



Sedimentología de una avalancha de rocas anterior a 5.4 ka en la sierra de San Bernardo, Chubut (Argentina)

S. Mariela OCAMPO¹, Nicolás FOIX^{1,2}, José Matildo PAREDES¹, Sabrina Ximena OLAZÁBAL¹, Pablo BOUZA²

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud (FCNyCS), Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco". Ruta N° 1 S/N, Km 4 (9005), Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

E-mail: ocampomariela@gmail.com (S. Mariela Ocampo)

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 14/05/2026

Aceptado: 03/10/2026

RESUMEN

Este trabajo caracteriza un depósito de movimiento en masa expuesto en el cañadón Matasiete (sierra de San Bernardo, Chubut). El análisis de litofacies y el relevamiento estructural permiten interpretar al depósito como resultado de una avalancha de rocas (AR) emplazada con anterioridad a los 5401 años cal AP. El depósito está compuesto por brechas de arcilitas, tobas y areniscas conglomerádicas de la Formación Matasiete, organizadas en facies que responden al modelo clásico de *carapace*-cuerpo-base, con rasgos diagnósticos de flujos laminares cataclásticos (alta fragmentación y cizallamiento diferencial) tales como clastos en rompecabezas y sobrevivientes, estructuras tipo *boudin*, cizallas R y R', pliegues y fallas normales. Dos cizallas principales controlan la arquitectura del depósito (plano de cizalla principal A, PCP_A, y zona de cizalla principal B, ZCP_B) y marcan la dirección de transporte hacia el OSO. La ausencia de rasgos morfológicos superficiales vinculados al depósito dificulta la interpretación directa del deslizamiento (tipo de emplazamiento, volumen, extensión). La evidencia disponible no permite establecer con certeza el mecanismo desencadenante, aunque tanto la inestabilidad inducida por precipitaciones como un desencadenante sísmico siguen siendo hipótesis plausibles.

Palabras clave: Depósitos de movimientos en masa, Flujo laminar cataclástico, Cizallamiento diferencial, Patagonia extraandina.

ABSTRACT

Sedimentology of a rock avalanche before 5.4 ka in the sierra de San Bernardo, Chubut (Argentina). This study characterizes a mass movement deposit exposed in the Matasiete Canyon (sierra de San Bernardo, Chubut). Lithofacies analysis and structural survey allow the deposit to be interpreted as the result of a rock avalanche (RA) emplaced prior to ca. 5401 cal yr BP. The deposit is composed of breccias of claystones, tuffs, and conglomeratic sandstones of the Matasiete Formation, organized into facies consistent with the classical carapace-body-base model, displaying diagnostic features of cataclastic laminar flows (high fragmentation and differential shearing), such as jigsaw and survivor clasts, boudin-like structures, R and R' shears, folds, and normal faults. Two main shear zones control the architecture of the deposit (PCP_A and ZCP_B) and indicate a transport direction toward the WSW. The absence of surface morphological features associated with the deposit hinders direct interpretation of the landslide (emplacement type, volume, and extent). The available evidence does not allow the triggering mechanism to be established, although both rainfall-induced instability and seismic triggering remain plausible.

Keywords: Mass movement deposit, Cataclastic laminar flow, Differential shearing, Extra-Andean Patagonia.

INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos *sensu lato* (*landslides*) representan el movimiento pendiente abajo de masas de rocas y detritos (Cruden 1991). Su estudio ha sido abordado desde la perspectiva geomorfológica (Varnes 1978, Hutchinson 1988, Cruden y Varnes 1996, Dufresne y Davies 2009, Crozier 2010, Hungr et al. 2014), sedimentológica (Yarnold y Lombard 1989, Blair y McPherson 1994, Dunning y Armitage 2011, Prager et al. 2012, Weidinger et al. 2014, Dufresne et al. 2016a, Sanders et al. 2022), geomecánica (Brideau et al. 2007, Perinotto et al. 2015, Handwerger et al. 2016), y peligrosidad geológica (Varnes y IAEG 1984, Fell et al. 2008, Highland y Bobrowsky 2008). Las clasificaciones de deslizamientos más utilizadas se fundamentan en el tipo de movimiento y los materiales involucrados (Varnes 1978, Hutchinson 1988, Cruden y Varnes 1996, Hungr et al. 2001, 2014). Los principales movimientos incluyen caída (*fall*), vuelco (*topples*), deslizamiento *sensu stricto* (*slides*), expansión lateral (*spread*), deformaciones gravitacionales profundas de ladera (*Deep-Seated Gravitational Slope Deformations*, DSGSD) y flujos (*flows*) (Cruden y Varnes 1996, Agliardi et al. 2001). Los materiales considerados en las clasificaciones corresponden a rocas y suelos; estos últimos incluyen depósitos no litificados naturales y antropogénicos (Hungr et al. 2014).

Aunque la terminología empleada en la literatura científica es diversa (Gutiérrez Elorza 2008), en este trabajo se adopta el término “deslizamiento” en sentido amplio (*landslides*) para designar a todos los movimientos de ladera, en tanto los términos “avalanchas de rocas” (*rock avalanches*, AR) y “deslizamientos de rocas” (*rockslides*, DR) se usan para referirse a tipos específicos de deslizamientos rápidos que implican el desplazamiento de grandes volúmenes de roca y los procesos asociados (Dufresne et al. 2016a).

En Patagonia, los movimientos en masa son procesos muy frecuentes y de gran extensión (Sciutto et al. 2000, González Díaz 2004a, b, González Díaz et al. 2005a, González Díaz y Folguera 2005b, Sciutto et al. 2008, González Díaz y Di Tommaso 2014, Kilnar et al. 2024, Pánek et al. 2025a, b, 2026), con gran variedad tipológica, que incluye deslizamientos rotacionales, planares, expansiones laterales, caídas de rocas y detritos, y avalanchas de rocas (González Díaz 2004b). En Patagonia extraandina, los procesos de remoción en masa tienen gran relevancia en el modelado del paisaje (González Díaz 2004b) y se asocian a planicies estructurales basálticas o de gravas, con sustratos de rocas sedimentarias friables neógenas o cretácicas (e.g., Giacosa y Franchi 2001, Cobos y Panza 2003). Balbi et al. (2023) calcularon los por-

centajes de procesos de remoción en masa registrados en la provincia de Chubut: 43.55% de caídas de rocas y vuelcos, 29.05% de deslizamientos (rotacionales y planares), 21% de flujos, 3.20% de reptación, 1.6% avalanchas de nieve y 1.6% de movimientos complejos. Pánek et al. (2025a) elaboraron un inventario de deslizamientos (*landslides*) en Patagonia asociados a mesetas basálticas, delimitando una superficie aproximada de 28000 km². En el sector cordillerano, los movimientos gravitacionales están asociados a fenómenos postglaciales afectando a morrenas, rocas sedimentarias neógenas y cretácicas (Dal Molin 1998, Lizuaín y Viera 2010, Pánek et al. 2023, 2025a, b). Por su parte, en el sector litoral atlántico están vinculados a la acción marina y/o fluvial, que actúan como disparadores del movimiento luego de eventos hidroclimáticos (tormentas), por socavamiento de la base de acantilados o de las laderas (González Díaz 2004a, b; Pánek et al. 2025b, Paredes et al. 2026). Sin embargo, a pesar de los múltiples antecedentes dedicados a la caracterización geomorfológica de los movimientos en masa en la Patagonia, su abordaje sedimentológico ha sido escaso, circunstancial o complementario.

Por esto, el objetivo del trabajo consiste en analizar el registro sedimentario de un deslizamiento (*landslide*) ubicado en la sierra de San Bernardo (Chubut), que carece de rasgos geomorfológicos asociados al proceso de movimiento en masa. La caracterización sedimentológica y estructural a escala mesoscópica, permitió identificar y caracterizar los elementos necesarios para interpretar el depósito como una avalancha de rocas (AR).

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se ubica en la sierra de San Bernardo (Fig. 1A; Giacosa et al. 2021), también denominadas Bernárdides (Ramos 1999), en el sector centro-sur de la provincia del Chubut. La clasificación de regiones geomorfológicas de Pereyra y Bouza (2021) para la provincia de Chubut incluye el área de estudio en las Serranías Subandinas. Este sistema serrano es uno de los rasgos estructurales más relevantes de la Patagonia extraandina y, dentro del ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, recibe el nombre de faja plegada de San Bernardo. Está constituida por un tren estructural de pliegues y fallas inversas de orientación N-S, originado por inversión tectónica de fallas normales jurásicas y cretácicas durante la compresión andina que tuvo lugar desde el Cretácico Tardío (Allard et al. 2021).

Las rocas sedimentarias que afloran en el área del cañadón Matasiete forman parte del relleno de la cuenca del

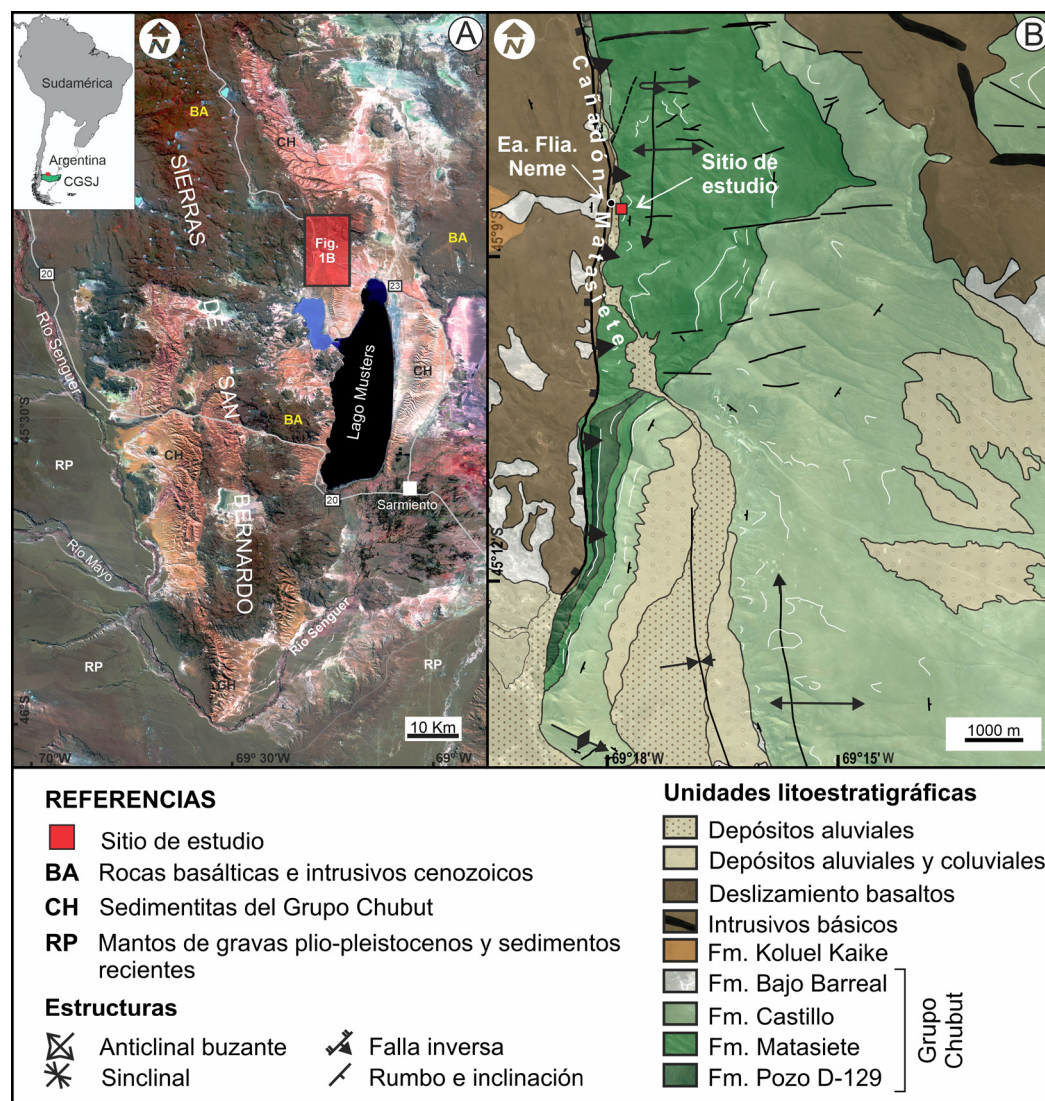


Figura 1. Mapas de ubicación y geología regional. (a) Imágenes satelitales Sentinel-2B (RGB 12-5-2) y unidades geológicas principales en la sierra de San Bernardo (simplificado de Paredes et al. 2015). (b) Mapa geológico del área del cañadón Matasiete (modificado de Paredes 2009).

