

**Paleolago Milna (Tierra del Fuego): nuevas evidencias de enfriamiento previo al
Último Máximo Glacial**

María Romina Onorato ¹, Andrea Coronato ², Marianela Díaz ³, María Julia Orgeira ⁴,
Claudia Gogorza ⁵, Pedro Palermo ⁵, Avto Gogichaishvili ⁶, Ramiro López ²

¹ *INGEO-UNSJ-CONICET, Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Rivadavia, J5402DCS, San
Juan*

² *CADIC-CONICET. B. Houssay 200, 9410, Ushuaia, Argentina.*

³ *CIGEOBIO-UNSJ-CONICET, Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Rivadavia, J5402DCS,
San Juan*

⁴ *Universidad de Buenos Aires, IGEBA, CONICET, Argentina*

⁵ *Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos
Aires (CIFICEN), UNCPBA-CONICET-CICPBA, Tandil, Argentina*

⁶ *Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de
Geofísica, Unidad Michoacán, Campus Morelia, Universidad Nacional Autónoma de
México, Morelia, México*

Email: Onorato María Romina: onoratomariaromina@gmail.com

Andrea Coronato: andrea.coronato@gmail.com

Marianela Díaz: marianelaxy.diaz@gmail.com

María Julia Orgeira: orgeira1957@gmail.com

Claudia Gogorza: claudiagogorza65@gmail.com

Pedro Palermo: pedro_leon44@hotmail.com

Avto Gogichaishvili: avto@geofisica.unam.mx

Ramiro López: orimaramiro@gmail.com

Resumen

El depósito Milna (54°37' S, 67°33' O) se ubica cercano al lago Fagnano, en el centro-sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego. La presencia en el depósito de laminaciones, *dropstones* y estructuras convolutas, así como sus bajos contenidos de materia orgánica, sugieren un origen lacustre en condiciones relativamente frías, posiblemente en contacto directo con hielo glacial. Dataciones radiocarbono obtenidas en este trabajo sugieren que la depositación habría ocurrido entre los ~31,5 y los ~11,5 ka cal AP, no descartándose edades incluso más antiguas. Esta nueva evidencia permite inferir un ambiente glacial para el área de estudio con anterioridad al Último Máximo Glacial, determinado para la región en torno a los ~25 ka cal AP.

Palabras claves: ritmitas, lago Fagnano, dropstones, Argentina

Milna paleolake (Tierra del Fuego): new evidence of a pre-Last Glacial Maximum cooling. The Milna deposit (54°37' S, 67°33' W) is situated near Lago Fagnano, in the south-central part of Isla Grande de Tierra del Fuego. The presence in the deposit of laminations, dropstones, and convoluted structures, as well as a low organic matter content, suggest a lacustrine origin under relatively cold conditions, likely in direct contact with glacial ice. Radiocarbon ages obtained in this study define a depositional period from ca. 31.5 to ca. 11.5 ka cal BP, or even older. This new evidence points towards a glacial environment for the study area well prior to the Last Glacial Maximum; that is, older than ca. 25 ka cal BP.

Keywords: rhythmites, Fagnano lake, dropstones, Argentina

Introducción

El sector montañoso de la Isla Grande de Tierra del Fuego, en el extremo sur de América, fue, durante el Pleistoceno tardío, parte del manto de hielo patagónico, el cual cubrió desde los 39° hasta los 55° S durante el Último Máximo Glacial (UMG) (Caldenius, 1932). En esa época, glaciares de descarga se dispersaron desde la cordillera Darwin, en el sector chileno de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 1A), con contribuciones parciales de glaciares tributarios de tipo alpino. Esta configuración paleogeográfica sugiere que más de la mitad de la superficie fueguina actual estuvo cubierta por masas de hielo. Las cronologías disponibles para la región indican el desarrollo del UMG a los ~25 ka cal AP (e.g., Bentley et al., 2005; Coronato et al., 2009; Rabassa et al., 2011); sin embargo, dataciones obtenidas en la zona central de Tierra del Fuego apuntan a que 5 a 10 mil años previo al UMG ya habrían existido condiciones glaciales generalizadas (Bujalesky et al., 1997; Sanci et al., 2020).

La zona de estudio se ubica entre los Andes Fueguinos y el borde transformante de las placas Scotia y Sudamericana, dominado por el Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (SFMF). Entre las numerosas geoformas originadas, predominan aquellas glaciofluviales, glaciolacustres y de acumulación glacial (Olivero et al., 2006; Coronato et al., 2008, 2009; Prezzi et al., 2019; Sanci et al., 2020). El estudio de estas geoformas es de utilidad para obtener inferencias acerca de los procesos responsables del transporte y depósito de sedimentos, para así reconstruir la evolución paleogeográfica local. El clima, por su parte, provoca ablación y fusión glacial durante periodos cálidos, lo cual contribuye al transporte y depositación de sedimentos gruesos a través de sistemas glaciolacustres; mientras que durante períodos más fríos se produce la depositación, por decantación, de materiales finos en suspensión debido al enfriamiento o congelamiento parcial de las

aguas. En los casos en que la superficie del agua se congela totalmente, se previene la oxidación de la materia orgánica, por lo que esta se preserva en el registro sedimentario. Por otra parte, el desarrollo de corrientes de turbidez en sistemas lacustres introduce sedimentos gruesos cuyo mecanismo de sedimentación difiere de la decantación del material en suspensión, propia de las facies más profundas de un lago (e.g., Shanmugam, 2012; Letsch 2019). En consecuencia, el análisis de componentes, facies y distribuciones granulométricas de estos depósitos permite inferir potenciales variaciones en la tasa de descarga glaciofluvial, obteniendo así información paleoclimática de relevancia regional (Hermanowski y Piotrowski, 2025).

El objetivo de este trabajo consiste en describir las características sedimentológicas de una secuencia sedimentaria bajo la hipótesis de un origen lacustre en un ambiente geomorfológico glacial. De este modo, se pretende reconstruir la paleogeografía regional y enmarcarla en el registro cronoestratigráfico disponible, así como realizar inferencias paleoclimáticas generales y contrastarlas con aquellas reportadas en la literatura.

