



# Condicionantes geológicos en la ocurrencia y evolución de los procesos de remoción en masa en la cuenca del río Fitz Roy, provincia de Santa Cruz

**Daniela I. SCHMIDT<sup>1,2\*</sup>, Diego A. WINOCUR<sup>1,2</sup>, Pierre PITTE<sup>3</sup> y Jesica AMIGO<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>UBA-CONICET. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup>Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>IANIGLA-CONICET. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Mendoza, Argentina.

Emails: dschmidt@gl.fcen.uba.ar\*, winocur@gl.fcen.uba.ar, pierrepitte@mendoza-conicet.gob.ar, jesi.amigo@gmail.com

**Editor:** Agustina Reato

Recibido: 10 de abril de 2023

Aceptado: 10 de julio de 2023

## RESUMEN

En la cuenca del glaciar Torre y a lo largo del valle del río Fitz Roy, Andes Patagónicos Australes, se ha verificado la ocurrencia de gran cantidad de procesos de remoción en masa consecuencia de la continua pérdida de las condiciones de englazamiento. A partir de un análisis geomorfológico de detalle, se identificaron los procesos de remoción en masa activos e inactivos, se interpretó su génesis y estimó su edad en relación al retroceso del glaciar para, finalmente, proponer los factores condicionantes y detonantes asociados a estos movimientos. Entre los movimientos identificados, se destaca un megadeslizamiento, de aproximadamente unos 115 millones de m<sup>3</sup>, desarrollado sobre la ladera sur del valle, cuyo factor condicionante principal es litológico-estructural y el disparador un probable evento sísmico acaecido durante el Pleistoceno-Holoceno. Del estudio de los procesos de remoción en masa activos, desarrollados en el siglo XX, se evidencia la estrecha relación entre el retiro glacial y su adelgazamiento y la actividad de los procesos gravitacionales consecuencia de la relajación de las laderas. De esta manera, se revela un control climático y geomorfológico como los factores desencadenantes principales en el desarrollo e inicio de estos movimientos. Finalmente, la comprensión de la evolución geomorfológica de este sector, reviste gran importancia para la futura evaluación de los riesgos geológicos existentes.

**Palabras clave:** megadeslizamiento; retroceso glacial; glaciar Torre; El Chaltén.

## ABSTRACT

*Geological conditioning in the occurrence and evolution of mass movements, in the Fitz Roy River watershed, Santa Cruz province.* In the Torre glacier watershed and along the Fitz Roy River valley, Southern Patagonian Andes, it has been verified the occurrence of large number of mass movements as a consequence of the continuous loss of glacial conditions. Through geomorphological detail analyses, active and inactive mass movements processes were identified, interpreted their genesis and estimated the age in relation to the retreat of the Torre glacier to, finally, proposed what conditioning and triggering factors caused these movements. Among the movements identified a megalandslide of approximately 115 million of m<sup>3</sup>, developed on the southern slope of the valley, whose main conditioning factor is lithological-structural and the trigger is a probable seismic event, occurred during the Pleistocene-Holocene. The study of active mass movements processes, developed in the twentieth century, shows the close relationship between the glacial retreat and its thinning, and the activity of gravitational processes as a result of slope relaxation. According to this, climate and geomorphological control are revealed as the main triggers in the development and initiation of these movements. Finally, understanding the geomorphological evolution in this area is important for the future assessment of the existing geological risks.

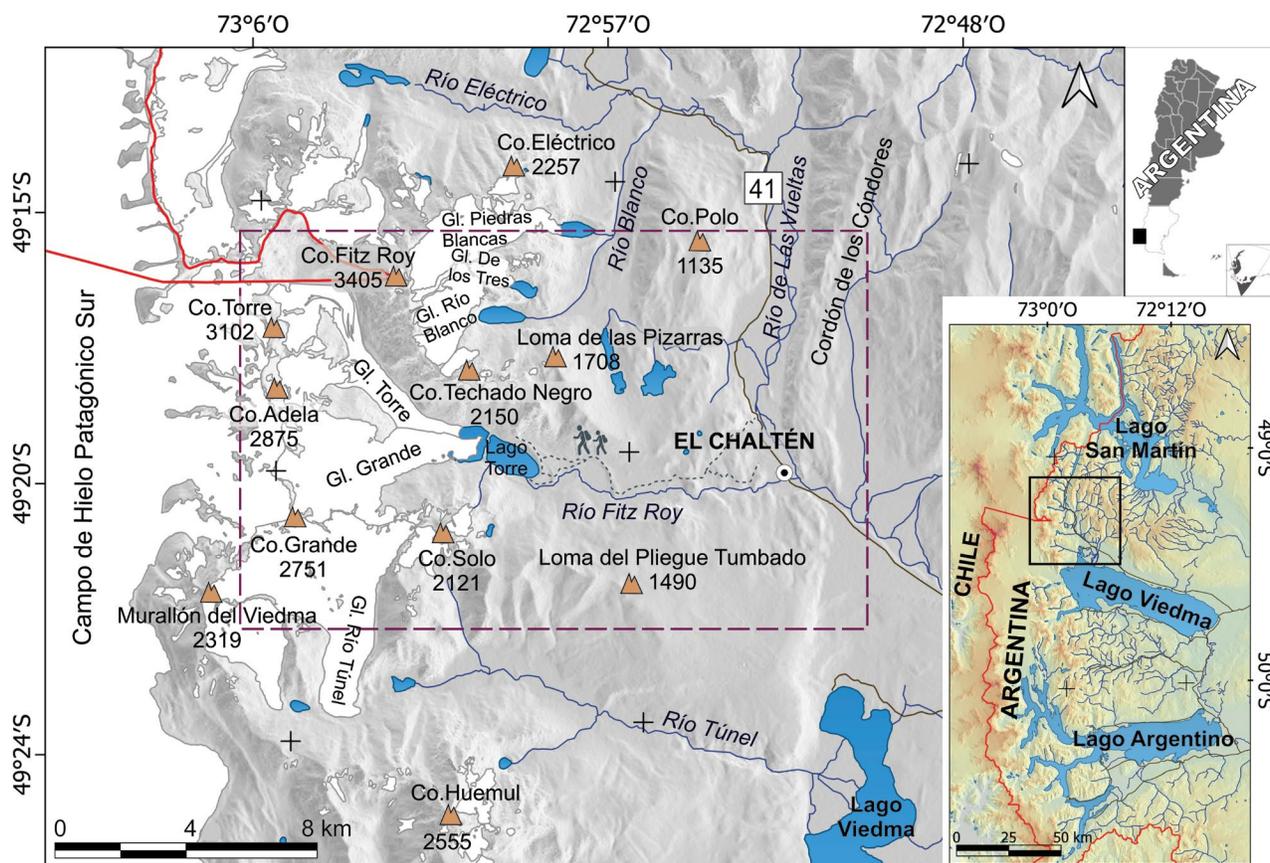
**Keywords:** megalandslide; glacier retreat; Torre glacier; El Chaltén.

## INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa son uno de los procesos modeladores del paisaje más significativos en las zonas montañosas (Korup et al. 2007). Deslizamientos y avalanchas de rocas que movilizan grandes volúmenes de material, caídas de rocas y flujos de detritos, son algunas de las geoformas más frecuentes. A lo largo de la Cordillera de los Andes, numerosos trabajos han reportado la presencia de megadeslizamientos que involucran volúmenes de material en el orden de  $10^8$  -  $10^{13}$  m<sup>3</sup> (Korup et al. 2007), desde los Andes Centrales hasta los Andes Patagónicos e incluso en zonas extraandinas (González Díaz et al. 2006, Penna et al. 2008, Fauqué et al. 2009, Moreiras y Sepúlveda 2015, Pánek et al. 2023, Kwaterna et al. 2023, entre otros). Evidencia de que estos procesos gravitacionales constituyen un rasgo geomorfológico muy común tanto en zonas de alto como de bajo relieve relativo.

La zona de estudio se enmarca en los Andes Patagónicos Australes, entre los 49° 10' y 49° 25' S (Fig. 1), involucrando una región que ha sido cubierta por diferentes glaciaciones a partir del Cenozoico (Caldenius 1932, Rabassa y Clapper-ton 1990, Strelin y Malagnino 1996, Rabassa 2008, Rutter et

al. 2012). Puntualmente, esta región exhibe un paisaje joven, el cual se encuentra en transición desde el Último Máximo Glacial (UMG), aproximadamente a los 18 ka (Bendle et al. 2017), a las condiciones del presente. La evolución de la actividad glaciaria se encuentra muy bien documentada en las márgenes de los lagos Viedma y Argentino (Clague et al. 2020). Con el retiro y adelgazamiento de los glaciares en las últimas décadas (Masiokas et al. 2009, 2020), las laderas de los valles se han tornado inestables y susceptibles a movimientos en masa (Pánek et al. 2021). El desarrollo de grandes deslizamientos en las zonas periféricas a las cadenas montañosas en Patagonia, no presenta un condicionante glaciario preponderante como lo observado en los sectores centrales del Campo de Hielo Patagónico, sino que es un control primario litológico-estructural el que condiciona la ocurrencia de los movimientos de remoción en masa (Pánek et al. 2022). Sin embargo, zonas de gran relieve y profundos valles que han sido englazados presentan numerosos movimientos de remoción en masa en los cuales los procesos de deglaciación juegan un rol preponderante. De esta manera, los factores que condicionan su desarrollo quedan definidos tanto por el espesor del hielo glaciario como por la tasa de deglaciación



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio (recuadro) en el ámbito de la Cordillera Patagónica Austral. Con línea gris entrecortada se indica la senda turística para acceder al lago Torre. Modelo de elevación digital ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución.

(Cossart et al. 2008, Crosta et al. 2013), por las características litológicas y estructurales presentes, como ser el grado de fracturación, discontinuidades y deformación interna (Pánek et al. 2018, Schönfeldt et al. 2020, Kwaterka et al. 2023), o bien, por la presencia de depósitos inconsolidados (Pánek et al. 2020). En lo referido a factores disparadores, a grandes rasgos, estos movimientos pueden ser desencadenados tanto por actividad tectónica como por condiciones climáticas extremas (Ballantyne et al. 2002, McColl 2012, 2022).

En el presente trabajo se hace foco en la identificación, caracterización, clasificación y distribución espacial de los movimientos de remoción en masa presentes en el ámbito de la cuenca del río Fitz Roy y sus inmediaciones. Conjuntamente, se analizaron los factores condicionantes que podrían estar controlando la distribución de los movimientos de remoción en masa y su evolución en el tiempo. Para ello se llevó a cabo una recopilación histórica y la interpretación de fotografías aéreas adquiridas por un vuelo regional realizado en el año 1968, facilitadas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Simultáneamente, se analizaron imágenes satelitales Landsat TM 4-5 (<https://earthexplorer.usgs.gov>), Sentinel-2 de la Agencia Espacial Europea (ESA; Copernicus Acces Hub: <https://apps.sentinel-hub.com>) de 12,5 m de resolución espacial; imágenes de alta resolución CNES-Airbus de *Google Earth Pro*, de entre 2,5 m a 50 cm y modelos de elevación digital de *1-arc-second Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) de 30 m de resolución.

En aquellos paisajes donde las condiciones glaciarias fueron de gran importancia, comúnmente se confunden los depósitos glaciarios y de remoción en masa (Hewitt 1999, Fauché et al. 2009). Por lo anterior, se dio minuciosa atención a las distintas geoformas presentes, distinguiendo aquellas generadas por procesos de remoción en masa, de aquellas de origen glaciario. Se caracterizaron las geoformas asociadas a los movimientos que ocupan el valle del río Fitz Roy y que no habían sido descritas previamente, según tipo de movimiento de acuerdo a la clasificación propuesta por Cruden y Varnes (1996) y modificado por Hungr et al. (2014). Como así también por su grado de actividad, volumen de material implicado, valor de pendiente y orientación de laderas teniendo en cuenta el descenso de la masa deslizada ladera abajo en dirección de máxima pendiente, litologías involucradas y estructuras presentes. El análisis de toda la información permitió interpretar la génesis de los deslizamientos, estimar su edad en relación al retroceso del glaciar Torre y, finalmente, evaluar cuáles podrían haber sido los condicionantes y detonantes que los causaron.

## ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa a lo largo de la cuenca del río Fitz Roy desde su nacimiento, en la vertiente oriental de los Andes Patagónicos Australes, hasta la localidad de El Chaltén (49° 19' S; 72° 53' O), en la provincia de Santa Cruz, Argentina. Gran parte del sector centro-oeste del área queda comprendido en el dominio del Parque Nacional Los Glaciares (PNLG). Puntualmente, la cuenca del río Fitz Roy se encuentra limitada al norte por el cerro Techado Negro (2150 m s.n.m.), al sur por el cerro Solo (2121 m s.n.m.), al oeste por las máximas alturas y nacientes del glaciar Torre constituido por sus tres glaciares tributarios Torre, Adela y Grande (Lliboutry 1953) y al este por el río de Las Vueltas (Fig. 1). El río Fitz Roy fluye de oeste a este desde el lago Torre hasta su confluencia con el río de Las Vueltas, recorriendo en un principio un amplio valle en forma de 'U' sobre depósitos cuaternarios hasta confinarse, en sus últimos kilómetros, en el relieve conformado por afloramientos de rocas cretácicas del Complejo El Quemado. A lo largo de todo su recorrido, el río Fitz Roy constituye el sistema colector principal siendo alimentado por numerosos cursos efímeros.

