

# EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN EN LOS SEDIMENTOS GLACIARIOS DEL EXTREMO NORTE DEL VALLE DE EL BOLSÓN, ANDES NORPATAGÓNICOS

Bruno COLAVITTO<sup>1</sup>, Guido M. GIANNI<sup>1</sup>, Jonathan E. TOBAL<sup>1</sup> y Andrés FOLGUERA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. E-mail: bcolavitto@gmail.com

## RESUMEN

Sobre el faldeo nororiental del cerro Negro, en el extremo norte del valle de El Bolsón, en la Cordillera Patagónica de Río Negro, un corte de ruta expone un afloramiento de depósitos glaciarios de aproximadamente 400 metros de longitud. En dicha localidad se observaron una serie de rasgos deformativos cuya descripción y análisis son objeto de este trabajo. A través de la confección de una serie de secciones y perfiles sedimentarios se interpretaron los depósitos y las estructuras como glacioteónicas, producto de los esfuerzos que produce el movimiento glaciar, restando una investigación más exhaustiva para descartar su eventual conexión con procesos neotectónicos. Siendo así, la vergencia de las fallas y de los plegamientos observados permitió definir un avance de la masa glaciar desde el norte, siendo un aporte más para estudiar la dirección del flujo de hielo en este sector de los Andes durante el Último Máximo Glaciar. Además, se reconocieron dos pulsos de avance de los glaciares, el primero de los cuales puede no haber guardado expresión geomorfológica tras haber sido sobre cabalgado por el pulso posterior.

**Palabras clave:** *Último Máximo Glaciar, Cuaternario, glacioteonismo, flujo de hielo*

## ABSTRACT

*Deformation evidences on the glacier sediments from the northernmost El Bolsón valley, Northpatagonian Andes*

On the northeast face of Cerro Negro, in the northern extreme of the El Bolsón valley in the Patagonian Cordillera of Río Negro, a road cut left an outcrop of around 400-meters length of glacial deposits. In this location, some deformational features were observed, whose description and analysis are objects of this work. Through the development of a series of sedimentary sections and profiles, the observed structures were interpreted as glacioteonic in origin, resulting from the stresses applied from the movement of glaciers. However, still remain further research to be done in order to discard their potential connection with neotectonic processes. The folding direction indicates an advance from north to south, providing useful information on the study of ice flow direction in this Andean region during the Last Glacial Maximum. Moreover, two glacial advances were recognized, the first one having probably no geomorphological expression as it was overthrust by a latter glacial advance.

**Keywords:** *Last Glacial Maximum, Quaternary, glacioteonism, ice flux*

## INTRODUCCIÓN

Desde un punto de vista geomorfológico, la Cordillera Patagónica Septentrional, región donde se enmarca el presente trabajo, presenta un paisaje compuesto, dominado por la erosión y acumulación glaciaria que tuvo lugar, en gran medida, durante el Pleistoceno. A dichos procesos glaciarios deben su desarrollo algunos de los valles más importantes de la región, como el de El Bolsón - de dirección norte-sur - y el del río Manso - de dirección este-oeste - (Fig. 1). El fondo de ambos valles se encuentra tapizado por depósitos con un bajo grado de consolidación, correspondientes a potentes secuencias gla-

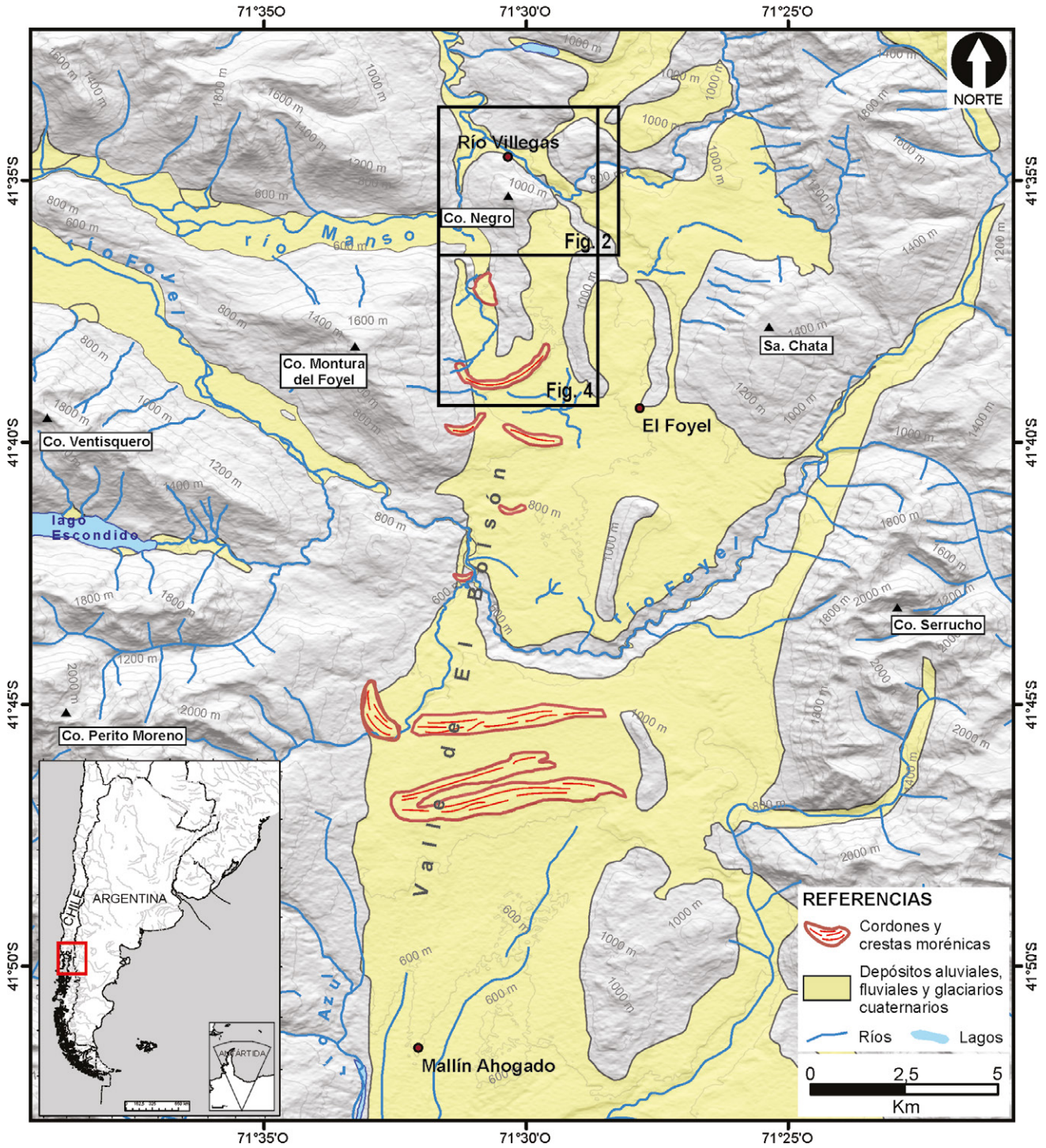
ciarias, glaci-fluviales y glaci-lacustres apoyadas en discordancia sobre las secuencias terciarias, mesozoicas y neo-paleozoicas (Grupo El Foyel, Batolito Patagónico Cordillerano y Complejo Colohuincul, respectivamente).

Los primeros estudios de la geología glacial de la región fueron realizados por Caldenius (1932) siendo, posteriormente, Flint y Fidalgo (1964, 1969) quienes presentan el término “*drift* glaciario”, acuñado después por Diez y Zubia (1981) para describir los distintos depósitos de morenas frontales, planicies glaci-fluviales y sedimentos glaci-lacustres.

En líneas generales, esos depósitos glaciarios quedan expuestos en cortes de ruta o

caminos y a veces como relictos en la parte alta de los cerros, donde procesos de remoción en masa removieron la vegetación y el suelo. Algunos de estos afloramientos permiten observar el gran espesor de estos depósitos, compuestos en general por alternancia de bancos de grava, arena y limo-arcilla (Fig. 2a), en ocasiones con participación de bloques limo-arcillosos (Fig. 2b). Además pueden mostrar deformación sin sedimentaria (Fig. 2c) y distintas estructuras de flujo, como laminación o estratificación entrecruzada (Figs. 2d, e) (Colavitto 2014).