Antecedentes geomorfológicos y geológicos

El depósito Milna se localiza cercano al lago Fagnano, en la cordillera Fueguina, en el sector centro-sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego ($54^{\circ}37' S$, $67^{\circ}33' O$) (Fig. 1). Durante el Pleistoceno, glaciares de valle ocuparon la cuenca de este lago, así como valles menores a lo largo de la vertiente norte de las sierras de Lucio López (e.g., Bentley et al., 2005; Coronato et al., 2009; Rabassa et al., 2011). Los primeros estudios regionales se deben a Nordenskjöld (1899), Quensel (1912) y Bonarelli (1917), quienes reconocieron morrenas terminales en torno a las cabeceras del lago Fagnano, sugiriendo que la masa de hielo se habría bifurcado hacia el noreste y el sureste. Algunos años después, Caldenius

(1932) mapeó dos frentes glaciares a lo largo del valle del lago Fagnano, nombrándolos “Finiglacial” al más joven y “Gotiglacial” al más antiguo. Este último fue asignado a los arcos morrénicos que rodean la cabecera del lago Fagnano hasta unos 20 km hacia el noreste, mientras que el frente más joven se reconoció a ambos márgenes del lago, con mayor presencia hacia su sector medio. Mediante estudios de anillos de meteorización diferencial en bloques basálticos y patrones geométricos en arcos morrénicos, Meglioli (1992) identificó el “*drift* lago Cami” o “*Till 5*” (Estadio Isotópico de Oxígeno 2) a lo largo de la costa nororiental de lago, en sus cabeceras y hacia el sector de la Hostería Kaikén, en la costa oriental. Hacia el sureste del lago, en tanto, en las cercanías del depósito Milna, Meglioli (1992) reconoció una unidad más antigua, el “*drift* río Valdéz”, el cual asoció al “*drift* Punta Delgada” del Estrecho de Magallanes (Estadio Isotópico de Oxígeno 10), renombrado posteriormente como Post GPG (*Great Patagonian Glaciation*) II por Coronato et al. (2004). Bujalesky et al. (1997) interpretaron facies deltaicas previas al UMG en los acantilados cercanos a la Hostería Kaikén (Fig. 1). Coronato et al. (2004) desestimaron parcialmente la propuesta de Meglioli (1992) y postularon que el paleoglacial Fagnano habría ocupado toda la cuenca actual del lago durante el UMG, borrando cualquier evidencia morfológica de glaciaciones más antiguas. Waldmann et al. (2010), mediante geofísica, sugirieron la existencia de morrenas sumergidas en la actual cuenca lacustre, las que se interpretaron como morrenas de retroceso generadas durante el evento *Antarctic Cold Reversal* (ACR) ocurrido en el Tardiglacial (14,5-12,5 ka cal AP). Finalmente, estudios palinológicos y radiométricos (^{14}C) realizados en turberas en torno al lago Fagnano, han mostrado que a los ~15 ka cal AP la región ya estaba libre de hielo, con incipiente presencia de un ecosistema estepa-bosque abierto (Markgraf, 1983, 1993; Coronato et al., 2009; Musotto, 2015, 2017a, b).

La geología de la región está caracterizada por el predominio de depósitos sedimentarios de origen glaciolacustre y glaciofluvial (Olivero et al., 2006). Dataciones ^{14}C realizadas en lentes de turba fósil contenidos en depósitos de *till* sobre la costa sur del lago Fagnano, han arrojado edades mayores a 43.840 ± 3650 años cal AP, las cuales se interpretaron como previas al UMG (Bujalesky et al., 1997). Estas edades son similares a las reportadas por Sanci et al. (2020), ~16 km al este-noreste del perfil Milna, en depósitos glaciolacustres en la zona del río Valdéz (49.100 a 32.140 años cal AP), remitidos al Estadio Isotópico de Oxígeno 3. Por otra parte, en los acantilados de la costa sur del lago Fagnano, Coronato et al. (2009) reconocieron depósitos compuestos por *till* basal, con presencia de canales de drenaje subglaciales representados por niveles de origen glaciofluvial, así como capas de arcilla y arena muy fina laminadas y macizas intercaladas en el *till*. De acuerdo con estos autores, los sedimentos finos de este sector fueron deformados y en algunos sectores se observan diques clásticos. Hacia el oeste, en tanto, los acantilados están compuestos casi exclusivamente por *till* basal muy homogéneo, el cual Coronato et al. (2009) interpretó como subglacial. Otros depósitos glaciolacustres han sido descritos en las cercanías de Ushuaia, en el valle de Andorra. En esa zona, los depósitos son macizos y se ubican aguas abajo de morrenas frontales generadas por paleoglaciares de valle, posiblemente tributarios al paleoglaciario Beagle, el cual fluyó por el canal epónimo durante el UMG (Coronato et al., 2004).

El paisaje actual ha sido fuertemente modelado por actividad glacial y tectónica (Coronato et al., 2009; Sandoval y De Pascale, 2020; Onorato et al., 2021). Colinas morrénicas se formaron en los frentes de los glaciares, además de morrenas de fondo, laterales y planicies de *outwash* (Coronato et al., 2009). La actividad tectónica asociada al SFMF ha condicionado la orientación de las principales serranías y el desarrollo de

cuencas de *pull-apart*, muchas de las cuales se transformaron en lagos, el Fagnano entre ellos (Lodolo et al., 2003; Esteban et al., 2014, Restelli et al., 2025). El drenaje es de carácter permanente, fluye desde el sur hacia el norte condicionado por los sistemas morrénicos (Coronato et al., 2009). En la zona de estudio, el río principal es el Milna, el cual nace en el lago Escondido, fluye hacia el este y rodea el perfil Milna por el sur y por el este, hasta desembocar en el lago Fagnano.



Fig. 1. A. Mapa de ubicación del área de estudio. Modificado de Restelli et al. (2025). B. Ubicación del perfil Milna y localidades mencionadas en el texto. SFMF: Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano. Ea: Estancia. Co: Cerro.

Área de estudio

El perfil Milna es un corte artificial ubicado en el km 2.982 de la Ruta Nacional N°3, en las cercanías de la desembocadura del río epónimo en el lago Fagnano (Figs. 2 y 3). Forma

parte del conjunto de geformas de origen glacial que ocupan el territorio entre la costa suroriental del lago Fagnano y la vertiente norte de las sierras de Lucio López (Coronato et al., 2009). El afloramiento Milna se ubica adosado a las morrenas de fondo que conforman el margen sur del lago Fagnano (Fig. 3). El sustrato en la zona está constituido por arenas, gravas, limos y arcillas, mientras que el basamento lo conforman metasedimentitas marinas profundas de cuenca marginal (Formación Yahgán) y de talud (Formación Beauvoir), ambas del Cretácico inferior (Olivero et al., 2006). Estructuralmente, el perfil Milna se localiza entre el SFMF al norte, la falla Lasifashaj al sur y la falla Knokeke al este (Menichetti et al., 2008; Esteban et al., 2014).

