



# Análisis geomorfológico de los procesos activos en el valle del arroyo Derrumbe y su abanico aluvial, cuenca río Turbio - lago Puelo, noroeste del Chubut, Argentina

Agustín QUESADA<sup>1,2</sup>, Paul TCHILINGUIRIAN<sup>3</sup> y Mariano M. AMOROSO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigaciones en Recursos Naturales, Agroecología y Desarrollo Rural (IRNAD), Río Negro, Argentina.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Investigaciones en Recursos Naturales, Agroecología y Desarrollo Rural (IRNAD), Río Negro, Argentina.

<sup>3</sup> Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciencias Geológicas (CONICET)

E-mail: aquesada@unrn.edu.ar

Recibido: 15 de agosto de 2022

Aceptado: 11 de abril de 2023

Editor: Stella Moreiras

## RESUMEN

Los abanicos aluviales y sus eventuales registros de flujos de detritos representan archivos ambientales de los sucesos climáticos y tectónicos recientes. En este trabajo se estudia el caso de la avulsión en el abanico aluvial terminal del arroyo Derrumbe, afluente del sistema río Turbio - lago Puelo. En este abanico el cauce que escurría hacia al lago se habría abandonado luego del megasismo de Valdivia del año 1960. Los objetivos de la contribución son: caracterizar la geomorfología y los procesos activos de la cuenca del arroyo Derrumbe, analizar la morfodinámica de su abanico aluvial en relación a sus patrones de recolonización de la vegetación boscosa, y describir la evolución geomórfica pre y pos evento de avulsión. Todo el valle está dominado por formas de acción glaciaria pleistocena. Entre los principales procesos de remoción en masa, que modifican el paisaje profundizando sus laderas, se identificaron deslizamientos de rocas y suelos y flujos de detritos canalizados que tienen la capacidad de represar el tramo medio del arroyo Derrumbe. En la cuenca baja, el abanico se dividió en cuatro zonas: sector inactivo con vegetación boscosa madura, sector inactivo con vegetación boscosa joven, cauce abandonado, y cauce activo. Se discuten procesos que vinculan los flujos de detritos en la cuenca media con el desvío del cauce en el abanico terminal. Se concluye que la hipótesis más probable es que el desvío del arroyo estuvo asociado a la erosión durante una inundación repentina producida por el desagote de un cuerpo lacustre temporario situado en la cuenca media.

**Palabras clave:** Flujo de detritos, avulsión, paleocauce, vegetación

## ABSTRACT

*Geomorphological analysis of the active processes in the Derrumbe creek valley and its alluvial fan, Turbio river - Puelo lake basin, northwestern of Chubut province, Argentina.*

Alluvial fans and their records of debris flows are environmental archives of recent climatic and tectonic events. This paper studies the avulsion process of the Derrumbe Creek, a tributary of the Turbio river - lake Puelo (northpatagonian andean range) where the channel that flowed towards lake Puelo was abandoned after the 1960 Valdivia mega-earthquake. The contribution characterizes the geomorphology and active processes of the Derrumbe creek basin, the morphodynamics of terminal alluvial fan is analysed in relation to pattern of forest vegetation and the geomorphic evolution pre and post avulsion event is described. The entire valley is dominated by Pleistocene glacial landforms. Among the main mass movement processes, which modify the landscape by deepening slopes, slides and channelized debris flows were identified. These flows have the capacity to dam the creek. In addition, the fan was divided into four zones: inactive sector with mature forest vegetation, inactive sector with young forest vegetation, abandoned channel, and active channel. Processes related to debris flow and subsequent avulsion in the terminal fan are discussed. The most probable hypothesis is that the avulsion of the Derrumbe creek would have been associated with erosion during an outburst flood produced by the undamming of a temporal water body located in the middle basin.

**Keywords:** Debris flow, avulsion, paleochannel, vegetation

## INTRODUCCIÓN

Los abanicos aluviales tienen el potencial de registrar eventos climáticos y neotectónicos convirtiéndose así en valiosos archivos ambientales (Densmore et al. 2007). Asimismo, en paisajes montañosos, estos abanicos ofrecen zonas para el desarrollo de diferentes actividades humanas, por lo tanto, suelen presentar modificaciones antropogénicas (Crossta y Frattini 2004, Pereyra 2009). De allí que el estudio de abanicos aluviales en reservas naturales supone la ventaja de conservar el registro en superficies geomórficas en donde inclusive la vegetación puede brindar indicios de procesos geomorfológicos activos.

Las inundaciones repentinas (*outburst flood*) en abanicos aluviales se consideran peligros geológicos ya que estos fenómenos catastróficos de desbordes emergen de sus ápices moviéndose río abajo mientras transportan gran cantidad de material detrítico (Merheb et al. 2016). Los abanicos aluviales son geoformas ampliamente distribuidas en la cordillera andina norpatagónica (Pereyra et al. 2009). En Tejedo y colaboradores (2009) se menciona el caso del abanico aluvial del arroyo Derrumbe, emplazado en la cabecera norte del Parque Nacional Lago Puelo en donde se registra un cauce abandonado en la segunda mitad del siglo XX. En ese estudio se postula que el abandono pudo estar asociado a un cambio de pendiente del abanico o a una colmatación del antiguo lecho. No obstante, hasta el momento no han existido estudios que reporten sobre el caso ni que profundicen en las condiciones geológicas que dieron origen a este evento.

El 22 de mayo de 1960 tuvo lugar el histórico megasismo en la localidad de Valdivia, Chile. Este episodio sísmico es el terremoto más fuerte registrado instrumentalmente a escala global (Mw 9.5) hasta el presente (Cifuentes y Silver 1989, Smith 2010), incluyendo movimientos telúricos que se prolongaron hasta el 6 de junio, sumando 9 terremotos. La ocurrencia de este megasismo dio lugar a numerosos procesos de remoción en masa en Patagonia norte (Whright y Mella 1963, Van Daele et al. 2015) e inclusive en el lago Nahuel Huapi se conocen eventos de deslizamiento y marejada sísmica como resultado del mismo (Villarosa et al. 2009).

Antiguos pobladores locales que desarrollan ganadería extensiva en el área afirman que el proceso de desvío del arroyo Derrumbe se inició luego del histórico megasismo de Chile (pobladores puesto Pampa de Fernández, com. pers.). Aún más, estos informantes claves del valle del arroyo Derrumbe, aseguran que en el mismo evento de desvío se perdieron pequeños cuerpos lacustres que se ubicaban en la cuenca media y que manejaban para obtener agua. En este

contexto, la presente contribución tiene por objetivos: a) caracterizar la geomorfología de la cuenca del arroyo Derrumbe y sus procesos activos, b) analizar la relación entre las distintas zonas del abanico aluvial, su actividad geomórfica y los patrones de vegetación existentes y c) describir la evolución geomorfológica de la cuenca antes y después del evento de avulsión.

## ÁREA DE ESTUDIO

### Ubicación y clima

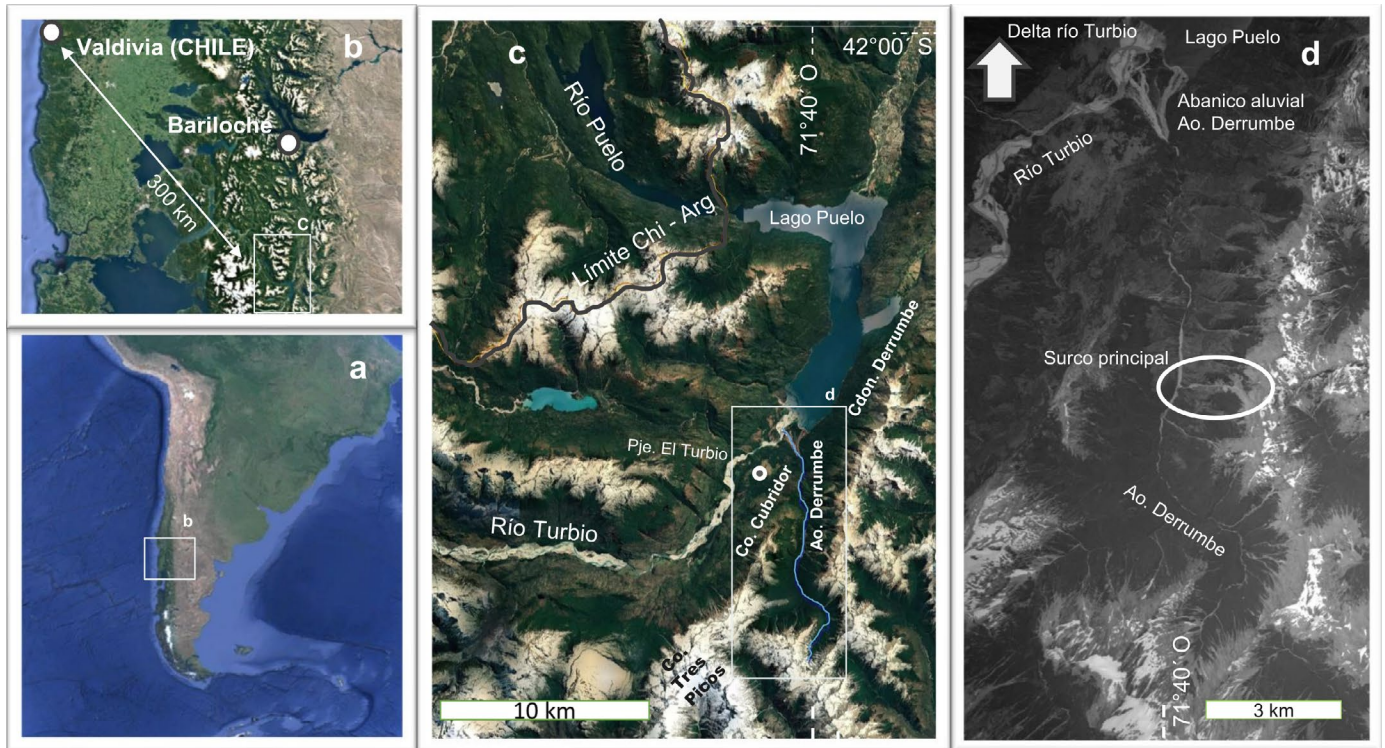
El área de estudio, ubicada en la cordillera andina norpatagónica, incluye varios cordones montañosos notables de entre 2000 y 2500 m s.n.m. que circundan las cuencas de numerosos lagos. Al noroeste de la provincia de Chubut, en la cabecera sur del lago Puelo e inmediaciones del paraje El Turbio, el valle del arroyo Derrumbe, de orientación sud-sudeste - nor-noroeste, tiene sus nacientes en remanentes de glaciares de hielo emplazados en la cara sur del cerro Tres Picos (Inventario Nacional de Glaciares 2018). La cuenca baja del arroyo Derrumbe, incluyendo su abanico aluvial terminal, se encuentra ubicada dentro del área protegida Parque Nacional Lago Puelo (Fig. 1).