Golfo San Jorge (CGSJ). El registro sedimentario de mayor representación es el correspondiente al Grupo Chubut (Fig. 1), constituido por unidades continentales con alto contenido volcanoclástico y piroclástico, de edad barremiana a maastrihtiana (Paredes et al. 2021). La Formación Matasiete, junto a la Formación Pozo D-129, son las unidades litoestratigráficas basales del Grupo Chubut, de composición silicoclástica y piroclástica. La Formación Matasiete es de origen fluvial y consiste en conglomerados finos y areniscas gruesas que constituyen fajas de canales fluviales con geometría lenticular, y limoarcilitas rojizas y limolitas tobáceas conformando los depósitos de la planicie de inundación (Fig. 2) (Paredes et al. 2007).

La Formación Castillo cubre ambas unidades basales del Grupo Chubut y corresponde a depósitos fluviales con una alta proporción de materiales tobáceos finos de tonos claros (Paredes et al. 2015). La sucesión del Grupo Chubut continúa con la Formación Bajo Barreal, también de origen fluvial, e in-

tegrada por tobas, areniscas y limolitas (Sciutto 1981, Umazano et al. 2008). Por encima, se dispone la Formación Laguna Palacios compuesta por tobas, tufitas, areniscas y fangolitas (Sciutto 1981). El Grupo Chubut se encuentra cubierto localmente por la Formación Koluel Kaike (perteneciente al Grupo Río Chico), del Paleoceno Superior, integrada por sedimentos limosos de origen volcanoclástico, fuertemente silicificados y con evidencias de edafización (Raigemborn et al. 2010).

En el área afloran coladas basálticas (basaltos alcalinos y basanitas) y cuerpos intrusivos de composición básica de edad oligocena-miocena, que atraviesan las rocas sedimentarias de los grupos Chubut y Río Chico (Paleoceno tardío-Eoceno) (Haller et al. 2021). Estos cuerpos presentan variedades composicionales como gabro, gabrodioritas, monzogabro, monzodioritas con foides, monzodiorita foidífera, sienita alcalifeldespática con foides, sienita foidífera y basanita (Menegatti et al. 2018).

Las unidades más modernas son depósitos aluviales aterrazados ubicados a lo largo del cañadón Matasiete, constituidos por arcillas, arcillas arenosas, gravilla fina o gravilla con escaso contenido pelítico, y ocasionalmente material cinerítico (Vilela 1971).

MARCO GEOMORFOLÓGICO-TECTÓNICO

Este sector de la CGSJ se caracteriza por la presencia de unidades estructurales plegadas producto de inversión tectónica de fallas normales cretácicas (Homovc et al. 1995), con alturas que no superan los 1200 m s.n.m. A escala local, Vilela (1971) distinguió dos paisajes principales. El primero tiene como elemento central al lago Musters, emplazado en una depresión sinclinal. El segundo paisaje corresponde al relieve

morfoestructural de la sierra de San Bernardo, conformado por anticlinales y sinclinales, en los que se desarrollan geomorfos erosivos y depositacionales. Este autor señala que el cañadón Matasiete ha excavado su curso aprovechando la debilidad estructural generada en el flanco occidental del anticlinal del cañadón Matasiete (Fig. 1B), desembocando finalmente en el margen norte del lago Musters. La dinámica de las cuencas hídricas de los lagos Musters y Colhué Huapi condiciona fuertemente la geomorfología regional, ya que a inicios del Holoceno y en condiciones climáticas más húmedas que las actuales, ambas depresiones conformaban un único cuerpo de agua denominado paleolago Sarmiento (González Díaz y Di Tommaso 2014), una hipótesis originalmente planteada por Césari et al. (1986).

Gianni et al. (2017) reconocen en la zona de estudio depósitos aluviales cuaternarios deformados por actividad neotectónica (fallamiento inverso, pliegues y estratos de crecimien-

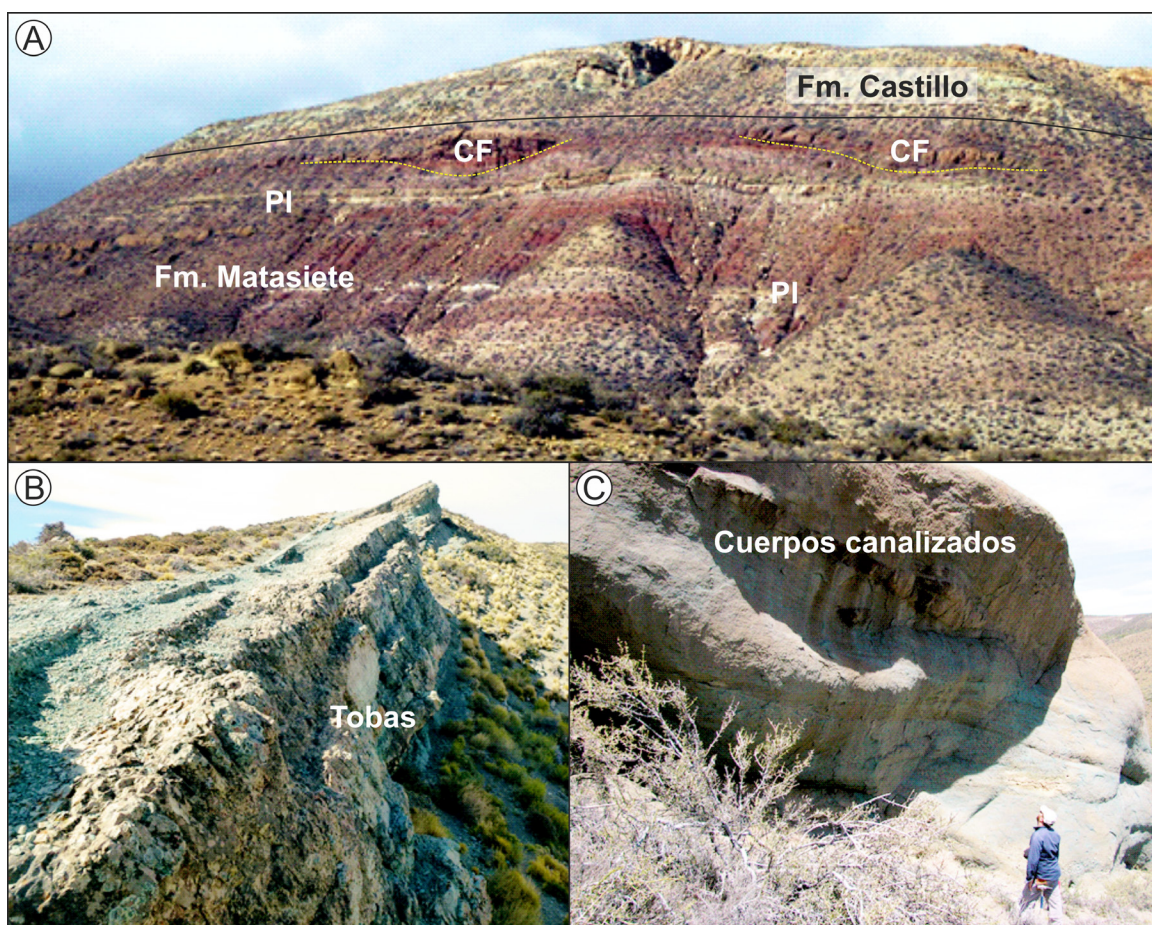


Figura 2. Depósitos asociados a la Formación Matasiete en el área del cañadón Matasiete, sierra de San Bernardo. (a) Afloramiento del Miembro Superior de la Formación Matasiete y la Formación Castillo. Los niveles tabulares claros (tobas) y de colores rojizos (arcilitas y limoarcilitas) corresponden a la planicie de inundación (PI: planicie de inundación), mientras que los niveles lenticulares son depósitos asociados a fajas de canales fluviales (CF: canales fluviales). (b) Estratos tabulares tobáceos de color verde y blanco, representando depósitos de la planicie de inundación, Miembro Inferior de la Formación Matasiete en adyacencias a la Estancia de Neme. Espesor: 3.5 metros. (c) Depósitos de conglomerados y areniscas conglomerádicas de característico color verde, representando el relleno de fajas de canales fluviales, Miembro Inferior de la Formación Matasiete en alrededores de la Ea. de Neme.

to), vinculada a la deformación de intraplaca en un contexto de antepaís fragmentado.

Geomorfología local

El cañadón Matasiete (Fig. 3) constituye un valle tectónico que se desarrolla de manera paralela al eje de un anticlinal asimétrico, doblemente buzante de rumbo NNO-SSE a N-S (Fig. 3B). Esta estructura, originada por inversión tectónica positiva, posee su flanco abrupto hacia el oeste y otro más tendido hacia el este, asociado a una falla normal invertida (Fig. 1B). En este contexto afloran las formaciones cretácicas Pozo D-129, Matasiete, Castillo y Bajo Barreal.

En el valle del cañadón Matasiete se reconocen geofor-mas asociadas a procesos depositacionales y erosivos (Fig. 3A), entre los que se destacan abanicos aluviales transversales al valle principal (Fig. 3C y 3D), planicies aluviales relicticas con mallines y flatirones desarrollados en rocas del Grupo Chubut. Los abanicos aluviales son reducidos en tamaño, con radios comprendidos entre 100 y 370 m y pendientes medias de 3 a 7°. La cuenca de drenaje del cañadón Matasiete que se prolonga hacia el sur, alcanza 23 km de longitud y un ancho máximo de 5 km, con divisorias de aguas controladas por factores litológicos y estructurales. En su sector meridional, el cauce principal se desvía hacia el este y discurre longitudinalmente por el sinclinal que alberga al lago Musters en su porción noroccidental.

El movimiento en masa analizado en esta contribución aflora en los márgenes de una cárcava que localmente supera los 10 m de relieve vertical, y expone los depósitos estudiados a lo largo de más de 150 m (Fig. 3). La cárcava se desarrolló enteramente desde la década de 1960 en relación con eventos extremos de precipitación (Hugo Neme, comunicación personal). El área presenta actualmente un clima semiárido, con una precipitación media anual de aproximadamente 147 mm para el período 1979-2025, calculada a partir de los registros de la estación Aeroclub Sarmiento del Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIRH 2026). No obstante, la ocurrencia ocasional de precipitaciones extraordinarias, como las registradas entre fines de marzo y comienzos de abril de 2017, cuando se alcanzaron hasta 120 mm en un día según los registros de la misma estación (SNIRH 2026), pone de manifiesto que aún bajo este régimen climático pueden producirse procesos erosivos de elevada magnitud.

MATERIALES Y MÉTODOS

La base cartográfica de referencia se realizó con QGIS (versión 3.36), incorporando la visualización de *Google Sate-*

llite mediante la conexión XYZ Tiles. Complementariamente, se integró un mosaico compuesto por dos imágenes satelitales Sentinel-2B (RGB 12-5-2). Los datos estructurales (rumbo e inclinación de planos, *rake* de líneas) se tomaron con brújula Brunton, fueron geolocalizados con GPS Garmin Modelo Etrex 10 y representados en el mapa. Se elaboraron cuatro perfiles sedimentológicos sobre las laderas de la cárcava (Fig. 4), con descripciones mesoscópicas y análisis de litofacies, registrando datos de granulometría, espesores de estratos con cinta métrica, estructuras y texturas sedimentarias, además de identificar superficies principales y estructuras. Se utilizó un comparador visual granulométrico para estimar el tamaño de grano de los depósitos. El volumen del depósito se estimó mediante una aproximación geométrica simple, considerando el cuerpo como un prisma. El área a partir de imágenes satelitales se multiplicó por el espesor máximo observado en afloramiento (10m). Las litofacies sedimentarias se interpretaron siguiendo trabajos de referencia en la temática (Yarnold y Lombard 1989, Hewitt 2006, Shi et al. 2024) y se agruparon conforme al modelo clásico de avalanchas y deslizamientos (Heim 1932, Dunning 2004, Weidinger et al. 2014, Dufresne et al. 2016a). Para la caracterización dinámica se utilizó el modelo de Shi et al. (2024), quienes establecen que el flujo laminar cataclástico se puede clasificar en función del (i) grado de fragmentación (alta/baja) y (ii) del tipo de deformación dominante (frágil/dúctil) sobre la base de la presencia de ciertos elementos (cizallas R y R', bloques en rompecabezas, pliegues, clastos tipo *boudin*, clastos sobrevivientes).

Se efectuó una datación radiocarbónica en el Laboratorio AMS de la Universidad de Arizona (código AA109721), a partir de una muestra de paleosuelo con débil desarrollo edáfico (45°8'44.99"S; 69°18'2.76"O), formada sobre el depósito gravitacional y posteriormente sepultada por depósitos fluviales. La muestra contenía escasos fragmentos de carbón macroscópicamente identificables y fue remitida al laboratorio sin separación previa del material orgánico. El pretratamiento mediante el procedimiento ácido-base-ácido (ABA) proporcionó un rendimiento de carbono de 0.11% y una masa de carbono de 0.44 mg. El análisis arrojó un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -24.7‰, una fracción de carbono moderno de 0.5576 ± 0.0020 y una edad radiocarbónica no calibrada de 4693 ± 29 años ^{14}C AP. El resultado se calibró con el software Calib (versión 8.2, de uso libre).