El clima en la zona de estudio es del tipo templado húmedo oceánico, con una temperatura media anual de 6 °C, una precipitación promedio de 400 mm, de tipo pluvio-nival y uniformemente distribuida a lo largo del año, y vientos de los cuadrantes oeste, suroeste y norte. Entre los meses de mayo y septiembre, los suelos se congelan hasta ~1 m de profundidad (Tuhkanen, 1992).



Fig. 2. A Vista general del perfil Milna. B. Afloramientos al este del perfil Milna.

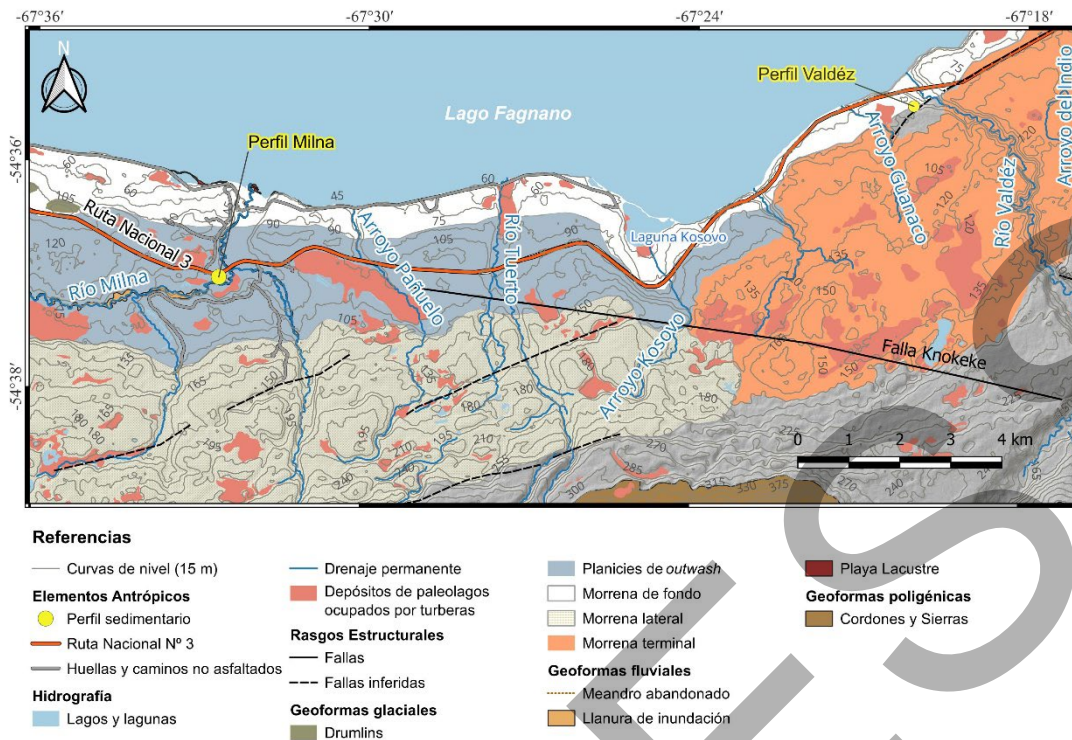


Fig. 3. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

Materiales y métodos

El perfil Milna tiene aproximadamente 3 m de espesor (Figs. 2 y 4). La descripción de los diferentes niveles del depósito se realizó según Campbell (1967). De estos niveles se recolectaron siete muestras de sedimentos, cuyas distribuciones granulométricas fueron caracterizadas siguiendo la clasificación de Udden-Wentworth y mediante un equipo Malvern Mastersizer 2000 para aquellas partículas de diámetros inferiores a 2 mm. Los análisis se realizaron en el laboratorio de sedimentología del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Ushuaia, Argentina. En este mismo laboratorio se calculó el contenido de materia orgánica para cada muestra aplicando el método de pérdida por ignición (Davies, 1974). El color de los depósitos se estimó mediante comparación con la tabla de colores de suelos de Munsell (2009).

En la base y techo del perfil, se seleccionaron muestras de sedimento para dataciones radiocarbono por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Se intentó obtener también una muestra de la parte media del perfil, pero fue descartada por posible contaminación. Los análisis se efectuaron en el laboratorio Beta Analytic (Miami, Estados Unidos). Los resultados fueron calibrados según la curva SHCal20 de Hogg et al. (2020) mediante el software OxCal v.4.4 (Ramsey, 2009), reportándose el intervalo de confianza de 95,4% ($\pm 2\sigma$).

Resultados

Estratigrafía del perfil Milna

De base a techo, el perfil Milna está compuesto por las siguientes unidades (Fig. 4; Tabla 1):

- 0 - 15 cm: Nivel compuesto por sedimentos de grano fino (arcilla: 7,46%, limo: 90,11%, arena: 2,43%) entre los que se reconocen clastos de tamaño gránulo, estos últimos dispersos en los primeros ~2 cm. El nivel es de apariencia maciza y tiene un contenido de materia orgánica de un 0,53%, en el cual se obtuvo una edad de 31.666-31.177 años cal AP (Tabla 1). Se clasifica como una pelita arenosa maciza. Color 5Y 4/2. Muestra RM1.
- 15 - 58 cm: Nivel constituido por sedimentos de grano fino, los cuales producen una laminación fina bien desarrollada. En los últimos ~15 cm se observan láminas de tonalidad blanquecina de entre 1 y 2 mm de espesor. Se clasifica como una pelita arenosa laminada. Color 5Y 4/1.
- 58 - 124,5 cm: Nivel conformado por sedimentos de grano fino (arcilla: 6,78%, limo: 92,64%, arena: 0,58%), con ocasionales clastos de tamaño gránulo. Presenta

una laminación fina incipiente, con un contenido de materia orgánica de un 1,16%.

Se clasifica como una pelita arenosa laminada. Color 5Y 4/2. Muestra RM2.