El valle discurre entre las estribaciones del cerro Cubridor (1661 m s.n.m.) al oeste y estribaciones del cordón del Derrumbe al este, cuya máxima altura es de 1978 m s.n.m. En la cuenca inferior, a partir de la cota 600 m s.n.m., el arroyo derrumbe se encajona, como es habitual en los sistemas fluviales de la región, hasta expandirse a los 400 m s.n.m en un abanico aluvial terminal. Es así que el contorno de este abanico encajado limita con el lago Puelo, con el delta del río Turbio y con depósitos de terrazas glaciafluviales más antiguos.

El clima de la zona es húmedo templado con una marcada estacionalidad de inviernos frescos y lluviosos y veranos secos (1350 mm/año, APN 2019). Los vientos predominantes son del oeste y en general no superan los 15 km/h. Las lluvias se hallan normalmente concentradas entre mayo y octubre. Durante el siglo XX la tendencia general de la región ha sido la del aumento de la temperatura y disminución de las precipitaciones (Masiokas et al. 2008).

### Geología

La geología regional de la zona de trabajo se encuentra analizada en Lizuain Fuentes (1983), Giacosa y Heredia (2001) y Tobal (2015). En cuanto a la evolución geológica durante el Cuaternario, Valencio y colaboradores (1982) mencionan que las características morfológicas de la región están



**Figura 1.** Ubicación del arroyo Derrumbe en la cordillera norpatagónica: a-c) Imágenes satelitales obtenidas de Google Earth); d) mozaico ortorectificado de fotos aéreas del año 1980 (Instituto Geográfico Nacional) de la cuenca que se empleó como imagen base para el mapa de la figura 2.

determinadas por la naturaleza de las rocas que constituyen el sustrato pre-cuaternario, las estructuras geológicas que las afectan, en especial las grandes fallas, y los fenómenos glaciales e hídricos ocurridos a partir del Cuaternario. González Díaz y Malagnino (1984), mencionan que la cordillera patagónica ha soportado durante el Pleistoceno un extenso y severo englazamiento; las formas resultantes de ese acontecimiento pueden ser actualmente reconocidas a pesar de haber sido sometidas, desde su ocurrencia, a una intensa erosión fluvial, a la que debe sumarse el enmascaramiento producido por fenómenos agradacionales y la generación de una espesa cubierta vegetal.

Para la misma región patagónica, Caldenius (1932) estableció la existencia de paleolagos de mayor altura que la actual y Mercer (1976) documentó al menos tres avances glaciares durante el Holoceno medio. El primero ocurrió entre 5.4-4.7 ka cal AP, el segundo avance ocurrió entre los 2.8-2.0 ka cal AP y el último avance glaciario mayor ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo, dentro de los últimos 300 años. Por su parte, Rabassa y colaboradores (1984) al estudiar los glaciares Manso y Castaño Overo sugieren que la máxima expansión de la "Pequeña Edad de Hielo" en Patagonia Septentrional tuvo lugar entre los años 1650 y 1770, aproximadamente.

Entre 13.2 y 7.8 ka AP, durante la terminación del Pleistoceno y el inicio del Holoceno, se formaron grandes lagos

en la Patagonia al este de los Andes como resultado de un importante calentamiento global, durante el cual se produjo el descongelamiento acelerado de la región y el retroceso de los glaciares hacia las altas cumbres de las montañas (Tatur et al. 2002). Para la zona de estudio, en particular, Ruiz (2013) establece que el máximo nivel del paleolago Puelo, o paleolago El Maitén en los términos de Isla y Espinoza (2008) habría tenido más de 500 m de elevación en relación al nivel del lago actual durante un evento de deglaciación que ocurrió hace 15 ka AP y mapea las laderas de la cuenca del arroyo Derrumbe como una superficie abrasionada con depósitos de paleodeltas dentro de un sistema de paisaje subglaciar del Manto de Hielo Patagónico.

## Vegetación

Los bosques Andino Patagónicos, considerados una isla biogeográfica, constituyen una de las últimas reservas mundiales de bosques templados con poca alteración antrópica y valiosa diversidad vegetal. La diversidad de ambientes físicos característicos de la región de los bosques Andino-Patagónicos determina una alta diversidad de ambientes biológicos, caracterizados por una alta riqueza de especies, diversidad genética, presencia de endemismos regionales, o de especies raras o amenazadas (Amoroso et al. 2021). En este contexto de una variación tan consistente de los atributos del clima, de las características de la geomorfología, del sustrato y de la



topografía, existe una variación correspondiente en tanto de la vegetación que determina la ocurrencia de diversos tipos forestales (Donoso 1994). Particularmente, los bosques en el área de estudio están bajo la influencia de un fuerte gradiente de precipitación descendente oeste - este determinando importantes gradientes en la vegetación. El límite húmedo está representado por bosques densos de *Nothofagus pumilio* en las partes más altas y *Nothofagus dombeyi* en sectores bajos. En ambientes méxicos con menos de 1500 mm de precipitación, las pendientes montañosas son dominadas por bosques mixtos de *N. dombeyi* con *A. chilensis*, y en zonas más bajas y/o ambientes bajo condiciones más xéricas, *Austrocedrus chilensis* forma bosques puros y compactos.

Para la región norpatagónica, los disturbios más importantes en estos bosques son, en rasgos generales, los de origen geológico (terremotos y vulcanismo), los incendios de origen natural y antrópico, la herbivoría por mamíferos exóticos, el viento, las avalanchas de nieve, los deslizamientos de tierra y detritos, la invasión de especies de plantas exóticas, la sobreexplotación maderera, el decaimiento forestal y los eventos climáticos extremos, como las sequías extremas (Gonzalez et al. 2014, Amoroso et al. 2021). En particular, el estudio de los disturbios resultantes de procesos geomorfológicos ha recibido mucha menos atención y existe una falta de registros documentales de los patrones espacio-temporales de estos, como también aspectos relacionados a la dinámica de la vegetación en respuesta a éstos.

Cabe destacar, que la cuenca baja del arroyo Derrumbe y alrededores fue ampliamente afectada por uno o varios incendios forestales en la década de 1920, sin la aparente ocurrencia de otros eventos de gran magnitud hasta el año 2015 cuando ocurrió otro importante incendio en la región lindera del valle del río Turbio, pero que solo afectó algunos parches de vegetación en la cuenca media del Arroyo Derrumbe (APN 2019).

## Hidrografía

El arroyo Derrumbe, es un curso de agua permanente de la cordillera andina norpatagónica. Es parte sudoccidental de la cuenca pacífica del lago Puelo que, con un área de 45 km<sup>2</sup>, representa uno de los lagos fiórdicos (*fiord-lake*, Nasmith 1962, Eyles et al. 1991) de la región. Los niveles de agua en este tipo de lagos andinos patagónicos pueden mostrar una importante variabilidad en respuesta a los cambios en el suministro de agua de deshielo de los glaciares o de la acumulación de nieve, de las precipitaciones o debido a modificaciones cíclicas en el régimen de evapotranspiración. Esta variabilidad resulta de la habitual oscilación estacional y del efecto superpuesto de varios factores de forzamiento no esta-

cionales (Pasquini et al. 2008). El lago Puelo con un nivel medio de sus aguas 150 m s.n.m., con una profundidad máxima de 180 m y una profundidad media de 111 m (Quirós 1988), es muy susceptible a experimentar variaciones por intensas precipitaciones en su cuenca, llegando a subir 15 cm/hora su nivel durante tormentas (Monjeau et al. 2006). Además de las precipitaciones, la cuenca recibe el aporte del lento desenglazamiento de pequeños remanentes de glaciares de hielo dispersos en los circos glaciares de las más altas cumbres (Inventario de glaciares 2018). En la desembocadura de los ríos sobre el lago Puelo se generan corrientes de turbidez (Isla y Espinoza 2008).

El arroyo Derrumbe era un afluente directo del lago Puelo que, con el desvío que habría sufrido en 1960, pasó a tributar sus aguas a la subcuenca inferior del río Turbio, uno de los tres afluentes principales del lago Puelo junto a las cuencas del río Azul y del río Epuypén. Del lago Puelo, a su vez, nace el río homónimo que descarga un caudal medio de alrededor de 200 m<sup>3</sup>/s por un valle estructural de orientación NO-SE en el estuario de Reloncaví, Chile (Fuenzalida Villegas 1947, Lizuain Fuentes 1983).

## Peligrosidad Natural

Los riesgos de inundaciones repentinas, flujos de detritos y algunos procesos recientes de desagote de lagos proglaciares han sido estudiados en la región patagónica cordillerana durante las últimas décadas. Stoffel y colaboradores (2019) establecen que los eventos sísmicos de magnitudes mayores a 7 pueden generar deslizamientos a más de 400 km de su epicentro. Casteller y colaboradores (2015) documentaron 21 eventos de inundación (*flash flood*) entre 1890 y 2009 en la cuenca del arroyo Los Cipreses ubicado al noroeste de Bariloche. Worni y colaboradores (2012) analizaron el GLOF (*Glacier lake outburst flood*) que ocurrió en el ventisquero Negro del cerro Tronador en mayo de 2019. La causa principal de la ruptura de la morena que contenía al lago proglaciar del ventisquero fueron intensas precipitaciones. Finalmente, Colavitto y colaboradores (2012) estudiaron el evento GLOF del arroyo Tigre, ubicado al norte de la zona de estudio. Acotan una datación de dicho evento entre 1952 y 1966 y analizan que la causa del desagote del cuerpo lacustre se asocia al rápido retroceso que experimentaron los glaciares de la zona durante la década del '50 y principios del '60 (Masiokas et al. 2008).

## METODOLOGÍA

La interpretación geomorfológica de la cuenca se centró en la caracterización de parámetros morfométricos básicos

(extensión de la cuenca, desnivel, pendientes, entre otros) y, fundamentalmente, en la identificación de los movimientos de laderas clasificados siguiendo la propuesta de Cruden y Varnes (1996). Para ello se realizó, inicialmente, un mapeo con ARCGIS, en base a imágenes satelitales del Google Earth™. También, se utilizaron las imágenes brindadas por SAS Planet y fotografías aéreas del año 1980. Estas tareas de gabinete se complementaron con un relevamiento de campo realizado en abril del año 2021 vadeando el arroyo Derrumbe hasta la cota de 1100 m s.n.m. y un posterior sobrevuelo de la zona de estudio realizado en mayo de 2022. Estas tareas de campo permitieron corroborar la mayor parte de las geoformas mapeadas y realizar observaciones sobre los procesos activos de la cuenca.