RESULTADOS

Litofacies sedimentarias

Los perfiles sedimentológicos, denominados P1 a P4, presentan un espesor variable entre 6.5 y 10 m con una separa-

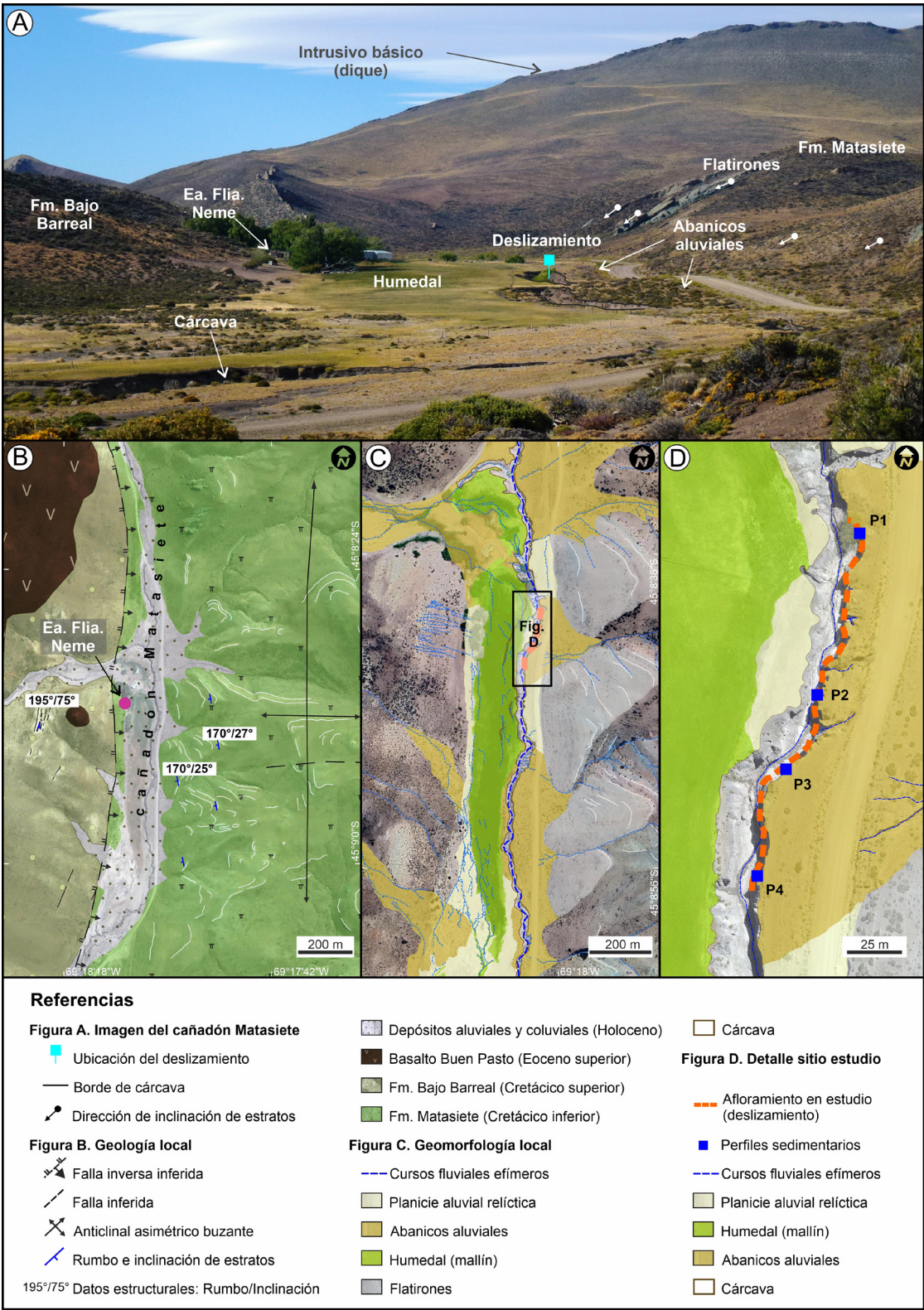


Figura 3. Geomorfología local del cañadón Matasiete. (a) Imagen del humedal con vista al norte donde se indican las geoformas principales. (b) Geología local. Se observan las unidades litoestratigráficas y estructuras principales. (c) Geoformas principales: planicie aluvial relictica y humedal, abanicos aluviales transversales al valle, flatirones y cárcava longitudinal al valle. Se muestra ubicación de la Figura D. (d) Ubicación y extensión del afloramiento en estudio (deslizamiento) en la cárcava y de los perfiles sedimentarios.

ción entre ellos de 20 a 40 m, y se realizaron de norte a sur en las paredes verticales de la cárcava (Fig. 4). Se identificaron siete litofacies y sus procesos de formación (Tabla 1), ilustrando los rasgos típicos de litofacies características (Fig. 5) siguiendo la propuesta de Shi et al. (2024).

En el depósito gravitacional estudiado predominan brechas sedimentarias con diferente grado de fracturamiento y tipos de deformación (Tabla 1, Fig. 5). En su base se reconocen cuerpos tobáceos con bajo fracturamiento (T) o brechas tobáceas con estratificación difusa (BmTI), aunque lo-

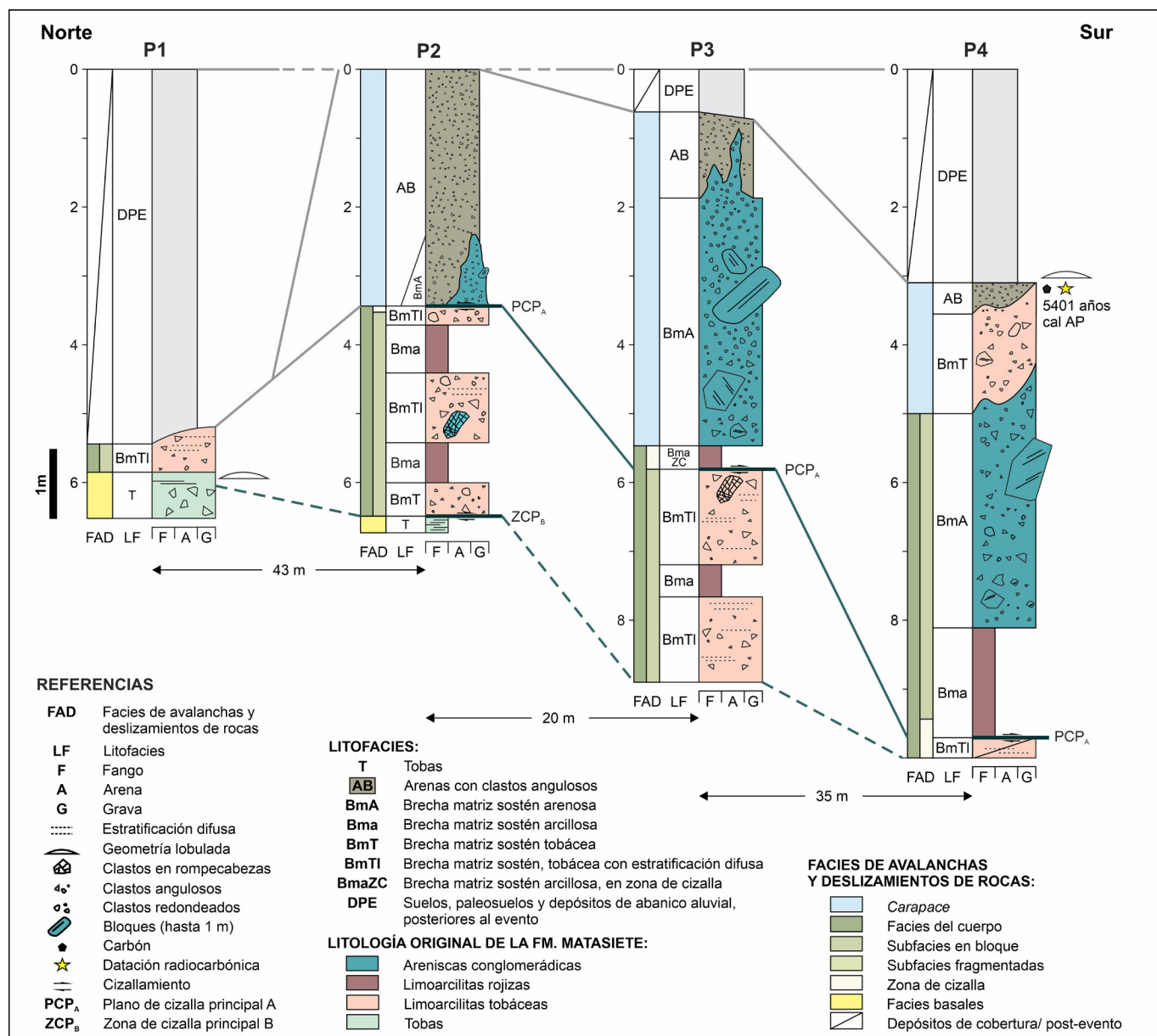


Figura 4. Perfiles sedimentológicos y correlación de perfiles de los depósitos de la avalancha de rocas.

calmente se reconocen arcillitas rojizas que forman cuerpos irregulares, con rasgos de deformación plástica dominante, clastos en rompecabezas o clastos alineados de tamaño variable (Bma).

El depósito está afectado por dos cizallas principales (PCP_A y ZCP_B) cuyos datos estructurales se presentan en la Fig. 6; la primera (PCP_A) conforma un plano neto que atraviesa todo el depósito de norte a sur, y se ubica en la porción media en gran parte del afloramiento (Fig. 7E, 7F, 7G, 8A, 8B, 8D, 8E). Los datos estructurales obtenidos para el PCP_A (planos principales, secundarios y estrías) evidencian variaciones en su orientación. Las estrías medidas presentan direcciones de 238 y 252°, con una dirección media de 245°, que indica un movimiento general hacia el OSO (Fig. 6). So-

bre este plano se reconocen brechas de arcillitas rojizas afectadas por superficies de cizalla de menor jerarquía (BmaZC) y areniscas conglomeráticas de color verde (BmA). Las brechas verdes localmente conforman bloques (mayores a 1.2 x 0.5m) y conservan la estratificación original y, en otros casos, se presentan totalmente desintegradas, generando una matriz arenosa y clastos volcánicos redondeados; el techo del depósito es marcadamente irregular. Continúa un depósito polimítico macizo de arenas castañas (litofacies AB), no vinculado litológicamente a la Formación Matasiete, relleno de las irregularidades del depósito previo. Los clastos de esta facies son tobas angulosas, areniscas gruesas verdes y clastos volcánicos redondeados de segunda generación. En la base del depósito se reconoce una segunda superficie de cizalla,

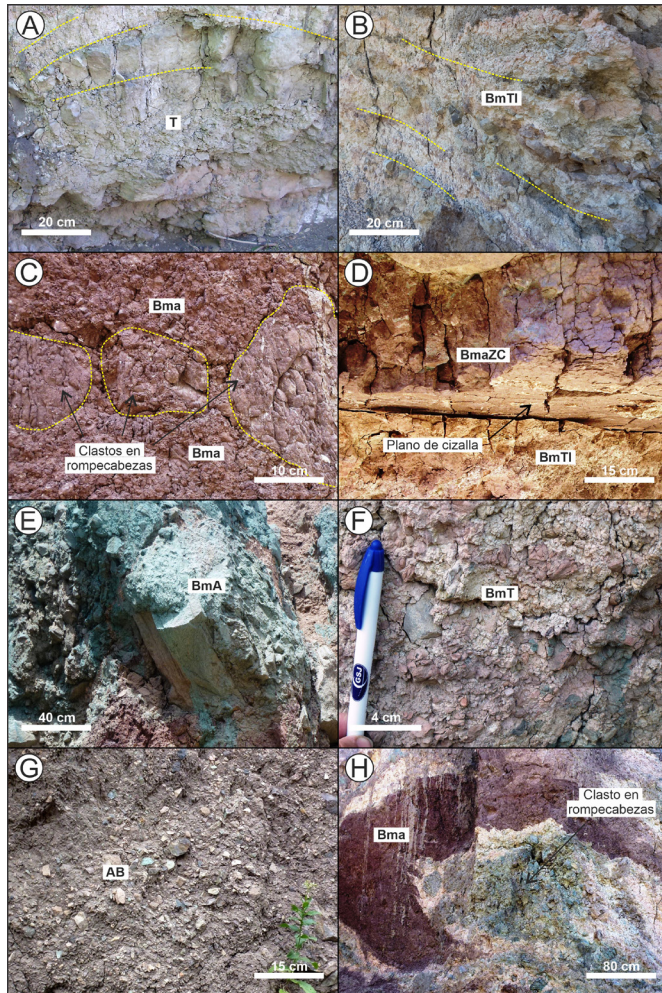


Figura 5. Litofacies de los depósitos estudiados. Claves: B: brecha; T: toba; a: arcilla; A: arena. BmTI: brecha matriz sostén con estratificación difusa, composición tobácea; Bma: brecha matriz sostén arcillosa; BmaZC: brecha matriz sostén arcillosa afectado por superficies de cizalla; BmA: brecha matriz sostén arenosa; BmT: brecha matriz sostén tobácea; AB: arena brechosa maciza. (a) Tobas rosadas fragmentadas con techo lobulado. (b) Estratificación difusa en brechas de tobas. Los clastos angulares se muestran alineados. (c) Brechas de arcillitas rojizas con bloques fracturados. (d) Plano de cizalla subhorizontal desarrollado en el límite entre brechas de arcillosas y tobáceas. (e) Brechas arenosas con bloques con estratificación sedimentaria original; se observa el límite inferior irregular. (f) Brechas de tobas con tamaños de clastos variables. (g) Clastos angulosos en una matriz arenosa; esta facies no proviene en forma directa de la Formación Matasiete. (h) Se observan las brechas arcillosas rojizas (oscuro) con rasgos de comportamiento dúctil limitando un bloque tobáceo con estructura en rompecabezas.

interpretada como una zona de cizalla basal (ZCP_B), que separa el depósito analizado del sustrato *in situ* de la Formación Matasiete (ver Fig. 4).