- 124,5 - 154,5 cm: Nivel constituido por sedimentos de grano muy fino (arcilla: 6,67%, limo: 93,15%, arena: 0,18%), con clastos dispersos de tamaño gránulo. Presenta evidencia de laminación fina y un contenido de materia orgánica de un 0,97%. Se clasifica como una pelita arenosa laminada. Color 2.5Y 6/6. Muestra RM3.
- 154,5 - 171,5 cm: Nivel compuesto por sedimentos de grano fino (arcilla: 7,08%, limo: 91,02%, arena: 1,9%), con escasos clastos de tamaño gránulo. El depósito presenta laminaciones de entre 1 y 2 cm de espesor de tonalidad amarilla blanquecina, deformados en parte por los clastos de tamaño gránulo (Fig. 4A). El contenido de materia orgánica es de un 1,17%. Se clasifica como una pelita arenosa laminada. Color 5Y 5/3. Muestra RM4.
- 171,5 - 195,5 cm: Nivel conformado por sedimentos de grano fino (arcilla: 15,47%, limo: 84,53%) entre los que se reconocen clastos meteorizados de tamaño gránulo y motas de óxido. El depósito es de apariencia maciza, con un contenido de materia orgánica de un 1,72%. Se clasifica como una pelita maciza. Color 2.5Y 6/4. Muestra RM5.
- 195,5 - 223,5 cm: Nivel compuesto por sedimentos de grano fino, con ocasionales clastos dispersos de tamaño gránulo. Si bien se observa laminación horizontal, en ciertos sectores esta es de tipo convoluta (Fig. 4B, C). Los pliegues poseen dimensiones de 15-20 cm en la horizontal y 6,5-10 cm la vertical, y algunos de ellos se encuentran volcados. Se clasifica como una pelita arenosa con laminación convoluta.

- 223,5 - 296,5 cm: Nivel constituido por sedimentos de grano fino (arcilla: 8,08%, limo: 91,57%, arena: 0,35%), laminados y con presencia de motas de óxido (Fig. 4D). El contenido de materia orgánica es de un 1,16%, en el que se obtuvo una edad de 11.763-11.324 años cal AP (Tabla 1). Se clasifica como una pelita arenosa laminada. Color 2.5Y 5/4. Muestra RM6.
- 296,5 - 303,5 cm: Nivel compuesto por sedimentos de grano fino (arcilla: 7,86%, limo: 92,10%, arena: 0,04%). El depósito se presenta macizo, con un contenido de materia orgánica de un 0,97%. Se clasifica como una pelita arenosa maciza. Muestra RM7.

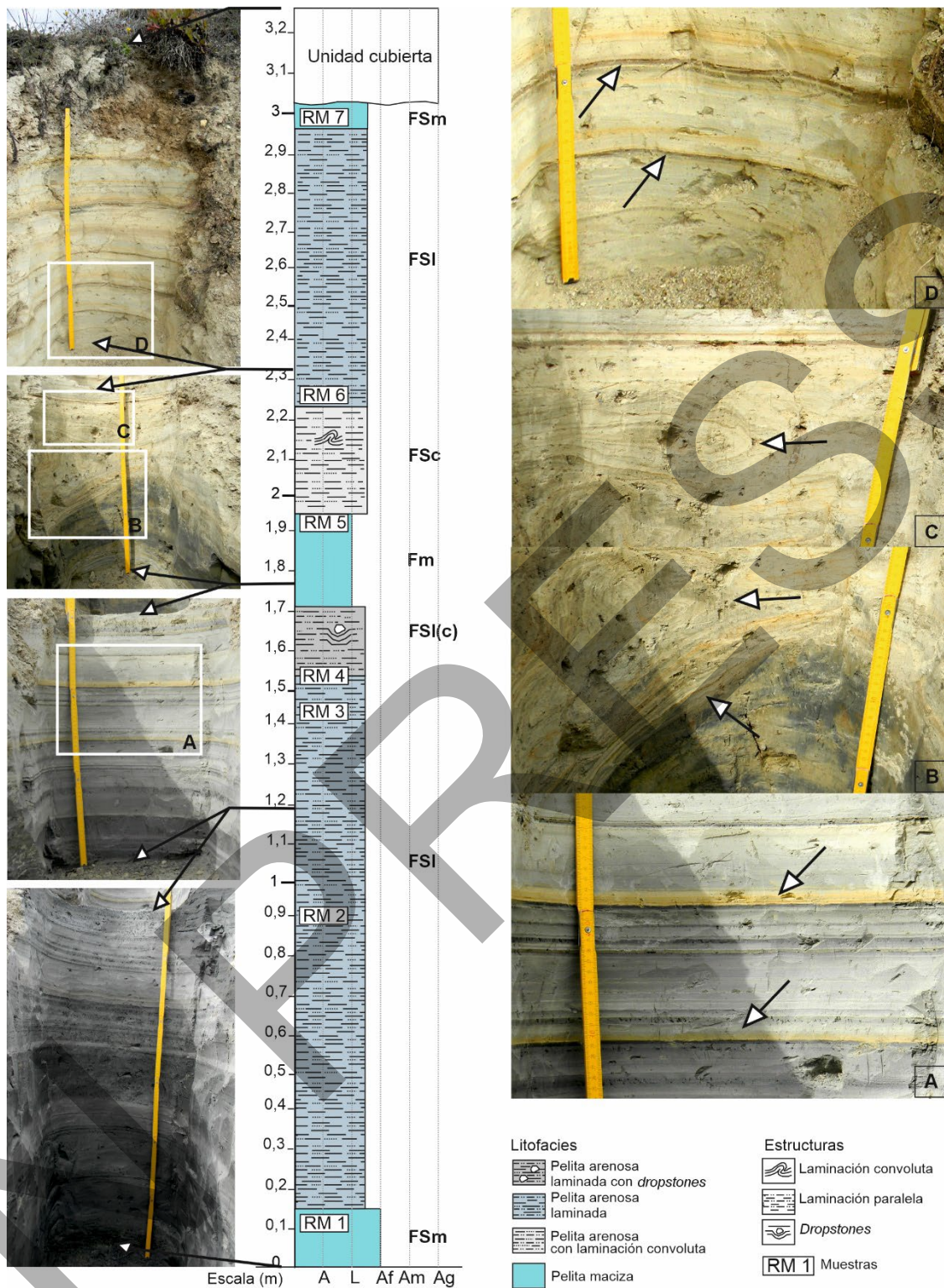


Fig. 4. Columna estratigráfica del depósito Milna. Sectores más representativos identificados en paneles A-D. **A.** Laminaciones de tonalidad amarilla blanquecina de entre 1 y 2 cm de espesor en los niveles inferiores del perfil. **B-C.** Laminación convoluta en una pelita arenosa. **D.** Laminaciones ricas en óxido en los niveles superiores del perfil. A: Arcilla. L: Limo. Af: Arena fina. Am: Arena media. Ag: Arena gruesa.

Análisis granulométrico y contenido de materia orgánica

Más de un 84,5% del material de las muestras del perfil Milna están conformadas por partículas tamaño limo (Figs. 4 y 5), con cantidades menores de material tamaño arcilla y arena muy fina (Fig. 5). Más en detalle, el conjunto exhibe poblaciones granulométricas dominadas por las categorías limo mediano y limo fino (ϕ entre 5 y 7), con una cola de finos hacia limos muy finos y arcillas ($\phi \geq 7$). La muestra RM5 presenta la proporción más elevada de material tamaño arcilla y la más baja de arena (Fig. 5).