Debido a su complejidad estructural, se le prestó mayor atención a los depósitos que yacen en la ladera media del cerro Negro,



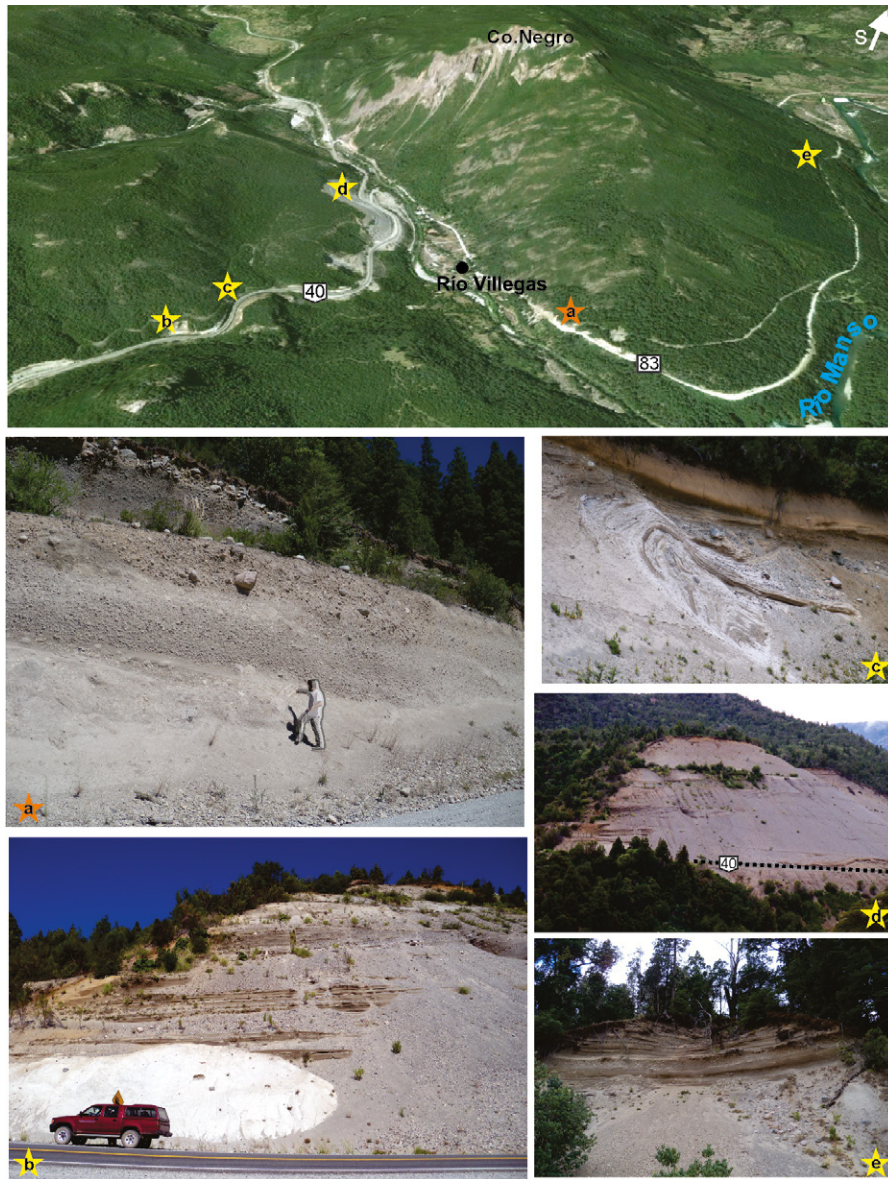
**Figura 1:** Mapa regional del valle de El Bolsón, en el oeste de la provincia de Río Negro. En su extremo norte, en la intersección con el valle del río Manso se ubica la zona de estudio, región caracterizada por pequeñas serranías, como el cerro Negro. Nótese la sedimentación cuaternaria, principalmente de origen glaciar, cubriendo prácticamente todo el valle (Giacosa *et al.* 2001, Colavitto 2014). Se destacan además las principales crestasmorénicas, entre las que sobresalen aquellas frente al cerro Perito Moreno, en el centro del mapa. Los recuadros indican el área que cubren las figuras 2 y 4.

expuestos a lo largo de la traza de la ruta 83 a la altura de la localidad de río Villegas (41°34'30"S; 71°30'20"O) (Fig. 2a). Los sedimentos que se observaron allí están formados por conglomerados matriz

sostenidos intercalados con distintos bancos limo-arcillosos bien laminados o con laminación convoluta. Para su estudio y caracterización, se optó por discriminar dentro del llamado *drift* glaciar (*-till-* es-

tratificado y no estratificado) (Flint y Fidalgo 1964, 1969, Diez y Zubia 1981) entre sedimentos glaciares y glaciares, *till* del dominio subglacial y *till* del dominio supraglacial, siguiendo las ideas de





**Figura 2:** Arriba: Imagen tomada de *Google Earth* mostrando la ubicación de los distintos afloramientos de *drift* glaciario visitados en el área. La estrella naranja identifica el afloramiento sobre el que se focalizó el trabajo de campo. a) Conglomerados glaci-fluviales con clastos de variado tamaño y composición, entre los que se destacan clastos de lutitas muy angulosos y de plutonitas, más redondeados, que alcanzan tamaño bloque; b) Afloramiento sobre la ruta 40 donde, en color más claro, queda resaltado un bloque limo-arenoso de gran tamaño, con estratificación convoluta; c) Pliegue sin-sedimentario formado por sedimentos glaci-fluviales, principalmente arenas finas y gravas; d) Extenso afloramiento gravoso, con estratificación entrecruzada, frente al puesto de Gendarmería; e) Secuencia glaci-fluvial formada por bancos lentiformes de arenas finas y gravas, con estratificación entrecruzada.

Bennett y Glasser (2009).

Es objetivo de este trabajo la descripción e interpretación de estos depósitos, desde un punto de vista sedimentológico y estructural, apuntando a caracterizar el tipo de deformación observada. Siendo así, se espera que este trabajo sea un aporte más a la caracterización de la dinámica glaciaria cuaternaria en la región.

## CONCEPTOS GENERALES DE GLACIOTECTÓNICA

A continuación se introducen algunos elementos que luego permitan presentar una interpretación acerca de la génesis de las estructuras observadas. El eje estará puesto en aquella deformación que puede

ser generada por mecanismos vinculados directamente con la acción glaciaria, reconociendo que, para considerar seriamente otro tipo de origen, como por ejemplo actividad tectónica post-glaciaria, son necesarios otro tipo de estudios que los presentados en este trabajo.

Entre otros mecanismos de deformación estrechamente ligados a la acción glaciaria, la glaciotectónica (o glaciotectonismo) considera aquella deformación que ocurre en el sedimento que se encuentra por debajo (ambiente subglaciario) o por delante de un glaciar (ambiente marginal al hielo, proglaciario: morenas laterales y frontales, planicie de *outwash*, etc.). La misma tendrá lugar siempre que el esfuerzo que impone el avance glaciario supere la resistencia del material (Bennett y Glasser 2009). Cabe destacar que son pocos los trabajos que se han realizado sobre glaciotectonismo en el hemisferio sur, en particular en la Patagonia, a pesar del alto grado de conservación que muestran allí las geoformas glaciarias (*cf.* van der Meer *et al.* 1990, 1992, 2009, Goyanes y Massabie 2012).

A continuación se caracterizarán brevemente ambos ambientes, subglaciario y proglaciario, con el objetivo de aportar a las descripciones e interpretaciones de las estructuras observadas en el afloramiento y también buscando dimensionar la complejidad estructural y estratigráfica que pueden llegar a presentar los depósitos afectados por glaciotectonismo.

### Ambiente subglaciario

En el ambiente subglaciario dominan la deformación por cizalla y el cataclasticismo (Pedersen 2000), que originan el denominado *till* subglaciario (mezcla de *till* de alojamiento, *till* de derretimiento subglaciario y *till* deformado). Las estructuras que se observan en un *till* deformado se originan principalmente por esfuerzos horizontales de cizalla que pueden ser tensionales - zonas donde el glaciar se acelera, como la zona de acumulación o áreas donde el hielo fluye desde un sustrato rígido a otro deformable - o compresivos - sectores próximos al límite glaciario, en el área de ablación, donde los sedimentos interactúan con un sustrato rígido o congelado

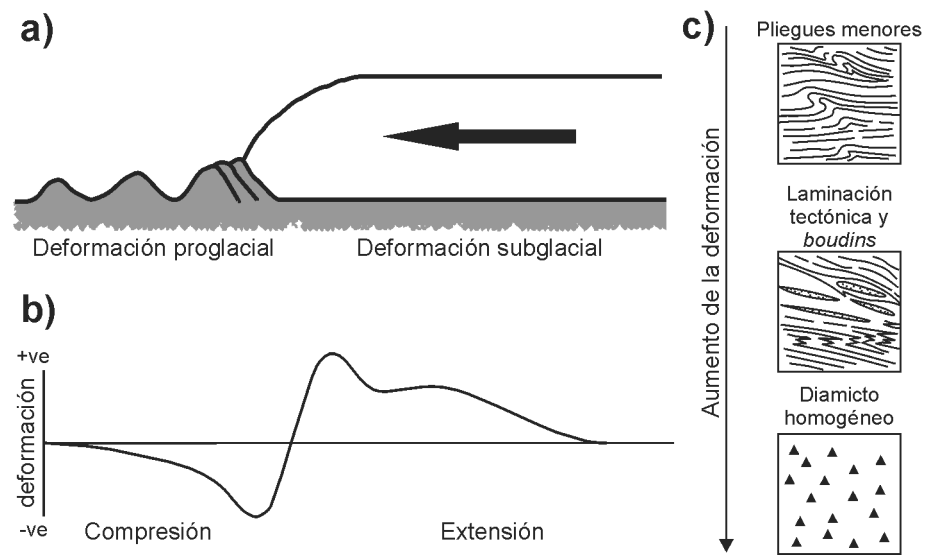
y se produce una desaceleración del flujo (van der Wateren 1995). Bajo esfuerzos de cizalla incrementales, se desarrollan distintas estructuras en el sedimento: desde pliegues de arrastre menores y bandas *kink* hasta *boudins* y laminación tectónica (van der Wateren 1995). Por otra parte, si la magnitud de los esfuerzos es muy alta, el depósito se convierte finalmente en un diamicto totalmente homogéneo, sin estructuras reconocibles (Fig. 3) (Boulton y Hindmarsh 1987, van der Wateren 1995, Bennett y Glasser 2009).