El material litológico que conforma gran parte del depósito proviene de la Formación Matasiete, que aflora en adyacencias al sitio de estudio (Paredes et al. 2003, 2007). La litología predominante está compuesta por brechas sedimentarias, con características de flujo laminar con intensa fragmentación y cizallamiento (Shi et al. 2024). Se destaca la presencia de

clastos y bloques sobrevivientes, en rompecabezas, alineados, tipo *boudin*, deformados o distorsionados; superficies de cizalla tipo R y R' y cizallas oblicuas de compleja asignación genética. Los depósitos están afectados por pliegues, fallas normales, pequeños corrimientos imbricados y planos de cizalla, así como por estructuras en llama (Fig. 7). La presencia de estos atributos permitió caracterizar el afloramiento en función del grado de fragmentación y del tipo de deformación dominante.

En la porción basal del sector norte del afloramiento (Fig. 5A) se identifica la litofacies T, con bajo grado de fracturamiento, escasas evidencias de transporte y, ocasionalmente, geometría lobulada.

En el sector medio, particularmente cerca del perfil 2, la zona de cizalla B (ZCP_B) (Fig. 7A) presenta bajo grado de fragmentación. Esta zona está definida por planos de cizalla tipo R y R', que por sus características locales podrían haberse desarrollado a partir de rasgos heredados de la Formación Matasiete. Sobre esta cizalla, se desarrollan las litofacies BmT y Bma, con mayor grado de fragmentación. Ambas litofacies presentan clastos y bloques sobrevivientes (conservando la estratificación original), con clastos y bloques en rompecabezas de tamaños variables (Fig. 7A, 7B y 7C), clastos con morfología similar a estructuras tipo *boudin*, clastos deformados (Fig. 7A), clastos alineados (Fig. 7B); y desarrollo de fallas y pliegues menores (Fig. 7D y 7G).

El contraste litológico entre las brechas arcillosas (Bma) y las tobáceas (BmT, BmTI) genera diferencias en el comportamiento del material a escala de afloramiento. Las brechas arcillosas presentan morfología irregular (Fig. 7D), lo que sugiere reología dúctil en comparación con las tobáceas. Este comportamiento persiste lateralmente (Fig. 7F) hasta la superficie PCP_A , que marca un cambio significativo en las propiedades y comportamiento de las litofacies suprayacentes.

La litofacies BmaZC es de composición predominantemente arcillosa y se encuentra adyacente al cizallamiento principal PCP_A . Presenta corrimientos imbricados (Fig. 7E), fallas normales (Fig. 7G), planos de cizalla oblicuos y estructuras en llama (Fig. 7H). Por su parte, la litofacies BmA presenta grandes bloques con techo irregular y contiene localmente gran proporción de matriz arenosa, lo que le confiere un comportamiento desagregado y fluido.

En cuanto a la litofacies AB (Fig. 5G y 7E), no se reconoce como parte original de la Formación Matasiete, ya que no se encuentra consolidada, cubre a las litofacies subyacentes y está compuesta por arenas con clastos angulosos de tobas, clastos redondeados de areniscas verdes y clastos volcánicos redondeados de segunda generación. La litofacies AB rellena el espacio disponible entre los bloques de la litofacies BmA.

Tabla 1. Litofacies sedimentarias e interpretación

LF	Descripción	Interpretación
T	Tobas rosadas y verdes fracturadas de la Formación Matasiete, con escaso o nulo transporte. Conserva la estratificación original (estratigrafía remanente). Base no aflorada o parcialmente en contacto con la formación in situ. En ocasiones presenta geometría lobulada, y cizallas tipo R y R'. Potencia máxima 100 cm (Fig. 5A).	Flujo laminar cataclástico (Shi et al. 2024), de bajo fracturamiento.
BmTI	Brecha matriz sostén, con clastos de composición tobácea de colores rosados, verdes y grises (Formación Matasiete), pobremente seleccionada. Presenta una estratigrafía remanente difusa. La matriz posee una granulometría heterogénea (arena muy gruesa a limo/arcilla) con textura de polvo de roca. Los clastos varían de 1 a 7 cm, sin tendencia interna. En ocasiones bloques tobáceos de 50 a 120 cm fracturados, con fábrica en rompecabezas o enteros. Presenta diferente grado de fracturamiento, que se intensifica hacia el techo, disminuyendo el tamaño de grano donde se pone en contacto neto con la litofacies BmaZC. Potencia máxima 300 cm. Geometría variable, parcialmente tabular, reduciendo el espesor en dirección sur (Fig. 5B).	Flujo laminar cataclástico (Shi et al. 2024), de alta fragmentación y deformación frágil dominante. Matriz de origen cataclástico (Blair y McPherson 1994) producto de la pulverización y desintegración mecánica de la roca durante el transporte. La fragmentación interna de la roca genera bloques en rompecabezas (Hewitt 2006, Davies y McSaveney 2009).
Bma	Brecha matriz sostén, compuesta por arcilitas rojizas (Formación Matasiete) con diversos grados de fragmentación interna pobremente seleccionado. La matriz posee una granulometría heterogénea (predominantemente tamaño limo a arcilla) con textura de polvo de roca de similar composición que los clastos. Los clastos varían entre 1 y 50 cm, sin tendencia definida. Los clastos más grandes pueden estar fracturados, en rompecabezas, alineados o formando estructuras tipo <i>boudin</i> . La unidad constituye cuerpos longitudinales limitados por superficies de cizallas, con base y techo irregulares. En ocasiones muestra estratigrafía remanente difusa con espesores aproximados de 10 a 20 cm, aunque son comunes las geometrías irregulares que alcanzan los 200 cm (Fig. 5C y 5H).	Flujo laminar cataclástico (Shi et al. 2024), de alta fragmentación y con rasgos de comportamiento dúctil. Matriz de origen cataclástico (Blair y McPherson 1994) producida por pulverización y desintegración mecánica de las arcilitas durante el transporte. Las estructuras tipo <i>boudin</i> y los clastos en rompecabezas indican cizallamiento diferencial (Hewitt 2006).
BmaZC	Brecha matriz sostén, compuesta por arcilitas rojizas (Formación Matasiete), similar a la litofacies Bma, pero afectadas por superficies de cizalla. Selección pobre. La matriz posee granulometría heterogénea (predominantemente tamaño limo a arcilla) con textura de polvo de roca (<i>rock powder/dust</i>). Comprende un plano de despegue con fallas en cola de caballo asociadas, que atraviesan todo el depósito y generan pequeños corrimientos. En ocasiones con desarrollo de fallas normales y estructura en llama. Espesor máximo de 120 cm (Fig. 5D).	Flujo laminar cataclástico, de alta fragmentación y deformación frágil dominante (Scarascia Mugnozza et al. 2006, Dufresne y Davies 2009, Strom y Abdrakhmatov 2018, Shi et al. 2024). Matriz cataclástica (Blair y McPherson 1994) por pulverización y conminución mecánica de la roca durante el transporte. Las estructuras en llama evidencian deformación plástica y escape de fluidos (Lowe 1975).
BmA	Brecha matriz sostén, compuesta por areniscas conglomerádicas verdes de la Formación Matasiete. Pobremente seleccionada. Clastos de tamaño variable, rotados, desde 1 cm a bloques > a 120 cm, que conservan la estratificación original. Sin tendencia definida a groseramente inversa, sin estructura sedimentaria. Los clastos y matriz son monolitológicos. La matriz posee una granulometría predominantemente tamaño arena, reflejando la alta friabilidad de la unidad fuente. El techo puede ser irregular limitando con la litofacies AB, u ondulado cuando está en contacto con la litofacies BmT. Base en contacto neto con la litofacies BmaZC o BmTI. Espesor máximo de 400 - 500 cm (Fig. 5E).	Flujo laminar cataclástico, de alta fragmentación y deformación frágil dominante (Shi et al. 2024). La gradación inversa (Yarnold y Lombard 1989, Dunning y Armitage 2011) es atribuida a la fragmentación diferencial bajo diferentes tensiones más que a la segregación de partículas (Shi et al. 2024). Matriz cataclástica originada durante la pulverización dinámica de unidades friables hasta alcanzar su granulometría original (Blair y McPherson 1994, 1999, Hewitt 2006, Hewitt et al. 2008).
BmT	Brechas macizas tobáceas, de color rosado, tamaño de grano variable. Sin tendencia definida, sin estructura sedimentaria. Clastos y matriz monolitológicos. La matriz posee una granulometría heterogénea (predominantemente arena fina a limo) con textura de polvo de roca (<i>rock powder/dust</i>). El tamaño de los clastos varía entre 1 y 90 cm. Techo plano o lobulado. Base irregular o plana, limitando con la litofacies BmA. Espesor máximo de 150 cm (Fig. 5F).	Flujo laminar cataclástico, de alta fragmentación y deformación frágil dominante (Shi et al. 2024). Matriz de origen cataclástico generada por la pulverización dinámica y desintegración del material original (Blair y McPherson 1994, 1999).
AB	Arenas con clastos angulosos. Pobre selección. Arenas medianas a gruesas marrones, con aproximadamente 15 a 25% de clastos tamaño grava, predominantemente angulosos (tobas) y presencia subordinada de clastos redondeados (areniscas y volcanitas). Potencia 250 cm. Tamaños de los clastos: tobáceos angulosos verdes y rosados entre 3 y 10 cm, areniscas gruesas redondeadas verdes de hasta 20 cm, y volcánicos redondeados de tamaño máximo 2 cm. Base localmente irregular cuando se apoya sobre la litofacies BmA, y contacto neto sobre la litofacies Bma. Geometría no observable (Fig. 5G).	Flujos de detritos no cohesivos, comportamiento laminar (transportados a cuestras, <i>transported piggy-back</i> , Dufresne et al. 2016a, b).

Las tres litologías principales que conforman las brechas del depósito muestran diferencias en su grado de consolidación y en su respuesta a la deformación durante el desplazamiento. Las areniscas conglomerádicas, de menor consolidación, experimentan ruptura casi completa durante el desplazamiento, generando localmente una matriz arenosa de aspecto más fluido, resultado de una conminución que

disgrega el material hasta su granulometría original debido a su alta friabilidad. Las tobas, más consolidadas, en cambio, se fragmentan y conforman bloques con estructura en rompecabezas. Por su parte, las arcilitas muestran fracturación intensa y generan formas irregulares que, a escala de afloramiento, les confieren apariencia dúctil.

Interpretación: aplicación del modelo conceptual de análisis de litofacies para avalanchas (AR) y deslizamientos de rocas (DR)

El depósito analizado presenta facies de cizalla con comportamiento frágil (Shi et al. 2024), con excepción de la litofacies Bma, que exhibe rasgos de deformación dúctil a escala de afloramiento, aunque no se ajusta a las facies de cizalla de dominio dúctil descritas por estos autores. El comportamiento en el cizallamiento parece estar controlado tanto por la naturaleza de las rocas como por su grado de consolidación litológica previo al evento gravitacional (Dufresne y Davies 2009, Dufresne et al. 2016a, Shi et al. 2024). Establecidos los procesos que originan cada litofacies, se aplicó el modelo clásico de análisis de litofacies para deslizamientos y avalanchas de rocas (Tabla 2), que reconoce tres partes principales: *carapace* (caparazón o cubierta), cuerpo, y base (Heim 1932, Dunning 2004, Weidinger et al. 2014, Dufresne et al. 2016a). Las dimensiones de los depósitos descritos en los estudios de referencia son significativamente mayores a las del caso

analizado, aunque Dufresne et al. (2016a) señalan que la distribución de las facies, por su vinculación a regímenes de esfuerzo y procesos de fragmentación, también puede observarse en afloramientos pequeños, incluso menores a 1 m².

