantes en el pasado, con sólo dos eventos con riesgo de colapso visible, estos son; el “deslizamiento Ramada”

y la “avalancha Laguna Blanca”, ambos con evidencias de grietas de propagación en la cicatriz.

Por último, los flujos de barro son el tercer evento más frecuente (6.66 % del total de eventos inventariados) pero ocupan sólo el 0.56 % del área afectada por los PRM con un área promedio de 0.02 km². En las observaciones generales, se destacó la quebrada del arroyo Wanda (Figura 9) donde se concentran 16 eventos alrededor de glaciares inactivos, concluyendo que la ocurrencia de los flujos de barro está directamente vinculada a la degradación del *permafrost* en esta zona montañosa. Esto significa que durante épocas estivales la capa activa se satura de agua movilizándolo al material fino pendiente abajo, fenómeno similar al observado en los flujos de detritos, sólo que este último no está directamente vinculado a geoformas periglaciares.

Según estas observaciones y considerando un entorno donde la degradación del *permafrost* avanza hacia posiciones altitudinales mayores, se estima que la frecuencia de los PRM irá en aumento conforme se libere más cantidad de agua contenida en las geoformas periglaciares, respondiendo a veranos más cálidos, viéndose intensificados por fenómenos ENSO. Este efecto también podría influenciar la ocurrencia de deslizamientos catastróficos asociados a depósitos morrénicos con núcleos de hielo que le otorgarían una mayor inestabilidad si se fundiesen en los sectores más altos.

Se estima que, según las observaciones de Stocker *et al.* (2014),

donde la isoterma de 0 °C trepa a mayores altitudes y esperándose una intensificación de los fenómenos climatológicos tipo El Niño, en las próximas décadas la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos y eventos tipo flujo en los Andes Centrales será mayor.

AGRADECIMIENTOS

Los resultados presentados en este trabajo son parte de la tesis doctoral de P. Jeanneret. Este trabajo fue financiado por el Programa ANLAC-Amenazas Naturales en los Andes Centrales: análisis, predicción y valoración socio-económica, atribuido por la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de Cuyo y dirigido por la Dra. Moreiras. Agradecemos a su vez los comentarios y sugerencias del Dr. Montalvo Arrieta y otro revisor anónimo que ayudaron a mejorar el manuscrito.