Los contenidos de materia orgánica (MO) presentes en las muestras analizadas varían entre 0,53 y 1,72% (Tabla 2). Si bien no se observa una relación evidente entre el porcentaje de MO y la moda granulométrica, sí es posible diferenciar tres grupos de muestras sobre la base de sus características granulométricas y contenidos de materia orgánica (Fig. 5; Tabla 2). El primero está constituido por las muestras RM1 y RM4. La muestra RM1 (MO = 0,53%) exhibe la mayor proporción de fracción tamaño arena ($\phi \leq 4$; 2,44%), mientras que la muestra RM4 (MO = 1,17%) contiene la segunda mayor proporción de fracción tamaño arena (1,89%), con ambas presentando proporciones $>50\%$ para $\phi \leq 6$. El segundo grupo está conformado por las muestras RM2, RM3, RM6 y RM7, cuyos contenidos de MO varían entre 0,97 y 1,16% y sus proporciones de material tamaño arena entre 0,04 y 0,59%. Este subconjunto presenta características granulométricas más homogéneas que el grupo anterior, con un contenido entre 40 y 50% para $\phi \leq 6$. Finalmente, el tercer y último grupo está representado únicamente por la muestra RM5, la cual exhibe la granulometría más fina de entre todas las muestras analizadas y el contenido más elevado de MO (1,72%).

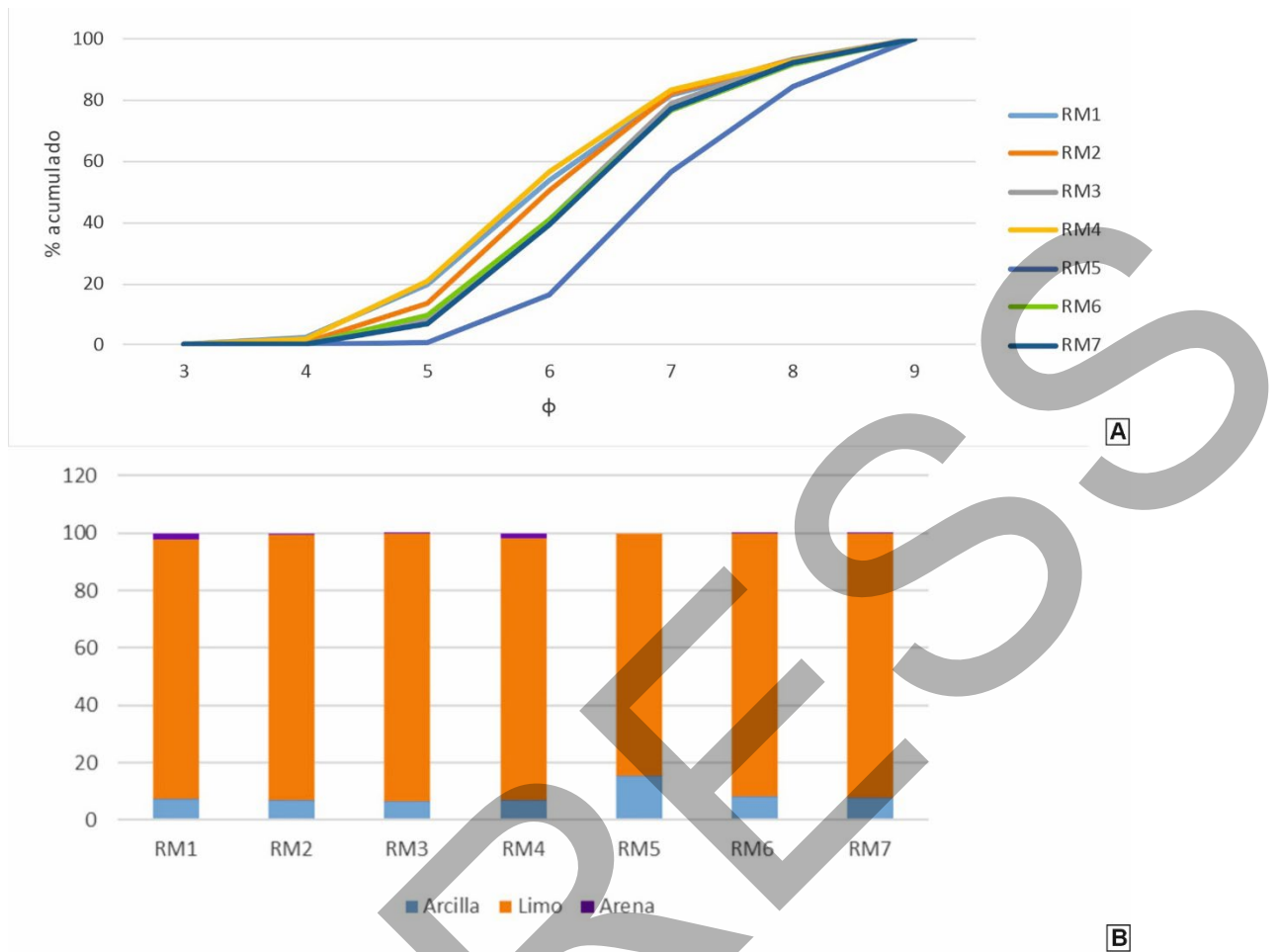


Fig. 5. A. Porcentaje granulométrico acumulado para las muestras del perfil Milna. **B.** Histograma de los contenidos de arcilla, limo y arena para cada muestra.

Discusión

Interpretación textural y ambiente sedimentario

De acuerdo con las características texturales y granulométricas descritas en el capítulo anterior, los sedimentos que componen el perfil Milna se habrían depositado en un ambiente lacustre de aguas tranquilas, dominado por procesos de decantación (Tabla 1).