El suroeste de Patagonia se encuentra bajo la fuerte influencia de los vientos del oeste durante todo el año (Miller 1976, Prohaska 1976, Villalba et al. 2003, Garreaud et al. 2009, 2013), en donde la presencia de la cordillera actúa como una barrera a la masa de humedad que proviene del Pacífico e induce un importante gradiente de precipitación oeste-este (Villalba et al. 2003). Según datos meteorológicos de la estación de guardaparques del PNLG, ubicada en El Chaltén a unos 400 m s.n.m., la precipitación total anual es de ~550 mm, homogéneamente distribuida durante todo el año (datos para el período 1992-2001, Srur et al. 2018). Mientras que la temperatura media se encuentra cercana a los 7° C para esa altitud y latitud (Villalba et al. 2003, Srur et al. 2018). A unos 1100 m s.n.m., por encima del *treeline*, el período de cobertura de nieve es de unos ~140 días al año, desde principios de junio hasta mediados de noviembre (datos de IANIGLA para el período 2004-2013, Srur et al. 2018). Hacia el oeste de El Chaltén, los datos indican una precipitación total anual de entre 1000 a 2000 mm y una temperatura media anual de unos 6° C (para el período 2007-2012, Srur et al. 2018). Diversos estudios han demostrado que, en los últimos años, el aumento de temperatura ha sido mayor en las regiones cordilleranas de Patagonia que en el resto del país. Esta tendencia al calentamiento en las temperaturas medias serían las causantes del retroceso generalizado de glaciares entre los 37° S y 55° S (Camilloni 2018). Además, a nivel estacional se ha observado

que los veranos tienden a ser más prolongados y los inviernos más moderados, con una disminución en la ocurrencia de heladas y un incremento en la frecuencia de olas de calor (TCNCC 2015, Gulizia et al. 2022).

## MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL LOCAL

Los escasos trabajos orientados al estudio de las sucesiones aflorantes a lo largo del valle del río Fitz Roy (Kosmal y Spikerman 2001, Malkowski et al. 2015, Foley et al. 2022), han motivado la necesidad de realizar un mapeo geológico de detalle y una breve interpretación estratigráfica actualizada del área de estudio.

El basamento de la zona se encuentra representado por la Formación Bahía La Lancha (Borrello 1967), cuyos afloramientos se ubican en el cerro Polo, inmediatamente al norte del sector de estudio (Fig. 2). Allí la secuencia consiste en paquetes de filitas, metareniscas ricas en cuarzo y metacuarcitas que, en ocasiones, pueden mostrar un metamorfismo en facies de esquistos verdes. De acuerdo a los restos paleontológicos y dataciones realizadas, por fuera del área de estudio, se asignan estas rocas al Devónico tardío-Carbonífero temprano (Hervé et al. 2003, 2008, Giacosa et al. 2013).

En discordancia yacen rocas sedimentarias, volcánicas y piroclásticas, correspondientes al Complejo El Quemado de edad jurásica. La unidad consiste principalmente en ignimbritas riolíticas y dacíticas intercaladas con flujos de lavas andesíticas a riolíticas (Riccardi 1971, Riccardi y Roller

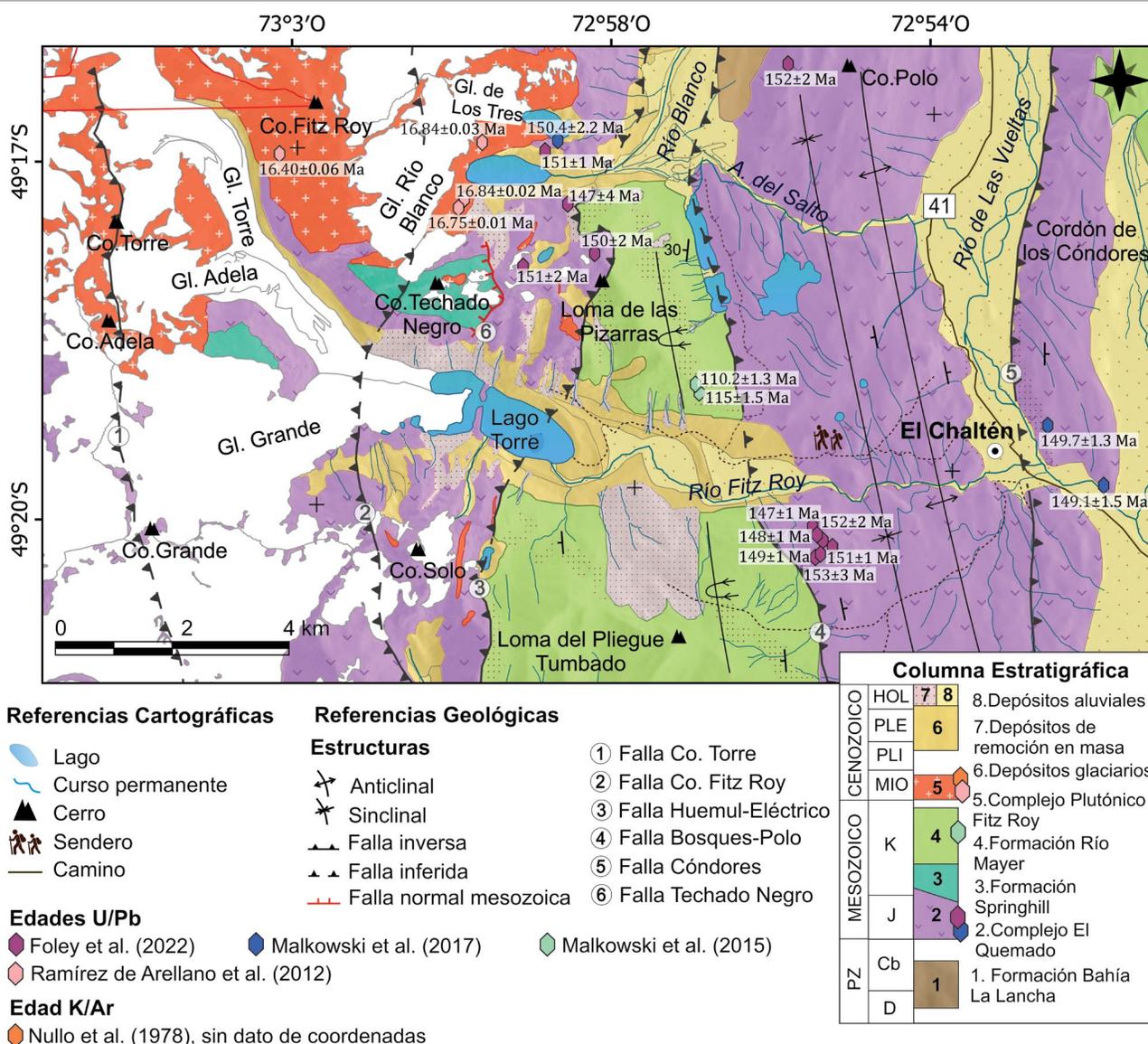
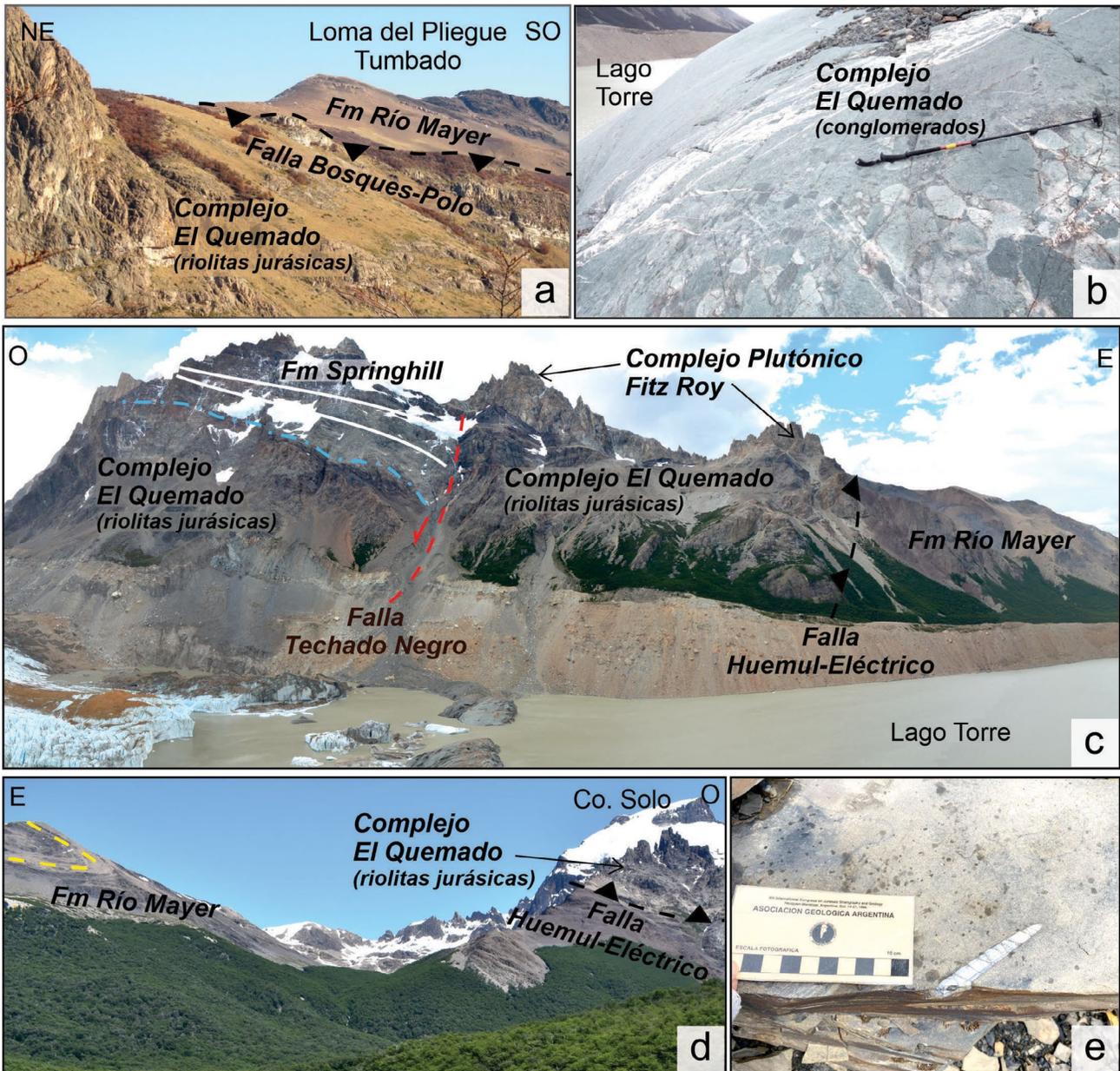


Figura 2. Mapa geológico de escala 1:65000 de la cuenca del río Fitz Roy. Modificado de Kosmal y Spikerman (2001), Ramírez de Arellano et al. (2012), Giacosa et al. (2013).

1980), así como con niveles de tobas de caída, que en algunos sitios yacen sobre una brecha o conglomerado basal (Iglesia Llanos et al. 2003, Seitz et al. 2018a, Foley et al. 2022). Dataciones U/Pb realizadas en la Loma de las Pizarras y en el cerro Polo, arrojaron edades entre 153-148 Ma (Leresche 2013) y 154-147 Ma (Malkowski et al. 2017). Las rocas del Complejo El Quemado comprenden un episodio eruptivo joven de lo que constituye la provincia magmática de Chon Aike (Pankhurst et al. 2000), conformando el primer relleno de los depocentros extensionales, con claras eviden-

cias de génesis sinextensional (Kraemer 1998, Ghiglione et al. 2019).

El Complejo El Quemado se halla ampliamente distribuido en el sector de estudio (Fig. 2). De acuerdo a las observaciones realizadas en este trabajo, en las inmediaciones del glaciar Torre, las secuencias riolíticas se encuentran cubiertas en paraconcordancia o concordancia por sucesiones sedimentarias asignadas a la Formación Springhill o a la Formación Río Mayer. Cabe destacar que, tanto en la Loma de las Pizarras como la Loma del Pliegue Tumbado, dichas secuencias



**Figura 3.** a) Vista hacia el suroeste de las volcanitas del Complejo El Quemado y las pelitas de la Formación Río Mayer. Se observa el contacto tectónico mediante la falla Huemul-Eléctrico; b) Detalle de conglomerado basal del Complejo El Quemado en el frente del glaciar Torre!; c) Vista de la ladera sur del cerro Techado Negro donde se observa a la Formación Springhill en discordancia sobre el Complejo El Quemado (línea celeste), con presencia de una cuña sinextensional que se adelgaza hacia el oeste y limitado al este por una falla normal Techado Negro (línea roja); d) Vista al sur, hacia el Cerro Solo donde se observa la Formación Río Mayer intensamente plegada en contacto tectónico con el Complejo El Quemado mediante la falla Huemul-Eléctrico; e) Detalle de Belemnite in situ en pelitas de la Formación Río Mayer.

se identificaron en contacto tectónico con la Formación Río Mayer (Fig.3a, c y d). En el macizo rocoso perpendicular al frente del glaciar Torre, la unidad se conforma por secuencias conglomerádicas, de color verdoso, con clastos de tamaño grava a bloque, pudiendo observarse fuertes evidencias de abrasión y pulido glacial (Fig. 3b).