### Ambiente proglacial

Dentro del ambiente proglacial el origen de los sedimentos puede ser muy variado: material supraglacial y subglacial, material liberado por ablación (*ill* de ablación), depósitos glacioluviales de planicies de *outwash*, sedimentos glacialacustres, etc. Al avanzar un glaciar todo este material puede estar sujeto a empuje y deformación, conformando una o varias morenas de empuje. Las mismas se definen como “el producto final construido por la deformación de hielo, sedimento y/o roca, formado por una o varias crestas transversales u oblicuas a la dirección del flujo de hielo al frente, en o por debajo del margen glaciar” (Bennett 2001, pág. 199). Son geoformas que ocurren en márgenes de hielo bajo determinadas condiciones de temperatura y presión poral, lo que las vuelve importantes desde el punto de vista paleoambiental y glaciológico. Existen varios modelos de morenas de empuje, propuestos por distintos autores a cuya lectura se refiere (*cf.* van der Wateren 1995, Bennett 2001), en los que se describe el desarrollo de pliegues *kink*, fallas lístricas, e incluso, en algunos casos, pliegues recumbentes, *nappes* y *rafts* (grandes bloques de diamicto subglacial transportados).

## MARCO GEOLÓGICO

El valle de El Bolsón responde a una estructura sinclinal, desarrollada en sedimentitas miocenas pertenecientes al Grupo El Foyel (Asensio *et al.* 2010, Bechis *et al.* 2014), las cuales fueron afectadas, en gran medida desde el Pleistoceno me-



**Figura 3:** a) Dominios de deformación glaciotectónica; b) Deformación longitudinal según la velocidad (ve) del glaciar (modificado de Hart *et al.* 1990); c) Diagrama esquemático que muestra la evolución en el estilo de las estructuras glaciotectónicas conforme aumenta la deformación subglacial (modificado de Bennett y Glasser 2009).

dio a tardío, por erosión glaciar. El valle se encuentra limitado al este por una serie de cordones formados por complejos ígneos e ígneo-metamórficos neopaleozoicos y jurásicos, y al oeste por el cordón del Hielo Azul, donde afloran rocas plutónicas y volcánicas jurásico-cretácicas. El sinclinal de El Bolsón constituye una zona triangular, limitada por corrimientos con vergencia oriental que estructuran la Cordillera Principal (cerros Hielo Azul, Perito Moreno, Ventisquero, etc.) y corrimientos retrovergentes que estructuran las sierras del Serrucho y Piltriquitrón (Ramos y Cortés 1984, Giacosa *et al.* 2001). Así, dado el control estructural, este valle se extiende en dirección sur-norte, desde el lago Puelo hasta su intersección con el valle del río Manso, donde comienzan a aparecer una serie de serranías más bajas entre las que se halla el cerro Negro (Fig. 1). Dicho cerro está formado por rocas pertenecientes al Batolito Patagónico Cordillerano, sobre las cuáles se apoyan en discordancia los depósitos de origen glaciar sobre los que se enfocó el presente estudio.

En lo que respecta a la evolución geomorfológica de esta región, las glaciaciones cuaternarias han jugado un importante rol como agentes modeladores del paisaje. Se observan geoformas de erosión

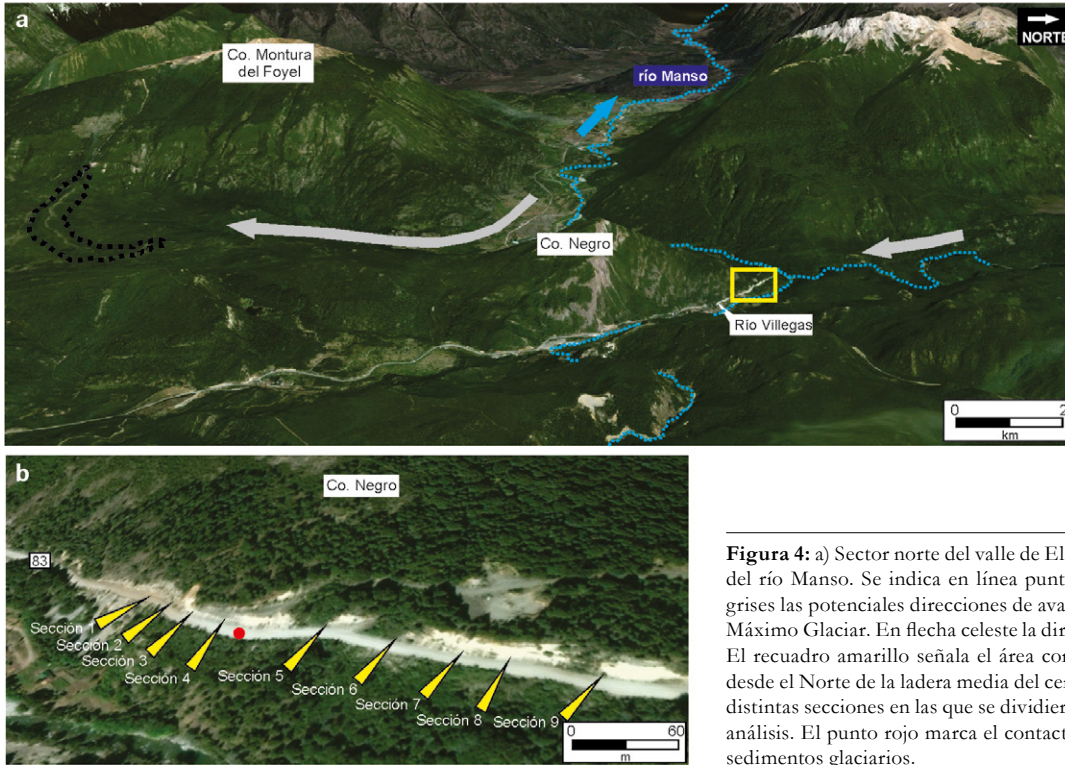
de diversas escalas: desde lineamientos y estrías glaciarias hasta geoformas mayores como circos y artesas. Por su parte, los procesos de acumulación glaciaria han tapizado el fondo de los valles principales, dejando una cubierta sedimentaria gravo-arenosa a areno-limosa cuyo espesor aflorante en distintas localidades oscila entre los 100 y 200 m (González Bonorino 1942, Diez y Zubia 1981, Giacosa *et al.* 2001, Colavitto 2014) (Figs. 1 y 2). En cuanto a lo que se refiere a la edad de estos depósitos, Ruiz (2013) presenta una cronología de las glaciaciones en esta región patagónica, desde el Último Máximo Glacial hasta las glaciaciones históricas (*cf.* Ruiz 2013). Siguiendo su propuesta, la mayoría de los depósitos glaciarios del valle de El Bolsón (incluyendo los arcos morénicos que se hallan frente al cerro Perito Moreno) se habrían desarrollado durante el Último Máximo Glacial (27-22 ka), por lo que tentativamente se propone adjudicarles dicha edad a los depósitos estudiados en el presente trabajo.

## ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS GLACIARIOS

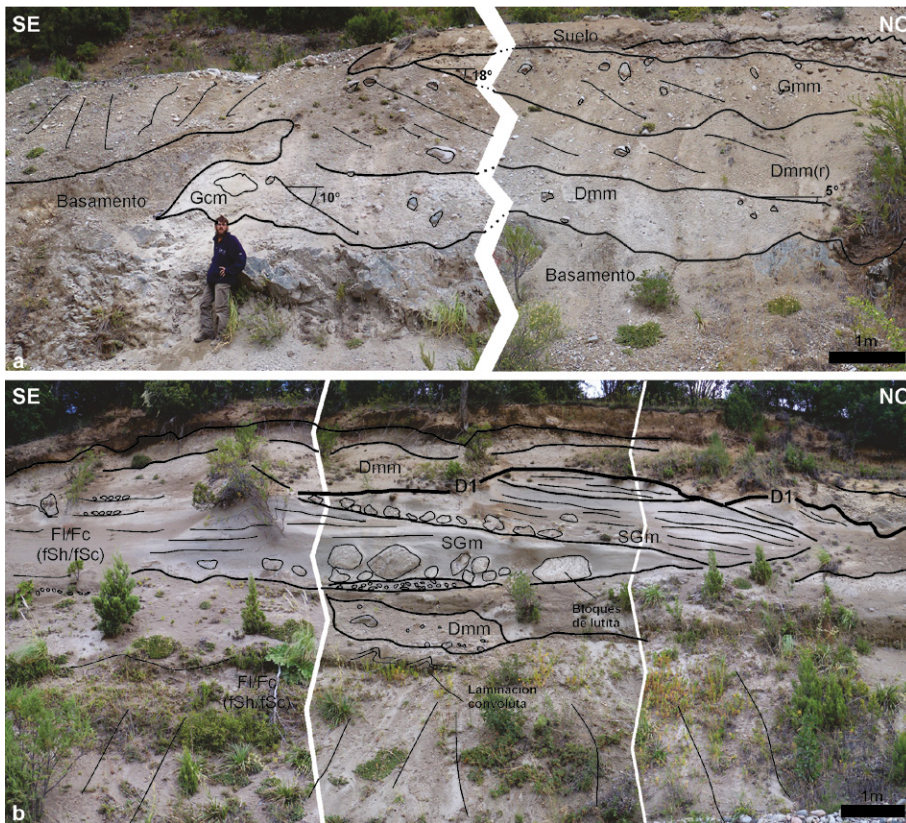
### Metodología

Sobre el corte artificial de la ruta 83 en el sector noreste de la ladera media del cerro





**Figura 4:** a) Sector norte del valle de El Bolsón en su intersección con el valle del río Manso. Se indica en línea punteada una morena frontal. En flechas grises las potenciales direcciones de avance de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar. En flecha celeste la dirección de la corriente en el río Manso. El recuadro amarillo señala el área correspondiente a la figura 4b; b) Vista desde el Norte de la ladera media del cerro Negro. Se indica la posición de las distintas secciones en las que se dividieron los 400 m del afloramiento para su análisis. El punto rojo marca el contacto entre el basamento y la cubierta de sedimentos glaciares.



**Figura 5:** a) Detalle de la sección 4. La figura humana está ubicada en la zona de contacto entre la cubierta sedimentaria estudiada y el basamento, que registra una intensa deformación frágil; b) Interpretación estratigráfica de la sección 7. Nótese la geometría lentiforme de los potentes bancos de arenisca que dominan el centro de la imagen y la presencia de grandes intraclastos lutíticos.

Negro, se ha identificado un afloramiento de sedimentos glaciares de aproximadamente 400 m de largo. Para su análisis se lo dividió en distintas secciones, cada una de las cuales fue registrada fotográficamente con el fin de confeccionar un mosaico de las mismas (mediante el programa *ArcSoft Panorama Maker*) (Fig. 4b). La interpretación de cada mosaico se basó en las observaciones de campo, resaltándose aquellas discordancias internas y arreglos sedimentarios más significativos. Además, se realizó una serie de perfiles sedimentarios de detalle, lo cual permitió una mejor caracterización de los diferentes depósitos observados. Para describir e interpretar cada unidad sedimentaria se utilizaron el código de litofacies de Miall (1996) y el código que presenta Bennett y Glasser (2009), según propuesta de Eyles *et al.* (1983), para el estudio de depósitos glaciares (Cuadro 1).

**Descripción de las secciones**

*Depósitos sin deformación evidente (secciones 1 a 7):* Las primeras secciones del perfil (1 a 3), evidencian un alto grado de deformación interna en los granitos y volcánitas aflorantes en el cerro Negro y zonas aledañas.

Las rocas poseen un aspecto por partes brechoso con presencia de harina de falla, producto de una intensa deformación cataclástica. Hacia el norte (sección 4), se observa el contacto entre dicho basamento rocoso y los depósitos no consolidados, que muestran inclinaciones variables entre 5° y 18° hacia el NO. Se destacan discordancias erosivas entre los bancos y muchas veces las unidades diamictíticas presentan indicios de retrabajo - Dmm, Dmm(r) - (Fig. 5a).

El espesor de estos depósitos y la complejidad de las estructuras aumentan hacia el norte. Las secciones siguientes (5 a 7) están conformadas por conglomerados matriz y clasto sostén (Gmm, Gcm) y un delgado banco de limoarenitas poco consolidadas con laminación con voluta y cadilitos (Fc/fSc) sobre el que se desarrollan aproximadamente 12 m de arenisca fina/limo interrumpidos por pequeños bancos conglomerádicos matriz sostén (Fl/fSh y Gmm) (Fig. 5b).

*Depósitos con deformación evidente (secciones 8 y 9):* La sección 8 muestra claros indicios de deformación, incluso dificultándose el reconocimiento de las distintas unidades y sus relaciones de contacto (Fig. 6). En el centro de la sección se observa un banco de arenisca fina (fSm) que revela el desarrollo de un pliegue anticlinal recumbente de unos 3 m de longitud, de vergencia aparente SE. Su plano axial inclina ca.30° al NO y posee un limbo frontal subvertical, mientras que el limbo dorsal se encuentra truncado por una falla inversa de bajo ángulo (Fig. 7).

Como se observa en las figuras 6 y 7, la estructura involucra principalmente tres unidades, cuyo estudio se complementó con la realización de dos perfiles sedimentarios, A y B (Fig. 8), descriptas como:

- (1) Dmm(s)- diamictita matriz sostén, masiva, con alta proporción de clastos subangulosos a redondeados de volcanitas y granitoides. El tamaño de los clastos varía entre 5 mm (guija) a 8 cm (guijarro), mientras que la matriz es de arena fina a gruesa. El espesor de este banco en afloramiento es de aproximadamente 80 cm.
- (2) fSm- banco de arenisca fina a media masiva (espesor máximo: 60 cm). Se apo-

**CUADRO 1:** Significado e interpretación de las litofacies utilizadas en el trabajo (basado en Miall 1996, Eyles 1983, Bennett y Glasser 2009).

Código	Litofacies	Interpretación
Gcm	Conglomerado clasto sostén, masivo	Depósitos coluviales (coluvio reciente o retrabajo de diamictitas)
Gmm	Conglomerados matriz sostén, masivo	Depósitos de flujo hiperconcentrados, bajadas aluviales
SGm	Conglomerado arenoso a arenisca conglomerádica, masivo	Depósitos fluviales (glacifluviales); con intraclastos
Sh, fSh	Arenisca, con laminación horizontal	Depósitos fluviales (glacifluviales); facies de abandono de canal
Sl	Arenisca con laminación entrecruzada de bajo ángulo	Depósitos fluviales (glacifluviales); pequeñas barras
fSm	Arenisca fina, masiva	Depósitos glacialacustres sin estructura
Fl	Limo, finamente laminado	Depósitos glacialacustres, tipo varves (pueden presentar cadilitos)
Fc, fSc	Limo a arenisca fina, con laminación convoluta	Depósitos glacialacustres deformados (pueden presentar cadilitos)
Dmm	Diamictita matriz soportada, masiva	Till de derretimiento subglaciar
Dmm(r)	Diamictita matriz soportada, masiva, resedimentada	Till resedimentado (deposición sintectónica)
Dmm(s)	Diamictita matriz soportada, masiva, cizallada	Till de deformación subglaciar

ya en contacto neto sobre la unidad 1, aunque también con esta unidad muestra un contacto por falla (Fig. 7c).

(3) Gcm- conglomerado clasto sostén con alta proporción de clastos y base erosiva. La fracción clástica está formada por granitos, volcanitas y lutitas. El tamaño de los clastos y su redondez varían según la litología: los ígneos son más redondeados y de mayor tamaño (de hasta 10 cm de diámetro mayor) que los lutíticos, lo cual sugiere que estos últimos tienen una procedencia local. Algunos clastos oblatos o prolados, muestran una orientación preferencial siguiendo la inclinación del limbo frontal. Se midió la orientación de los clastos localmente, obteniéndose, de 12 individuos, un promedio de 74° para la inclinación del limbo frontal (Fig. 7b). Este valor disminuye a medida que nos alejamos del contacto con las areniscas, llegando a ser de unos 30° en el techo de la unidad 3.

Además de las unidades descriptas, se identificaron una serie de bancos de diamictita matriz sostén, separados por planos de discontinuidad donde predominan los clastos lutíticos, conformando el limbo dorsal de la estructura. Se midieron las inclinaciones de estos planos, revelando una variación de mayor a menor inclinación secuencia arriba (Fig. 6).