Carapace: representado principalmente por la litofacies BmA. La litofacies BmA corresponde a rocas que originalmente conformaban los depósitos de fajas de canales de la Formación Matasiete. Debido a su consolidación variable, se presentan como bloques de gran tamaño que conservan la estructura sedimentaria original, o como sedimentos arenosos macizos, formando parte de la matriz arenosa de origen cataclástico de la facies descripta. Se diferencia del resto de las litofacies por su coloración verde y techo irregular (Fig. 8A) con fábrica abierta, en contacto directo con la litofacies AB. La litofacies AB, por su parte, rellena los intersticios dejados por los bloques de BmA. Dada la singularidad litológica de la Formación Matasiete, se considera que la litofacies AB no proviene de esa fuente, planteando la incógnita sobre el momento relativo de su depositación. Las evidencias se-

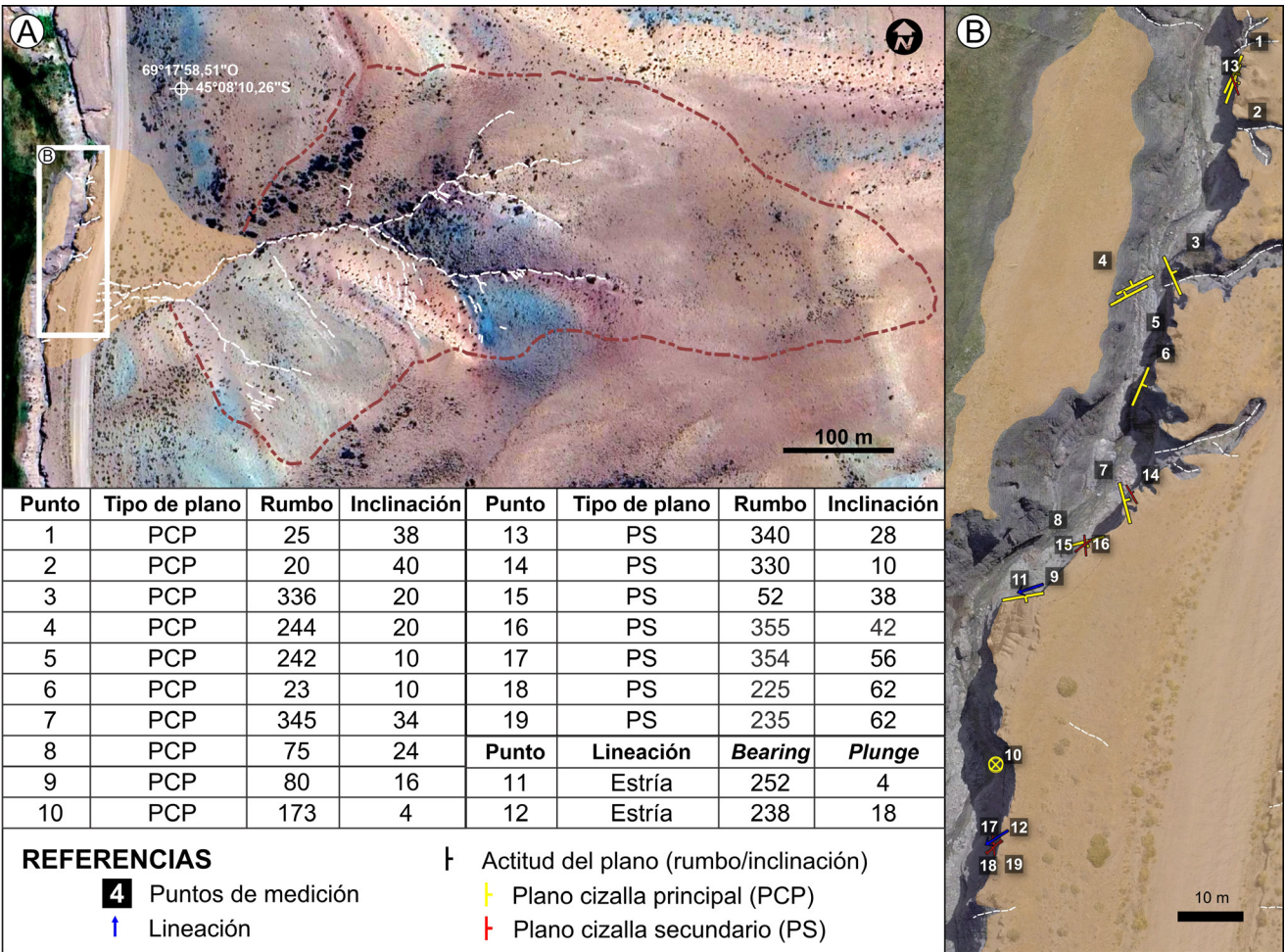


Figura 6. Datos estructurales. (a) Cuenca de drenaje asociada al abanico aluvial que suprayace al depósito de movimiento en masa. (b) Ubicación de los puntos de medición y cuadro con los datos estructurales.

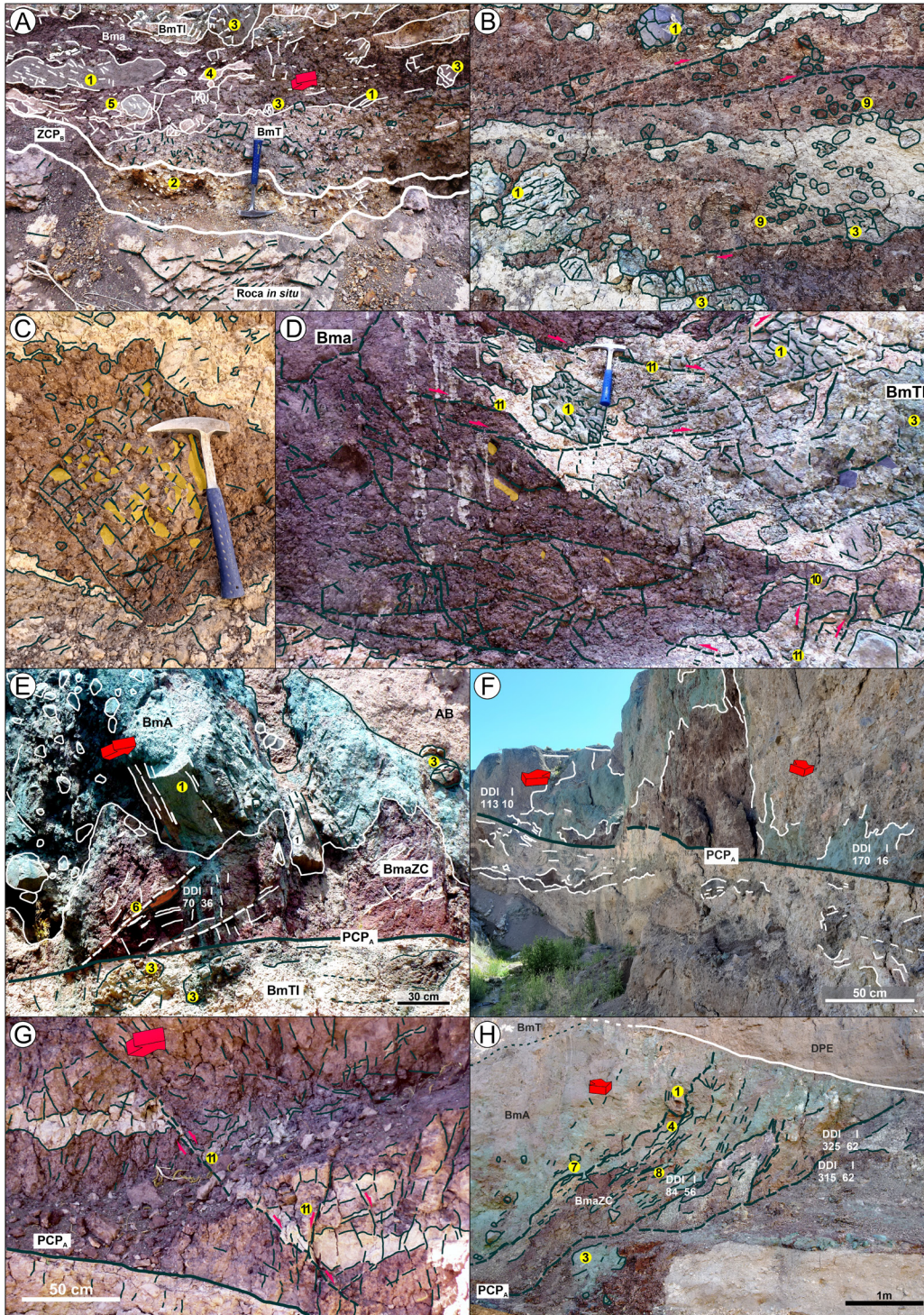


Figura 7. Elementos del mecanismo de formación de clastos por cizallamiento durante la propagación del movimiento en masa. Claves: PCP_A: Plano de cizalla principal A; ZCP_B: Zona de cizalla principal B. 1: Bloques y clastos relícticos; 2: cizallas R y R'; 3: clastos en rompecabezas; 4: clastos tipo *boudin*; 5: clastos deformados/ distorsionados; 6: corrimientos imbricados; 7: estructuras tipo llama; 8: cizallas oblicuas; 9: clastos alineados; 10: pliegues; 11: fallas. Las flechas rojas indican el movimiento del material; las flechas rosadas el movimiento relativo. (a) Límite entre el material movilizado y la roca in situ, con elementos diagnósticos característicos: zona de cizalla (ZCP_B) y bloques relícticos (1) entre otros. Se reconocen dos litofacies principales, Bma y BmT. La flecha roja indica la dirección de movimiento del material. (b) Distribución de clastos relícticos (1) alineados (9) y clastos en rompecabezas (3), asociados a superficies de cizalla que evidencian movimiento relativo (flechas magenta). Intervienen las litofacies BmT y Bma. (c) Bloque relíctico fragmentado de la litofacies Bma; las tonalidades marrones se resaltan múltiples planos debilidad. (d) Deformaciones y distorsiones de la litofacies Bma y BmT, con fallas (11) que marcan el movimiento relativo de la cizalla (flechas magenta), pequeños pliegues (10), bloques en rompecabezas (3) y relícticos (1). (e) Corrimientos (6) desarrollados en la litofacies BmaZC a partir del plano de cizalla principal (PCP_A). La flecha roja señala la dirección de movimiento registrada localmente (252°). El plano de cizalla principal se dispone en el contacto entre las litofacies BmT y BmaZC. (f) Vista del afloramiento donde se reconoce la posición del PCP_A y su dirección de movimiento. (g) Falla normal (11) desarrollada por encima del plano de cizalla. (h) Se muestran los elementos desarrollados en la litofacies BmaZC: tipo cizalla oblicua, clastos tipo *boudin* y clastos tipo llama.

dimentológicas permiten plantear dos hipótesis. La primera sostiene que la litofacies AB se formó de manera sincrónica al evento, a partir del transporte a cuestras (*transported piggy-back*) durante la propagación del movimiento gravitacional (Dufresne et al. 2016a, b). En este contexto, las arenas de AB, originalmente depositadas en las laderas del valle, habrían sido incorporadas durante el movimiento gravitacional, rellenando los intersticios entre los bloques de BmA. La se-

gunda hipótesis plantea que la litofacies AB se generó con posterioridad al evento, vinculada a la acción de flujos densos que rellenaron posteriormente los espacios entre los bloques de BmA.