La presencia de varias categorías granulométricas separadas en capas claras y oscuras, podrían deberse a procesos de suspensión gradada de tipo estacional, característicos de sistemas lacustres de zonas frías, donde los depósitos más gruesos y claros se depositan durante periodos cálidos y los más finos y oscuros lo hacen durante periodos fríos (e.g.,

Alarcón et al., 2025). Por otra parte, la presencia de clastos dispersos de gránulos en cada nivel estudiado, en especial hacia sus respectivas bases, reflejaría el ingreso de corrientes de turbidez al sistema (Spalletti 2001; Mutti et al., 2009; Moernaut et al., 2017; Yang et al., 2020). Se sugiere el desarrollo de delgadas carpetas de tracción provocadas por corrientes de turbidez de alta densidad, similares a las facies F7 de Mutti (1992). Para el resto del depósito, en tanto, aquellos dominios ricos en arena muy fina y/o con desarrollo de estructuras sedimentarias primarias se interpretan como generados a partir de corrientes de turbidez de baja densidad, similares a las facies 9a de Mutti (1992). Para ambos casos, la turbulencia del flujo habría sido el mecanismo principal de transporte y depositación. Las facies mencionadas se formarían posteriormente a un salto hidráulico del flujo, que en el caso de un ambiente lacustre ocurriría al pie del talud del lago. Esto último sugiere que los depósitos analizados se habrían formado entre el pie del talud y el fondo del lago. La ausencia de facies tractivas gruesas en todo el perfil sugiere que la carga sedimentaria de los flujos podría haber sido de grano fino (Mutti, 1992); sin embargo, esto requeriría de un análisis más regional enfocado en posibles afloramientos correlacionables. Tampoco es posible, por ahora, establecer una clara diferenciación entre el techo de la capa de facies 9a de Mutti (1992) y la sedimentación normal (*i.e.*, no turbidítica) del lago.

Inferencias paleoclimáticas

Las características granulométricas y sedimentarias del perfil Milna sugieren que la depositación se habría producido en un ambiente lacustre en contacto con hielo glacial. Evidencia en favor de esto es la presencia casi exclusiva de sedimentos de grano muy fino ($\phi \geq 4$) y de laminaciones consistentes con depósitos de tipo ritmitas, además de la posible

existencia de clastos caídos provenientes de deshielos, interpretados como *dropstones* (Bennett et al., 1996) (Figs. 4 y 5; Tablas 1 y 2).

Desde una perspectiva sedimentológica, la sección inferior del perfil Milna, dominada por pelitas arenosas laminadas, se habría depositado en un ambiente lacustre de baja energía, probablemente durante períodos fríos (González-Sampériz et al., 2017). Los sedimentos habrían decantado directamente del material en suspensión (*overflows*) en el sector del *offshore* lacustre, en un lago de carácter meromítico de acuerdo con su elevado contenido de materia orgánica. Un lago meromítico es un lago permanente, estratificado, el cual presenta una capa superior oxigenada (epilimnio) y una inferior, estancada y sin circulación (hipolimnio) (e.g., Spalletti, 2001). La estratificación de la columna de agua en este tipo de lagos se atribuye a diferencias de densidad, las cuales se producen por variaciones en la temperatura y/o en la concentración de partículas sólidas. En el caso de las pelitas con material tamaño gránulo, la depositación se habría producido por corrientes de turbidez de baja densidad o flujos hiperpícnicos en sus estadios finales (Mutti et al., 2009; Zavala et al., 2006; Waldmann et al., 2010). Por otra parte, hacia el techo de la sección inferior se distingue un aumento gradual en el espesor de las laminaciones de colores amarillentos y ocreos respecto a los espesores de las laminaciones más oscuras (Fig. 4), lo cual sería indicio de estaciones cálidas más prolongadas. Estos periodos cálidos habrían provocado aumentos de caudal en los ríos principales, aportando una mayor carga detrítica a la cuenca (Leemann y Niessen, 1994; Mutti et al., 1996; Mulder y Syvitski, 1995; Zavala et al., 2006). La presencia de *dropstones* indicaría contacto directo con hielo.

La sección superior del perfil presenta pelitas macizas y arenosas, con ocasional desarrollo de laminación, a veces convoluta, y una mayor presencia de motas de óxidos. Esto último sugiere un cambio en el sistema lacustre desde un régimen meromórfico a uno holomórfico, consecuencia de un aumento en la oxigenación (Spalletti, 2001; Corella et al., 2012). Por otra parte, las estructuras convolutas han sido reconocidas también en otros depósitos glaciolacustres de la región (Onorato et al., 2016; Sancu et al., 2020).

Las dataciones radiocarbono obtenidas en este trabajo sugieren que los sedimentos del perfil Milna se habrían depositado entre los ~31,5 y los ~11,5 ka cal AP. El ambiente sedimentario interpretado para la mitad inferior del perfil sugiere condiciones frías, posiblemente glaciales, desarrolladas con anterioridad al UMG, reconocido para la región en torno a los 25 ka cal AP (e.g., Bentley et al., 2005; Coronato et al., 2009, Rabassa et al., 2011). A pesar de su exposición más acotada, el depósito Milna es comparable con el depósito Río Valdéz (Sancu et al., 2020), tanto por la alternancia de estructuras sedimentarias como por su contexto geomorfológico. Ambos depósitos son de origen glaciolacustre, posiblemente como parte de un sistema de lagos marginales en ocasional contacto con el paleoglaciario Fagnano. Finalmente, la evidencia radiométrica y sedimentológica recopilada, tanto en Milna como en Río Valdéz (Sancu et al., 2020), sugiere que el UMG ya estaba presente en el centro-sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego durante el Estadio Isotópico de Oxígeno 3 (ca. 60-30 ka cal AP).

Conclusiones

La evidencia sedimentaria, estratigráfica y geocronológica expuesta en el presente trabajo sugiere, para el Perfil Milna, un ambiente de depositación lacustre de baja energía, en su sector *offshore*, en posible contacto con hielo glaciario. Las edades radiocarbono obtenidas sugieren que la depositación habría ocurrido entre los ~31,5 y los ~11,5 ka cal AP, no

descartándose edades más antiguas dado que no se pudo acceder a los niveles inferiores del depósito. Esto representa nueva evidencia de que, al menos en el centro-sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego, el Último Máximo Glacial habría ocurrido con anterioridad a la edad reportada en la literatura, es decir algunos miles de años antes de los ~25 ka cal AP, y confirmaría interpretaciones similares reportadas para el perfil Río Valdéz por otros autores.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a Ignacio Magneres (CADIC-CONICET) quien colaboró en la realización de análisis texturales y de materia orgánica. El trabajo de campo y tomas de muestras fue realizado en el marco del PICT 2012-067 otorgado a Andrea Coronato. El proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN100224 otorgado a Avto Gogichaishvili financió las dataciones radiocarbónicas. Agradecemos a O. Martínez y dos revisores anónimos por sus aportes y útiles sugerencias, así mismo agradecemos al editor D. Bertin, cuyas observaciones mejoraron significativamente este trabajo.