Por su parte, la sección 9 también mues-

tra un arreglo estructural y estratigráfico complejo, aunque la estructura observada es de mayor longitud de onda y las unidades involucradas se hallan mejor preservadas que en la sección anterior (Fig. 9). Un potente banco de areniscas laminadas (Sh) deja en evidencia el desarrollo de un anticlinal de 15 m de longitud de onda, con aparente vergencia al SE y un plano axial no muy bien definido. Por sobre el mismo, tres bancos de diamictitas están involucradas en el plegamiento, como se observa en detalle en el perfil E (Figs. 9 y 10). En el limbo frontal de la estructura, estas unidades muestran un descenso paulatino de la inclinación secuencia arriba, mientras que en el limbo dorsal parecen mantener su disposición subhorizontal (Fig. 9). Finalmente, y por encima de las cuatro unidades deformadas, se desarrolla un banco de areniscas cuya estructura interna registra un cambio progresivo de base a techo: de clinoforras progradantes (*onlap*) sobre las unidades subyacentes a una estratificación horizontal en su porción superior (Fig. 9). El espesor de dicha unidad aumenta hacia el limbo frontal, llegando a un máximo de 1,5 m, mientras que es mínimo sobre la charnela, donde disminuye a 0,6 m. Debido a la complejidad estratigráfica que presenta esta sección, se llevaron a cabo tres perfiles sedimentarios que permitie-





**Figura 6:** a) Mosaico fotográfico de la sección 8; b) Interpretación estratigráfica de la misma sección. Nótese el banco plegado de areniscas masivas (fSm). El recuadro punteado muestra el área que cubre la figura 7. Se señalan también las inclinaciones de los planos que separan los bancos de diamictitas al dorso de la estructura. Se indica la posición de los perfiles A y B, representados en la figura 8 y descritos en el texto.

ron mejorar las correlaciones e interpretaciones de los distintos bancos (perfiles C, D y E; Fig. 10).

### Descripción de los perfiles

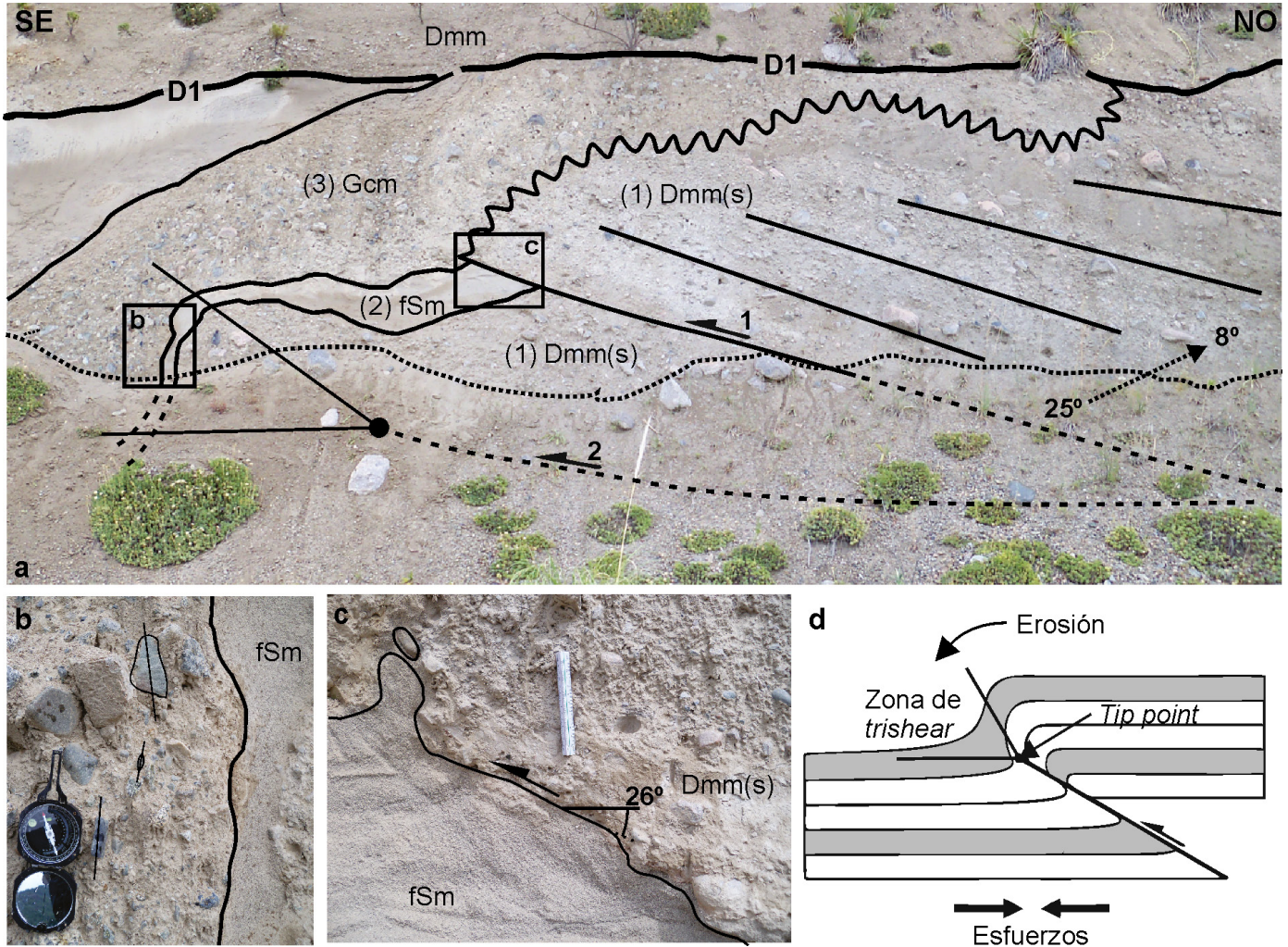
Los espesores que se describen, a menos que se indique otro, corresponden a aquellos tomados en la dirección del perfil (espesores verticales).

*Perfil A:* De base a techo muestra un espesor total de ca. 7 m (Fig. 6). En su base se destaca el desarrollo de un banco li-

moarenoso con laminación convoluta y por sectores horizontal (espesor 2,6 m; FI/Fc). Sobre el mismo se observa una lente limo-arenosa fina con intraclastos lutíticos en su base (espesor 1,6 m; FI/Fc), cuya presencia sugiere un retrabajo de los sedimentos del banco subyacente (Fig. 8). Sobre este banco de arenisca, y separado por una importante discordancia angular (D1), se apoya una diamictita matriz sostén (espesor de 0,6 m; Dmm), constituida por clastos subredondeados de grano-

dioritas y andesitas y clastos angulosos de lutita (Fig. 8b). El tamaño de la fracción clástica varía entre 5 mm y 8 cm, mientras que la matriz es tamaño arcilla. Por encima, de forma concordante, se dispone otra diamictita matriz sostén, masiva, con clastos de tamaño guija, entre 5 y 10 cm, de lutitas y granitoides (espesor 1,6 m; Dmm). Luego, en contacto erosivo se observa un conglomerado clasto sostén, con clastos subangulosos ígneos y un porcentaje menor de clastos pelíticos,





**Figura 7:** a) Interpretación estructural del sector indicado en la figura 6. Un sistema de corrimientos con aparente vergencia sureste afecta a los sedimentos glaciares. La traza ondulada indica un contacto discordante, producto de la erosión y re-deposición sintectónica de las unidades 1 y 3, respectivamente; b) Detalle del contacto entre las unidades 2 y 3, observar la orientación de los clastos según el plegamiento; c) Contacto por falla entre la unidad 1 (bloque colgante) y la unidad 2 (bloque yacente), si bien no se destaca en la imagen, se observaron delgadas láminas de lutita fracturadas y alineadas al plano de falla; d) Modelo de pliegue por propagación de falla tipo *trishear* (Modificado de Brandes y Le Heron 2010).

asociado al coluvio más reciente (Gcm).