La Formación Springhill, ha sido cartografiada sucintamente, sin una descripción de la misma, por Ramírez de Arellano et al. (2012) y Seitz et al. (2018b). En este trabajo, mediante observaciones de campo y análisis de imágenes satelitales, se confirma un afloramiento de esta unidad en la ladera sur del cerro Techado Negro. La misma se encuentra formada por una sucesión de rocas epiclásticas gruesas, conglomerados y areniscas, que presentan un pronunciado acuñamiento lateral hacia el oeste, consecuencia de la sedimentación sincrónica a la deformación ocurrida en hemigrábenes asociados al fallamiento normal (Richiano 2012). Se observan estratos de crecimiento inclinados hacia el este que culminan su extensión contra la falla Techado Negro (Fig. 3c). La edad de la unidad se restringe al Berriasiano-Valanginiano (Carrizo et al. 2014).

La Formación Río Mayer se interpreta en paraconcordancia con el Complejo El Quemado o en contacto transicional con la Formación Springhill. La unidad aflora principalmente en el centro del sector de estudio, puntualmente en el cordón de Loma de las Pizarras y Loma del Pliegue Tumbado. Se encuentra constituida por una sucesión de sedimentos finos, entre pelitas, calizas, margas y coquinas, que se presentan intensamente plegadas (Fig. 3d, Nullo et al. 2006, Richiano et al. 2019). En este trabajo, se describieron los afloramientos de la Loma del Pliegue Tumbado, los cuales se encuentran constituidos de pelitas negras masivas o bien laminadas, pudiéndose identificar la presencia de belemnites y amonites (Fig. 3e). En base al contenido paleontológico se sugirió una edad Aptiana-Albiana para esta unidad (Kosmal y Spikerman 2001). Esto es concordante con dataciones realizadas en la Loma de las Pizarras, donde la presencia de niveles de ceniza intercalados en la secuencia pelítica arrojaron una edad U/Pb de  $115.1 \pm 1.5$  Ma (Malkowski et al. 2015). Hacia el Mioceno, se emplazó el Complejo Plutónico Fitz Roy (Nullo 1978). Sus imponentes afloramientos se encuentran en el cerro homónimo y sus alrededores, inmediatamente al noroeste y oeste del sector de estudio. El complejo, de impronta calcoalcalina, se halla conformado por unidades máficas a intermedias como gabros, dioritas, tonalitas y unidades félsicas como granitos y diques micromonzónicos (Kosmal y Spikerman 2002, Ramírez de Arellano et al. 2012). Esta intrusión local afectó a toda la secuencia anteriormente mencionada, desde el basamento prejurásico hasta las secuencias de

edad cretácica. En las mismas se pueden identificar indicios de deformación regional o bien, aquella generada durante su emplazamiento. Nullo et al. (1978), obtuvieron una edad de  $18 \pm 3$  Ma por el método K/Ar. Dataciones U/Pb realizadas en los alrededores del glaciar Río Blanco y en el glaciar de Los Tres, arrojaron edades de emplazamiento de  $16.9 \pm 0.05$  y  $16.37 \pm 0.02$  Ma (Ramírez de Arellano et al. 2012). Por su parte, el Cuaternario se encuentra representado por depósitos glaciales, glacioluviales, glacialacustres, de remoción en masa y fluviales (Giacosa et al. 2013).

La estructura del sector es compleja e involucra varios eventos de deformación sobreimpuestos. Estos eventos, tanto frágiles como dúctiles, se encuentran asociados a la deformación compresiva paleozoica del ciclo orogénico Gondwánico (Hervé 1988), a la deformación extensional jurásica del ciclo Patagónico (Ramos 1989) y a la deformación compresiva, iniciada desde el Cretácico tardío al presente (Suárez et al. 2019, Somoza y Ghidella 2012). Como resultado, la estructura de los Andes Patagónicos Australes puede ser dividida en tres zonas morfotectónicas diferenciables, de oeste a este: la zona Andina, la Subandina y la Extrandina (Ramos 1989). El sector de estudio se encuentra en la zona Andina donde se desarrolló una faja plegada y corrida interna (Ghiglione et al. 2019), cuyo límite coincide con el cordón de los Cóndores al este (Fig. 2). La deformación involucra el basamento paleozoico, donde fallas inversas de alto ángulo, lo ponen en contacto tectónico con rocas jurásicas. El borde oriental del área de estudio queda comprendido dentro de la zona Subandina, en la cual se desarrolla una faja plegada y corrida externa con vergencia al oeste e involucra secuencias cretácicas y cenozoicas. Esta faja posee una orientación principal norte-sur con notable influencia de las grandes estructuras extensionales jurásicas que condicionan su morfología (Giacosa et al. 2012, 2013; Ghiglione et al. 2019).

## GEOMORFOLOGÍA

La cuenca del río Fitz Roy corresponde a un paisaje compuesto, cuyo relieve se encuentra conformado, en orden de jerarquía decreciente, por un sector occidental cordillerano con una orientación aproximada meridiana y un sector oriental extraandino de pendientes suaves. La topografía disminuye gradualmente desde el Campo de Hielo en el sector cordillerano, al oeste, hacia la planicie del río de Las Vueltas, limitada al este por el cordón de los Cóndores. En general, se puede observar que la topografía del sector se encuentra estrechamente controlada por la dureza de las litologías aflorantes y a la acción de la erosión glacial y fluvial, en conjunto con

los procesos de meteorización física y química imperantes en la zona. Los procesos más relevantes que modelaron y continúan modelando el paisaje del sector de estudio son los procesos glaciarios, de remoción en masa y fluviales (Fig. 4). Se dará especial atención a la descripción tanto de los procesos glaciarios como de remoción en masa, ya que constituyen los procesos con mayor implicancia en el desarrollo del paisaje.

### Proceso glaciario

En el área de estudio, pueden reconocerse geoformas tanto de erosión como de acumulación. En lo referido a las geoformas de erosión, se observan numerosos ejemplos de circos, cuellos o *horns* labrados sobre el sustrato rocoso resistente del Complejo El Quemado y las rocas cristalinas del Complejo Plutónico Fitz Roy. Los mismos suelen encontrarse sobre las cumbres de los cerros Adela, Torre, Grande y Fitz Roy, superando los 2500 m s.n.m. La mayoría de los circos se concentran en las laderas que miran al este, siendo los del sector occidental cordillerano los que presentan un mayor resalto topográfico. Estos presentan una geometría en forma de herradura y contienen glaciares de hielo o bien, los que no los presentan poseen cuerpos de agua junto con depósitos morénicos en su fondo. Asociadas a estas geoformas, se encuentran las crestas dentadas que forman parte de los filos y limitan los valles. Además de las formas de relieve mayores, se identifican numerosas formas de erosión glacial menores como estrías, surcos y acanaladuras.

Dentro de las geoformas de acumulación, se reconocen importantes morenas laterales y frontales a lo largo del valle del río Fitz Roy que se disponen como cordones paralelos al valle o bien, de manera semicircular y perpendicular a la traza del río y que aparecen a diferentes niveles altitudinales, entre los 570 y 800 m s.n.m., indicando paleoposiciones de estabilidad estacional de la lengua glaciaria durante el Pleistoceno-Holoceno (Reynhout et al. 2019). Particularmente, las bases de las laderas que forman parte del valle del río Fitz Roy se encuentran tapizadas por extensos depósitos morénicos inconsolidados sobre los cuales se desarrolla un importante bosque nativo de *Nothofagus*, por sectores achaparrado, y vegetación de bajo porte. En aquellos sitios donde el depósito morénico se presenta sin vegetación, es posible observar un fuerte retrabajo y erosión del material debido a los procesos de remoción en masa y fluviales. Por otra parte, en la ladera norte y noreste del cerro Solo se identifican depósitos morénicos basales, laterales y frontales generados por una lengua glaciaria, tributaria del glaciar Torre, donde aún puede observarse el cuerpo de hielo relíctico en la zona del circo hacia la cumbre del cerro Solo. En lo que refiere a la ladera sur del cerro Techado Negro, también es posible observar depósitos

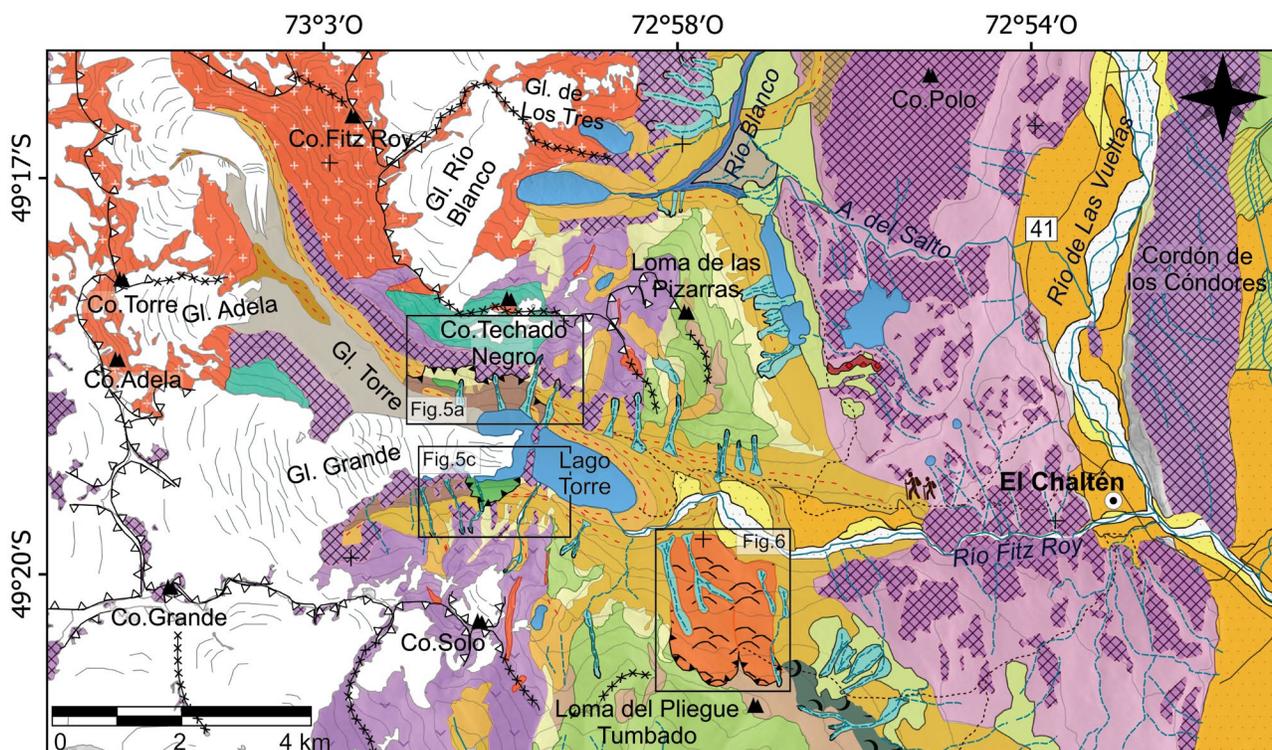
morénicos tapizando la pendiente y la presencia de glaciares menores y manchones de nieve.

### Procesos de remoción en masa activos

En la zona de estudio existen numerosos depósitos generados por flujos de detritos a diferentes escalas. Los mismos se encuentran afectando a diferentes litologías, pudiendo identificarse zonas de arranque tanto en rocas cristalinas como las riolitas y volcanitas del Complejo El Quemado, las secuencias finas de la Formación Río Mayer o bien, en los depósitos morénicos (Fig. 4). Los flujos de detritos se desplazan ladera abajo confinados en canales previos desarrollados por flujos anteriores o por ellos mismos, hasta alcanzar una zona con menor pendiente donde depositan el material transportado, comúnmente con morfología en abanico. Los depósitos de talud constituyen la geoforma de remoción en masa que mayor superficie recubre en el sector de estudio. En general, se pudieron identificar dos tipos de taludes según génesis y el tipo de material que involucran. Se logró separar aquellos alimentados preferentemente por procesos de caídas de rocas por lo que su composición depende exclusivamente de los afloramientos en los alrededores, de aquellos desarrollados sobre los depósitos morénicos inconsolidados que tapizan las laderas de los cerros Solo y Techado Negro.

Los depósitos de caídas de rocas que en este trabajo se indican como *Talud por caídas de rocas de afloramientos* (Fig. 4), se encuentran asociados a laderas escarpadas, con altas pendientes y próximos a afloramientos de diversas litologías, como a riolitas jurásicas del Complejo El Quemado o pelitas de la Formación Río Mayer. Las caídas de rocas son repentinas y extremadamente rápidas (Cruden y Varnes 1996), lo cual las torna altamente peligrosas. En general, los bloques caídos poseen grandes dimensiones, desde varios decímetros a metros de diámetro y por ello constituyen un riesgo para turistas y pobladores. Estos depósitos yacen tanto en la ladera sur del cerro Techado Negro como la ladera norte del cerro Solo, en las proximidades de diversos senderos turísticos, a lo largo de la ruta provincial 41 (ex RP23) y en el margen occidental del cordón de los Cóndores donde se realiza habitualmente escalada en roca.