REFERENCIAS

Alarcón, C.M.; Colombi, C.E.; Gallego, O.F.; Drovandi, J.M.; Monferran, M.D.; Limarino, O.; Ezcurra, M.D.; Giordano, P.G.; Diaz, J.S.; Gómez-Coronado, J.S. 2025. Lacustrine and paleontological records from the middle Norian of the Eastern Cordillera of Colombia: Paleoenvironmental and paleobiogeographic implications of western paleo-equatorial Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 675: 113058. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2025.113058>

Bennett, M.R.; Doyle, P.; Mather, A.E. 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121(3-4), 331-339.

Bentley, M.; Sugden, D.; Hulton, N.; McCulloch, R. 2005. The landforms and pattern of deglaciation in the Strait of Magellan and Bahía Inútil, Southernmost South America. *Geografiska Annaler* 87A (2): 313–334.

Bonarelli, G. 1917. Tierra del Fuego y sus Turberas. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. XII, 3: 1–119. Buenos Aires.

Bujalesky, G.; Heusser, C.; Coronato, A.; Roig, C.; Rabassa, J. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, Southernmost South America. *Quaternary Science Reviews* 16 (1-2): 767–778.

Caldenius, C.Z. 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología 95: 1–148.

Campbell, C.V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology* 8(1): 7–26.

Corella, J. P.; Brauer, A.; Mangili, C.; Rull, V.; Vegas-Vilarrúbia, T.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B. L. 2012. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78(2), 323-332.

Coronato, A.; Coronato, F.; Mazzoni, E.; Vázquez, M., 2008. The physical of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science* 11: 13–55.

Coronato, A.; Meglioli, A.; Rabassa, J. 2004. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, Southernmost South America. In *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III* (Ehlers, J.; Gibbard, P.; editors). Quaternary Book Series. Elsevier Publishers: 45–48. Amsterdam.

Coronato, A.; Seppälä, M.; Ponce, F.; Rabassa, J. 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, Southern South America. *Geomorphology* 112: 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.005>

Davies, B.E. 1974. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. *The Soil Science Society of America Journal* 38(1): 150–151. <https://doi.org/10.2136/sssaj1974.03615995003800010046x>

Esteban, F.D.; Tassone, A.; Lodolo, E.; Menichetti, M.; Lippai, H.; Waldmann, N.; Vilas, J.F. 2014. Basement geometry and sediment thickness of Lago Fagnano (Tierra del Fuego). *Andean Geology* 41(2): 293–313.

González-Sampériz, P.; Aranbarri, J.; Pérez-Sanz, A.; Gil-Romera, G.; Moreno, A.; Leunda, M.; Sevilla-Callejo, M.; Corella, J.P.; Morellón, M.; Oliva, B.; Valero-Garcés, B. 2017. Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *Catena*, 149, 668-688. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.041>

Hermanowski, P.; Piotrowski, J. A. 2025. Subglacial processes at the fringe of the last Scandinavian Ice Sheet in central Poland derived from macro-and micro-sedimentological proxies. *Boreas*, 54: 711-728. <https://doi.org/10.1111/bor.12698>

Hogg, A.G.; Heaton, T.J.; Hua, Q.; Palmer, J.G.; Turney, C.S.; Southon, J.; Bayliss, A.; Blackwell, P.G.; Boswijk, G.; Ramsey, C.B.; Pearson, C.; Petchey, F.; Reimer, P.; Reimer, R.; Wacker, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. *Radiocarbon* 62(4): 759–778. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>

Leemann, A.; Niessen, F. 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, 4(3), 259-268. <https://doi.org/10.1177/095968369400400305>

Letsch, D. 2019. On the pre-history of the turbidite concept: an Alpine perspective on occasion of the 70th anniversary of Kuenen's 1948 landmark talk. *Swiss Journal of Geosciences*, 112(2), 325-339. <https://doi.org/10.1007/s00015-018-0331-6>

Markgraf, V. 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments in Argentina. *Palynology* 7: 43–63.

Markgraf, V. 1993. Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102: 53–68.

Meglioli, A. 1992. *Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego*. Ph.D. Thesis (Unpublished), Lehigh University, Bethlehem, U.S.A.

Menichetti, M.; Lodolo, E.; Tassone, A. 2008. Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt-Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6(1): 19–42.

Moernaut, J.; Van Daele, M.; Strasser, M.; Clare, M.A.; Heirman, K.; Viel, M.; Cardenas, J.; Kilian, R.; de Guevara, B.L.; Pino, M.; Urrutia, R. 2017. Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: a mechanism for continuous and sensitive turbidite paleoseismic records. *Marine Geology*, 384, 159-176.

Mulder, T.; Syvitski, J.P. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3), 285-299.

Munsell, A. 2009. *Munsell soil color charts*. Munsell Color. Michigan, Estados Unidos.

Musotto, L.L.; Borromei, A. M.; Coronato, A.; Menounos, B.; Osborn, J.; Marr, R. 2015. Late Pleistocene- Holocene palaeoenvironmental changes in central Tierra del

Fuego (~54°S) inferred from palynological analysis. *Vegetation History and Archaeobotany* 25: 117–130. www.https://doi.org/10.1007/s00334-015-0537-8

Musotto, L.L.; Borromei, A.M.; Bianchinotti, M.V.; Coronato, A. 2017b. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction of central Tierra del Fuego (Argentina) based on main fossil pollen and fungi. *Quaternary International*. 442: 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.071>

Musotto, L.L.; Borromei, A.M.; Bianchinotti, M.V.; Coronato, A.; Menounos, B., Osborn, G.; Marr, R. 2017a. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. *Review of Palaeobotany and Palynology* 238: 43–54.

Mutti, E. 1992. Turbidite sandstones. AGIP, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R.; Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, pp.233-291.

Mutti, E.; Bernoulli, D.; Lucchi, F.R.; Tinterri, R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56(1), pp.267-318.

Nordenskjöld, O. 1899. Geological map of the Magellan territories with explanatory notes. Svenska Expeditionen till Magellansländerna, Bd 1, 3. Stockholm.

Olivero, E.B.; Malumián, N.; Martinioni, D.R.; Panza, J.L.A.; Nañez, C.; Asato, C.G.; Tavitian S.; Candaosa, A.F.; Candaosa, N.G. 2006. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de Los Estados. https://repositoriosdigitales.mincyt.gob.ar/vufind/Record/RISEGEMAR_07390e20ceda16d2246449224b056438

Onorato, M.R.; Perucca, L.; Coronato, A.; Rabassa, J.; López, R. 2016. Seismically-induced soft-sediment deformation structures associated with the Magallanes–Fagnano Fault System (Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina). *Sedimentary Geology* 344: 135–144.