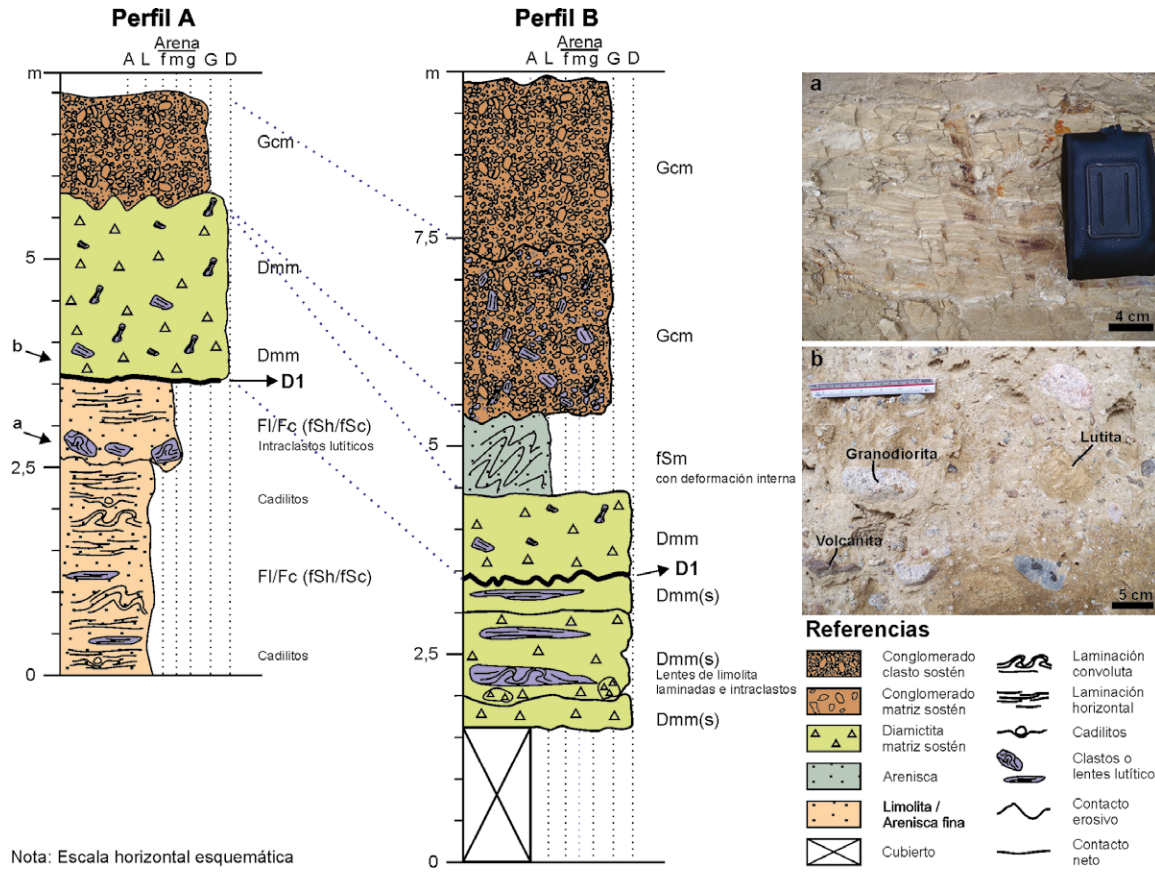
*Perfil B:* De base a techo se levantaron 9,4 m de perfil, de los cuales 1,6 m basales se hallan cubiertos. A continuación se observa un banco bien consolidado que corresponde a una diamictita matriz sostén masiva (Dmm(s)), que hacia la izquierda del perfil se repite por falla (espesor 0,4 m; espesor real 2 m; inclinación 25° al NO). Predominan en dicho nivel clastos de volcanitas y granitoides subredondeados a redondeados, con un diámetro máximo de 6 cm y mínimo de 2 cm, mientras que la matriz es limosa. En contacto erosivo se observa otra diamictita matriz sostén (espesor 1 m; espesor real 1,6 m; inclinación 12° al NO) que con-

tiene clastos de tamaño variable entre 0,5 cm y 60 cm, principalmente de granitoides, aunque se destaca la aparición de clastos de diamictita (posiblemente retrabajo de unidades subyacentes). La matriz es limo-arcillosa y, además, se observan intercalaciones de capas limolíticas con laminación horizontal y convoluta bien preservada. El banco suprayacente (espesor 0,4 m; inclinación 8° al NO) es similar al anterior, aunque se lo distingue por la aparición de clastos masivos de pelitas. Hacia el techo del mismo, se reconoció una discordancia angular (D1) que lo separa de otra unidad diamictítica (espesor 1 m; Dmm), con clastos lutíticos subangulosos y graníticos y volcánicos su-

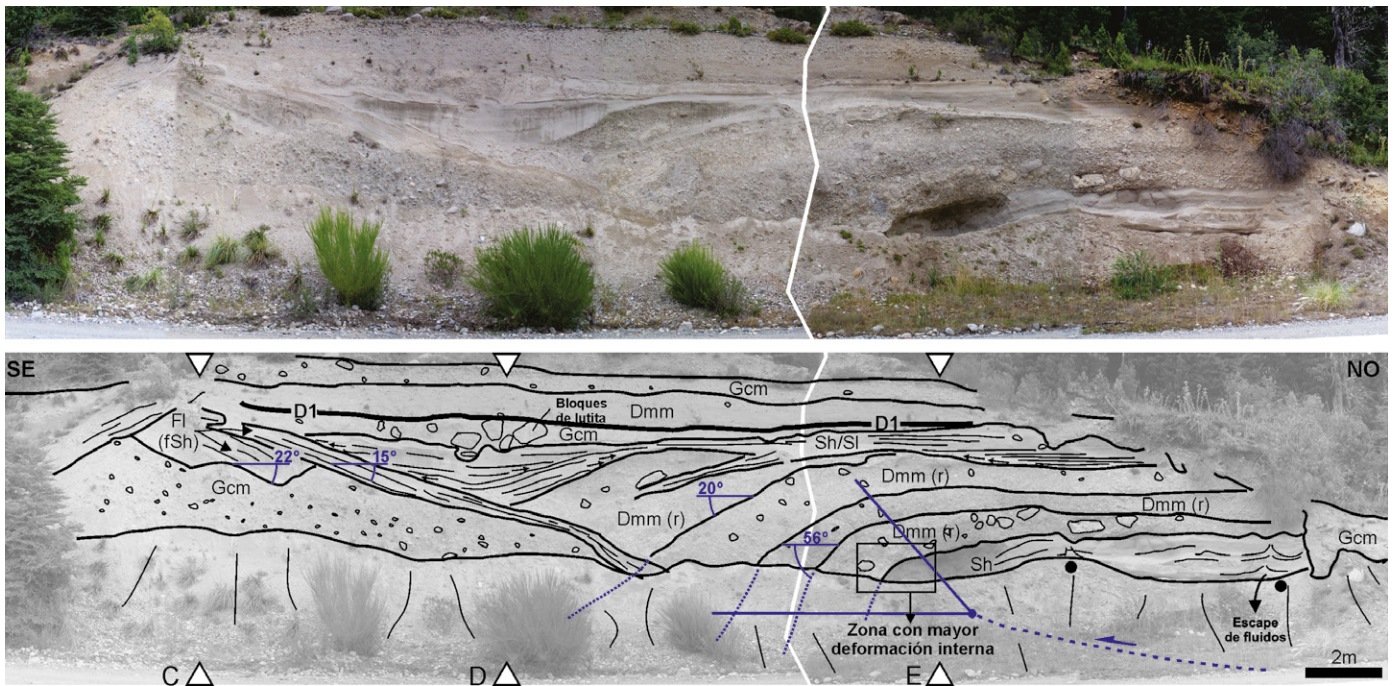
bredondeados a redondeados. Sobre este banco se observa un banco de arenisca fina con evidencias de deformación sin o post-depositacional (espesor 1 m; fSm), la cual es cubierta por un conglomerado clasto sostén de 2 m de espesor, de origen coluvial (Gcm). En concordancia se apoya otro banco de sedimentos coluviales, de 2 m de espesor, donde culmina el perfil (Gcm).

*Perfil C:* Su espesor total es de 11,1 m, hallándose sus 2 m basales cubiertos por derrubio. Luego aflora un conglomerado clasto sostén, con alto nivel de consolidación y escasa matriz arcillosa (espesor 1,7 m; Gcm), que contiene clastos de granitoides, subredondeados a subangulosos, de





**Figura 8:** Perfiles litológicos A y B, relevados en la sección 8, e interpretación de las litofacias presentes en cada uno de ellos. a) Detalle de un intraclasto lutítico con laminación interna, tipo ritmítica; b) Detalle de una diamictita matriz sostén, con alto contenido clástico.



**Figura 9:** a) Mosaico fotográfico de la sección 9; b) Interpretación estratigráfica de la sección 9. Hacia la derecha de la imagen se puede observar un pliegue de gran longitud de onda, desarrollado sobre un banco de areniscas y sucesivos bancos de diamictitas, retrabajadas a medida que la estructura iba creciendo. Sobre esta secuencia nótese el banco de areniscas (Sh/SI) el cual muestra una relación de *onlap* sobre la estructura subyacente (notar las flechas), registrando la formación del pliegue. Se señalan los datos y la interpretación de la posible estructura en profundidad. Los puntos negros indican la ubicación de las estructuras deformacionales detalladas en la figura 11.