Luego, el estudio se enfocó en el abanico aluvial del arroyo Derrumbe. Se observó, preliminarmente, que la estructura de la vegetación boscosa se relacionaba con la dinámica de avulsiones y abandono de cauces en el abanico. Con el fin de sistematizar estas observaciones, se realizaron relevamientos de la vegetación boscosa en tres transectas. Estas transectas se realizaron en forma de arcos de manera equidistante y transversales a la disposición del abanico (Fig. 5). A lo largo de cada una de las transectas se establecieron puntos de muestreo cada 50 m totalizando 30 puntos de muestreo (20 puntos en la transecta 1, 6 en la transecta 2 y 4 en la transecta 3). El método de muestreo fue el de los cuadrantes centrados en un punto o método de distancia a un punto (Cottam y Curtis 1956). En cada uno de los puntos de muestreo se dividió la zona que rodea al mismo en cuatro o cuadrantes (en direcciones N-S y E-O), y en cada cuadrante se tomó cuenta del árbol, mayor a 1 m de altura, más cercano al punto central. Para cada uno de los árboles se recolectó la distancia al punto de muestreo, la especie, y el diámetro a la altura de la base (DAB). A partir de esta información se estimó para cada punto de muestreo la densidad (árboles/ha) y el DAB promedio. Adicionalmente, en cada punto de muestreo se observó el tipo de cobertura de los suelos (depósitos gravoarenosos, arenosos o edafizados) y las geoformas de depositación o erosión fluvial circundantes. Con la información de los puntos de muestreo y una fotointerpretación del área se zonificó el abanico en sectores. Finalmente, para cada sector del abanico y de la cuenca se promedió el índice de vegetación NDVI obtenido de una imagen satelital Sentinel-2 L2A del día 06/12/2021.

Por último, para realizar la reconstrucción antes y después del evento de avulsión del arroyo Derrumbe se analizaron imágenes aéreas históricas y se graficó el registro hidrométrico del lago Puelo previo al evento sísmico del 22 de mayo de 1960 para incluir el factor precipitaciones en el análisis

de los desencadenantes del flujo de detritos e inundación repentina que produjo la rotura del dique. Puede ser de interés notar que este registro se interrumpe temporalmente luego del megasismo de Valdivia (22 de mayo, Fig. 7). Los datos fueron obtenidos del repositorio web de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina.

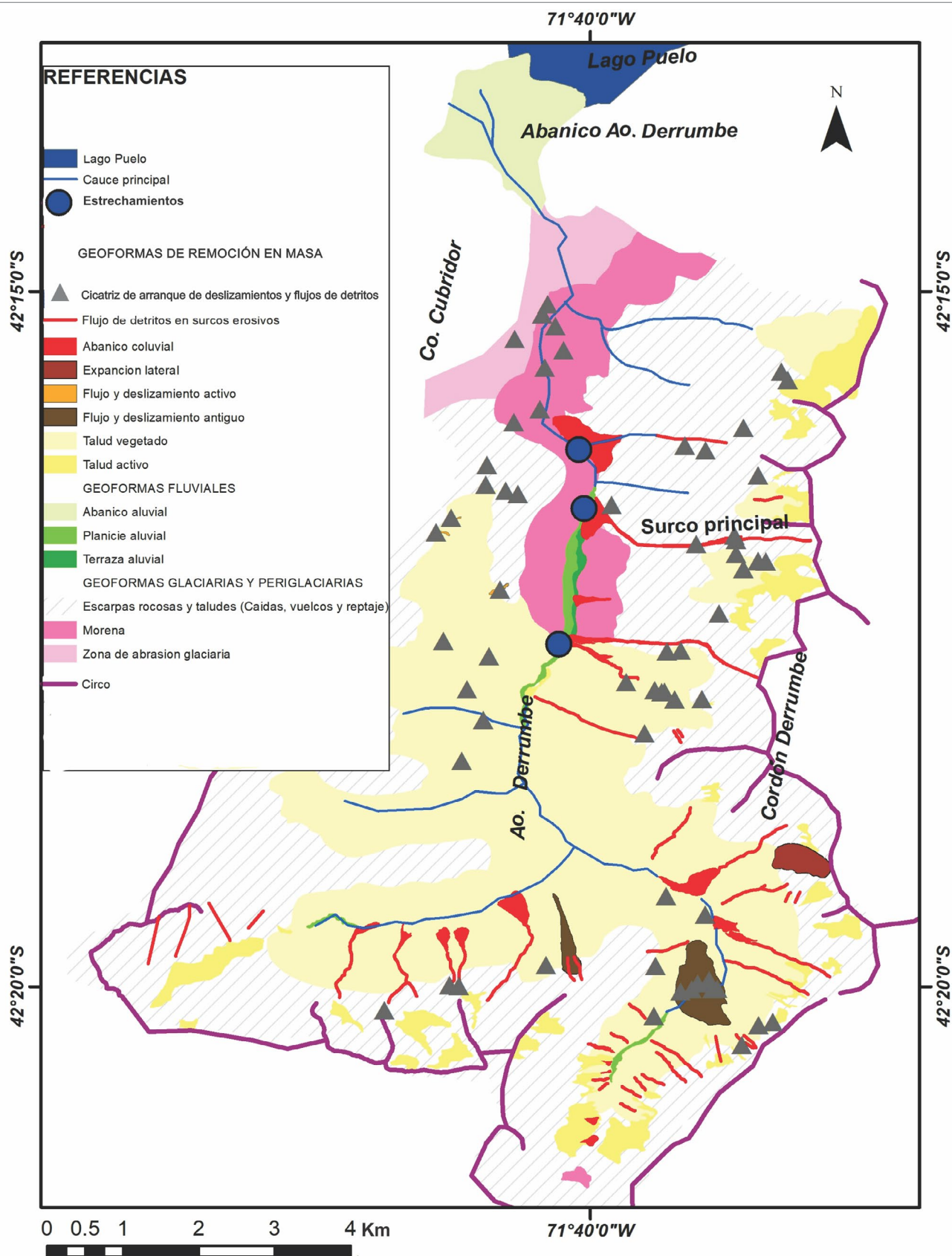
## RESULTADOS

### Geomorfología en la cuenca del arroyo Derrumbe

La cuenca de aporte ocupa una extensión de 106.93 km<sup>2</sup> y tiene un desnivel de 1827 m entre las divisorias de agua más elevadas y el nivel del lago Puelo. El cauce principal del arroyo derrumbe tiene 14.5 km y una pendiente media de 12.6%. El tiempo de concentración, obtenido según el promedio de las fórmulas de Témez y SGS, es de 2.8 h teniendo en cuenta un valor de CN (curva número) de 90.

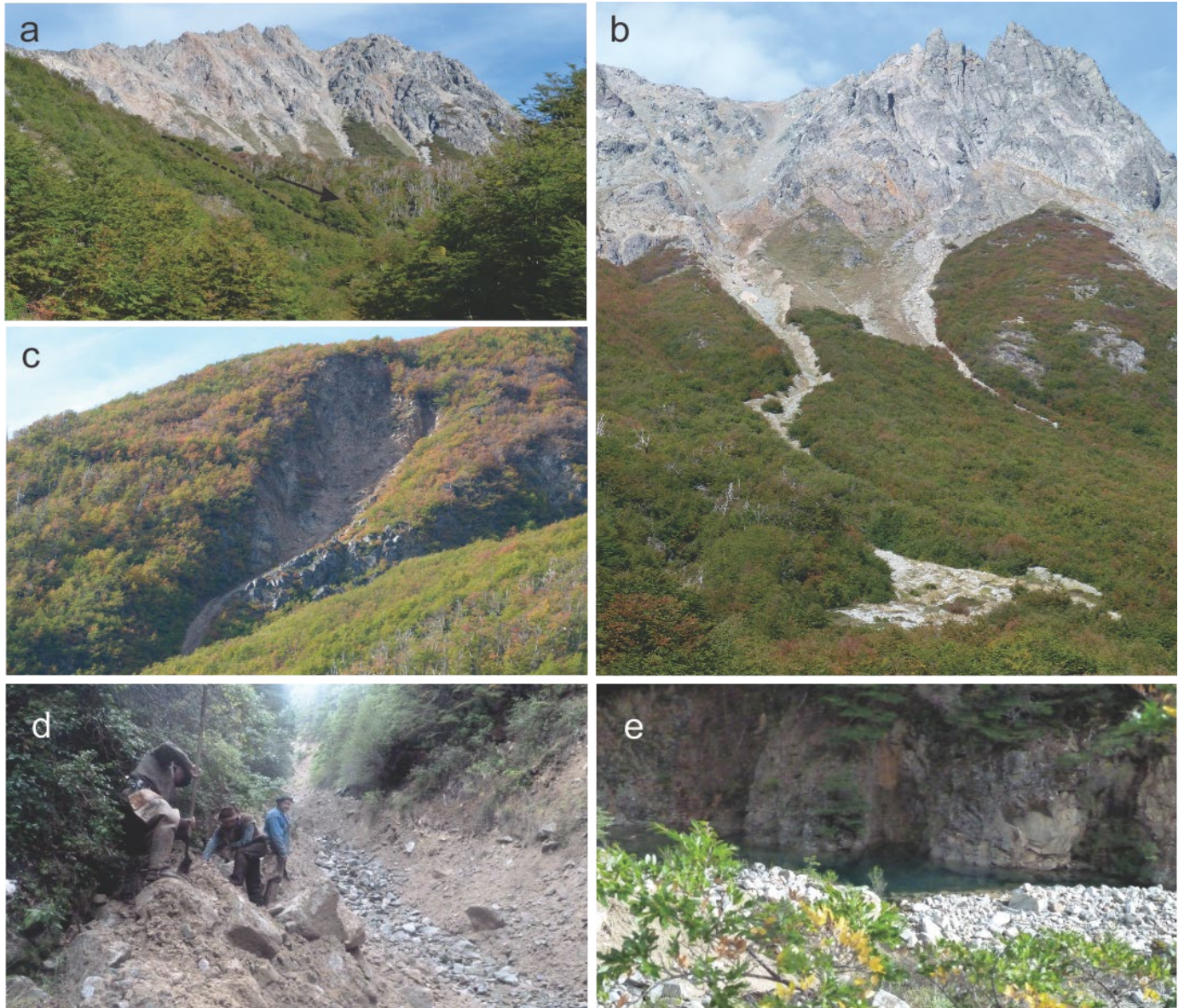
En cuanto al paisaje, la cuenca del arroyo Derrumbe está dominada por la presencia de rasgos glaciares (Fig. 2) parcialmente cubiertos por vegetación boscosa. En forma subordinada aparecen rasgos asociados a la remoción en masa (Cuadro 1) y la acción fluvial. En las cumbres y laderas superiores (más de 1400 m s.n.m) las pendientes son muy pronunciadas (30° a 80°) y afloran rocas resistentes y muy fracturadas sometidas a la congelifracción. Este piso altitudinal se halla por encima de la línea de nieve y allí es común hallar rasgos glaciares como circos, crestas dentadas y escarpas rocosas con taludes. La caída de bloques, los deslizamientos y los vuelcos de bloques son los procesos dominantes. Las acumulaciones producto de las caídas forman taludes al pie de las escarpas, en donde existe reptaje y crioflucción (Fig. 3 a-b). Las pendientes situadas por debajo de la línea de nieve están ocupadas por bosque con gradientes de 15° a 30° y está ocupada por taludes inactivos (depósitos coluviales gruesos) y morenas (compuestas por till de edad pleistocena). Ambas paleoformas están fijadas por la vegetación y los suelos (Andosoles, APN 2019) lo que le confiere a la pendiente una cierta estabilidad. Otras paleoformas comunes son las superficies pulidas o de abrasión glaciaria.