El *carapace* exhibe gradación inversa y contiene los bloques de mayor tamaño. Los depósitos de los canales fluviales cretácicos se comportaron como bloques rígidos transportados sobre el depósito y fracturados durante o posteriormente

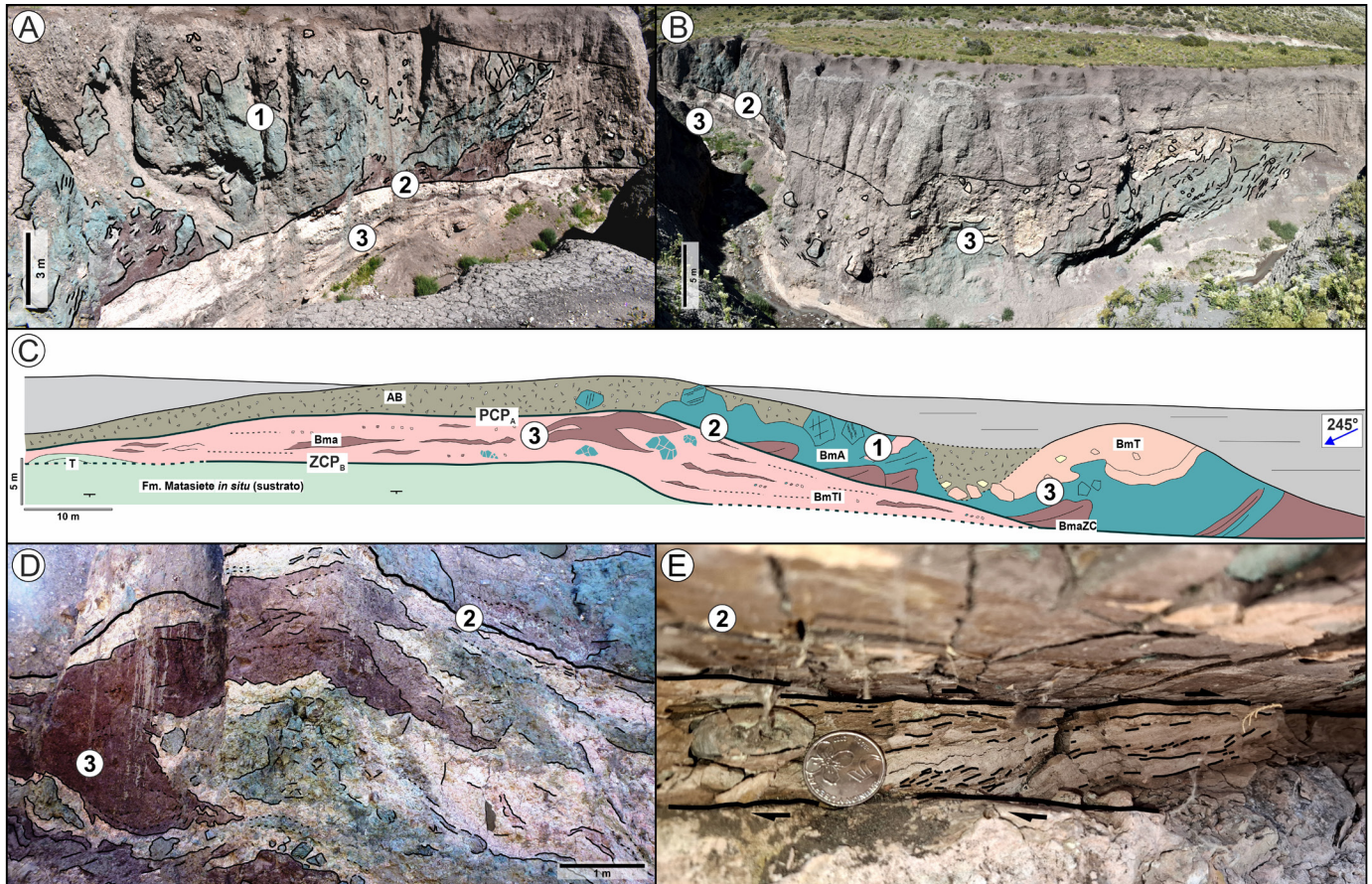


Figura 8. Vista general del afloramiento y aplicación del modelo típico de facies de deslizamientos y avalanchas de rocas. Claves: 1. *Carapace*. 2. Facies del cuerpo: Zona de cizalla. 3. Facies del cuerpo: Subfacies de bloques. (a) Vista general del *carapace* (1) y de la subfacies en bloques del cuerpo (3), separados por la subfacies de cizalla (2). (b) Extensión lateral hacia el sur de la vista anterior donde se reconoce un cuerpo de geometría lobulada, conformado por las litofacies BmT y BmA correspondiente a la subfacies en bloques del cuerpo (3). En este sector, el plano principal de cizalla (PCP_A) se encuentra cubierto. (c) Esquema del depósito según el modelo de facies típico de deslizamientos y avalanchas de rocas, indicando litofacies y relaciones laterales (Bma, BmA, BmT, BmaZC, BmTI, T), superficies de cizalla (PCP_A , ZCP_B) y dirección principal del movimiento (245°). (d) Subfacies en bloques del cuerpo (3) por debajo del plano principal de cizalla (2), con presencia de bloques fragmentados. (e) Detalle de la foliación en el plano de cizalla (2), entre la capa superior de arcilitas (BmaZC) y la inferior de tobas (BmTI); las flechas indican el sentido de movimiento.

al movimiento. La litofacies AB nivela el depósito rellenando las superficies irregulares de BmA. Donde se encuentra bien definido, el *carapace* se dispone por encima del PCP_A y de la facies del cuerpo del depósito.

Cuerpo: se dispone por debajo de la facies de carapace en aquellos sectores donde este último presenta un desarrollo definido. Dufresne et al. (2016a) mencionan que esta facies es producto de estados de esfuerzos heterogéneos, en los que la fragmentación se ve alterada por la variación litológica. Dentro del cuerpo se han interpretado subfacies en bloques, fragmentadas, clastos en rompecabezas, clastos sobrevivientes, y superficies de cizalla características.

Subfacies en bloques: esta subfacies es la de mayor representación en el depósito y consiste en tres litologías principales (Fig. 8). Por debajo de la zona de cizalla, consiste en tobas rosadas y verdes, clasto sostén (BmT), que en ocasiones muestran estratificación difusa (BmTI); y arcilitas rojizas

(Bma) con clastos de hasta 30-35 cm. En la porción sur del depósito (Fig. 8B), encima del PCP_A , las litofacies BmA y BmT conforman un cuerpo de geometría lobulada observable en el corte del afloramiento. En este sector predomina la litofacies BmT en la porción superior, mientras que BmA se presenta como bloques desordenados de areniscas conglomerádicas matriz sostén de hasta 60 cm de longitud.

Subfacies fragmentadas: aunque no se encuentra bien representada, podría corresponder a las litofacies BmTI, que intercala niveles tobáceos más triturados con otros constituidos por clastos de mayor tamaño (5 a 7 cm). Se reconoce por debajo del plano de cizalla (PCP_A).

Clastos en rompecabezas: en el cuerpo del deslizamiento se reconocen clastos fracturados de tobas y arcilitas con fábrica en rompecabezas (*jigsaw clast*).

Clastos sobrevivientes: dentro del cuerpo del deslizamiento (BmT), se identificaron bloques de tobas de hasta 70 cm

Tabla 2. Relación entre las litofacies del depósito y el modelo clásico de avalanchas y deslizamiento de rocas.

Partes del modelo de litofacies	Litofacies	Facies y subfacies
CARAPACE	BmA	Facies de caparazón (<i>carapace</i>) del depósito a facies de bloque.
CUERPO	BmaZC	Facies del cuerpo de la avalancha/deslizamiento: Subfacies Zona de cizalla.
	Bma	Facies del cuerpo de la avalancha/deslizamiento: Subfacies en bloque a facies fragmentadas con bloques en rompecabezas (<i>jigsaw-clast</i>).
	BmTI	Facies del cuerpo de la avalancha/deslizamiento. Subfacies en bloque a fragmentadas con bloques en rompecabezas.
	BmT	Facies del cuerpo de la avalancha/deslizamiento. Subfacies en bloque. Bloques o clastos sobrevivientes.
BASE	T	Facies basal con escaso o nulo transporte

de longitud, con estrías y diaclasas. Estas estructuras son heredadas y han sido reconocidas en las rocas *in situ* de la Formación Matasiete.

Zona de cizalla: se ubica por debajo del *carapace*, se extiende por todo el afloramiento y se compone litológicamente de arcilitas. El plano de cizallamiento principal (PCP_A) tiene entre 10-15 cm de espesor y presenta estrías con una dirección media hacia 245° , indicando que el movimiento general del material ocurrió en dirección OSO. Se incluyen aquí a las arcilitas rojizas que se proyectan dentro del *carapace* desde el plano principal, con fallas menores con diseño de cola de caballo, y desarrollando corrimientos pequeños (BmaZC).

Base: la erosión fluvial actual expuso parte de la base del depósito, en contacto directo con la Formación Matasiete *in situ*. La base se presenta como una zona cizallada y meteorizada (ZCP_B), con un espesor de 20-35 cm, y composición litológica similar a la roca original, con abundantes óxidos de hierro. Sobre la base se dispone el cuerpo del deslizamiento, caracterizado por la subfacies en bloque.

Edad del depósito

La datación radiocarbónica realizada sobre fragmentos de carbón recuperados en una paleosuperficie arrojó una edad 4693 ± 29 años ^{14}C AP, correspondiente a un intervalo calibrado de 5312-5471 años cal AP (2σ), con una mediana de la distribución de probabilidad de 5401 cal AP (Holoceno Medio). Esta paleosuperficie presenta un escaso desarrollo edáfico y constituye el límite entre el depósito gravitacional y los depósitos fluviales suprayacentes, no considerados en este estudio. Por su posición estratigráfica, este fechado propor-

ciona una edad mínima para el emplazamiento del depósito de movimiento en masa.

DISCUSIÓN

¿Avalancha de rocas o deslizamiento de rocas?

Los movimientos en masa pueden generar modificaciones profundas en el relieve. Hewitt et al. (2008) destacan los impactos sobre los sistemas fluviales y sus cuencas hidrográficas, alterando interfluvios y bloqueando valles mediante la formación de presas naturales. Estos procesos también provocan la fragmentación de la red de drenaje y la generación temporal de cuerpos de agua, con un aporte sustancial de sedimentos a la cuenca afectada. Sin embargo, la interpretación de este tipo de procesos en el registro geológico resulta compleja, especialmente cuando el contexto geomorfológico se ha alterado o no se preserva con claridad (Sanders et al. 2022). El deslizamiento analizado no presenta evidencias morfológicas superficiales asociadas al proceso de movimiento en masa, por cuanto el relieve previo al evento analizado ha sido fosilizado en un contexto agradacional, desarrollando un mallín que rellena el valle previo (Fig. 3). Dado que las características superficiales suelen ser esenciales para la clasificación e interpretación del tipo de movimiento en masa, en este trabajo la interpretación se apoya principalmente en la evidencia sedimentológica y los datos estructurales disponibles en los flancos verticales de la cárcava.

Tabla 3. Edad radiocarbónica de una muestra extraída del techo del depósito.

Código laboratorio	Edad radiocarbónica no calibrada (^{14}C años AP)	Edad calibrada AP (mediana de probabilidad; años cal AP)	Intervalo calibrado 2σ (95.4%; años cal AP)
AA109721	4693 ± 29	5401	5312 – 5471

Los depósitos de avalanchas de rocas (AR) y los de deslizamientos de rocas (DR) comparten varios rasgos sedimentológicos, entre ellos la disposición de sus partes (*carapace*, cuerpo, base), ausencia de mezcla de litologías, clastos en rompecabezas, fallas y superficies de cizalla (Dufresne et al. 2016a). Blair y McPherson (1994) y Prager et al. (2012) consideran que ambos depósitos forman parte de un proceso continuo o espectro gradacional, donde las AR representan la evolución hacia un estado más desintegrado y pulverizado de la masa de roca en comparación con los DR.

Las diferencias se hacen más notorias a gran escala, ya que los DR implican el desplazamiento de bloques más coherentes, mientras que las AR están compuestas por depósitos altamente fragmentados con comportamiento más fluido. En las AR, el material suele dispersarse radialmente desde la zona de desprendimiento, a diferencia de los DR, en los que el transporte es mayormente lineal. Además, los montículos (*hummocks*) generados por los DR suelen ser más grandes y definidos que los asociados a las AR (Dufresne et al. 2016a).

En cuanto al volumen, no existe un umbral definido para los DR. En cambio, se ha propuesto que para que una AR desarrolle su comportamiento de alta movilidad, requiere, en promedio, volúmenes superiores a $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Dunning y Armitage 2011). No obstante, Hewitt et al. (2008) señalan que volúmenes menores pueden generar depósitos con características de AR, en tanto Scheidegger (1973) sugirió un mínimo de $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, y Davies y McSaveney (2002) propusieron umbrales aún más bajos, cercanos a $0.05 \times 10^6 \text{ m}^3$. En el presente caso de estudio, el volumen mínimo es al menos del orden de 105 m^3 , aunque la estimación es incierta por el afloramiento parcial y la variabilidad del espesor (1 a 10 m). En cualquier caso, este valor se aproxima a los umbrales más bajos propuestos en la literatura como límite entre las AR y los DR.

Sedimentología y estructuras de deformación: el depósito está compuesto principalmente por brechas sedimentarias (litofacies BmTI, BmT, BmA, BmaZC), interpretadas como producto de flujos laminares cataclásticos, que combinan transporte en flujo laminar con intensa fragmentación y cizallamiento (Shi et al. 2024), aunque el depósito no se ajusta plenamente al modelo típico de DR o AR debido a su limitada exposición superficial. Sin embargo, a partir del reconocimiento del conjunto de litofacies, la integración de información sedimentológica y datos estructurales locales en un contexto de fragmentación progresiva y cizallamiento diferencial, ha sido posible interpretar el proceso de emplazamiento. La asimetría de los elementos estructurales encontrados (pliegues, clastos alineados, cizallas oblicuas) responde a una interacción entre

movimientos de cizalla simple y deformación por contracción normal al cizallamiento (Shi et al. 2024).