Lo que en este trabajo se ha denominado *Talud por degradación de morena* comprende aquellos depósitos de grandes dimensiones que cubren un área total de ~9 km<sup>2</sup>, desarrollados a partir de la removilización de las morenas laterales ubicadas a ambos márgenes del glaciar Torre (Fig. 4). Sobre los depósitos morénicos ubicados en la ladera sur del cerro Techado Negro, se observa un amplio talud constituido por abanicos coluviales que han perdido su individualidad cónica por coalescer lateralmente, flujos de detritos, flujos soligelini-



**REFERENCIAS**

**Litológicas**

- Complejo Plutónico Fitz Roy
- Formación Río Mayer
- Formación Springhill
- Complejo El Quemado

**Hidrográficas**

- Curso permanente
- Curso efímero o intermitente

**Geomorfias fluviales**

- Divisoria de aguas
- Planicie aluvial
- Terraza aluvial
- Terraza glacifluvial
- Abanico aluvial
- Abanico proglaciario relictico

- Vegas y mallines

**Geomorfias de remoción en masa**

- Talud por caída de rocas de afloramientos
- Talud por degradación de morena
- Flujo de detritos
- Cicatriz de arranque de flujos de detritos
- Caída de roca
- Deslizamiento
- Megadeslizamiento
- Escarpa principal
- Escarpas secundarias
- Escarpa incipiente

**Geomorfias geocriogénicas**

- Reptaje y lóbulos de soliflucción

**Geomorfias de meteorización**

- Carpeta de detritos

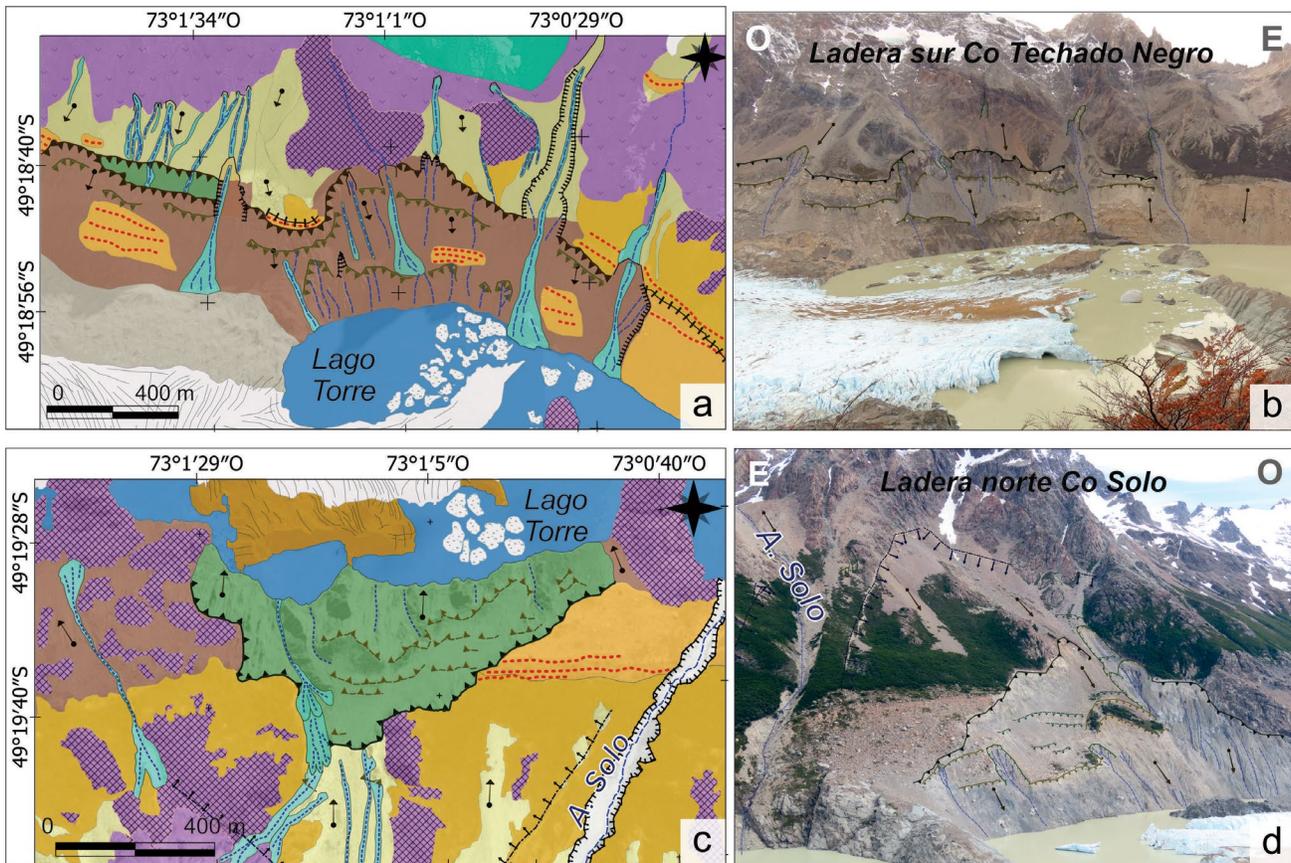
**Geomorfias glaciarias**

- Glaciar de hielo
- Glaciar de hielo cubierto
- Grietas y seracs
- Témpanos
- Trimeline
- >De acumulación**
- Crestas morénicas
- Morena en tránsito
- Depósito morénico sin vegetación
- Depósito morénico vegetado
- Bloques erráticos
- >De erosión**
- Roca aborregada
- Superficie de abrasión
- Circo

**Figura 4.** Mapa geomorfológico de escala 1:65000 de la cuenca del río Fitz Roy (en base a imagen satelital de noviembre de 2022). Se indican en los recuadros los sectores mapeados con mayor detalle en la Figura 5 (a,c) y Figura 6.

vales y caídas de rocas. Los flujos provenientes de las zonas con carcavamiento intenso durante su generación y desarrollo provocan derrumbes y asentamientos laterales incrementando la erosión y carcavamiento aguas arriba de los mismos. Además, debido a la afectación del material inconsolidado en

los laterales estos son incorporados al flujo incrementando el volumen inicial. La gran abundancia y el continuo aporte de material detrítico disponible de una extensa zona de arranque, va suministrando el material que alimenta el desarrollo de esta geomorfa (Fig. 5a, b). Dicha zona de arranque se



**Figura 5.** a-b) Mapa geomorfológico de detalle de la ladera sur del cerro Techado Negro (a) y vista hacia el mismo sector (b) donde se señalan diferentes zonas de arranque de flujos de detritos y caídas de rocas en el material morénico inconsolidado; c-d) Mapa geomorfológico de detalle de la ladera norte del cerro Solo (c) y vista hacia dicha ladera (d) donde se señalan diferentes zonas de arranque que involucran tanto al material morénico como al bosque de *Nothofagus*. Ver Referencias en Figura 4.

conforma de una escarpa principal, la cual involucra casi exclusivamente el material morénico inconsolidado que recubre toda la ladera, pero en el sector más oriental, la escarpa se encuentra afectando, además, al bosque de *Nothofagus*. La misma posee una longitud de 1520 metros, geometría semicircular e importantes procesos erosivos retrogradantes evidenciados por un carcavamiento activo e incisivo. Por debajo de la escarpa donde se desarrolla el amplio talud aún es posible reconocer algunas crestas morénicas.

En la ladera norte del cerro Solo se destaca la presencia de un deslizamiento activo y con una velocidad de desplazamiento creciente en los últimos años (Winocur et al. 2015, Balbi et al. 2019, Schmidt et al. 2022). Dichos autores estimaron que el movimiento involucra entre ~8 y 13 millones de m<sup>3</sup>, respectivamente, entre depósitos morénicos, coluviales y bosque. De acuerdo a las observaciones realizadas en este trabajo, el movimiento consta de una zona de arranque constituida por una escarpa principal de una longitud máxima de ~1060 metros y morfología semicircular y numerosas escarpas secundarias con una longitud de varias decenas a cientos de metros (Fig.5c, d). Además, hacia la cabecera del

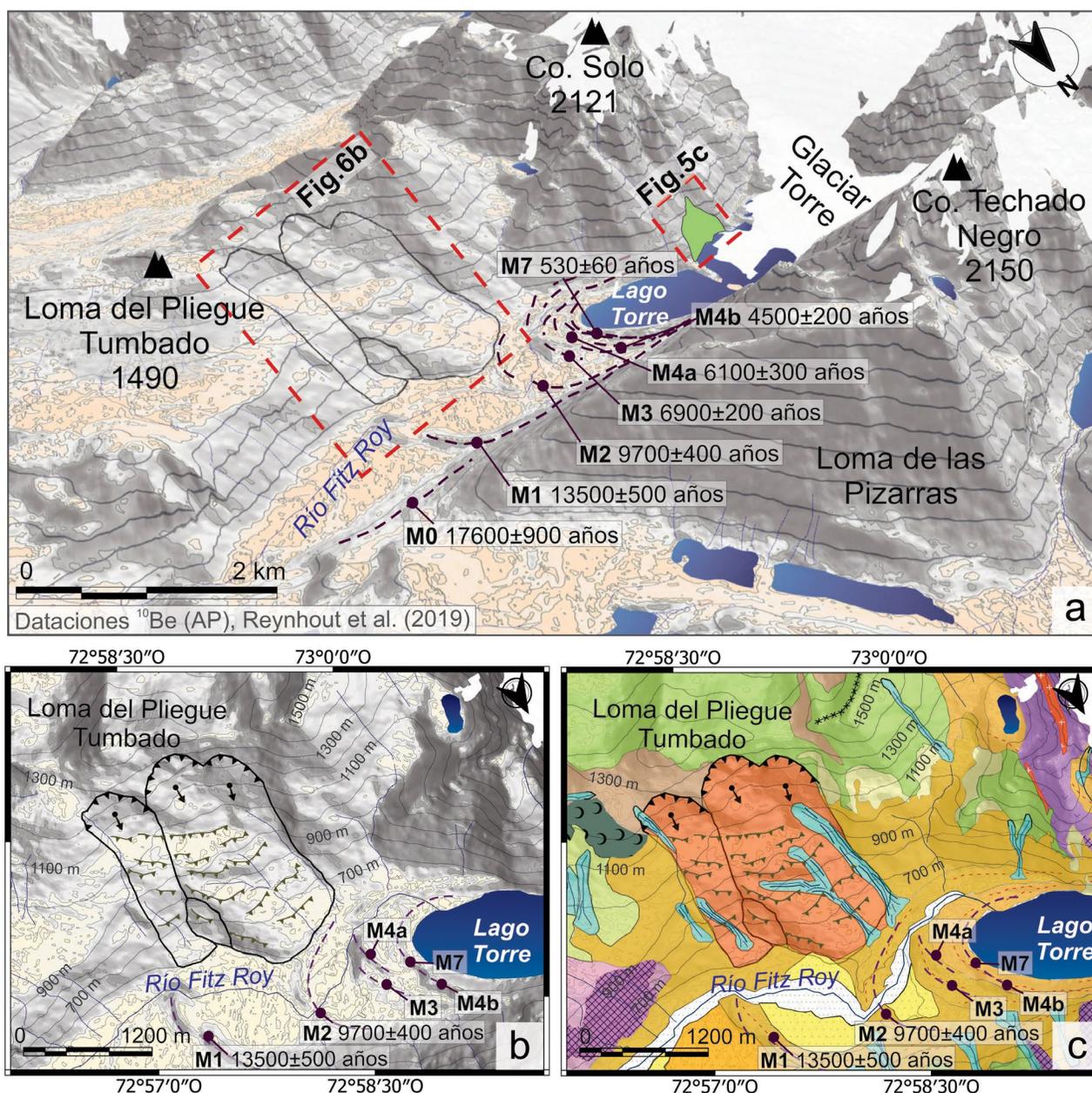
depósito se identifica la traza de una escarpa incipiente, de unos 1200 metros de longitud máxima, que involucra todo el material inconsolidado que se encuentra tapizando la ladera, tanto depósitos morénicos y depósitos de talud por caída de rocas como flujos de detritos y soligelinivales. Hacia el pie de la ladera, la misma se encuentra afectando al bosque andino patagónico. Desde esta extensa cicatriz de arranque se alimenta con material detrítico y bloques a toda la geoforma por medio de los flujos de detritos mencionados. Referido a la traza tanto de la escarpa principal como de la incipiente, se observa que las mismas imitan los planos de diaclasas que presenta el Complejo El Quemado en este sector, sin afectar el macizo rocoso. En el interior del deslizamiento se identifican, además, movimientos en masa internos que involucran, en su mayoría, caídas de rocas y flujos de detritos. Hacia el sector occidental del movimiento principal, se reconoce un depósito producto de reiterados flujos de detritos activos, donde se puede identificar una zona canalizada y una zona de deposición, ambas sin cobertura vegetal. Su zona de arranque coincide con la línea de escarpa principal, su geometría es curva en forma de herradura, tiene unos 350 metros de longitud y

se encuentra afectando al material morénico. Cabe aclarar que tanto las escarpas de menor longitud como las múltiples grietas de tracción observadas en el trabajo de campo, constituyen potenciales superficies de ruptura que incrementan las probabilidades de ocurrencia de nuevos movimientos en el sector. Las características morfológicas mencionadas permiten clasificar al movimiento como un deslizamiento complejo, de naturaleza multiepisódica, donde, a medida que la masa de material se desplaza lentamente ladera abajo en diferentes bloques, se desarrollan simultáneamente flujos de detritos

y caídas de rocas (Hutchinson 1988, UNESCO *Working Party on World Landslide Inventory WP/WLI* 1993). En el resto de la ladera sur del valle del río Fitz Roy, la presencia de gran cantidad de rocas aborregadas esculpidas sobre el Complejo El Quemado interrumpen el desarrollo continuo del talud por degradación de la morena (Fig. 4).