En la cuenca media y especialmente en la ladera del cerro Derrumbe hay afluentes que ocupan valles juveniles donde los flujos de detritos son particularmente intensos. Los valles son profundos (100 a 150 m), tienen laderas empinadas con cicatrices producto del deslizamiento de suelos (Fig. 3c) y de movimientos complejos (Fig. 3d). Estos movimientos en masa afectan a los depósitos coluviales sueltos y el de till comentados previamente. Una particularidad de los valles juveniles es



**Figura 2.** Mapa geomorfológico de la cuenca del Ao. Derrumbe (imagen base en figura 1d). Nótese como la mayor parte de los flujos y deslizamientos (triángulos grises) se ubican en la cuenca media sobre el faldeo de escurrimiento occidental en cuenca la cuenca media y sobre sobre faldeos de escurrimiento meridional en la cuenca alta.





**Figura 3.** Movimientos de laderas inventariados en la cuenca del Ao. Derrumbe (detalles de cada imagen en el Cuadro 1).

que se asocian a flujos de detritos producto de la remoción en masa (*debris flows*) e inundaciones o crecidas (*debris floods*). Los flujos, en este sector de la cuenca media, finalizan en abanicos coluviales que invaden y estrechan al arroyo Derrumbe (Fig. 3e). El caso más notorio de estrechamiento es provocado por el afluente procedente del cordón del Derrumbe (surco principal, Fig. 4a, 42°16'33,70" S; 71°40'2,54"O).

El valle del arroyo Derrumbe se estrecha en el punto en donde es interceptado por el surco principal y el hábito de su cauce cambia drásticamente. Aguas abajo del mencionado estrechamiento, el cauce del Derrumbe tiene un ancho de 10 m y no desarrolla planicie aluvial (Fig. 4b), aguas arriba, en cambio, la faja fluvial se ensancha hasta 100 m. En esta faja se reconoce una planicie aluvial con diseño entrelazado y hasta dos niveles de terrazas fluviales. Estas últimas tienen

2 a 10 m de altura respecto al lecho y están compuestas de arenas y gravas aluviales. El cambio de hábito comentado en el arroyo Derrumbe refleja cambios locales en la tasa de sedimentación, siendo mayor el aluvionamiento aguas arriba de los estrechamientos. Asimismo, las terrazas fluviales sugieren una fase de aluvionamiento por un antiguo represamiento (ascenso local del nivel de base) y el posterior descenso del nivel de base local (profundización) por la rotura de esta represa. La presencia de lentes y capas de arenas con estratificación en los depósitos sedimentarios de las terrazas sugieren la ralentización de la corriente de agua y la posible presencia de cuerpos de agua transitorios (FSL, Fig. 4c).

En toda la cuenca, la vegetación boscosa es un indicador de la estabilidad de las distintas unidades geomórficas identificadas. Por un lado, los taludes vegetados, con índices NDVI

**Cuadro 1:** Clasificación y observación de los procesos de remoción en masa hallados en la cuenca del arroyo Derrumbe

Unidad geomorfológica	Tipos de movimiento de ladera según Cruden y Varnes (1996)	Observaciones
Flujo y deslizamiento antiguo	Deslizamientos de rocas	Se reconoció un movimiento de estas características (Fig. 3a 42°20'14.32"S; 71°38'53.66"O). Con una superficie movilizada de más de 40 ha se asocia al relajamiento posglaciar de laderas
Escarpas rocosas	Caídas o vuelcos de rocas asociados también con deslizamiento de rocas	Las divisorias de agua en la cuenca alta (Fig. 3b) son afloramientos del Batolito Andino escarpados y con movimientos de caída y deslizamientos. Estos últimos son visibles por la ausencia de vegetación boscosa.
Taludes vegetados y taludes activos	Reptaje y soliflucción	Vinculados espacialmente con la unidad escarpas rocosas (Fig. 3b) se trata de taludes de fuertes pendientes (predominantemente activos) a pendientes más suaves (vegetados).
Flujos y deslizamientos activos	Deslizamientos y flujos de tierras y de detritos (Earth slide, Debris slide, earth flows)	Se identificaron al menos 58 movimientos de laderas aislados unos de otros caracterizados por cicatrices y zonas de arranque de incipiente desarrollo ubicados a media altura sobre los faldeos vegetados (ej. Fig. 3c).

de 0.8 a 1, son los ambientes con mayor densidad de bosque. Las partes medias de los faldeos tienen densidades medias, con un índice NDVI de 0.6 a 0.8. Por otro lado, las cumbres y taludes rocosos en la cuenca alta, así como los surcos erosivos y la planicie aluvial se encuentran prácticamente descubiertos de vegetación, con índices NDVI de 0 a -1.

Otro aspecto relevante es la asimetría que tiene el valle en el mencionado sector de estrechamientos. El faldeo occidental (cerro Cubridor) tiene cuencas con menor altura (1600 m), desnivel (930 m) y largo (2 km) respecto a las cuencas situadas en el faldeo oriental del cordón Derrumbe (altura de 1800 m, desnivel de 1150 m y largo de 5 km). Esta diferencia en la morfometría sugiere que los valles juveniles del arroyo Derrumbe, sobre el faldeo del cordón Derrumbe, tienen caudales pico más importantes y mayor cantidad de flujos de detritos

### El abanico aluvial y sus patrones de vegetación

El análisis conjunto de la vegetación, el tipo de cobertura de suelo y la actividad fluvial del abanico aluvial del arroyo Derrumbe permitió zonificar 4 sectores: sector inactivo con vegetación boscosa madura, sector inactivo con vegetación boscosa joven, cauce abandonado, y cauce activo (Cuadro 2 y Fig. 5a).

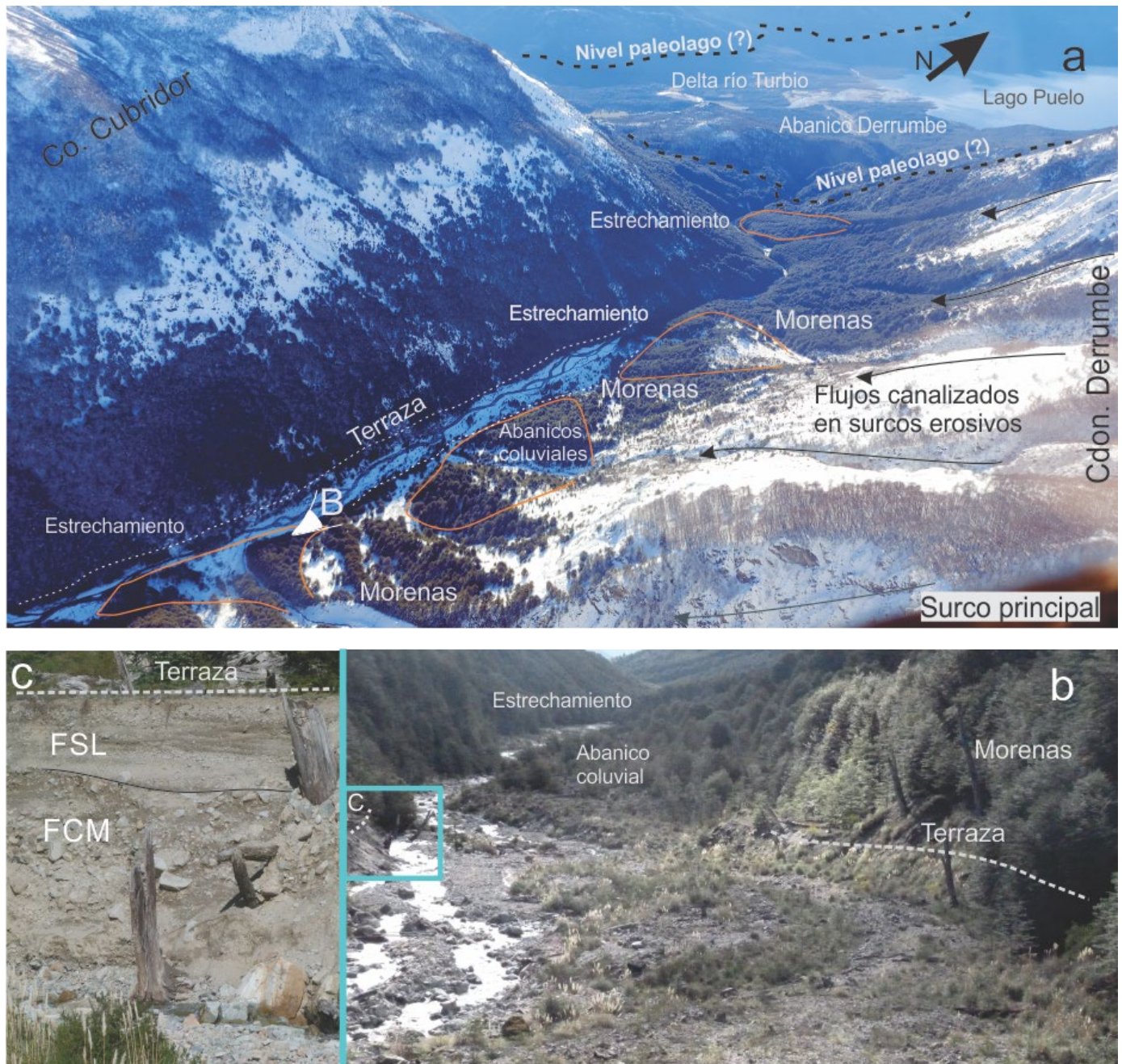
**Sector inactivo con vegetación boscosa madura (SiBm):** Este sector se encuentra restringido en una zona distal del abanico y se caracteriza por presentar un horizonte edáfico incipientemente desarrollado de materia orgánica y una vegetación madura (Fig. 5 b). Está limitado por el cauce abandonado al este y continúa hacia el oeste como una zona inactiva, pero con una vegetación menos desarrollada. La vegetación del sector está representada por un bosque denso, con alta cobertura y maduro dominado por *A. chilensis* con individuos de hasta 72 cm a la base.