Las estructuras frágiles son las más abundantes y su interpretación resulta relativamente directa al asociarse con un cizallamiento generalizado. En contraste, algunas estructuras que sugieren comportamiento dúctil, como los clastos tipo *boudin*, pliegues y estructuras en llama, presentan una interpretación más compleja. Shi et al. (2024) señalan que este tipo de rasgos se forma bajo condiciones muy específicas: cargas litostáticas superiores a 90 m de espesor, confinamiento topográfico significativo y procesos de cementación asociados. En el depósito estudiado, el espesor máximo actual no supera los 10 m, por lo que estas estructuras podrían responder a otras condiciones. Una hipótesis es que se hayan originado bajo altos niveles de estrés generados por confinamiento topográfico en el momento del emplazamiento. Otra posibilidad es que se desarrollaran en un contexto de saturación parcial o humedad elevada, reduciendo la resistencia al corte de los materiales y favoreciendo deformaciones con apariencia dúctil.

La preservación de la estratificación original se señala como un rasgo característico tanto en DR como en AR (Pollet y Schneider 2004, Dufresne et al. 2016b), pero su análisis en este depósito presenta limitaciones debido al reducido espesor de los estratos y a que solo participan depósitos pertenecientes a la Formación Matasiete. Esta condición dificulta evaluar con certeza la conservación de la estructura original. No obstante, algunas litofacies (BmTI y BmA) mantienen la estratificación primaria y no muestran mezcla con otras unidades, lo que constituye evidencia de un movimiento que afectó exclusivamente a una sola unidad litoestratigráfica, con la excepción de la cobertura moderna correspondiente a la litofacies AB.

Sobre la base de los elementos expuestos, el modelo de transporte interpretado es pseudoestratificado o *slab-on-slab* (Strom 2006). La posición estructural de las capas de la Formación Matasiete, inclinadas hacia el valle en el flanco de un anticlinal, habría favorecido el desplazamiento en esa dirección. La ausencia de estructuras de escape de agua o licuefacción sugiere un emplazamiento bajo condiciones secas, coherente con ambientes áridos (Yarnold y Lombard 1989). No obstante, no se descarta que la saturación haya intervenido en etapas iniciales del movimiento en masa, pudiendo actuar como desencadenante (Cruden y Varnes 1996, Picarelli et al. 2012). Una interpretación alternativa es que el evento corresponda a un movimiento complejo (Hung et al. 2014), en el cual un deslizamiento inicial habría evolucionado hacia un comportamiento de avalanchas de rocas durante el transporte. Esta interpretación resulta compatible con el modelo

pseudoestratificado (*slab-on-slab*) propuesto para el depósito. Sin embargo, la evidencia disponible no permite demostrar la transformación del movimiento, por lo que esta hipótesis no puede corroborarse.

A pesar de que se describieron zonas de cizalla, pliegues y terminaciones estratigráficas dentro de los depósitos cuaternarios, estas estructuras no se interpretaron como resultado de deformación neotectónica, sino como rasgos propios de su emplazamiento y evolución sedimentológica/estratigráfica.

Marco temporal y contexto regional: la datación radiocarbónica obtenida de la paleosuperficie que suprayace al depósito de movimiento en masa proporciona una edad mínima de ca. 5.4 ka para su emplazamiento. Por lo tanto, el evento es anterior a la superficie datada del Holoceno Medio, pero su edad real no puede acotarse con mayor precisión a partir de la evidencia cronológica disponible. En Patagonia, particularmente en el Macizo del Deseado, las condiciones de aridez y temperatura alcanzaron su máximo alrededor de los 6000 años cal AP (Ambrústolo et al. 2024), y en esa zona las condiciones áridas persistieron entre aproximadamente 5800 y 3900 años cal AP. En la región extraandina, las condiciones semiáridas sugieren que los vientos del oeste eran menos intensos que en la actualidad (Mancini et al. 2005). En este contexto regional, Kilnar et al. (2026) documentaron un deslizamiento en la Meseta Vizcaína datado en ca. 5300 años cal AP, lo que demuestra la ocurrencia de movimientos gravitacionales durante el Holoceno Medio en otros sectores de la Patagonia extraandina. Sin embargo, debido a que la edad obtenida en el cañadón Matasiete constituye únicamente una restricción mínima, no puede establecerse una correlación cronológica directa entre ambos eventos.

La ausencia de rasgos morfológicos asociados al proceso de movimiento en masa en el cañadón Matasiete podría deberse a erosión posdeposicional, alteración pedogenética o a la cobertura por sedimentos más recientes en un contexto agradacional. Situaciones similares han sido documentadas al analizar depósitos antiguos a partir únicamente del registro sedimentario (Sanders et al. 2022). La geomorfología actual vincula el depósito con un abanico aluvial reciente y su cuenca de drenaje asociada (Fig. 3 y 6), que intercepta de forma transversal a un mallín desarrollado de forma longitudinal. En este sentido, Blair y McPherson (1994) señalan que los depósitos de AR y DR pueden representar etapas tempranas en la construcción de abanicos aluviales. Esto sugiere que el depósito gravitacional, actualmente enterrado, podría haber desempeñado un papel relevante en la configuración original del abanico.

Disparadores y frecuencia regional: los movimientos en masa son frecuentes en la Patagonia extraandina (González Díaz 2004a, b, González Díaz y Di Tommaso 2014,

Pánek et al. 2025a, b). El desarrollo de los movimientos en masa está controlado por factores fundamentales (causas o prediseño), desencadenantes y condicionantes (Hewitt et al. 2008). Los primeros comprenden la litología, la historia tectónica y estructural, así como la evolución erosiva del área. Los factores desencadenantes, de origen sísmico y/o asociados a condiciones climáticas extremas, determinan el inicio del movimiento, mientras que la topografía y las características de la trayectoria condicionan la dinámica del descenso y la desintegración de la masa rocosa.

En el depósito analizado, las causas fundamentales están representadas por una litología de arcilitas, tobas y areniscas conglomerádicas pertenecientes a la Formación Matasiete; una historia tectónica y estructural asociada al flanco occidental de un anticlinal cuyas capas buzcan hacia el valle y que forma parte de la Faja Plegada de San Bernardo, integrada por pliegues por propagación de falla generados por inversión tectónica de fallas normales; y por una evolución erosiva marcada por el desarrollo de un valle (cañadón Matasiete) dispuesto paralelo a la falla principal que controla la morfoestructura.

Entre los factores desencadenantes, se invocan causas climáticas y tectónicas. González Díaz (2004a) identifica las precipitaciones como el principal elemento desencadenante de los movimientos en masa cuaternarios, ya que el agua reduce la resistencia y estabilidad de las pendientes. En el sitio de estudio, este mecanismo constituye una posible causa del evento. Por otra parte, Pánek et al. (2023) documentan deslizamientos y avalanchas vinculadas a neotectonismo en la Cordillera de los Andes. En el cañadón Matasiete, Gianni et al. (2017) vinculan un depósito similar al analizado con eventos neotectónicos, aunque hasta el momento no se dispone de registros ni de estudios sistemáticos que permitan confirmar o descartar la participación de un disparador tectónico en su génesis. En consecuencia, la evidencia disponible no permite establecer con certeza el mecanismo desencadenante del movimiento en masa.

Vinculación del evento con la geomorfología: las avalanchas de rocas suelen actuar como agentes modificadores del relieve (Hewitt et al. 2008). En el área de estudio, se reconocen evidencias de alteraciones posteriores al evento gravitacional, entre ellas depósitos lagunares registrados en la secuencia sedimentaria aguas arriba del depósito principal, actualmente sin manifestación superficial. De igual manera, la presencia de un abanico aluvial que cubre el sector sugiere que el movimiento en masa pudo haber obstruido el valle tectónico, generando una disminución en la pendiente longitudinal o incluso niveles de base temporarios en la posición

aguas arriba. Estas condiciones habrían favorecido, a su vez, el desarrollo del humedal actual.

CONCLUSIONES

Se describió e interpretó un depósito gravitacional preservado en un valle tectónico actual, expuesto en las laderas verticales de una cárcava de 10 m de relieve vertical y con una extensión de 150 m, dentro del ámbito de la Sierra de San Bernardo (Chubut, Argentina). El análisis sedimentológico y estructural realizado permite clasificar el depósito gravitacional como una avalancha de rocas (AR), a pesar de las limitaciones de volumen y exposición superficial. El conjunto de evidencias indica un comportamiento dominado por flujos laminares cataclásticos, con fragmentación progresiva y cizallamiento diferencial. Las facies identificadas se ajustan al modelo típico de avalanchas y deslizamientos de rocas, compuesto por *carapace*, cuerpo y base. La datación radiocarbónica de fragmentos de carbón recuperados en una paleosuperficie desarrollada sobre el depósito, con una edad calibrada de 5312-5471 años cal AP a 2σ , establece que el movimiento en masa se emplazó con anterioridad a ca. 5.4 ka.

Los factores que favorecen la inestabilidad y dan lugar al movimiento gravitacional del depósito comprenden la litología heterogénea y la estructura tectónica del área definida por un anticlinal con capas inclinadas hacia el valle. Entre los posibles factores desencadenantes se encuentran las precipitaciones, que habrían contribuido a la pérdida de cohesión y al inicio del movimiento gravitacional. Sin embargo, dada la posición estructural del depósito y la ausencia de evidencias directas sobre el mecanismo de disparo, no puede descartarse un desencadenante sísmico.

Los depósitos gravitacionales forman parte de una dinámica recurrente de movimientos de ladera que afectan a la región. Además, este evento podría haber contribuido a la obstrucción parcial del drenaje y al desarrollo posterior de abanicos aluviales, lagunas temporarias y a la conformación del humedal (mallín) actual en un contexto agradacional.

Este estudio resalta la relevancia del análisis sedimentológico y estructural en la interpretación de movimientos en masa en contextos donde los rasgos geomorfológicos tradicionales son limitados o están ausentes. También contribuye a precisar los límites en las clasificaciones entre deslizamientos de rocas (DR) y avalanchas de rocas (AR), al exponer un caso intermedio con características transicionales de ambos tipos de movimientos. En este sentido, es útil considerar estos procesos como parte de un continuo dinámico en el sen-

tido de Prager et al. (2012), quienes sostienen que los DR pueden transformarse en AR durante su movimiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la familia Neme de la Estancia El Castillo (localidad de Sarmiento) por permitir el acceso al área de estudio y brindar facilidades durante las tareas de campo; al Departamento de Geología y a la Secretaría de Posgrado de la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el apoyo institucional y logístico; a los revisores anónimos y editores de esta revista, cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron a mejorar el manuscrito.

REFERENCIAS

- Agliardi, F., Crosta, G.B. y Zanchi, A. 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59: 83-102. DOI: 10.1016/S0013-7952(00)00066-1
- Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M., Bueti, S.A. y Sánchez, F.M. 2021. Estructura y tectónica de las cuencas de Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1238-1292, Puerto Madryn.
- Ambrústolo, P., Zubimendi, M., Ciampagna, L., Castro, A., Paunero, R., y Gobbo, D. 2024. Tendencias cronológicas en la cuenca inferior del río Deseado, Patagonia Argentina: discusión de nuevos datos. *Intersecciones en Antropología* 26 (1): 55-72. DOI: 10.37176/iea.26.1.2025.909
- Balbi, A.B., Azcurra, D., Carballo, F.D. y Heredia M.S. 2023. Zonificación de la susceptibilidad a los procesos de remoción en masa de la Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Peligrosidad Geológica N° 25, 43 pp. Buenos Aires.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489. DOI: 10.1306/D4267DDE-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 69(1): 6-19. DOI: 10.2110/jsr.69.6.
- Brideau, M.A., Stead, D., Roots, C. y Orwin, J. 2007. Geomorphology and engineering geology of a landslide in ultramafic rocks, Dawson City, Yukon. *Engineering Geology* 89: 171-194. DOI: 10.1016/j.eng-geo.2006.10.004