### Depósitos de remoción en masa inactivos

En la ladera norte de la Loma del Pliegue Tumbado, se identificaron dos deslizamientos asincrónicos, constituyendo



**Figura 6.** a) Modelo de elevación digital Alos Palsar donde se señala el paleomegadeslizamiento en relación con los cordones morénicos; b) Detalle de la figura 6a, se delimitan los depósitos de remoción en masa y su relación cronológica con los depósitos morenicos; c) Mapa geomorfológico de detalle de la ladera norte de la Loma del Pliegue Tumbado. Se observa como por encima de la masa deslizada se desarrollaron flujos posteriores. Ver Referencias en figura 4.

geoformas relícticas (Fig. 6a, b) según su estado de actividad (WP/WLI 1993). Del análisis del modelo de elevación digital, se obtuvo que el movimiento involucra un área  $\sim 3.2 \text{ km}^2$  y se estima un volumen removilizado de  $1,15 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (115 millones de  $\text{m}^3$ ), clasificando como un *megalandslide* según los criterios de Korup et al. (2007). Se pudieron reconocer dos zonas de arranque principales con morfología curva, afectando, a afloramientos de la Formación Río Mayer, entre los 1200 y 1420 m s.n.m. Su morfología superficial se caracteriza por una textura irregular de montículos, con elevaciones y depresiones (*hummocky*), conformada por detrito y bloques de las sedimentitas finas de la Formación Río Mayer, aflorantes en la parte superior de la Loma del Pliegue Tumbado. En general, se puede inferir que el evento se desarrolló como un movimiento de tipo complejo, caracterizado por al menos dos deslizamientos de ocurrencia simultánea o bien, asincrónicos, seguidos por flujos de detritos posiblemente posteriores que removilizaron el material. Aún es posible identificar evidencias de estos flujos en imágenes satelitales, donde se reconoce un canal principal con sus respectivos albardones laterales tapizados por una abundante cobertura vegetal boscosa, por lo que se infiere que no se tratan de procesos activos (Fig. 6c). Actualmente, los canales de estos flujos son aprovechados por avalanchas de nieve y son erodados por flujos de detritos y/o soligelinivales alimentados tanto por derretimiento de nieve como por abundantes precipitaciones. La ubicación temporal de este evento de remoción en masa se deduce de la relación espacial entre la correspondiente unidad gravitacional y la historia glacial del sector. Para las posiciones que ocupó el glaciar Torre reiteradamente a lo largo del valle, se tuvieron en cuenta las paleoposiciones propuestas por Reynhout et al. (2019). En general, estos autores proponen un esquema de varios avances glaciales en el sector siendo el más antiguo M0 el correspondiente con el UMG. Observando la relación del depósito, ubicado posterior al nivel morénico M1 es posible acotar la edad del evento a un lapso posterior a los  $13500 \pm 500$  años (Fig. 6). La relación del megadeslizamiento con la morena M2, de  $9700 \pm 400$  años, es más difícil de determinar. A grandes rasgos, no se reconocen evidencias de avance glaciar sobre el megadeslizamiento que permitan acotar la edad.

## DINÁMICA DE LA CUENCA EN LOS ÚLTIMOS 54 AÑOS (1968-2022)

El retiro continuo del glaciar Torre constituiría la principal causa y condicionante de las recurrentes y recientes desestabilizaciones observadas en las laderas del valle del río Fitz

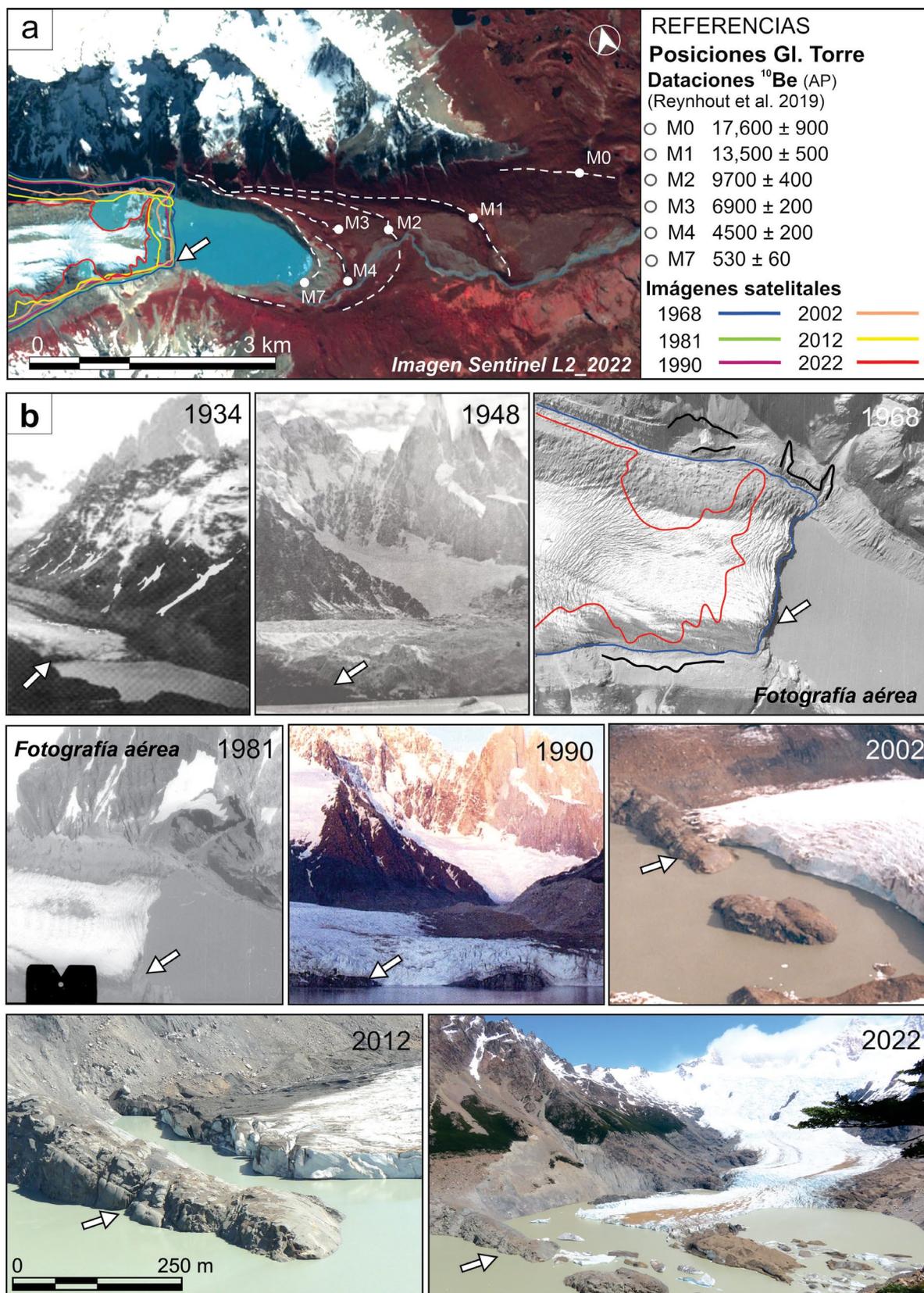
Roy. El mismo, se encuentra en el marco de un retroceso generalizado de los glaciares pertenecientes al Campo de Hielo Patagónico Sur, que, en las últimas décadas, se ha dado a tasas muy elevadas (Naruse y Aniya 1992; Skvarca et al. 2002; Masiokas et al. 2009, 2015). En el presente estudio, se llevó a cabo una reconstrucción y un análisis temporal de la evolución geomorfológica del paisaje durante las últimas décadas, entre 1968 y 2022. Si bien, se cuenta con fotografías históricas del área tomadas en el año 1934 y 1948, e inclusive anteriores a esa fecha, la elección del período a analizar, entre 1968-2022, se debe a que la fotografía aérea que incluye tanto al glaciar Torre como al valle del río Fitz Roy, corresponde al año 1968. A partir de esta fotografía aérea, la más antigua disponible, se estimaron tres parámetros para caracterizar la evolución del paisaje glaciario. En primer lugar, el retroceso del frente del glaciar Torre, su pérdida de área y adelgazamiento y, finalmente, el incremento de la superficie del lago Torre, incluyendo a este último los cuerpos de agua identificados en el margen sur del glaciar, aunque aún no se encuentren conectados superficialmente.

### Estimación de pérdida de área

El glaciar Torre fluye desde el Campo de Hielo Patagónico Sur hacia el este, hasta desembocar en su lago proglacial homónimo. Analizando el comportamiento de la masa de hielo glaciar para el lapso entre 1968 y 2022, se calcula que el glaciar perdió aproximadamente unos  $4 \text{ km}^2$  totales de superficie, entre un 15-20%, lo que indica una aceleración significativa de la tasa de pérdida (Fig. 7a y b). En el mismo sentido, el glaciar Torre registra una paulatina pero constante pérdida de su superficie y adelgazamiento. Se estima que el glaciar tenía hacia el año 1984 unos  $26.2 \text{ km}^2$  y para el año 2005, aproximadamente, unos  $24.6 \text{ km}^2$  (Masiokas et al. 2009). Datos recientes, publicados en el Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA -CONICET y Mayds 2018), estiman una superficie de unos  $22 \text{ km}^2$ , coincidiendo con las mediciones llevadas a cabo en este trabajo para el año 2022. En este sentido, cabe aclarar que más allá de que en la superficie glaciar total no se identifica un cambio relevante por el tamaño de la escala, si es significativa la pérdida de hielo en el frente del glaciar y en el espesor del mismo.

### Estimación de retroceso del frente

Se estima que, desde 1968 la lengua de hielo retrocedió unos 350 m en dirección oeste-este y la tasa de retroceso se aceleró significativamente a partir del año 2002. Para el año 1968, el frente del glaciar Torre se encontraba sobrepasando el afloramiento de roca aborregada, pudiéndose apreciar, además, el gran espesor de hielo (Fig. 7b). Esta conexión



**Figura 7.** a) Cada una de estas paleoposiciones se corresponde con una estabilización glacial y, por lo tanto, con condiciones climáticas glaciales que pueden haber influido en los procesos gravitacionales estudiados en este trabajo; b) Cambios históricos del frente del glaciar Torre, en 1934 (fotografía de E. Standhardt), 1948 (fotografía de M. Bertone), 1968 (fotografía aérea, IGN), 1981 (fotografía aérea, IGN), 1990 (Cuadernos Patagónicos-Techint, 03.1990), 2002 (fotografía de R. Villalba), 2012 (fotografía J. Blampied), 2022. Nótese el importante retroceso y adelgazamiento del frente del glaciar.

entre el frente glaciario y el afloramiento rocoso se puede reconocer en la secuencia de imágenes satelitales analizadas hasta el año 2007, el cual probablemente haya servido como un inhibidor de la aceleración del retroceso glaciario. A partir de este año, el glaciar queda desconectado del promontorio rocoso, continuando con su recesión y adelgazamiento. Además, se puede identificar que la ablación del hielo glaciar adyacente a las paredes del valle que lo contienen, permite la formación de cuerpos de agua en las márgenes con el concomitante incremento del área del lago Torre. Algunos de estos cuerpos de agua se encuentran desconectados del lago y son limitados por hielo glaciar, por un lado y afloramiento rocoso o material morénico inestable que recubre las laderas, por otro. Su presencia y constante crecimiento implican una permanente pérdida del sustento basal de las laderas, dando continuidad a los procesos de desestabilización ladera arriba.

### Estimación de adelgazamiento

En sincronía con el fuerte retroceso glacial, es posible advertir un marcado adelgazamiento del cuerpo de hielo de al menos unos 50-60 metros, para el lapso 1952 y 2009 (Masiokas et al. 2009). Partiendo de lo anterior y a modo de actualización, se estima que la pérdida de espesor entre 2009 y 2022, ha sido de al menos entre 10 a 15 metros, utilizando como punto de referencia el afloramiento de roca aborregada transversal al frente glaciar (Fig. 7b). Puntualmente, los números indican que para el período 2019-2022 la pérdida de hielo glaciar se aceleró, duplicando su tasa de retroceso con respecto a años anteriores (Schmidt et al. 2022).

### Procesos activos en los cerros Solo y Techado Negro

Como consecuencia directa de la continua retracción y adelgazamiento del glaciar Torre, se genera la desestabilización de las laderas del valle, debido a la ausencia de la presión ejercida por el hielo glaciar y el constante descalce al que se ven sometidos los depósitos que recubren las laderas. Así parecen indicarlo en la fotografía aérea del año 1968, escarpas bien definidas afectando al material morénico inconsolidado, tanto en la ladera del cerro Solo como la del Techado Negro (Fig. 7b). En la ladera sur de este último, es posible identificar la presencia de una escarpa principal involucrando casi exclusivamente el material morénico que recubre toda la ladera pudiendo reconocerse diferentes niveles de crestas alineadas y dispuestas paralelas al margen del glaciar Torre. Además, se puede observar cómo estos niveles van siendo erosionados por escarpas que van remontando aguas arriba, conjuntamente, con un activo e incisivo carcavamiento, que incorpora continuamente mayor material morénico, incremen-

tando el volumen inicial de masa movilizada.

Del mismo modo, en la ladera norte del cerro Solo es posible identificar, también en la fotografía aérea del año 1968, una escarpa de unos 840 metros de longitud, ubicada en la base, inmediata al glaciar (Fig. 7b). La misma no se identifica en las fotografías de campo más antiguas, como por ejemplo en la del año 1931 tomada por De Agostini, por lo que se infiere que se habría desarrollado en ese lapso, marcando el comienzo de la desestabilización de todo el material morénico que tapiza la ladera. Cabe aclarar, que esta escarpa movilizó el material inconsolidado originado por la degradación de la morena lateral en la base de la ladera, previa e independientemente del deslizamiento complejo actual. En cuanto a la escarpa ubicada hacia la cabecera de la ladera, correspondiente a la escarpa principal del deslizamiento, recién es posible identificarla incipientemente en imágenes satelitales Landsat 4-5 TM del año 1998. En la misma se puede observar la traza de la escarpa, con morfología en herradura y afectando tanto al material morénico como al bosque. Para ese año, el frente del glaciar aún se encontraba sobrepasando el afloramiento rocoso pudiéndose apreciar, además, un mayor espesor de hielo. En las secuencias de imágenes posteriores, aproximadamente a partir del año 2002, es posible observar una aceleración en la ablación del hielo glaciar adyacente a las paredes del valle que lo contienen. Esto provocó la formación de cuerpos de agua donde antes ese espacio era ocupado por el glaciar, generando un descalce en el pie y dando continuidad a los procesos de desestabilización ladera arriba. Además, es posible observar mayor inestabilidad de los materiales presentes, hallándose fuertemente inclinados y removilizados, pudiendo identificarse procesos activos como permanente caída del material morénico y flujos de detritos, conjuntamente con la manifestación de un incisivo carcavamiento y presencia de nuevas cicatrices.