**Sector inactivo con vegetación boscosa joven (SiBj):**

Esta zona se extiende desde el ápice del abanico hasta su parte más distal en donde limita con depósitos de paleocostas recientes del lago Puelo. El Sibj, junto con la menos extensa zona anterior, conforma toda la parte media del abanico aluvial. El sector está disectado por dos cauces inactivos en donde aún pueden observarse depósitos arenosos y escarpas de erosión fluvial. No obstante, domina una cobertura de suelo de gravas subredondeadas cubiertas parcialmente por líquenes de variado tamaño. La vegetación en este sector es incipiente, más joven y menos desarrollada en comparación con el SiBm, y la distribución espacial de la misma es muy variable. Mientras que en algunos sectores aparecen parches relativamente densos con individuos de *A. chilensis* que pueden alcanzar los 30 cm, en otros la misma es menos densa y está dominada por especies arbustivas leñosas e individuos aislados de *A. chilensis* de menor tamaño.

**Cauce abandonado (Cab):** Esta zona es una franja de 100 a 200 m de ancho que se emplaza en toda la parte este del abanico desde su cabecera hasta la parte distal en la costa del lago. Al este limita, en su cabecera y segmento medio, con una escarpa bien desarrollada de hasta 10 m de altura que se labró sobre antiguas terrazas de origen glacialacustre. En el mismo borde, pero en la parte distal, limita con superficies de abrasión glacial labradas sobre afloramientos del Batolito Andino. Al oeste limita con el sector inactivo. En la parte de cabecera y segmento medio el límite es difuso, pero luego, en la parte distal se vuelve bien marcada y genera escarpas de hasta un metro de altura sobre el sector con vegetación madura. En la costa presenta formas lobuladas indicando una depositación progradante relativamente reciente sobre el lago. La zona se caracteriza por la presencia de geoformas de lecho fluvial como paleoalbardones de entre 0.5 y 1.5 m de altura y paleocauces con un diseño entrelazado que aún se conserva pese a que se encuentra completamente seco. La cobertura dominante es de bloques y gravas subangulosas





**Figura 4.** Geomorfología de la cuenca media del Ao. Derrumbe. Las formas erosivas y los abanicos coluviales se ubican en el faldeo de escurrimiento occidental. En el fondo del valle se aprecian terrazas de origen fluvial que se generaron en el represamiento y posterior desagote del arroyo Derrumbe: a) fotografía aérea oblicua del tramo medio e inferior del arroyo; b) fotografía de campo del fondo del valle del arroyo Derrumbe. Vista desde uno de los estrechamientos hacia el norte; c) Depósitos en el nivel de terraza señalado con un rectángulo en fotografía b. Nótese una facies conglomerádica masiva (FCM) y sobre ella facies de arenas con estratificación laminar (FSL).

a subredondeadas con incipiente cobertura de líquenes. La vegetación, de baja cobertura, está representada por individuos aislados y de tamaño variable de *A. chilensis* acompañados de especies arbustivas leñosas y herbáceas aisladas que en algunos sectores pueden conformar parches más densos. También, es frecuente encontrar en esta zona troncos y fustes de árboles muertos tanto en pie como caídos sobre los paleoalbardones sugiriendo que el abandono del cauce

ocurrió con un evento de inundación extraordinario (Fig. 5b).

**Cauce activo (Cac):** Es la franja por la que discurre el sistema fluvial entrelazado del arroyo Derrumbe. Al norte limita con el sector inactivo con vegetación boscosa joven en el cual también se prolongan cauces abandonados ya mencionados (Fig. 5c). Al oeste el cauce activo está erosionando terrazas glacialacustres previamente depositadas. Esta erosión produce escarpas de hasta 1 m de altura. En la parte distal vierte

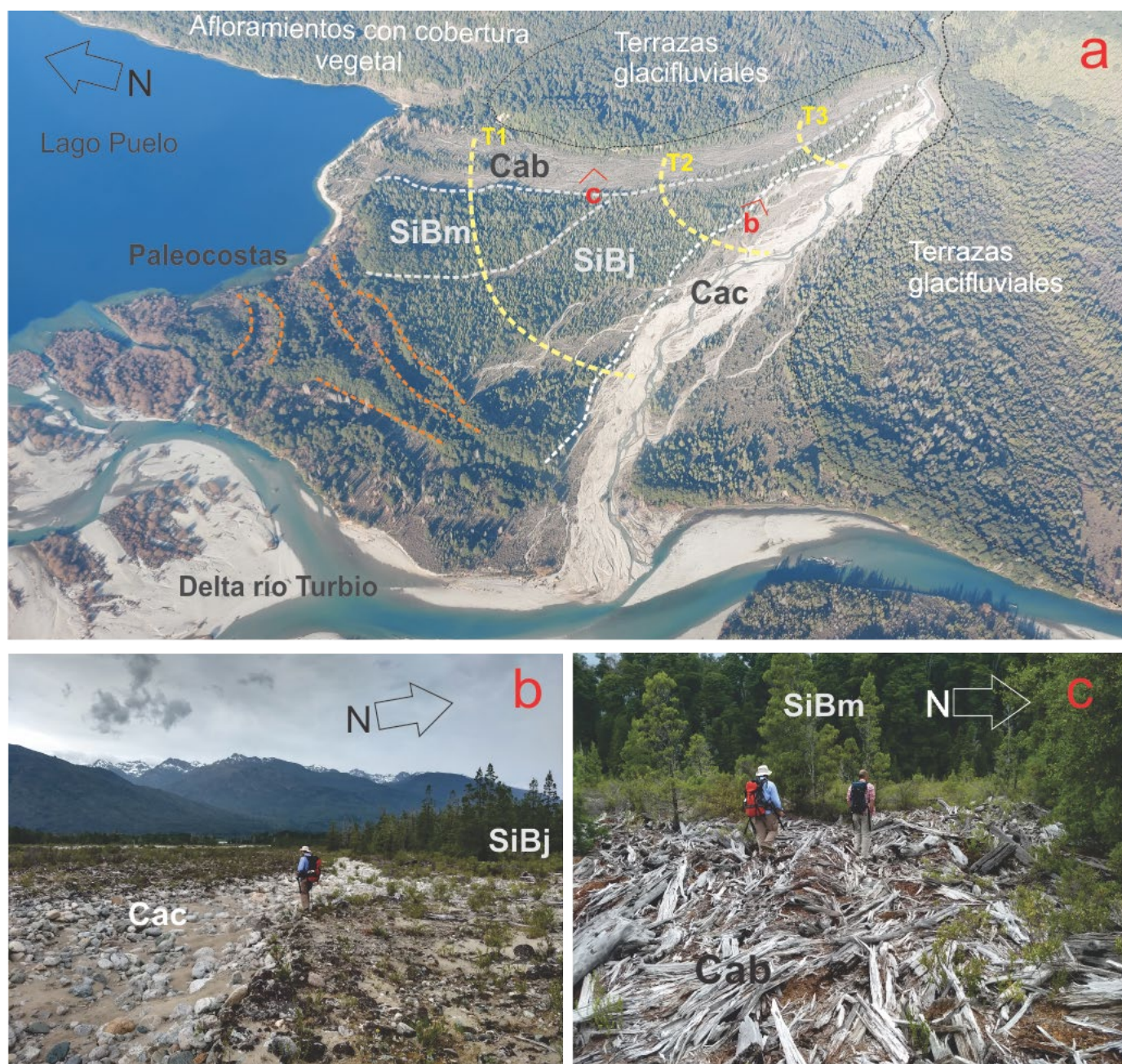


sus aguas y sedimentos en el río Turbio alimentando sobre este, por un lado, la formación de bancos laterales de arenas y gravas y, por otro lado, el aporte al delta que se forma sobre el lago Puelo inmediatamente aguas abajo de la mencionada confluencia.

### Evolución geomorfológica pre y pos megasismo

Un factor condicionante clave para la generación de procesos de remoción en masa en esta región son las precipita-

ciones. Un indicador indirecto de la evolución de las precipitaciones en la cuenca del lago Puelo, previo al megasismo de Valdivia, es el registro de la evolución hidrométrica del lago Puelo (Fig. 6). Es de interés notar que mientras entre el mes de enero y mediados de abril de 1960 se percibe una tendencia negativa propia de la estación estival, a mediados de abril de ese año ocurrió una fuerte descarga que elevó abruptamente el nivel del lago. Este nivel luego retornó a valores relativamente bajos hasta que en mayo comenzó a incrementarse paulatinamente sugiriendo que ocurrieron precipitaciones



**Figura 5.** Zonificación geomorfológica del abanico aluvial (a), y detalles de dos sitios (b) y (c) en donde limitan zonas. En líneas amarillas se marcan las transectas de relevamiento de vegetación y en líneas blancas los límites entre cada una de las unidades zonificadas para el abanico: Cab, Sibm, Sibj, Cac (ver referencia en el texto y Cuadro 2).



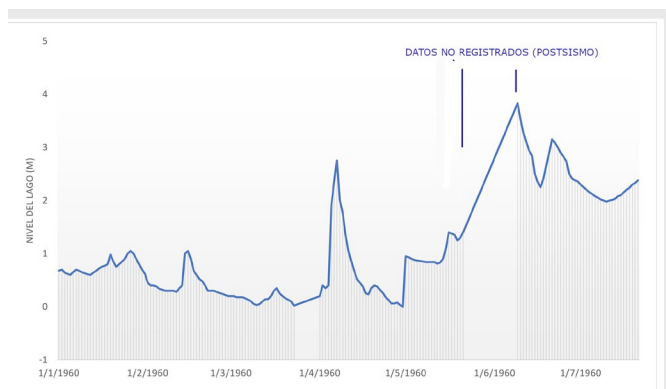
**Cuadro 2:** Parámetros característicos de la vegetación boscosa sobre cada una de las unidades geomorfológicas del abanico del arroyo Derrumbe.

Sector	DAB (cm)	DAB Max/Min (cm).	D (árboles/ha)	NDVI
SiBm	28,8 ± 21,9	72,7 / 8	1151,3 ± 592,6	0,9 ± 0,1
SiBj	6,1 ± 5,7	30,0 / 1,0	491,9 ± 413,6	0,6 ± 0,2
Cab	10,7 ± 7,4	26,0 / 1,0	448,2 ± 317,1	0,3 ± 0,3
Cac	0	0	0	-0,5 ± 0,5

intensas en los días previos al evento sísmico.