REFERENCIAS

- Abele, G., 1984, Derrumbes de montañas en los Andes Chilenos: Revista Geografía Norte Grande, 11, 17-30.
- Alvarez, P.P., Ramos, V.A., 1999, The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° S): Journal of South American Earth Sciences, 12, 17-31.
- 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.
- Corte, A., 1983, Los conceptos geocriogénico, parageocriogénico y glacial-periglacial en los Andes Centrales de Argentina, latitud 30°, en Actas de la Primera Reunión Grupo Periglacial Argentino: Anales del IANIGLA, 83, 48-61.
- Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000, Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°S): Tectonophysics, 317, 205-235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00276-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00276-0).
- Crozier, M.J., 1984, Field assessment in slope stability, en Brunsden, D., Prior, D.B. (eds.), Slope Instability: Wiley, Chichester, 103-142.
- Cruden, D.M., 1993, The multilingual landslide glossary: The International Geotechnical Societies, UNESCO Working Party for World Landslide Inventory, 5, 59 pp.
- Davies, M.C.R., Hamza, O., Harris, C., 2001, The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities: Permafrost and Periglacial Processes, 12, 137-144. <https://doi.org/10.1002/pp.378>.
- D'odorico, P.E., Pérez, D.J., Sequeira, N., 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.
- Espizua, L.E., 1993, Quaternary glaciations in the río Mendoza valley, Argentine Andes: Quaternary Research, 40, 150-162.
- Fernández, L.R., Hereida, N., Espina, R.G., Cegarra, M.I., 1997, Estratigrafía y estructura de los Andes Centrales Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur: Acta geológica hispánica, 32, 51-76.
- Hermanns, R.L., Folguera, A., Gonzáles Diaz, F.E., 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, 55-60.
- Hermanns, R.L., Fauqué, L., Wilson, C.G., 2014, ³⁶Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating suggests Late Pleistocene to Early Holocene mass movements on the south face of Aconcagua mountain and in the Las Cuevas-Horcones valleys, Central Andes, Argentina: Geological Society, London, Special Publications 399, 345-368. <https://doi.org/10.1144/SP399.19>.
- Hewitt, K., 1999, Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, northern Pakistan: Quaternary Research, 51, 220-237.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014, The Varnes classification of landslide types, an update: Landslides, 11, 167-194.
- Jeanneret, P., Moreiras, S.M., Orgeira, M.J., Korup, O., 2017, Nuevos aportes de la evolución geomorfológica de la cuenca del Arroyo Laguna Blanca, Cerro Mercedario, San Juan (resumen), en XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 62-63.
- Minetti, J., Barbieri, P.M., Carletto, M.C., Poblete, A.G., 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 pp.
- Moreiras, S.M., 2005, Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza province, Argentina: Landslides, 2, 53-59.
- Moreiras, S.M., 2006, Chronology of a probable neotectonic Pleistocene rock avalanche, Cordon del Plata (Central Andes), Mendoza, Argentina: Quaternary International, 148, 138-148.
- Moreiras, S.M., 2017, Coupled Slope Collapse—Cryogenic Processes in Deglaciated Valleys of the Aconcagua Region, Central Andes (resumen), in Workshop on World Landslide Forum, Eslovenia: Ljubljana, Springer, 355-359.
- Moreiras, S.M., Sepúlveda, S.A., 2015, Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34° S) and potential hazards: London, Geological Society, Special Publications, 399, 329-344.
- Moreiras, S.M., Lenzano, M.G., Riveros, N., 2008, Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque Provincial Aconcagua, provincia de Mendoza-Argentina: Multequina, 17, 129-146.
- Moreiras, S.M., Hermanns, R.L., 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, 45-58.
- Penna, I.M., Derron, M.-H., Volpi, M., Jaboyedoff, M., 2013, Analysis of past and future dam formation and failure in the Santa Cruz River (San Juan province, Argentina): Geomorphology, 186, 28-38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.011>.
- Pereyra, F.X., 1997, Geomorfología de la región del Cerro Aconcagua. Cordillera de los Andes, Argentina: Cuaternario y Geomorfología, 11, 17-31.
- Pérez, D.J., 2001, Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32° 30' S), San Juan Province, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 14, 693-705.
- Perucca, L.P., Angillieri, M.Y.E., 2009, Evolution of a debris-rock slide causing a natural dam: the flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan—November 12, 2005: Natural hazards, 50, 305-320.
- Perucca, L.P., Martos, L.M., 2012, Geomorphology, tectonism and Quaternary landscape evolution of the central Andes of San Juan (30°S–69°W), Argentina: Quaternary International, PASH-2: Controversies in the late Quaternary of the Southern Hemisphere, 253, 80-90. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.009>.
- Poblete, A.G., Minetti, J.L., 1989, Los mesoclimas de San Juan. Primera y segunda parte: Informe Técnico, 11, 31-32.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., 1996, Geología de la región del Aconcagua. Buenos Aires: Subsecretaría de Minería de la Nación, 24, 1-510.
- Ramos, V.A., Cegarra, M., 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. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00064-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00064-X).
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. (eds.), 2014, Climate change 2013: The physical science of basis: Working Group I, Contribution to the 5th assessment report of Intergovernment Panel on Climate Change: Cambridge University Press, 1536 pp.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes, en Schuster R.L., Krizek R.J. (eds), Landslides, analysis and control: Washington, D.C., Special Report 176, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 11-33.

Manuscrito recibido: abril 16, 2018

Manuscrito corregido recibido: agosto 1, 2018

Manuscrito aceptado: agosto 2, 2018