Entre los años 2007-2014, el movimiento habría tenido un desplazamiento neto de aproximadamente unos 64 m, identificándose un desplazamiento de 27.8 m entre los años 2012-2013, lo cual implicaría un desarrollo por pulsos (Winocur et al. 2015). Del análisis multitemporal, se observó que entre los años 2019-2022, consecuencia directa del retroceso glaciario, se aceleró el desplazamiento del material que tapiza la ladera, aumentando su movimiento pendiente abajo drásticamente; además, de un aumento en el desarrollo longitudinal de las diferentes escarpas (Schmidt et al. 2022). Las escarpas y grietas de tracción mencionadas, van separando la masa que se desliza en diferentes bloques, lo cual favorece el movimiento lento a favor de la ladera sincrónicamente con el retroceso del glaciar Torre y, por lo tanto, la continua pérdida de sustento basal. Puntualmente, en la base de la ladera se halla

un bosque nativo de *Nothofagus*, por sectores achaparrado, y vegetación de bajo porte. En la misma, se observan árboles inclinados, alabeados y caídos a favor de la pendiente, evidenciando un claro proceso de reptaje del material en toda la ladera. Conjuntamente, se identificaron numerosas grietas de tensión que ya no solo involucran al material morénico inconsolidado sino, además, a la vegetación boscosa.

A partir del análisis de los resultados, se desprende que el material presente en ambas laderas aumentó drásticamente su actividad y movimiento ladera abajo en los últimos años, evidenciando la relación directa entre el retroceso del glaciar Torre, con el concomitante aumento del volumen del lago.

## ANÁLISIS DE FACTORES CONDICIONANTES

Existen diferentes factores que propician la ocurrencia de los procesos de remoción en masa y su magnitud, entre ellos se pueden mencionar la geología, la geomorfología y características del paisaje, las condiciones hidrológicas e hidrogeológicas, el clima y la presencia o no de vegetación (Varnes 1984).

A grandes rasgos, las litologías involucradas en los procesos de remoción en masa activos corresponden, en primer lugar, a los depósitos cuaternarios morénicos, en segundo lugar, a las pelitas de la Formación Río Mayer y, por último, a las riolitas del Complejo El Quemado.

Los depósitos morénicos que recubren las laderas son los materiales más susceptibles a ser removidos, viéndose afectados con mayor frecuencia por procesos gravitatorios como taludes, flujos de detritos, flujos soligelivales y caídas de rocas. Los mismos se encuentran conformados por material no consolidado, heterogéneo, polimíctico y de granulometría variada, desde tamaño arena a bloques, lo que los torna altamente permeables debido a que el agua se infiltra fácil y rápidamente. Al igual que los depósitos morénicos, los afloramientos de las pelitas intensamente plegadas de la Formación Río Mayer se encuentran surcadas por numerosos flujos de detritos y soligelivales activos, además de lóbulos de soliflucción, carpetas de detritos y caídas de rocas. Se ha verificado que estas rocas tienen un elevado grado de meteorización y fracturación y una importante cubierta detrítica, que alimenta estos procesos. Asociado a esta litología de baja competencia e intenso plegamiento, se encuentra el depósito de megadeslizamiento de posible edad pleistocena-holocena identificado en la ladera norte de la Loma del Pliege Tumbado, sobre el cual se desarrollan flujos de detritos que remozan el material.

Los afloramientos riolíticos del Complejo El Quemado, modelados por la erosión glacial, se presentan meteorizados superficialmente, altamente fracturados y con un diaclasamiento de rumbo SO-NE. Los mismos se encuentran desprovistos de una cubierta detrítica y en ellos se concentran la mayoría de las caídas de rocas en el área de estudio, muy cercanas a los sectores urbanizados de la localidad de El Chaltén. Dichas características reológicas tornan a estas rocas más competentes y resistentes, siendo escasa a moderadamente afectadas por otros procesos de remoción en masa como, por ejemplo, flujos de detritos.

Las observaciones realizadas permiten identificar los siguientes factores condicionantes estructurales de distinta escala, de menor a mayor pueden mencionarse, la presencia de grietas de tensión de origen postglacial en los depósitos morénicos que recubren las laderas, las numerosas discontinuidades presentes en los afloramientos rocosos, tanto los planos de diaclasamiento en el Complejo El Quemado como la estratificación e intenso plegamiento presente en la Formación Río Mayer y, por último, las grandes fallas de orientación general N-S congruentes con la deformación regional y que involucran las secuencias cretácicas y cenozoicas.

Podemos concluir según las características litológicas y estructurales, que las unidades más propensas a ser afectadas por procesos de remoción en masa, son los depósitos morénicos no consolidados que tapizan las laderas y las pelitas friables de la Formación Río Mayer. En base a la observación general, factores geomorfológicos como las pendientes y su inclinación parecen ejercer un rol importante en el desarrollo de los procesos de remoción en masa. Por ejemplo, se observa que las zonas de baja a moderada inclinación, entre 0-40°, se encuentran representadas por los depósitos de remoción en masa y depósitos morénicos ubicados en el valle del río Fitz Roy y el valle del río de Las Vueltas, por la antigua superficie de abrasión glacial desarrollada sobre las rocas del Complejo El Quemado y por mantos de detritos y lóbulos de soliflucción en los sectores más altos (Fig. 8a). Las zonas de altas pendientes, aquellas mayores a 40°, están asociadas a los afloramientos rocosos, tanto del Complejo El Quemado como de la Formación Río Mayer. En algunos sectores estas coinciden con las geofomas de crestas dentadas, circos y superficies de abrasión debido a la acción glaciaria del pasado. A su vez, se asocian a estas pendientes escarpadas zonas con caídas de rocas y bloques.

La orientación de las laderas también influiría en el desarrollo de procesos de remoción en masa considerando que la mayoría se concentran en las laderas con orientación al norte (Fig. 8b). Entre ellos podemos mencionar deslizamientos, taludes por degradación de morena o por caídas de rocas,

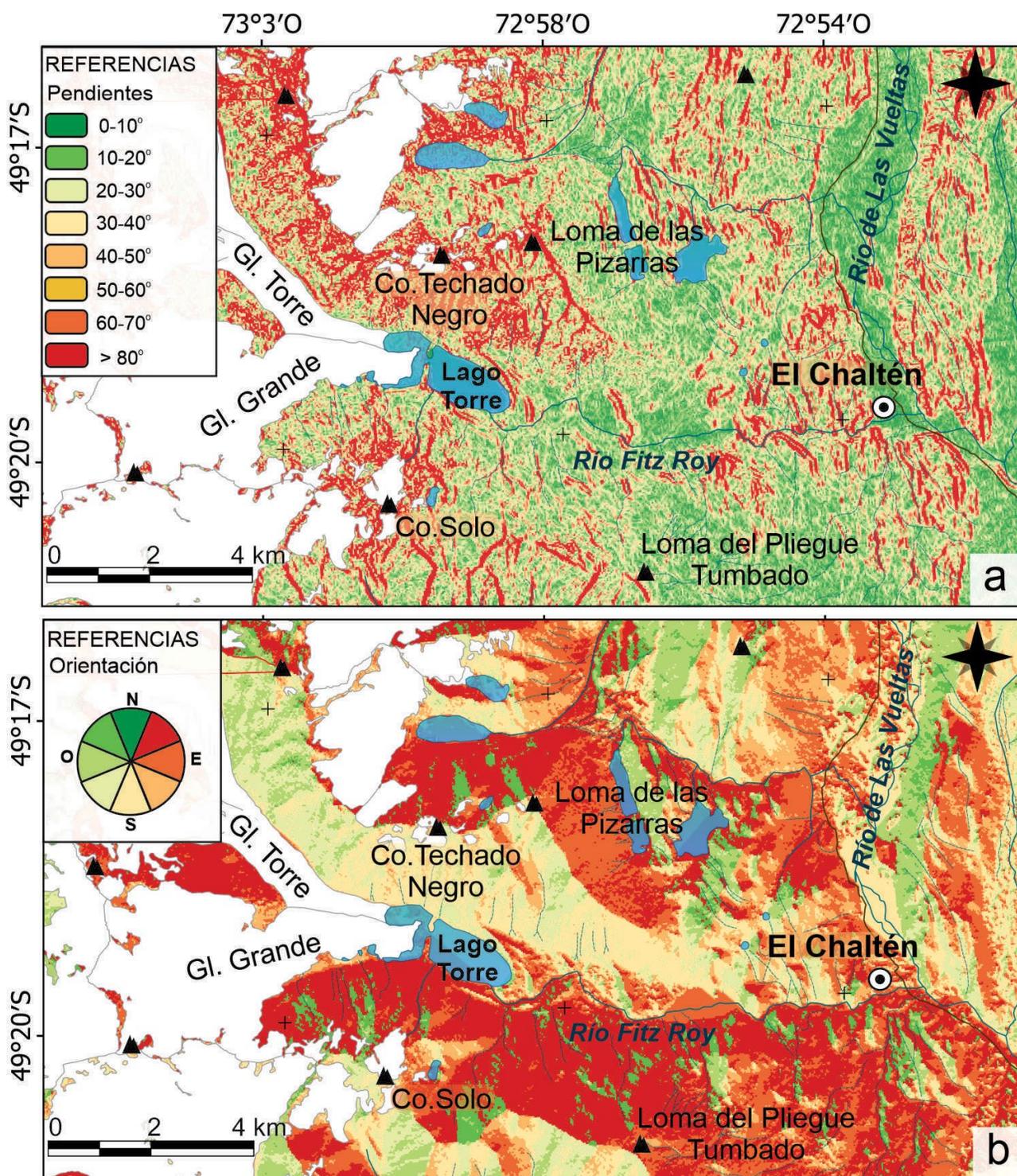


Figura 8. a) Mapa de pendientes; b) Mapa de orientación. Ambos mapas fueron calculados con QGIS y un DEM Alos Palsar de 12.5 m de resolución.

carpetas de detritos, flujos de detritos y flujos soligelinivales observados en la ladera norte del cerro Solo, así como el megadeslizamiento identificado en la ladera norte de la Loma del Pliegue Tumbado. Esto sería congruente con que las laderas con orientación al norte se encuentran sometidas a una mayor insolación, que favorecen los procesos de termoclastismo y congelifracción, aumentando la cantidad de material detrítico

disponible para removilizar. Sin embargo, sobre las laderas con orientación al sur es posible reconocer gran cantidad de procesos de remoción en masa sugiriendo que existen otros factores condicionantes como el control litológico, estructural y/o la inclinación de las pendientes.

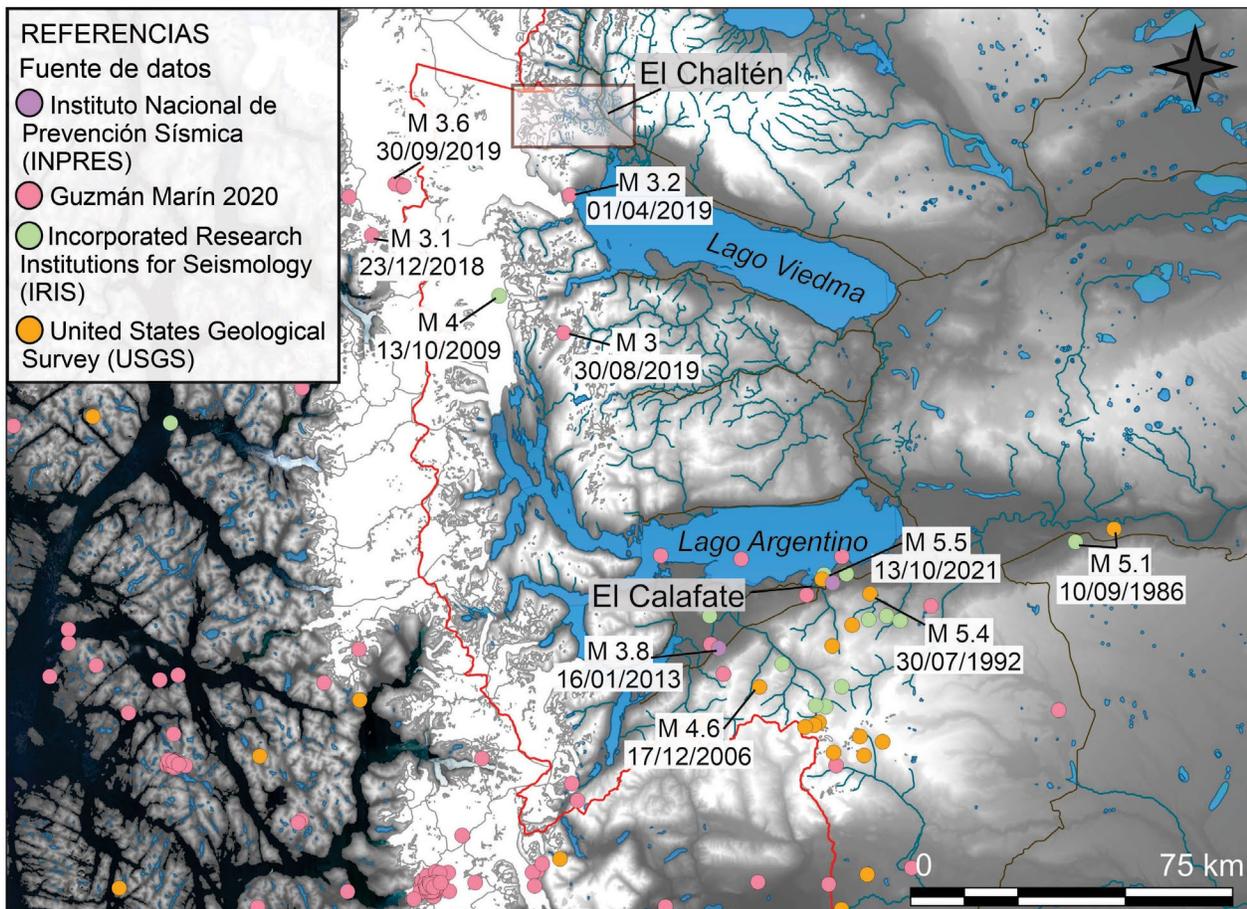
## ANÁLISIS DE FACTORES DESENCADENANTES

Ciertos eventos pueden actuar como disparadores de los procesos de remoción en masa provocando un movimiento rápido y repentino del material. Estos se pueden agrupar en movimientos sísmicos, presencia de agua por precipitaciones intensas o bien por derretimiento de mantos de nieve o deshielo que conllevan a la saturación de los sedimentos presentes y a un aumento en el escurrimiento superficial, erosión del pie de las laderas por acción del oleaje en el lago y, esporádicamente, volcanismo (Varnes 1984).