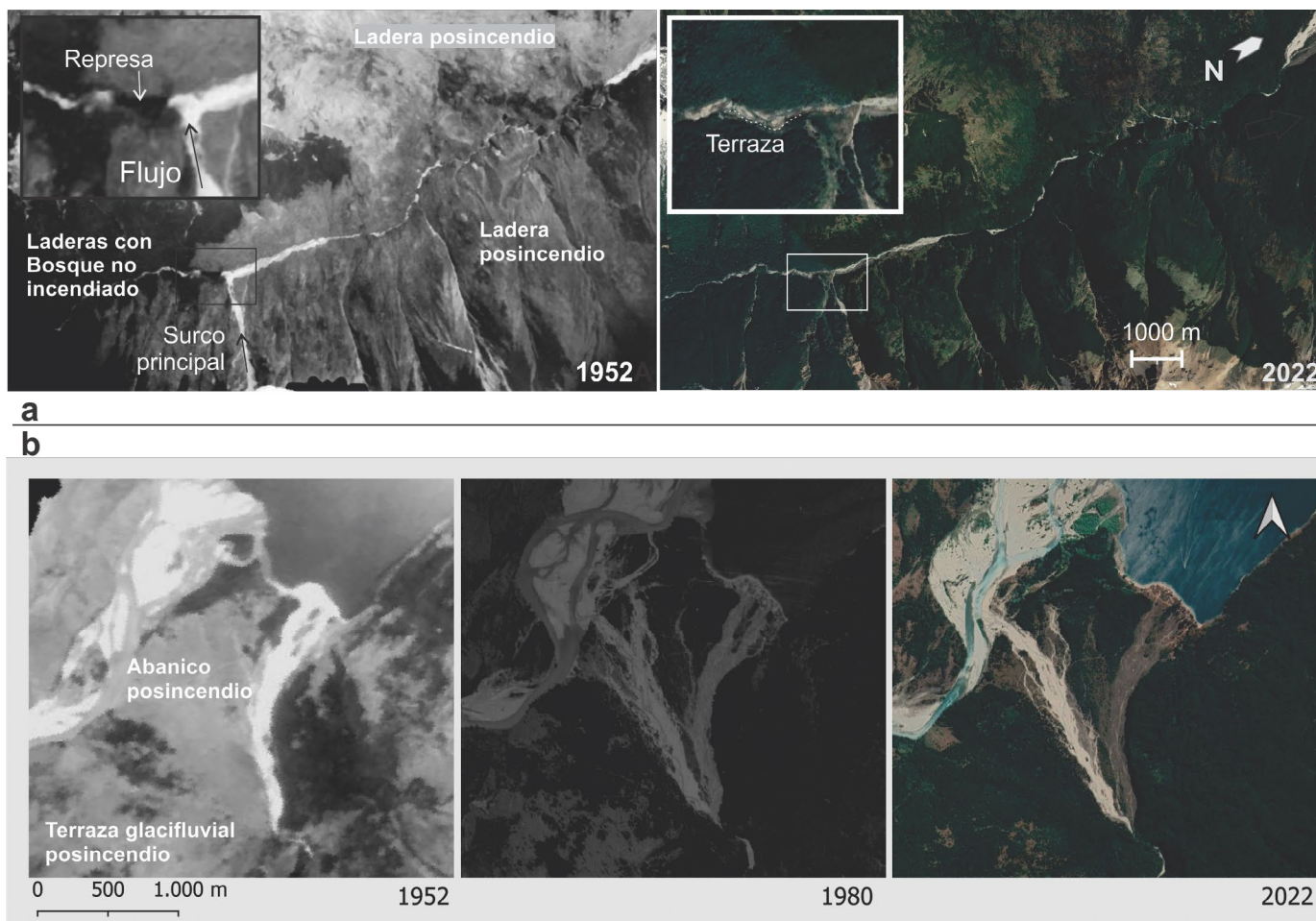
Otro aspecto notable en el registro hidrométrico histórico del lago Puelo (Fig. 6) es la notable ausencia de registros desde el evento sísmico de 22 mayo hasta finales de junio de 1960. Luego de este lapso sin datos, se nota que se reiniciaron las mediciones con un nuevo nivel de base sugiriendo que el sismo afectó el limnómetro existente (escala de medición del nivel del lago) y este fue movido a un nuevo nivel luego del evento.

De las imágenes pre evento sísmico georreferenciadas



**Figura 6.** Evolución diaria del nivel del lago Puelo en el año 1960 previo al megasismo con epicentro en Valdivia (Chile) el 22 de mayo. Nótese, el increíble nivel durante el mes de mayo y discontinuidad en el registro en los días subsiguientes al evento. Subsecretaría de recursos hídricos de la Nación Argentina (Estación 2231).

se puede observar que, en la cuenca media (Fig. 7a, 1952), predominaban las laderas con escasa vegetación como resultado de los incendios ocurridos en el año 1920 en la zona de estudio (APN 2019). También se distingue un activo aporte de detritos desde la zona de arranque principal situada en el



**Figura 7.** Morfodinámica de la cuenca media (a) y sector del abanico aluvial del arroyo Derrumbe (b) entre 1952 y 2022 (1952 Fotografía aérea gentileza de Parque Nacional Lago Puelo, 1980 fotografía aérea del Instituto Geográfico Nacional, 2022 imagen satelital Google Earth).



faldeo occidental del cordón del Derrumbe. El arribo de estos flujos de detritos canalizados al fondo del valle es probable que hayan producido represamientos. De hecho, se aprecia en la imagen una zona oscura, inmediatamente aguas arriba de la zona de aporte del surco principal, que se trataría de un cuerpo de agua allí represado de unos 300 m de largo y 1.4 ha de superficie.

En imágenes satelitales actuales (Fig. 7a, 2022) dicha zona oscura no se registra sugiriendo la desaparición del cuerpo lacustre (probablemente en 1960). Otras evidencias de dicho cuerpo lacustre en la cuenca media son líneas de vegetación que marcan terrazas bien definidas en esa zona. A su vez, en esa misma posición se detectaron, en el presente, formación de pozones de agua producto del estrechamiento que aún generan los flujos de detritos del cordón del Derrumbe y la formación de conos coluviales en ese sector de fondo de valle (surco principal).

En cuanto al abanico aluvial, una serie de imágenes históricas entre los años 1952 - 2022 permiten observar una evolución del área (Fig. 7b). En la fotografía de 1952 se aprecia como la mayor parte suelo pedregoso (superficies de tonos medios) carecía de vegetación (principalmente al este del cauce activo) como resultado del incendio ocurrido en décadas previas (APN 2016). Tanto el río Turbio como el arroyo Derrumbe desembocaban en el lago Puelo. Se aprecian, asimismo, algunos relictos de bosque (superficies de tonos bajos) entre los lechos de los sistemas fluviales activos (superficies de tonos altos).

En la fotografía de 1980 (Fig. 7b), dos décadas luego del megasismo de Valdivia, se puede seguir como el cauce que drenaba al lago Puelo se ha abandonado y el cauce activo ha migrado al extremo oeste del abanico. Es notable que, en el sector inactivo, entre medio del cauce abandonado y el activo se revegetó una débil línea en este sector estaría indicando un pequeño cauce intermedio también abandonado en la migración hacia el oeste. En la parte distal del abanico el nuevo cauce activo se presentaba como un sistema distributivo con un banco central vegetado.

En la imagen del año 2022 (Fig. 7b), por su parte, se observa que, en general, la vegetación se ha desarrollado en todos los sectores del abanico excepto en el cauce activo. Este se ha restringido a una única desembocadura sobre el río Turbio y el delta que se forma en este cauce aguas abajo tiene una progradación activa. La costa del delta del río Turbio ha progradado más de 100 m en los 70 años registrados. El área incendiada a comienzos del siglo XX, por su parte, presenta ya un mayor desarrollo de vegetación.

Como se ha presentado, tanto en el análisis geomorfológico de la cuenca como en la zonificación del abanico terminal y su evolución reciente, la dinámica del arroyo Derrumbe en el último siglo estuvo fuertemente influenciada por procesos geomorfológicos como también por la historia de disturbios naturales (incendios forestales). Los procesos activos descritos para la cuenca de aporte del arroyo Derrumbe y la profundización de los canales y los valles tributarios en la parte alta de la cuenca, indican un paisaje activo que se encuentra en un estado de rejuvenecimiento postglaciaro.

Este proceso de rejuvenecimiento es de mayor intensidad en los faldeos occidentales y septentrionales de la cuenca. Esto se observó en la asimetría morfológica entre los faldeos del cerro Cubridor y del cordón Derrumbe. La mayor erosión de las laderas occidentales de la cuenca puede explicarse por una mayor exposición a los vientos y las lluvias que suelen provenir del oeste (*southern westerly winds*). Otra evidencia que sostiene una erosión diferencial originada en factores climáticos es la distribución no homogénea de los deslizamientos y flujos activos identificados en toda la cuenca (triángulos grises, Fig. 2). Mientras que 41 de los 68 de estos procesos activos se encuentran en los faldeos más expuestos orientados al oeste y norte, solo 17 se encuentran en los faldeos más protegidos de orientación este y sur.

En otro orden, el máximo nivel que alcanzó el paleolago el Maitén durante el Holoceno (Isla y Espinosa 2008) y que inundó una parte de la cuenca baja del arroyo Derrumbe, no pudo ser establecido fehacientemente en el área de estudio. Aunque esta delimitación excede los objetivos de la presente contribución cabe mencionar que los depósitos ubicados en el estrechamiento de la cuenca del arroyo Derrumbe más cercano al lago Puelo, previamente interpretados como un paleodelta (Ruiz 2013), fueron reinterpretados aquí como depósitos de un abanico coluvial. Futuros estudios sedimentológicos deberán centrarse en el análisis detallado de posibles afloramientos de paleocostas para mejorar el conocimiento sobre la evolución de este paleolago.

En cuanto al caso de avulsión analizado, este resultó singular en relación a otros flujos de detritos estudiados en la región norpatagónica. Los eventos que han sido abordados son los GLOF producidos por el desagote de cuerpos lacustres en circos glaciares (Worni et al. 2012, Colavitto et al. 2012), proglaciares y, en menor medida también, lo han tenido deslizamientos subácuos en lagos (Villarrosa et al. 2009). El caso del arroyo Derrumbe, aquí estudiado, es el primer antecedente en vincular flujos de detritos y posibles represamientos generados en la cuenca media con la morfología hallada en su abanico aluvial. A su vez, el enfoque empleado para el estudio del abanico, relacionando vegetación y depósitos aluviales,

## DISCUSIÓN

presenta una novedosa zonificación ecogeomórfológica que podrá ser empleada en otros abanicos aluviales de los andes norpatagónicos (Pereyra et al. 2009) como una primera aproximación a su historia ambiental (Densmore 2007).