Onorato, M. R., Perucca, L.P., Coronato, A., Prezzi C., Blanc, P.A., López, R. and Magneres I. 2021. Morphotectonic characterization along the eastern portion of the main trace of Magallanes-Fagnano Fault System in Tierra del Fuego. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103550>

Prezzi, C.B.; Orgeira, M.J.; Coronato, A.M.; Quiroga, D.R.; Ponce, J.F.; Demarco, P.A.N.; Palermo, P. 2019. Geophysical methods applied to Quaternary studies in glacial environments: Río Valdéz outcrop, Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary International* 525: 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.022>

Quensel, P. 1912. *Geological and Petrological Studies in the Patagonian Cordillera*. Bulletin of the Geological Institute of Upsala. 11. Uppsala, Sweden.

Rabassa, J.; Coronato, A.; Martinez, O. 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 316–335.

Ramsey, C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337–360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>

Restelli, F. B.; Bran, D. M.; Almaraz, F.; Menichetti, M.; Lodolo, E.; Esteban, F.; Lozano, J.G.; Tassone, A. 2025. Neotectonics of the Magallanes-Fagnano fault system in Fuegian Patagonia based on high-resolution seismic profiles and geomorphic markers. *International Journal of Earth Sciences*, 114(1), 117-136.

Sanci, R.; Orgeira, M.J.; Coronato, A.; Tófaló, R.; Perdomo, P.; Gogorza, C.; Quiroga, D.; López, R.; Palermo, P. 2020. Late Pleistocene glaciolacustrine MIS 3 record at Fagnano Lake, Central Tierra del Fuego, Southern Argentina. *Quaternary Research* 102:53–67 www.https://doi.org/10.1017/qua.2020.93

Sandoval, F.B., De Pascale, G.P. Slip rates along the narrow Magallanes Fault System, Tierra Del Fuego Region, Patagonia. *Sci Rep* 10, 8180 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-64750-6>

Shanmugam, G. 2012. *New perspectives on deep-water sandstones: Origin, recognition, initiation, and reservoir quality* (Vol. 9). Elsevier.

Spalletti, L.A. 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(2), 189-210. Buenos Aires.

Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 145: 64.

Waldmann, N.; Aristegui, D.; Anselmetti, F.; Coronato, A.; Austin-Jr., J. 2010. Geophysical evidence of multiple glacier advances in Lago Fagnano (54°S), Southernmost Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 29: 1188–1200.

Yang, T.; Cao, Y.; Liu, K.; Tian, J.; Zavala, C.; Wang, Y. 2020. Gravity-flow deposits caused by different initiation processes in a deep-lake system. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 104(7), 1463-1499.

Zavala, C.; Ponce, J.J.; Arcuri, M.; Drittanti, D.; Freije, H.; Asensio, M., 2006. Ancient lacustrine hyperpynites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1), 41-59.

IN PRESS

Tabla 1. Depósito Milna. Descripción e interpretación de litofacies principales.

Código	ID Muestra	Ubicación estratigráfica	Código de laboratorio	Edad radiocarbono (años AP±1σ)	Edad media calibrada* (años AP±2σ)	Litofacies	Proceso sedimentario
FSm	RM1	0-15 cm	Beta-591610	27.490±120	31.666-31.177	Pelita arenosa maciza.	Decantación de material fino a través de la columna de agua. Depositación en un ambiente de baja energía dominado por quietud relativa en el fondo lacustre.
FSI	RM2, RM3	15-154,5 cm				Pelita arenosa laminada	Decantación de material fino a través de la columna de agua. Depositación en un ambiente de baja energía. Alternancia de capas claras y oscuras posiblemente debido a procesos estacionales.
FSI(c)	RM4	154,5-171,5 cm				Pelita arenosa laminada.	Decantación alternada de material fino en láminas claras y oscuras. Depositación en un ambiente de baja energía dominado por quietud relativa del fondo lacustre. Los clastos de tamaño gránulo que

Código	ID Muestra	Ubicación estratigráfica	Código de laboratorio	Edad radiocarbono (años AP±1σ)	Edad media calibrada* (años AP±2σ)	Litofacies	Proceso sedimentario
							deforman estas capas laminadas se interpretan como <i>dropstones</i> (Bennett et al., 1996).
Fm	RM5	171,5-195,5 cm				Pelita maciza.	Decantación de material fino a través de la columna de agua. Depositación en un ambiente de baja energía dominado por quietud relativa en el fondo lacustre. Oxidación de materia orgánica.
FSc		195,5-223,5 cm				Pelita arenosa con laminación convoluta.	Decantación alternada de material fino en láminas claras y oscuras. Depositación en un ambiente de baja energía dominado por quietud relativa del fondo lacustre.
FSI	RM6	223,5-296,5 cm	Beta-591611	10.100±30	11.763-11.324	Pelita arenosa laminada.	Decantación de material fino a través de la columna de agua. Depositación en un ambiente de baja energía. Alternancia de capas claras

Código	ID Muestra	Ubicación estratigráfica	Código de laboratorio	Edad radiocarbono (años AP±1σ)	Edad media calibrada* (años AP±2σ)	Litofacies	Proceso sedimentario
							y oscuras posiblemente debido a procesos estacionales. Oxidación de materia orgánica.
FSm	RM7	296,5-303,5 cm				Pelita arenosa maciza.	Decantación de material fino a través de la columna de agua. Depositación en un ambiente de baja energía dominado por quietud relativa en el fondo lacustre. Oxidación de materia orgánica.

*Calibración de edades ¹⁴C según la curva SHCal20 (Hogg et al., 2020) y el software OxCal v.4.4 (Ramsey, 2009).

Tabla 2. Porcentaje granulométrico acumulado (según la escala ϕ) y porcentaje de materia orgánica para los sedimentos muestreados en el perfil Milna.

ID Muestra	% acumulado						% de materia orgánica	Ubicación de la muestra (cm)
	$\leq 4\phi$	5ϕ	6ϕ	7ϕ	8ϕ	$\geq 9\phi$		
RM1	2,44	19,68	53,82	81,87	92,54	100	0,53	9-15.
RM2	0,59	13,73	50,33	82,25	93,23	100	1,16	89-97.
RM3	0,18	8,12	40,97	78,66	93,34	100	0,97	141-144.
RM4	1,89	20,63	56,54	83,27	92,92	100	1,17	156-157.
RM5	0,00	0,87	16,41	56,64	84,54	100	1,72	192-195,5. Por debajo de las estructuras convolutas.
RM6	0,35	9,52	41,03	76,73	91,92	100	1,16	223,5-226. Por debajo del primer paquete con láminas marrones.
RM7	0,04	6,73	39,24	77,19	92,14	100	0,97	296,5-300.