El sector de estudio presenta características climáticas locales, controladas tanto por la orientación de sus valles, como por la cercanía al Campo de Hielo Patagónico Sur. Esto genera diversos microclimas y regímenes de temperatura y precipitaciones particulares para cada cuenca. Puntualmente, el valle del río Fitz Roy se ubica sobre un gradiente termoplúviométrico oeste-este, con una zona cordillerana que registra bajas temperaturas, cercanas a los 6° C y precipitaciones por encima de los 1000 mm anuales y un sector oriental con una

temperatura media anual cercana a los 7° C y menor registro de precipitaciones, alrededor de 550 mm anuales (Villalba et al. 2003, Srur et al. 2018). A lo largo del valle se ha identificado que la ocurrencia de diversos procesos gravitacionales activos como taludes, flujos de detritos, flujos soligelinivales y deslizamientos, se encuentra muchas veces asociada tanto a precipitaciones abundantes como al derretimiento de nieve acumulada o deshielo desde las zonas altas de la cuenca, lo que conlleva a un aumento de la presión poral en el material detrítico inconsolidado y propicia su movilización. Es frecuente observar en el análisis de las imágenes satelitales que, posterior a precipitaciones intensas en un corto período de tiempo o bien, a precipitaciones de baja intensidad en un período prolongado, se reactivan gran cantidad de procesos gravitacionales como taludes, flujos de detritos y flujos soligelinivales, afectando principalmente al material morénico inconsolidado que tapiza las laderas y a las pelitas de la Formación Río Mayer (Sistema Nacional de Información Hídrica, <https://snih.hidricosargentina.gob.ar>, Estación 2840-Chaltén).

Como se mencionó anteriormente, los movimientos sísmicos podrían constituir un potencial disparador de los procesos



**Figura 9.** Epicentros de sismos históricos en los Andes Patagónicos Australes. Recopilación de datos desde el catálogo de IRIS (<http://ds.iris.edu/>), USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>), INPRES (<http://contenidos.inpres.gob.ar/>) y Guzmán Marín (2020).

de remoción en masa. En general, la presencia de grandes volúmenes de depósitos pobremente consolidados, rocas altamente fracturadas y meteorizadas y una alta saturación en agua predisponen el material para ser movilizado fácilmente ante un *shock* sísmico. Aunque no existen registros de sismicidad en el sector de estudio, si se reconoce gran actividad sísmica a unos pocos kilómetros, donde se han registrado numerosos eventos superiores a 3 grados en la escala de Richter (Fig. 9). Entre los sismos registrados recientemente en la localidad de El Calafate y cercanías, deben citarse los ocurridos en el año 2019 y 2021, que tuvieron magnitudes de 3 y 5.5 grados, respectivamente (fuente INPRES, USGS, Guzmán Marín 2020) y que ocasionaron caídas de rocas. Entre los numerosos sismos identificados en la información recopilada (Fig. 9), se identifica un evento superficial de 4 grados de magnitud, ocurrido en octubre del año 2009 y ubicado inmediatamente al oeste del lago Viedma, a unos 48 km de la localidad de El Chaltén (fuente IRIS).

Keefer (1984, 2002) propone que los movimientos sísmicos que actúan como desencadenantes de procesos de remoción en masa deben superar una magnitud de 4 y que para un sismo de magnitud 6.4, se pueden hallar procesos de remoción en masa una distancia máxima de 100 km del epicentro. Si bien en el sector de estudio no se han detectado sismos de estas magnitudes, es importante señalar que algunos autores han mencionado la presencia de escarpas, meandros truncados y cambios de canales de flujo que evidenciarían actividad neotectónica, asegurando que se subestima la sismicidad en el área (Balbi et al. 2019). Además, hacia el año 2013, Winocur et al. (2015) identifican un movimiento en la ladera norte del cerro Solo, con un volumen aproximado de 90000 m<sup>3</sup>, relacionándolo con un período de abundantes precipitaciones estivales conjuntamente con actividad sísmica registrada en la localidad de El Calafate entre el 12 y 23 de enero de ese año (fuente INPRES).

## DISCUSIÓN

Actualmente, los procesos de remoción en masa y los glaciares constituyen los principales modeladores del paisaje en el sector. La ocurrencia de los primeros está condicionada por la litología, la estructura, la inclinación y orientación de las laderas y la propia herencia geomorfológica del paisaje, mientras que su grado de actividad depende del proceso glaciar actual.

Durante el Pleistoceno, los procesos de glaciación y deglaciación modificaron el paisaje generando el pasaje de condiciones glaciares a no glaciares, en donde los proce-

dos de degradación cobraron mayor relevancia definiendo un ambiente paraglacial (Ballantyne 2002, McColl 2012). Desde el UMG, los eventos de deglaciación han dado lugar a la exposición de gran cantidad de depósitos morénicos inconsolidados y acumulaciones proglaciares. Con el continuo retiro y adelgazamiento de las masas de hielo en la región (Masiokas et al. 2009, Reynhout et al. 2019), el paisaje quedó expuesto y las pendientes se vieron desprovistas del sostén del hielo glaciar. La gran cantidad de material morénico que tapiza las laderas se tornó inestable y susceptible a movimientos de remoción en masa. Este ajuste del paisaje desde condiciones glaciales a condiciones paraglaciales en la cuenca del río Fitz Roy, dio lugar al desarrollo de numerosos movimientos asincrónicos. La significativa pérdida de hielo por el retiro del glaciar Torre acaecida desde el UMG, desestabilizó y continúa desestabilizando el paisaje montañoso. Según Reynhout et al. (2019), hace unos 17.600 ± años AP, el glaciar Torre se habría expandido coetáneamente con la fase final del UMG. Posteriormente, a los 13.500 ± 500 años AP durante el Tardiglacial, la expansión habría estado asociada al evento de Reversión Fría Antártica (*Antarctic Cold Reversal*). Sucesivamente, entre 11.600 ± 260 y 9700 ± 400, y a los 6900 ± 200, 4500 ± 200 y 530 ± 60 años AP, el glaciar tuvo varias fluctuaciones entre nuevos avances y retrocesos Neoglaciales, pero de menor extensión (Reynhout et al. 2019). Estos últimos depósitos son los que se encuentran sometidos a intensos procesos de remoción en masa y mayor inestabilidad.

El megadeslizamiento identificado en la ladera norte de la Loma del Pliegue Tumbado no posee una distribución aleatoria, sino que coincide con un rasgo litológico-estructural particular. En este sector las pelitas de la Formación Río Mayer se encuentran en contacto tectónico con las riolitas del Complejo El Quemado hacia el este. Del análisis de las relaciones temporales entre el megadeslizamiento y los diferentes niveles morénicos, se interpreta que el movimiento habría ocurrido posterior a los 13500±500 años, es decir, se sugiere una ocurrencia post UMG. Además, es importante mencionar la eventual existencia de un paleolago proglacial contemporáneo, endicado por una morena frontal, que podría haber sufrido una rotura parcial o total debido al movimiento, con el consecuente desagote del mismo. Las características litológicas y estructurales, en conjunto, probablemente, con condiciones climáticas de mayor humedad y la posible presencia del paleolago, habrían incrementado la inestabilidad de la ladera, predisponiéndola a la ocurrencia de un movimiento. Sólo a modo de hipótesis, de acuerdo a la relación propuesta por Keefer (1984), Antinao y Gosse (2009) y Rana et al. (2021), dado el gran volumen de la masa deslizada y sus características morfométricas se podría interpretar que un evento sísmi-

co con suficiente energía habría ocasionado la desestabilización y posterior colapso de la pendiente, movilizándolo el gran volumen de material. En este sentido, es menester realizar estudios futuros donde se plantee cuál habría sido la magnitud de estos sismos pasados para actuar como disparadores de estos grandes procesos gravitacionales.

En lo referido a los procesos de remoción en masa activos desarrollados sobre los espesos depósitos morénicos que tapizan las laderas de los cerros Solo y Techado Negro, se interpreta que las condiciones climáticas como períodos de abundantes precipitaciones, derretimiento de nieve y hielo, en conjunto con otros procesos geomorfológicos como erosión fluvial por escorrentía superficial, erosión al pie de las laderas, entre otras, constituyen los principales factores desencadenantes. A grandes rasgos se observa que el movimiento se va desarrollando lentamente, en bloques y por pulsos, conjuntamente con la degradación general del paisaje. Asimismo, se identificó una estrecha relación entre los procesos climáticos y geomorfológicos y la generación de nuevas cicatrices y grietas de tracción o bien, el movimiento en bloques de la masa deslizada. Como ya se mencionó anteriormente, no se descarta una removilización súbita de los materiales morénicos previamente desestabilizados como consecuencia de actividad sísmica somera.

## CONCLUSIONES

De la caracterización de detalle de las diversas geoformas presentes en el valle del río Fitz Roy se elaboró un mapa geomorfológico a escala 1:65000 y se identificaron y describieron los diversos procesos de remoción en masa activos e inactivos y su relación con el retroceso del glaciar Torre.

Del trabajo se desprende que existen dos grandes tipos de procesos de remoción en masa con diferentes factores condicionantes, grados de actividad, detonantes y cronología relativa en relación a la actividad glaciaria que caracterizó el valle del río Fitz Roy. a) Aquellos de grandes volúmenes de material colapsado, relícticos, condicionados por la litología y estructura, de probable edad Pleistocena-Holocena y posiblemente disparados por un evento sísmico. b) Los que presentan menor volumen, activos y con un desarrollo en las últimas décadas, responden a la removilización de material inconsolidado glaciario que tapiza las laderas circundantes. El control de los mismos estaría condicionado por el paulatino retroceso glaciario y eventos climáticos.

Se ha reconocido la presencia de un megadeslizamiento en la ladera norte de la Loma del Pliegue Tumbado no identificado previamente, de 115 millones de m<sup>3</sup>. Se interpreta un

condicionante litológico-estructural constituido por las pelitas de la Formación Río Mayer, la cual es la litología más favorable para que estos megadeslizamientos se desarrollen. En el mismo sentido, dada las características, el gran volumen del depósito asociado y teniendo en cuenta el contexto tectónico y estructural del sitio, se considera como probable disparador de este fenómeno un evento sísmico desarrollado durante el Pleistoceno-Holoceno.

En lo referido a los procesos de remoción en masa activos, se identificaron gran cantidad de geoformas afectando el material morénico inconsolidado que tapiza las laderas a lo largo del valle. En la ladera norte del cerro Solo se reconocieron dos escarpas, una principal que engloba el sector con mayor actividad del movimiento y, ladera arriba, una escarpa incipiente que involucra mayor volumen de material. Entre los 1000 y 900 m.s.n.m, se desarrolla el sector más activo, donde se reconocen eventos de flujos de detrito, flujos soligelivales y caídas de roca. Aproximadamente, a partir del año 2007 el movimiento habría acelerado su desplazamiento ladero abajo, de manera concomitante con la aceleración del retroceso glaciario.

Analizando la dinámica del glaciar Torre de los últimos años, se observa un incremento significativo en la tasa de retroceso de su frente como en la disminución de su espesor. En el período 1968-2022, la lengua de hielo retrocedió unos 350 m, generando un aumento del área del lago Torre, e incrementando su velocidad de retroceso a partir del año 2002. La estrecha relación entre el retroceso glaciario y la actividad de los procesos gravitacionales como producto de la relajación de las laderas, confirman al control climático y geomorfológico como factores desencadenantes primordiales en el desarrollo e inicio de los movimientos. Sin embargo, no se descartan posibles movimientos súbitos debido a actividad sísmica. Este es un aspecto que merece la mayor atención debido a que un movimiento repentino del material hacia el lago Torre, provocaría un aumento de su nivel y oleaje que podría desestabilizar la ladera del cerro Techado Negro involucrando material y erosionando la pendiente. Consecuentemente, la morena frontal que contiene y endica el lago podría sufrir una rotura parcial, provocando un incremento súbito del caudal del río Fitz Roy poniendo en riesgo a los turistas que visitan el Parque Nacional como así también a los habitantes de la localidad de El Chaltén y su infraestructura.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es parte del trabajo de doctorado de la primera autora en el marco de una beca CONICET. Los auto-

res expresan su agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas-UBA y a los guardaparques del PNLG seccional El Chaltén por su colaboración. Además, la invitación a participar del presente volumen especial, a los editores y revisores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, Dr. Martínez, Dra. Jeanneret, Dra. Reato y Dra. Onorato, por sus lecturas críticas, comentarios y sugerencias que permitieron mejorar sustancialmente este trabajo. Esta contribución lleva el número R-459 del IDEAN.