Tal como se ha visto en la evolución y zonificación del abanico aluvial, el establecimiento y desarrollo de la vegetación en los diferentes sectores del abanico no sigue un patrón de sucesión ecológica primaria clásico (sensu Clements 1916), aún con las características y magnitud del disturbio. Por el contrario, la colonización de la vegetación en esta área responde a explicaciones contemporáneas de la dinámica de la vegetación que le asignan un importante papel a los procesos estocásticos o quasi-estocásticos como los disturbios y las características de historia de vida de las especies (Oliver y Larson 1996, Veblen et al. 2004). Este tipo de dinámica es el modelo que prevalece en el desarrollo de la vegetación en los bosques Andino Patagónicos luego de la ocurrencia de diferentes disturbios de gran magnitud como incendios o flujos de detritos (Veblen y Ashton 1978, Veblen et al. 2003, Lara et al. 2014) y también, como en este caso, por el abandono y revegetación de cauces en abanicos aluviales.

### Hipótesis sobre el origen de la avulsión en abanico terminal

En cuanto al proceso de avulsión se plantea como hipótesis principal, a diferencia de Tejedo y colaboradores (2009), que una corriente acuosa procedente del tramo medio del arroyo Derrumbe, generada por el desagote del cuerpo lacustre visualizado en las fotografías aéreas de 1952 y reportado por los pobladores locales, serían los causantes de la crecida repentina que, al llegar a la cuenca inferior, provocó cambios rápidos en la configuración del abanico aluvial frente al lago Puelo. Los procesos de avulsión y el abandono de los canales serían los procesos asociados a estos grandes pulsos de crecida por el desagote repentino de un cuerpo lacustre situado en la cuenca media (*dammed lake outburst flood*).

En el sector de la cuenca media, la planicie aluvial del arroyo Derrumbe, entre el sector de la confluencia y la estrechura, tiene una muy baja pendiente relativa. En este sector hay un aporte de flujos de detritos canalizados provenientes del faldeo occidental del cordón del Derrumbe arriban en ángulo recto al fondo del valle depositando abanicos coluviales que estrechan la planicie fluvial. En estos estrechamientos se pueden generar diques naturales y pequeños cuerpos de agua tipo represas.

La información recabada por pobladores locales acerca de que el evento ocurrió junto al megasismo de Valdivia, localidad ubicada a 300 km del arroyo Derrumbe, resulta plau-

sible, aunque no totalmente confirmada por los resultados presentados en este estudio. A excepción del GLOF, reportado por Colavitto y colaboradores (2012), ubicado 35 km al sureste del tramo medio del arroyo Derrumbe pero que tampoco ha podido ser datado con precisión, hasta el momento no se informaron flujos de detritos en masa al sur del paralelo 42°S vinculados al sismo (Whright y Mella 1963, Van Daele et al. 2015). Pese a la distancia entre la zona de estudio y Valdivia debe considerarse que Stoeffel y colaboradores (2019) reportaron que los procesos de remoción en masa en sismo intensos pueden alcanzar distancias de más de 400 km.

En cualquier caso, dos aspectos surgen en apoyo a esta hipótesis de generación de la avulsión junto con el desagote de cuerpos lacustres originados por sismos. Por un lado, el valle del arroyo Derrumbe tiene dirección NO. Continuando en la misma dirección se encuentra el río Puelo, controlado por fallas (Fuenzalida Villegas 1947, Lizuain Fuentes 1983), y prácticamente en la misma dirección se encuentra la localidad de Valdivia, Chile. Estos lineamientos sugieren que el valle del Derrumbe también estaría controlado estructuralmente y que la orientación podría haber favorecido los temblores en el valle, la inestabilidad de pendientes y la rotura de represas ubicados en el fondo del valle. Por otro lado, el megasismo ocurrió en el mes de mayo y como se infiere a partir de los niveles hidrométricos del lago Puelo (Fig. 6) la región habría comenzado a registrar precipitaciones de importancia. Es decir, los movimientos telúricos se sumaron a la inestabilidad de pendientes causada por abundantes precipitaciones. Inclusive, estas precipitaciones ocurridas en el mes de mayo pueden haber sido precipitaciones nivales. De esta forma, el megasismo de 22 de mayo pudo haber gatillado tanto flujos de detritos como, eventualmente, avalanchas de nieve que produjeron la rotura de la represa en la cuenca media.

A pesar de los indicios tectónicos y climáticos enunciados, la formación del cuerpo lacustre en la cuenca media, aguas arriba del surco principal, debería confirmarse con nuevos estudios sedimentológicos y geomorfológicos de detalle. Aun así, en caso de confirmarse, será necesario determinar con precisión la datación del evento de desagote. Mientras tanto, es necesario dejar latentes hipótesis alternativas para la generación de la avulsión en el abanico terminal. Es así que se propone como hipótesis alternativa que la avulsión se produjo por la ocurrencia exclusiva de precipitaciones y la generación de flujos densos que arribaron a la cuenca baja erosionando la cabecera del abanico aluvial. Bajo cualquier hipótesis es importante notar que el abandono del cauce en 1960 responde a condicionantes alocíclicos, es decir, a un evento extraordinario (tectónico o meteorológico) originado afuera de la cuenca (Beerbower 1964).

Finalmente, otro aspecto de interés en sistemas lacustres norpatagónicos es el vinculado a la ocurrencia de marejadas sísmicas. Villarosa y colaboradores (2009) sostienen que no existen registros ni evidencias de deslizamientos de laderas asociados al megasismo de 1960 que hayan podido generar las olas de gran tamaño que arrasaron el puerto San Carlos de Bariloche en el Nahuel Huapi, ubicado a algo más de 100 km al norte de la zona de estudio. Por ello, explican que el origen de dicho evento se asocia a deslizamientos subacuáticos. Para el caso del lago Puelo y su registro hidrométrico diario, ocurre un lapsus en las mediciones (Fig. 6) que se discontinúa por casi un mes y que luego se retoma con otro nivel de referencia. Dado que el registro hidrométrico mencionado tiene una notable continuidad tanto antes como después del megasismo, este lapsus de mediciones y cambios de nivel en las mediciones podría ser un indicio de la rotura del limnómetro existente hasta antes del 22 de mayo de 1960 producto de una ola de gran tamaño. Guías turísticos históricos del lago Puelo afirman que en ese evento también se hundió una lancha amarrada en el muelle y que en el evento sísmico más reciente del 2010 con epicentro en la región de Bio Bio (Chile) también se observó la generación de un oleaje atípico (Javier Correa com. pers.). Siendo el lago Puelo uno de los más grandes de la región norpatagónica, no sería extraño la ocurrencia de este tipo de fenómenos que continuarán siendo investigados.

### **Incendios, el incremento de la peligrosidad y nuevas líneas de investigación**

Con la ocurrencia de los incendios de la década de 1920 es muy probable que un gran número de árboles muertos y materia orgánica se hayan transportado y depositado en los cursos de agua. De esta forma, es posible que los represamientos puedan haber sido generados no sólo por los flujos de detritos que arriban al fondo del valle desde surcos perpendiculares al mismo, situados en el faldeo occidental del cordón del Derrumbe más expuestos a los vientos del oeste, sino también por un efecto tipo dique de castor, con árboles, troncos y materia orgánica que elevan el nivel de los cuerpos lacustres. En este caso, cabe abrir una nueva línea de investigación que aborde principalmente el efecto de la materia orgánica pos disturbio (incendios forestales) en el aumento del riesgo de generación de represamientos en las cuencas de ríos norpatagónicos.

Por último, los resultados de este trabajo representan interesantes oportunidades para la realización de futuros estudios dendrogeomorfológicos. Por un lado, la utilización de diversos métodos dendrogeomorfológicos en distintos puntos de la cuenca posibilitará la datación del desagote repentino y

posterior proceso de avulsión y desvío del arroyo Derrumbe. Por otro parte, y en relación a esto último, la utilización de técnicas dendrocronológicas para la reconstrucción del establecimiento de la vegetación a lo largo del tiempo en los diferentes sectores del abanico permitirá establecer el modo en el que se recoloniza el abanico. Ya que los incendios constituyen un factor central en la dinámica de los bosques de zonas bajas en el área de estudio, su ocurrencia y efectos en la vegetación deberán tenerse en cuenta en cualquier análisis dendrogeomorfológico de procesos activos, evaluando posibles sinergias entre disturbios.

## **CONCLUSIONES**

La cuenca alta del valle del arroyo Derrumbe ha registrado diferentes procesos activos de remoción en masa. En particular, los flujos de detritos canalizados son evidencias de que el paisaje se encuentra en un proceso de profundización y rejuvenecimiento postglaciario. En la cuenca media, por su parte, los flujos canalizados activos que se vuelcan desde el faldeo occidental del cordón del Derrumbe, así como la presencia de niveles aterrazados y depósitos laminados que se superponen sobre depósitos coluviales, permiten establecer que la hipótesis de formación de cuerpos lacustres mencionada por los pobladores es plausible, aunque requerirá de estudios más detallados para determinar las dimensiones y emplazamiento preciso del represamiento.

En la cuenca baja, el abanico aluvial terminal del arroyo Derrumbe presenta patrones de vegetación que se pudieron zonificar en 4 sectores, a saber: paleocauce, lóbulo inactivo con bosque bien desarrollado, lóbulo inactivo con bosque poco desarrollado y cauce activo. Se determina que la estructura del bosque en esta geoforma está relacionada tanto a la morfodinámica de eventos y migración del cauce del arroyo Derrumbe como a la dinámica de incendios que afectaron la región estudiada.

La dinámica del arroyo Derrumbe es relevante ya que este curso de agua debe vadearse para arribar al paraje El Turbio y otros puestos rurales de frontera ubicados sobre el valle del río Turbio. El caso de avulsión estudiado sugiere que la formación de represamientos en la cuenca media puede aumentar la peligrosidad natural de ocurrencia de flujos e inundaciones repentinas que arriben a la cuenca baja del arroyo Derrumbe. Por ello se recomienda mantener un monitoreo del tamaño y profundidad de los eventuales represamientos que se formen en el futuro. El área continuará siendo estudiada mediante el uso de técnicas dendrogeomorfológicas para datar con precisión la fecha de ocurrencia del evento y mejorar



el conocimiento que se tiene sobre la dinámica de represamientos y desagotes repentinos en sistemas fluvioacústicos de la región.