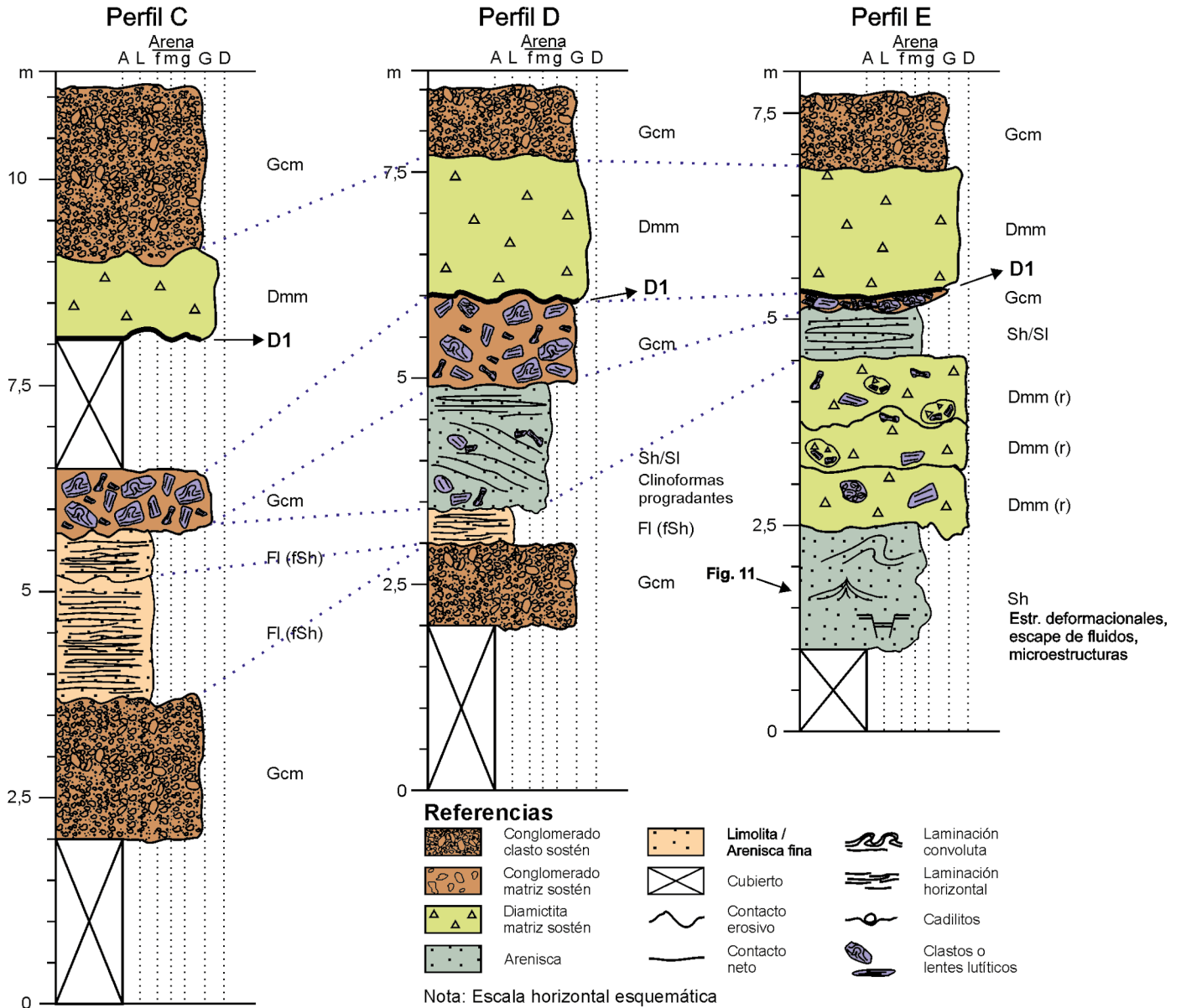


Figura 10: Perfiles litológicos C, D y E relevados en la sección 9 e interpretación de las litofacies presentes en cada uno de ellos.

diámetro variable entre 7 mm y 20 cm; no se observaron clastos de lutita. Este nivel es cubierto en discordancia por un banco de arenisca fina a limo, con laminación horizontal (espesor 1,5 m; inclinación 22° al NO; Fl). Otra discordancia lo separa de un banco de lutita similar al anterior (espesor 0,5 m; inclinación 15° al NO; Fl), sobre el cual yace un conglomerado clasto sostén (espesor 0,8 m; Gcm), con clastos tamaño grava - entre 5 y 60 cm - de lutitas y conglomerados de lutita. Los siguientes 1,6 m del perfil se hallan cubiertos y luego aflora una diamictita matriz sostén con abundantes clastos subangulosos a subre-

dondeados, donde predominan los graníticos (espesor 1 m; Dmm). Hacia el techo del perfil se registran depósitos coluviales recientes (espesor 2 m; Gcm).

**Perfil D:** Muestra un espesor de 8 m, cuyos 2 m basales están cubiertos. Luego se observa un conglomerado clasto sostén, con matriz limo-arcillosa (espesor 1 m; Gcm), bien consolidado, formado por clastos principalmente graníticos, subredondeados a subangulosos, cuyo tamaño varía entre 7 y 20 mm de diámetro. No se observaron clastos lutíticos. Este conglomerado es cubierto por un delgado banco limoarenoso con laminación horizontal

(espesor 0,4 m; Fl). Por encima del mismo, se destaca un banco lenticular de areniscas con clinofomas en relación de *onlap* respecto al banco subyacente (espesor 1,5 m; Sh/SI). Sobre este banco lentiforme de areniscas yace un conglomerado clasto sostén monomictico (espesor 1 m; Gcm), con clastos lutíticos tamaño bloque -entre 60 y 80 cm-. Su matriz es escasa, confundiendo con clastos lutíticos deformados por compactación, que actúan como pseudomatriz. Este banco se acuña al NO. El techo del mismo está definido por la discordancia angular D1, ya reconocida en otras secciones, que lo separa





**Figura 11:** Detalle de algunas estructuras menores, presentes en el pliegue de la sección 9. a) *Horsts* insedimentario; b) Estructuras de escape de fluidos y contacto erosivo con depósitos coluviales recientes; c) Estrías sobre láminas de lutita, que indican dirección del plegamiento; d) Micropliegue desarrollado en clastos lutíticos.

de una diamictita matriz sostén, con clastos subangulosos a redondeados de rocas ígneas (espesor 1,5 m; Dmm). En contacto transicional se desarrolla un conglomerado clasto sostén, correspondiente al coluvio más reciente (Gcm). Con otras unidades de la sección 9 este contacto es marcadamente erosivo (Fig. 11b).

*Perfil E:* Muestra un espesor de 7,8 m, hallándose 1 m de su base cubierto. Por encima aflora una arenisca media (espesor 1,5 m; Sh), intercalada con arenisca gruesa a conglomerádica con clastos de lutita de 1 cm de diámetro medio. Este banco muestra evidencias de deformación sin sedimentaria: fallas normales (*horst* sin sedimentario) y estructuras de escape de fluidos (Figs. 11a, b). Sobre este banco yace una diamictita matriz sostén (espesor 0,7 m; Dmm(r)) con una alta densidad de clastos, principalmente de lutitas

y aglomerados de lutitas que alcanzan un tamaño medio que va de 0,4 a 1 m. Se encuentra plegado y su espesor aumenta al SE. Su observación en detalle revela la presencia de estrías o lineamientos desarrollados sobre los distintos planos de foliación de algunos clastos lutíticos y también el desarrollo de pequeños pliegues centimétricos (Figs. 11c, d). Hacia el techo del perfil, se describe otro paquete de diamictita (espesor 0,5 m) con clastos de granitoides y aglomerados de lutita. La fracción clástica está dominada por los clastos de granitoides que, así como los clastos de aglomerados lutíticos, son subredondeados y poseen un diámetro medio de 20 cm. También se encuentra afectado por el plegamiento y su espesor aumenta al SE. Cubriendo esta diamictita se registra otro banco similar de 0,8 m de espesor, matriz sostén con clastos

lutíticos y otros pertenecientes al banco subyacente. Por encima se desarrolla un banco arenoso con finas intercalaciones de gravas, que se puede correlacionar con aquel que muestra cliniformas progradantes, descrito en el perfil D (Fig. 10; Sh/Sl). Se pudo observar que estas cliniformas desaparecen hacia el tope del banco, siendo reemplazadas por una estratificación horizontal. Sobre este banco de areniscas se observó un banco de conglomerado clasto sostén monomictico, con clastos lutíticos, que se acuña al NO (espesor 0,2 m; Gcm). Su techo coincide con la discordancia angular D1 que, al igual que en los perfiles C y D, marca la base de una diamictita matriz sostén (Dmm), en este caso de un espesor de 1,5 m, que se presenta cubierta por los depósitos coluviales más recientes.

## INTERPRETACIÓN GENÉTICA

Las descripciones de las secciones y perfiles relevados revelan una gran diversidad litológica. En particular las litofacies presentes, cuya interpretación se presenta en el cuadro 1, dan cuenta de un ambiente proglacial, con depósitos de proveniencia muy variada.