## REFERENCIAS

- 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.
- Balbi, A.B., Bedmar, J.M., Kaufman, J.F., Oliva, J.A. y Villegas, D. 2019. Estudio de Peligrosidad Geológica de la Localidad de El Chaltén y de Procesos de Remoción en Masa de la Ladera Norte del Cerro Solo, Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie de Contribuciones Técnicas- Peligrosidad Geológica N° 19, 83 p., Buenos Aires.
- Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935-2017.
- Bendle, J.M., Thorndycraft, V.R. y Palmer, A.P. 2017. The glacial geomorphology of the Lago Buenos Aires and Lago Pueyrredón ice lobes of central Patagonia. *Journal of Maps* 13: 654-673.
- Borrello, Á.V. 1967. Estado actual del conocimiento geológico del flysch en la Argentina. *Revista del Museo de La Plata* 6 (44): 125-153.
- Caldenius, C.C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica- Una comparación con la escala geocronológica sueca. *Geografiska Annaler* 14: 1-164.
- Camilloni, I.A. 2018. Argentina y el cambio climático. *Ciencia e Investigación* 68 (5): 5–10.
- Carrizo, M.A. 2014. Morfología, anatomía y sistemática de la Paleoflora Cretácica de la Formación Springhill, Patagonia Austral, Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 269 p., Buenos Aires.
- Clague, J.J., Barendregt, R.W., Menounos, B., Roberts, N.J., Rabassa, J., Martínez, O. y Hemming, S.R. 2020. Pliocene and Early Pleistocene glaciation and landscape evolution on the Patagonian Steppe, Santa Cruz province, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 227: 105992.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L. y Carcaillet, J. 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and <sup>10</sup>Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95 (1-2): 3-26.
- Crosta, G., Frattini, P. y Agliardi, F. 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics* 605: 13–33.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. Transportation research board special report 247.
- Cuadernos Patagónicos-Techint 03. 1990. Peralta Friedburg, Milena/ Garibotti, Rolando/ Rampl, Gerhard/ Posch, Claudia (2021). Archivo Digital: <https://transkribus.eu/r/clubandino/>
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. 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: 691-712.
- Foley, M. L., Guillermin, Z., Putlitz, B. y Baumgartner, L. P. 2022. Zircon U-Pb ages in El Chaltén acute accent en Jurassic rhyolites (Chon Aike Silicic LIP, Argentina) reveal xenocrystic remnants of an unexposed lower basement of the Paleo-Pacific Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 114.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 281: 180–195.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M. y Rojas, M. 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate* 26: 215-230.
- Ghiglione, M.C., Ronda, G., Suárez, R.J., Aramendía, I., Barberon, V., Ramos, M.E. y Sue, C. 2019. Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: Coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation. *Andean Tectonics*: 675-697.
- Giacosa, R., Fracchia, D. y Heredia, N. 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. *Geológica, Acta* 10 (3): 265-282.
- Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia, N. y Pereyra, F. 2013. Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 399, 89 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., Folguera, A., Costa, C. H., Wright, E., y Ellisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38° S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 197-217.
- Gulizia, C.N., Raggio, G.A., Camilloni, I.A. y Saurral, R.I. 2022. Changes in mean and extreme climate in southern South America under global warming of 1.5° C, 2° C, and 3° C. *Theoretical and Applied Climatology* 150(1): 787-803.
- Guzmán Marín, P. 2020. Seismicity of the Austral Andes, Southernmost Patagonia. Master thesis, ETH Zurich, 123 p., Zurich.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* II (3): 183-188.
- Hervé, F., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Science* 16: 107-123.
- Hervé, F., Calderón, M. y Faúndez, V. 2008. The metamorphic complexes

- of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica acta: international earth science journal* 6 (1): 43-53.
- Hewitt, K. 1999. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Quaternary Research* 51: 220-237.
- Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194.
- Hutchinson, J.N. 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Fifth international symposium on landslides 1: 3-35, Lausanne.
- IANIGLA -CONICET y Mayds. 2018. Informe de las subcuencas de los ríos de las Vueltas y Túnel, cuenca del río Santa Cruz, Parque Nacional Los Glaciares.
- Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S.E., Laurenzi, M.A. y Ruffini, R. 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado Complex and Marfil Formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International* 154: 599-617.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95 (4): 406-421.
- Keefer, D.K. 2002. Investigating landslides caused by earthquakes- a historical review. *Surveys in geophysics* 23: 473-510.
- 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.
- Kosmal, A. y Spikermann, J.P. 2001. Geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 3 (1): 41-53.
- Kosmal, A. y Spikermann, J.P. 2002. Caracterización del granito Fitz Roy, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 4 (2): 145-157.
- Kraemer, P.E. 1998. Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 508 S.L. Argentina. *International Geology Review* 40: 896-915.
- Kwaterka, V., Winocur, D.A. y Benítez, A. 2023. Megadeslizamientos en la cuenca alta del río Salado, Cordillera Principal, Mendoza. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 80(2). Retrieved from <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1655>
- Leresche, S. 2013. Etude Structurale, Géochimique, Géochronologique et Péetrographique d'une Partie Des Roches Encaissantes à l'Est de l'Intrusion du Mt. Fitz Roy (Patagonie, Argentine). Tesis, University of Lausanne (inédita), 111p., Lausanne.
- Liboutry, L. 1953. Snow and ice in the Monte Fitz Roy region (Patagonia). *Journal of Glaciology* 2 (14): 255-261.
- Malkowski, M.A., Sharman, G.R., Graham, S.A. y Fildani, A. 2015. Characterisation and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes-Austral foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research* 29: 298-326.
- Malkowski, M., Schwartz, T., Sharman, G., Sickmann, Z. y Graham, S. 2017. Stratigraphic and provenance variations in the early evolution of the Magallanes-Australforeland basin: implications for the role of longitudinal versus transverse sediment dispersal during arc-continent collision. *Geological Society of America Bulletin* 129 (3-4): 349-371.
- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Delgado, S., Skvarca, P. y Ripalta, A. 2009. Little ice age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, South Patagonian Andes, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 351-362.
- Masiokas, M.H., Delgado, S., Pitte, P., Berthier, E., Villalba, R., Skvarca, P. y Zalazar, L. 2015. Inventory and recent changes of small glaciers on the northeast margin of the Southern Patagonia Icefield, Argentina. *Journal of Glaciology* 61 (227): 511-523.
- Masiokas, M.H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J.L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussailant, I. y MacDonell, S. 2020. A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science* 8: 99. doi:10.3389/feart.2020.00099.
- McCull, S.T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154: 1-16.
- McCull, S.T. 2022. Landslide causes and triggers. *Landslide Hazards, Risk and Disasters*. Elsevier: 13-41.
- Miller A. 1976. The climate of Chile. Schwertfeger W(ed) *Climates of Central and South America*. World survey of climatology 12: 113-145, Amsterdam.
- 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, Special Publications* 399 (1): 329-344, London.
- Naruse, R. y Aniya, M. 1992. Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990. *Bulletin of Glacier Research* 10: 31-38.
- Nullo, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 56 Cerro Fitz Roy, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Nullo, F., Proserpio C. y Ramos V. 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 455-470, Neuquén.
- Nullo, F.E., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. y Otamendi, J. 2006. Hoja Geológica 5172-I y 5175-II, El Calafate, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Minero Argentino, Boletín 396, 86p., Buenos Aires.
- Pánek, T., Korup, O., Lenart, J., Hradecký, J. y Břežný, M. 2018. Giant landslides in the foreland of the Patagonian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 194: 39-54.
- Pánek, T., Schönfeldt, E., Winocur, D., Břežný, M., Šilhán, K., Chalupa, V. y Korup, O. 2020. Moraines and marls: Giant landslides of the Lago Pueyrredón valley in Patagonia, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 248: 106598.
- Pánek, T., Břežný, M., Kilnar, J. y Winocur, D. 2021. Complex causes of landslides after ice sheet retreat: Post-LGM mass movements in the Northern Patagonian Icefield region. *Science of the Total Environment* 758: 143684.

- Pánek, T., Břežný, M., Harrison, S., Schönfeldt, E. y Winocur, D. 2022. Large landslides cluster at the margin of a deglaciated mountain belt. *Scientific Reports* 12 (1): 5658.
- Pánek, T., Břežný, M., Smedley, R., Winocur, D., Schönfeldt, E., Agliardi, F. y Fenn, K. 2023. The largest rock avalanches in Patagonia: Timing and relation to Patagonian Ice Sheet retreat. *Quaternary Science Reviews* 302: 107962.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605–625.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L. y Folguera, A. 2008. Remoción en masa y colapso catastrófico de diques naturales generados en el frente orogénico andino (36°-38°s): los casos Navarrete y Río Barrancas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 172-180.
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. *Climates of Central and South America* 12: 13-112, Amsterdam.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in quaternary sciences* 11: 151–204, Amsterdam.
- Rabassa, J. y Clapperton, C. 1990. Quaternary glatiations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O. y Ovtcharova, M. 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics* 31.
- Ramos, V.A. 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73 (7): 887-903.
- Rana, K., Ozturk, U., y Malik, N. 2021. Landslide geometry reveals its trigger. *Geophysical Research Letters* 48 (4): e2020GL090848.
- Reynhout, S.A., Sagredo, E.A., Kaplan, M.R., Aravena, J.C., Martini, M.A., Moreno, P.I., y Schaefer, J.M. 2019. Holocene glacier fluctuations in Patagonia are modulated by summer insolation intensity and paced by Southern Annular Mode-like variability. *Quaternary Science Reviews* 220: 178-187.
- Riccardi, A.C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, 7.
- Riccardi, A.C. y Roller, E.O. 1980. Cordillera patagónica austral. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 1173-1306, Córdoba.
- Richiano, S. 2012. Sedimentología e icnología de la Formación Río Mayer, cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 278p., Buenos Aires.
- Richiano, S., Gómez-Peral, L.E., Varela, A.N., Dacal, A.R.G., Cavarozzi, C.E. y Poiré, D.G. 2019. Geochemical characterization of black shales from the Río Mayer Formation (Early Cretaceous), Austral-Magallanes Basin, Argentina: provenance response during Gondwana break-up. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 67-83.
- Rutter, N., Coronato, A., Helmens, K., Rabassa, J. y Zárata, M. 2012. Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial maximum: comparisons, linkages and uncertainties. Springer 67p., New York.
- Schmidt, D., Winocur, D. y Pitte, P. 2022. Caracterización y evolución temporal de los deslizamientos activos en las laderas de los cerros Solo y Techado Negro, valle del glaciar Torre/Grande, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 75-76, San Juan.
- Schönfeldt, E., Pánek, T., Winocur, D., Šilhán, K. y Korup, O. 2020. Postglacial Patagonian mass movement: From rotational slides and spreads to earthflows. *Geomorphology* 367: 107316.
- Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L., Meibom, A., Escrig, S., y Bouvier, A.S. 2018a. A NanoSIMS investigation on timescales recorded in volcanic quartz from the silicic Chon Aike Province (Patagonia). *Frontiers in Earth Science* 6: 95.
- Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. y Bouvier, A.S. 2018b. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: Constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina). *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials* 103 (12): 2011-2027.
- Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 331: 152-163.
- Srur, A.M., Villalba, R., Rodríguez-Catón, M., Amoroso, M.M., y Marcotti, E. 2018. Climate and Nothofagus pumilio establishment at upper tree-lines in the Patagonian Andes. *Frontiers in Earth Science* 6: 57.
- Strelin, J. y Malagnino, E. 1996. Glaciaciones pleistocenas del lago Argentino y alto valle del río Santa Cruz. 13° Congreso Geológico Argentino 4: 311-325.
- Suárez, R.J., Ghiglione, M.C., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B. y Rojo, D. 2019. The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection. *Journal of South American Earth Sciences* 90: 471-486.
- Skvarca, P., De Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R. y Aniya, M. 2002. Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology* 34: 379-384.
- TCNCC. 2015. Resumen Ejecutivo de la Tercera Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Secretaría de Medio Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación.
- Varnes, D.J. 1984. International Association of engineering geology commission on landslides and other mass movements on slopes Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. International Association of Engineering Geology, UNESCO, Natural Hazards Series N° 3, 63 p., París.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J.A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J.C., Roig, F.A., Schmelter, A., Wolodarsky, A. y Ripalta, A.

2003. Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climate Change* 59: 177-232.
- Winocur, D., Goyanes, G. y Viera, G. 2015. Movimiento de remoción en masa activo y su riesgo geológico asociado en la ciudad de El Chaltén, provincia de Santa Cruz. 14° Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- WP/WLI, UNESCO. 1993. A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 47: 53-57.
- WP/WLI. 1993. *Multilingual Landslide Glossary*. Bi-Tech Publishers, Richmond, British Columbia Canada, 59 p.