- Césari, O., Simeoni, A. y Beros, C. 1986. Geomorfología del sur de Chubut y norte de Santa Cruz. *Revista Universidad Abierta*, (UNPSJB) 1: 18-36. Comodoro Rivadavia.
- Cobos, J.C. y Panza, J.L. 2003. Hoja Geológica 4769-I, El Pluma, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 319, 89 pp. Buenos Aires.
- Crozier, M.J. 2010. Landslide geomorphology: An argument for recognition, with examples from New Zealand. *Geomorphology* 120 (1-2): 3-15. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.010
- Cruden, D.M. 1991. A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43: 27-29. DOI: 10.1007/BF02590167
- 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.
- Dal Molin, C.N. 1998. Hoja Geológica 4572 IV, Alto Río Senguerr, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 255. Buenos Aires.
- Davies, T.R.H. y McSaveney, M.J. 2002. Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 39: 789-798
- Davies, T.R.H. y McSaveney, M.J. 2009. The role of rock fragmentation in the motion of large landslides. *Engineering Geology* 109: 67-79. DOI: 10.1016/j.enggeo.2008.11.004
- Dufresne, A. y Davies, T.R. 2009. Longitudinal ridges in mass movement deposits. *Geomorphology* 105: 171-181. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.009
- Dufresne, A., Bösmeier, A. y Prager, C. 2016a. Sedimentology of rock avalanche deposits—Case study and review. *Earth-Science Reviews* 163: 234-259. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.10.002
- Dufresne, A., Prager, C. y Bösmeier, A. 2016b. Insights into rock avalanche emplacement processes from detailed morpho-lithological studies of the Tschirgant deposit (Tyrol, Austria). *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 587-602. DOI: 10.1002/esp.3847
- Dunning, S. 2004. Rock Avalanches in High Mountains. PhD thesis. University of Luton, UK 337 pp.
- Dunning, S.A. y Armitage, P.J. 2011. The grain-size distribution of rock-avalanche deposits: implications for natural dam stability. En: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A., Scarascia-Mugnozza, G. (Eds.), *Natural and Artificial Rockslide Dams*. Lecture Notes in Earth Sciences 133: 479-498. DOI: 10.1007/978-3-642-04764-0_19
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroy, E. y Savage, W.Z. 2008. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology* 102 (3-4): 85-98. DOI: 10.1016/j.enggeo.2008.03.022
- Giacosa, R.E. y Franchi, M. 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV, Lago Belgrano y Lago Posadas. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 256, 68 pp. Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., González, S.N. y Greco, G.A. 2021. Regiones Geológicas. En: Giacosa, R.E. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 34-44, Puerto Madryn.
- Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dal Molin, C. y Valencia, V.A. 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics* 721: 151-166. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.10.005
- González Díaz, E.F. 2004a. La extensa zona de deslizamientos de la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca, Chubut, entre los 45°00'S y 45°45'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 743-762.
- González Díaz, E.F. 2004b. Movimientos gravitacionales en Patagonia. En: González, M.A. y Bejerman, N.J. (Eds.), *Capítulo 6: Remoción en masa. Peligrosidad geológica en Argentina. Metodologías de análisis y mapeo. Estudio de casos. Publicación especial N°4 de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 411-437.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., y Hermanns, R. 2005a. La avalancha de rocas del cerro Los Cardos (37°10'S, 70°53'O) en la región norte de la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 207-220.
- González Díaz, E. F. y Folguera, A. 2005b. El reconocimiento de avalanchas de rocas y deslizamientos de bloques rocosos prehistóricos en el área andina de Neuquén (37°15' - 37°30'S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 446-460.
- González Díaz, E. y Di Tommaso, I. 2014. Paleogeoformas lacustres en los lagos Musters y Colhué Huapí, su relación genética con un paleo-lago Sarmiento previo, centro-sur del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 416-426.
- Gutiérrez Elorza, M. 2008. *Geomorfología*. Madrid: Pearson Prentice Hall. 898 pp.
- Haller, M.J., Massaferró, G.I., Alric, V.I., Navarrete, C.R. y Menegatti, N. 2021. Magmatismo básico cenozoico del centro sur del Chubut. En: Giacosa, R.E. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 457-488, Puerto Madryn.
- Handwerger, A.L., Rempel, A.W., Skarbek, R.M., Roering, J.J. y Hilley G.E. 2016. Rate-weakening friction characterizes both slow sliding and catastrophic failure of landslides. *PNAS Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 113: 10281-10286. DOI: 10.1073/pnas.1607009113
- Heim, A. 1932. *Bergsturz und menschenleben (Landslides and human lives)*. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 77. Beer & Co. in Komm, Zürich (218 pp.).
- Hewitt, K. 2006. Rock avalanches with complex run out and emplacement, Karakoram Himalaya, inner Asia. En: Evans, S. G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A. y Hermanns, R. L. (Eds.), *Landslides from*

- Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series 49: 521-550. Springer, Dordrecht. DOI: 10.1007/978-1-4020-4037-5_28
- Hewitt, K., Clague, J.J. y Orwin, J.F. 2008. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews* 87: 1-38. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.10.002
- Highland, L.M. y Bobrowsky, P. 2008. The landslide handbook—A guide to understanding landslides: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 pp.
- Homoc, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds.), Basin Inversion, Geological Society of London, Special Publication, 88: 235-248. DOI: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.14
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M. y Hutchinson, J.N. 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* 7(3): 221-238. DOI: 10.2113/gsegeosci.7.3.221
- Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194. DOI: 10.1007/s10346-013-0436-y
- Hutchinson, J.N. 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. En: *Landslides: Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland. Rotterdam: Balkema, pp. 3-35.
- Kilnar, J., Pánek, T., Winocur, D. y Březný, M. 2024. Failed tableland: geomorphological map of the Sarmiento Basin (extra-Andean Patagonia, Argentina). *Journal of Maps* 20 (1): 2409159. DOI: 10.1080/17445647.2024.2409159
- Kilnar, J., Pánek, T., Březný, M., Braucher, R., Winocur, D., Stacke, V., y Kaňa, A. 2026. Landslides on an arid mesa: from lava flow to landslide fringe in the Patagonian volcanic tableland. *Geomorphology* 507: 110359. DOI: 10.1016/j.geomorph.2026.110359
- Lizuaín, A. y Viera, R.L.M. 2010. Hoja Geológica 4372 I y II, Esquel, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 369: 75 pp.
- Lowe, D.R. 1975. Water-escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22: 157-204. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x.
- Mancini, M.V., Páez, M.M., Prieto, A.R., Stutz, S., Tonello, M. y Vilanova, I. 2005. Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°-52°S). *Quaternary International* 132: 47-59. DOI: 10.1016/j.quaint.2004.07.013
- Menegatti, N.D., Massaferró, G., Giacosa, R.E., Vargas, J.I., Turra, J.M., Olazábal, S.X., Jalil Fredes, Y.N. y Alvarellós, F. 2018. Petrogénesis de las rocas ígneas alcalinas cenozoicas en la cuenca del Golfo San Jorge, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (3): 359-379.
- Pánek, T., Březný, 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. DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.107962
- Pánek, T., Březný, M., Kilnar, J. y Winocur, D. 2025a. When tableland flows: Insights from the east Patagonian landslide inventory. *Geomorphology* 471: 109567. DOI: 10.1016/j.geomorph.2024.109567
- Pánek, T., Březný, M., Kolářková, B., Kilnar, J. y Winocur, D. 2025b. Large lateral spreading and transient uplift of gravitational grabens along the passive continental margin (Pampa de Salamanca, Argentine Patagonia). *Geomorphology* 488: 109946. DOI: 10.1016/j.geomorph.2025.109946.
- Pánek, T., Kilnar, J., Březný, M., Smedley, R., Braucher, R., Winocur, D., Kolářková, B., Stacke, V. y Lapčíková, K. 2026. Large landslides and lake evolution in the semi-arid volcanic tableland of the Sarmiento Basin (Patagonia): when did the last major failures occur? *Quaternary Science Reviews* 378: 109870. DOI: 10.1016/j.quascirev.2026.109870
- Paredes, J.M., Hudecek, R., Foix, N., Rodríguez, J.F. y Nillni, A. 2003. Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista* 10: 82-101.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Allard, J.O. y Marquillas, R.A. 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123. DOI: 10.1016/j.sed-geo.2007.05.007
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary Evolution of the Golfo San Jorge Basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S., Aceñolaza, G.F. (eds.) *Argentinean Fluvial Basins: Ancient and present day examples*. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Basin Analysis Series, I: 187-275. San Miguel de Tucumán.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Allard, J.O. y Tunik, M.A. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 38-58.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2021. Estratigrafía cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge En: Giacosa, R.E. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 142-186, Puerto Madryn.
- Paredes, J.M., Ocampo, S.M., Valle, M.N. y Suárez, F. 2026. Climatic, coastal and anthropogenic forcing of geomorphic hazards in a high-relief Patagonian coastal city: Comodoro Rivadavia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 83 (2): 112-137.
- Pereyra, F. y Bouza, P.J. 2021. Geomorfología. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 549-567, Puerto Madryn.
- Perinotto, H., Schneider, J.L., Bachèlery, P., Le Bourdonnec, F.X., Famin, V. y Michon, L. 2015. The extreme mobility of debris avalanches: A new model of transport mechanism, *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 120: 8110-8119. DOI: 10.1002/2015JB011994

- Picarelli, L., Leroueil, S., Olivares, L., Pagano, L., Tommasi, P. y Urciuoli, G. 2012. Groundwater in slopes. En: Clague, J.J., Stead, D. (Eds.). *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*, pp. 235-251 Cambridge University Press. DOI: 10.1017/CBO9780511740367.021
- Pollet, N. y Schneider J.L.M. 2004. Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 221 (1-4): 433-448. DOI: 10.1016/S0012-821X(04)00071-8
- Prager, C., Zangerl, C. y Kerschner, H. 2012. Sedimentology and mechanics of major rock avalanches: Implications from (pre-)historic Sturzstrom deposits (Tyrolean Alps, Austria). En: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A. K. y Leroueil, S. (Eds.), *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*, 895–900. Taylor & Francis Group, London.
- Raigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, E.S. y Matheos, S.D. 2010. Re-definición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno Superior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 239-256.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(3): p. 41-96, Buenos Aires.
- Sanders, D., Dendorfer, T., Edwards, R.L., Moseley, G.E., Ortnier, H. y Steidle, S. 2022. Identification of a Quaternary rock avalanche deposit by sedimentary characteristics (Central Apennines, Italy). *Sedimentology* 69: 2099-2130. DOI: 10.1111/sed.12984
- Scarascia Mugnozza, G., Bianchi Fasani, G., Esposito, C., Martino, S., Saroli, M., Di Luzio E. y Evans, S.G. 2006. Rock avalanche and mountain slope deformation in a convex dip-slope: the case of the Maie-Illa Massif, Central Italy. En: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L. y Hermanns, R.L. (Eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series, 49: 521-550. Springer, Dordrecht. DOI: 10.1007/978-1-4020-4037-5_28
- Scheidegger, A.E. 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics* 5: 231-236.
- Sciutto, J.C. 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 544-568, San Luis.
- Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V. y Pezzuchi, H. 2000. Hoja Geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 244: 60 pp., Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., Césari, O. y Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV, Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351: 76 pp., Buenos Aires.
- Shi, A., Wang, Y., Cheng, Q., Lin, Q., Li, T., Feng, Z., He, K., Niu, F. y Song, Z. 2024. Distinctive shear zones demonstrate pervasive laminar cataclastic flow throughout the gigantic lymek rock avalanche. *Geomorphology* 452, 109109. DOI: 10.1016/j.geomorph.2024.109109
- Strom, A.L. 2006. Morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches: grounds and constraints for their modelling. En: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L. y Hermanns, R.L. (Eds.). *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series, Vol. 49: 305-328. Springer, Dordrecht. DOI: 10.1007/978-1-4020-4037-5_17
- Strom, A. y Abdrakhmatov, K. 2018. Structure and Grain-Size Composition of Large-Scale Bedrock Landslide Deposits. En: Strom, A. y Abdrakhmatov, K. (eds.) *Rockslides and rock avalanches of Central Asia: Distribution, morphology, and internal structure*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp.349-364. DOI: 10.1016/B978-0-12-803204-6.00011-9.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2026. Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH). Estación 2269, Senguerr-Sarmiento-Aeroclub. Serie histórica de precipitación. República Argentina. <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/Filtros.aspx>
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2008. Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Late Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2007.12.001
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. En: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (eds.), *Landslides: analysis and control*. Transportation research board, Special report 176, National Research Council, Washington, pp. 11–33.
- Varnes, D.J. y IAEG (Commission on landslide and other mass movement on slopes). 1984. *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. The UNESCO Press, Paris. 63 pp.
- Vilela, C.R. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 48c “Lago Musters”, Provincia del Chubut. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería N° 113: 1- 63.
- Weidinger, J.T., Korup, O., Munack, H., Altenberger, U., Dunning, S., Tippelt, G. y Lottermoser, W. 2014. Giant rockslide from the inside. *Earth and Planetary Science Letters* 389: 62-73. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.12.017
- Yarnold, J.C. y Lombard, J.P. 1989. A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climates. En: Colburn, I.P., Abbott, P.L. y Minch, J. (Eds.), *Conglomerates in Basin Analysis: A Symposium Dedicated to A. O. Woodford*. FieldTrip Guidebook Pacific Section, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists 62: pp. 9-31. Tulsa.