## AGRADECIMIENTOS

La investigación fue realizada en el marco de una beca posdoctoral Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas y de la autorización IF-2021-73993896-APN-DRPN#APNAC otorgada por la Dirección Regional Norte de la Administración de Parques Nacionales. Los autores agradecen al personal del Parque Nacional Lago Puelo por la colaboración logística, al poblador Marcelo Solari por la colaboración en tareas de relevamiento de la cuenca media, a Nicolás Bistolfi por la ayuda en los relevamientos a campo en el abanico aluvial y al aeroclub El Bolsón por facilitar la avioneta que se empleó para el sobrevuelo del área de estudio. Finalmente, agradecemos a los editores y revisores del artículo que con sus comentarios y observaciones mejoraron sustancialmente este manuscrito.

## REFERENCIAS

- Amoroso, M.M., Peri, P.L., Lencinas, M.V., Soler, E., Rosina M., Rovere, A., González Peñalba, M., Chauchard, L.M., Urretavizcaya, M.F., Loguercio, G. Mundo, I.A., Dezzotti, A., Attis Beltrán, H., Bahamonde, H.A., Ladio, A.H., Gowda, J.H., Gallo, L.A., Quinteros, C.P., Sola, G., Martínez Pastur, G.J. y Cellini, J.M. 2021. Región Patagónica (Bosques Andino Patagónicos). En: Peri P.L.; Martínez Pastur G.; Schlichter T. (eds.), *Uso sostenible del bosque: Aportes desde la Silvicultura Argentina*, Ediciones Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 692-809, Buenos Aires.
- APN 2019. Plan de Gestión Parque Nacional Lago Puelo 2019-2029. Administración Nacional de Parques Nacionales. Dirección Regional Patagonia Norte. Informe técnico inédito. Leonardi E. Comp. Versión digital. 194 p.
- Beerbower, J.R. 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geological Survey Bulletin* 169(1): 31-32.
- Caldenius, C.C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14: 1-164.
- Casteller, A., Stoffel, M., Crespo, S., Villalba, R., Corona, C. y Bianchi, E. 2015. Dendrogeomorphic reconstruction of flash floods in the Patagonian Andes. *Geomorphology* 228: 116-123.
- Cifuentes I.L. y Silver P.G. 1989. Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake. *Journal of Geophysical Research* 94(B1): 643-663.
- Clements, F.E. 1916. Plant succession: an analysis of the development of vegetation. *Carnegie Institution of Washington* 242: 1-512
- Colavitto, B., Orts, D. L. y Folguera, A. 2012. El caso del Outburst Flood histórico de la laguna Derrumbe, Cholíla, Chubut: Colapso de dique Morénico en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(3): 457-465.
- Cottam, G. y Curtis, J.T. 1956 The use of distance measures in phytosociological sampling. *Ecology* 37: 451-460.
- Crosta, G.B. y Frattini, P. 2004. Controls on modern alluvial fan processes in the central Alps, northern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 29(3): 267-293.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. En: Turner, A.K. y Schuster, R.L. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, Special Report 247*: 36-75.
- Densmore, A.L., Allen, P.A. y Simpson, G. 2007. Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112: 1-16.
- D'lorio, A., Galván, H., Denholm, C., Di Vincenzo, A. y Gonzalez, F. 2006. Estado de conservación, amenazas y prioridades de inversión en áreas protegidas andino-patagónicas. En: Monjeau, A. y Pauquet, S. (eds.), *Estado de conservación, amenazas y prioridades de inversión en el parque nacional Nahuel Huapi*. Ediciones Atlántida, 47-74, Buenos Aires.
- Donoso, C. 1994. Bosques templados de Chile y Argentina. Variación, estructura y dinámica. *Ecología Forestal*, Editorial Universitaria, 484, Santiago de Chile.
- Eyles, N., Doughty, M., Boyce, J. I., Mullins, H. T., Halfman, J. D. y Koeseoglu, B. 2003. Acoustic architecture of glaciolacustrine sediments deformed during zonal stagnation of the Laurentide Ice Sheet; Mazinaw Lake, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 157(1-2): 133-151.
- Fuenzalida Villegas, H. 1947. Informe geológico sobre la región del río Puelo. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural* 23: 1946-1947.
- Giacosa, R. y Heredia, N. 2002. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche. Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 279, 77 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E.C. 1984. Geomorfología de la Provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 347-364, San Carlos de Bariloche.
- González M.E., Amoroso, M.M., Lara, A., Veblen, T.T., Donoso, C., Kitzberger, T., Mundo I., Holz, A., Casteller, A., Paritsis, J., Muñoz A., Suarez, M.L. y Promis, A. 2014. Ecología de disturbios y su influencia en los ecosistemas forestales templados de Chile y Argentina. En: Donoso, C., González, M.E., Lara, A., Donoso, P. (eds), *Ecología Forestal: Bases para el Manejo Sustentable de los Bosques Nativos*. Marisa Cuneo Editores. Universidad Austral de Chile, 411-502, Valdivia.
- Inventario Nacional de Glaciares 2018. Informe de la subcuenca del Pue-

- lo Inferior cuencas de los ríos Manso y Puelo, provincias de Chubut y Río Negro. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Presidencia de la Nación Argentina. Informe técnico (versión digital) 56 p.
- Isla, F.I. y Espinoza, M. 2008. Ciclicidad de los depósitos glacialacustres del cerro Rigal, Epuyen, NO Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 102-109
- Lara, A., Amoroso, M., Bannister, J., Donoso, C., Gonzalez, M., Vargas, R., Smith-Ramírez, C., Avellano, G., Gutierrez, A.G. 2014. Sucesión y dinámica de bosques templados en Chile. En: Donoso C, Gonzalez M.E. y Lara A. (eds.), *Ecología Forestal: Bases Para El Manejo Sustentable y Conservación de Los Bosques Nativos de Chile*. Universidad Austral de Chile: 323-408, Valdivia.
- Lizuain Fuentes, A. 1983. Geología de la cordillera patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque, Provincia del Chubut. Tesis doctoral (inédita) Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 135 p., Buenos Aires.
- Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M.E., Delgado, S. y Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change* 60: 85-100.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research* 6(2): 125-166.
- Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., Perrin, C., Baghdadi, N. 2016. Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments at different time scales: a meta-analysis. *Hydrologic Science Journal* 61: 2520-2539.
- Monjeau A., Vidoz F., Nazar Anchorena S., Montoni Fernandez V., Marquez J., Alcalde D., D'lorio, A., Galván, H., Denholm, C., Di Vincenzo, A. y Gonzalez, F. 2006. Estado de conservación, amenazas y prioridades de inversión en áreas protegidas andino-patagónicas. En: Monjeau y Pauquet (eds.), *Estado de conservación, amenazas y prioridades de inversión en el Parque Nacional Lago Puelo*. Ediciones Atlántida, 75-94, Buenos Aires.
- Nasmith, H. 1962. Late glacial history and surficial deposits of the Okanagan Valley, British Columbia. B.C. Dept. Mines Pet. Res. Bull. 46.
- Oliver, C.D., Larson, B.C. 1996. Brief Notice: Forest Stand Dynamics (Update Edition). *Forest Science* 42(3): 397-397.
- Pasquini, A.I., Lecomte, K.L. y Depetrís, P.J. 2008. Climate change and recent water level variability in Patagonian proglacial lakes, Argentina. *Global and Planetary Change* 63(4): 290-298.
- Pereyra, F., Elissondo, M., López, C., Dzenoletas, A., Roverano, D. y Wilson, C. 2009. San Carlos de Bariloche. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250.000. Carta de Peligrosidad Geológica 4172-IV. Prov. de Río Negro. Boletín 390. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), 133 p.
- Quirós, R. 1988. Mapas batimétricos y parámetros morfométricos de lagos patagónicos de Neuquén, Río Negro y Chubut (Argentina). Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Departamento de Aguas Continentales, Informe Técnico 5, 48 p.
- Rabassa, J., Brandani, A., Boninsegna, J.A., y Cobos, D. 1984. Cronología de la "Pequeña Edad de Hielo" en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, cerro Tronador, provincia de Río Negro. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas: 624-639, San Carlos de Bariloche.
- Ruiz, L.E. 2013. Análisis geomorfológico, sedimentológico y crono-estratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la Cordillera de los Andes y zonas adyacentes entre el paralelo 42° y el 43° LS, desde la última glaciación. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 293 p. Buenos Aires.
- Smith, R. 2010. The biggest one. *Nature* 465 (7294): 24-25.
- Stoffel, M., Ballesteros Canovas, J.A., Luckman, B.H., Casteller, A. y Villalba, R. 2019. Tree-ring correlations suggest links between moderate earthquakes and distant rockfalls in the Patagonian Cordillera. *Scientific Reports* 9(1): 1-9.
- Tatur, A., Del Valle, R., Bianchi, M. M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodzisz, J. y Debaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89 (1): 135-150.
- Tejedo, A., Chávez, R. y Tello, N.E. 2009. Esquel. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250.000. Carta de Peligrosidad Geológica 4372-II. Provincia de Chubut. Boletín 389. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada. 127 p.
- Tobal, J.E. 2015. Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42° 30' S. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 161 p., Buenos Aires.
- Valencio, D.A., Creer, K., Sinito, A.M., Vilas, J.F.A., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., Romero, E.J., y Fernandez Cirelli, A. 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I. Lago El Trébol. *Revista Asociación Geológica Argentina* 37(2): 183-204.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Doom, L., Boes, E., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., Hebbeln, D., Pino, M., Urrutia, R., Brümmer, R., De Batist, M. 2015. A comparison of the sedimentary records of the 1960 and 2010 great Chilean earthquakes in 17 lakes: Implications for quantitative lacustrine palaeoseismology. *Sedimentology* 62(5): 1466-1496.
- Veblen, T.T. y Ashton, D.H. 1978. Catastrophic influences on the vegetation of the Valdivian Andes, Chile. *Vegetatio* 36(3): 149-167.
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Raffaele, E., Lorenz, D. 2003 Fire history and vegetation changes in northern Patagonia, Argentina. En: Veblen, Baker, Montenegro, Swetnam Eds., *Fire and Climatic Change in Temperate Ecosystems of the Western Americas*, *Ecological Studies* 160, 265-295, Springer Verlag, New York
- Villarosa, G., Outes, V., Gomez, E. A., Chapron, E., y Ariztegui, D. 2009. Origen del tsunami de mayo de 1960 en el Lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 593-597.

Worni, R., Stoffel, M., Huggel, C., Volz, C., Casteller, A. y Luckman, B. 2012. Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). *Journal of Hydrology* 444: 134-145.

Wright, C. y Mella, A. 1963. Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the

period May to August 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America* 53(6): 1367-1402.