De las nueve secciones estudiadas, sólo las secciones 8 y 9 mostraron evidencias de deformación. El plegamiento observado en la sección 8 se interpreta, según su geometría y los cambios de espesor de los bancos, como un pliegue por propagación de falla. Brandes y Le Heron (2010) han realizado modelados numéricos sobre este tipo de pliegues, probando que el modelo *trishear* (Erslev 1991) se puede aplicar exitosamente a estructuras glaciotectónicas. Morfológicamente, este plegamiento produce charnelas suaves y crestas delgadas y redondeadas, características que ajustan bien con el pliegue estudiado (Figs. 7a, d). Según el modelo *trishear* se puede explicar el desarrollo del pequeño corrimiento que trunca las unidades 1 y 2 y establecer un orden cronológico para la generación de las estructuras y las unidades observadas (Fig. 7a): en primer término comenzaron a plegar-

se las unidades 1 y 2 debido a la actividad de la falla 1; a medida que la estructura crecía, estas unidades eran erosionadas, dando lugar a los sedimentos sintectónicos de la unidad 3 y a la deformación y re-sedimentación de los bancos de diamictita que se hallan al dorso de la estructura -Dmm(s)-; posteriormente, el plegamiento comenzó a estar dominado por la actividad de la falla 2 (ciega); a medida que esto ocurría el pliegue continuó creciendo, aportando sedimentos, a la vez que deformando, a la unidad 3, hasta cesar su actividad y luego quedar sepultado por la discordancia D1. Por otra parte, los bancos que se hallaron en el limbo dorsal de la estructura, están separados por discordancias. Puesto que su inclinación disminuye secuencia arriba guardan registro del crecimiento de la estructura (Fig. 6). La estructura observada en la sección 9 también parece responder al modelo de pliegue por propagación de falla tipo *trishear*. Al ser de mayor longitud de onda que el anterior, el origen de esta estructura pueda deberse a la actividad de una falla de menor inclinación o de mayor profundidad. Para este pliegue cabe también una secuencia de crecimiento, erosión y re-depositación. Esto se explica por la gran participación de bloques lutíticos, con poco transporte, en las unidades superiores - Dmm(r) -, probablemente producto del retrabajo del núcleo limo-arenoso del pliegue y/o depósitos glacialacustres cercanos, a medida que la estructura crecía (Fig. 9). De este modo, y teniendo en cuenta la presencia de micropliegues y estrías en bloques lutíticos (Figs. 11c, d), las unidades superiores se pueden considerar diamictitas retrabajadas, sin-glacitectónicas. Esta idea de sedimentación sin-glacitectónica se ve también respaldada por el banco limo-arenoso (Sh/SI), de probable origen fluvial o glacialfluvial, que muestra internamente clinoformas progradantes y cuyo espesor disminuye hacia la charnela (Fig. 9). Se ha destacado la variedad de características que pueden presentar los ambientes sometidos a glacioteconismo. No obstante, es preciso remarcar algunas particularidades de los depósitos presentes en

la zona de estudio. En primer lugar, los depósitos involucrados fueron interpretados como glacialacustres, glacialfluviales y distintos tipos de *till* subglacial (Cuadro 1), consistentes con la alternancia de subambientes típica de un ambiente proglacial (Bennett y Glasser 2009). En segundo término, la intensa deformación frágil presente en las rocas del cerro Negro, sugiere la cercanía del cuerpo de hielo al basamento rocoso, lo que habría causado la desaceleración del flujo del hielo (al acercarse a un cuerpo rígido) favoreciendo la deformación compresiva (van der Wateren 1995). Tercero y último, a partir del tipo de deformación observada y el desarrollo de estructuras de escape de fluidos, estratificación con voluta, etc., puede interpretarse que los pliegues y fallas hayan sido generados bajo condiciones dúctiles producto de la saturación en agua del sedimento (van der Wateren 1995). Bajo estas tres consideraciones, las estructuras observadas pueden ser interpretadas como el producto de un régimen glacioteconómico compresivo, potencialmente desarrollado en un sector próximo al frente del hielo, en el límite entre los ambientes subglacial y proglacial. La vergencia del plegamiento, además, permite establecer un avance de los hielos desde el NNO (Figs. 3 y 4a). Por último, es interesante destacar que las estructuras descritas se concentran en un nivel del afloramiento limitado por la discordancia angular D1, causada posiblemente por la erosión que generó un posterior avance glacial (estadal o glacial) y la consecuente depositación de diamictitas de dominio subglacial (Dmm) (Figs. 6 y 9).

## CONCLUSIONES

La descripción y el análisis de las distintas secciones en la ladera nororiental del cerro Negro, reveló que los depósitos aflorantes no muestran una gran diversidad litológica, estando formados por tres tipos litológicos: *till*-subglacial- y *drift* estratificado de ambos tipos, glacialacustre y glacialfluvial, posiblemente asociados a un ambiente proglacial. Estos depósitos mostraron geometrías estratigráficas particulares:

bancos lenticulares y tabulares, contactos erosivos, unidades plegadas y falladas, cambios de inclinaciones, estructuras de escape de fluidos, etc. Si bien la aparición de algunos de estos rasgos puede vincularse a procesos tectónicos cuaternarios, no se cuentan con estudios de antecedentes neotectónicos para el área y supera a los objetivos del presente trabajo confirmar o descartar dicha génesis. Por lo tanto se propuso un posible origen glacioteconómico para dar cuenta de los mismos, explicación que ajusta bien con las características estratigráficas y estructurales de los depósitos y con la geomorfología del área. Se pudieron identificar al menos dos pulsos glaciares (probablemente estadales) durante los cuales, en la zona de Río Villegas, el hielo avanzó desde el NNO. De ellos el primero, potencialmente no guardó expresión morfológica tras haber sido sobre cabalgado por el segundo. Por otra parte, la presencia de estas estructuras en este sector del valle de El Bolsón permite suponer que más deformación glacioteconómica puede haber ocurrido en el área, sentando las bases para explicar, por estos mecanismos, el origen de otras geoformas en los alrededores.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece la lectura crítica y las sugerencias de los revisores, en especial a la Dra. Andrea Coronato, así como las valiosas observaciones del editor de la revista, el Lic. Jorge Strelin. También se agradece a los Dres. Oscar Limarino y Eduardo Malagnino, que contribuyeron a la interpretación de los depósitos. El presente trabajo es la contribución R-181 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Asensio, M.A., Cornou, M.E., Malumián, N., Martínez, M.A. y Quattrocchio, M.E. 2010. Formación Río Foyel, Oligoceno de la Cuenca de Ñirihua: la transgresión pacífica en la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66: 399-405.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak,



- V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of Northwestern Patagonia, Argentina (41°-43°S): paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72-93.
- Bennett, M.R. 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth Science Reviews* 53: 197-236.
- Bennett, M.R. y Glasser, N.F. 2009. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons 377p., London.
- Boulton, G.S. y Hindmarsh, R.C.A. 1987. Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92: 9059-9082.
- Brandes, C. y Le Heron, D.P. 2010. The glaciectonic deformation of Quaternary sediments by fault-propagation folding. *Proceedings of the Geologists' Association* 121: 270-280.
- Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. *Anales de la Dirección General de Geología y Minería* 95, 150 p., Buenos Aires.
- Colavitto, B. 2014. Estudio morfotectónico sobre la evolución post-glacial de la Cordillera Norpatagónica en dos sectores piloto: alrededores de Río Villegas (Río Negro) y cuenca del río Tigre (Chubut). Tesis final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 101 p., Buenos Aires.
- Diez, O. y Zubia, M. 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de El Bolsón, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 19-28.
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation-folding. *Geology* 19: 617-620.
- Eyles, N., Eyles, C.H. y Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30: 393-410.
- Flint, R.F. y Fidalgo, F. 1964. Glacial geology of the East flank of the Argentine Andes between latitude 39 10' S. and latitude 41 20' S. *Geological Society of America Bulletin* 75: 335-352.
- Flint, R.F. y Fidalgo, F. 1969. Glacial drift in the eastern Argentine Andes between latitude 41 10'S and latitude 43 10'S. *Geological Society of America Bulletin* 80: 1043-1052.
- Giacosa, R.E., Heredia, N.C., Césari, O., Zubia, M., González, R. y Faroux, A. 2001. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro (1:250.000). Servicio Geológico Nacional, Boletín 279: 1-77, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1942. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b Río Foyel. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 201p., Buenos Aires.
- Goyanes, G. y Massabie, A. 2012. Estructuras glaciectónicas en cercanías a Laguna Grande, valle del río Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25: 85-94.
- Hart, J.K., Hindmarsh, R.C. y Boulton, G.S. 1990. Styles of subglacial glaciectonic deformation within the context of the anglian ice-sheet. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 227-241.
- van der Meer, J.J.M., Rabassa, J.O. y Evenson, E.B. 1990. Estudios micromorfológicos de depósitos glaciogénicos en Patagonia septentrional. Tercer Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 352-357, San Juan.
- van der Meer, J.J.M., Rabassa, J.O. y Evenson, E.B. 1992. Micromorphological aspects of glaciolacustrine sediments in northern Patagonia, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 7:31-44.
- van der Meer, J.J.M., Kjaer, K.H., Krüger, J., Rabassa, J.O. y Kilfeather, A.A. 2009. Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews* 28: 708-720.
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer 504 p., Berlín.
- Pedersen, S.A.S. 2000. Superimposed deformation in glaciectonics. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46: 125-144.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro* 1: 317-346, Buenos Aires.
- Ruiz, L. 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 (Inédito), 290 p., Buenos Aires.
- van der Wateren, D.F.M. 1995. Processes of glaciectonism. En: Menzies, J. (ed.) *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. *Glacial Environment* 1, Butterworth-Heinemann 309-335, Londres.

Recibido: 13 de enero, 2015

Aceptado: 27 de julio, 2015