



Tesis Doctoral 2020

Universidad Nacional de La Plata

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL CENOZOICO SUPERIOR DEL CHUBUT EXTRAANDINO CON ÉNFASIS EN LOS EVENTOS GLACIALES DEL PLEISTOCENO

Licenciada:
Agustina Reato

Directores:
Oscar A. Martínez
Emilia Y. Aguilera

Jurado:
Dra. Laura P. Perucca
Dr. Gonzalo D. Veiga
Dra. Andrea M.J. Coronato



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



C I E M E P

A mi familia, a mis amigas y amigos y a mi compañera

ÍNDICE

Agradecimientos.....	1
Resumen.....	3
Abstract.....	7
CAP. 1. INTRODUCCIÓN	
1.1 <i>MARCO CONCEPTUAL</i>	11
1.1.1 <i>Tectónica y clima como modeladores del paisaje</i>	11
1.1.2 <i>Tectónica como factor desencadenante de las glaciaciones</i>	12
1.1.3 <i>Variables orbitales como factor desencadenante de glaciaciones</i>	14
1.1.4 <i>Insolación y Manchas solares como factor desencadenante de glaciaciones</i>	14
1.1.5 <i>La estratigrafía glacial de Patagonia</i>	15
1.1.6 <i>Síntesis sobre el origen y expansión de las glaciaciones en Patagonia</i>	17
Primeras Glaciaciones en Patagonia.....	17
Glaciaciones del Pleistoceno medio.....	18
Glaciaciones del Pleistoceno tardío.....	19
Tardiglacial.....	20
Glaciaciones Holocenas.....	20
1.2 <i>CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</i>	23
1.2.1 <i>Ubicación y Marco geológico</i>	23
1.2.2 <i>Marco tectónico</i>	26
1.2.3 <i>Marco geomorfológico y climático actual</i>	27
1.2.4 <i>Antecedentes en el área de estudio de las glaciaciones y sus productos geomórficos</i>	28
1.3 <i>OBJETIVOS</i>	32
1.3.1 <i>Objetivos generales</i>	32
1.3.2 <i>Objetivos específicos</i>	32
1.3.3 <i>Estructura del trabajo</i>	33
CAP. 2. GEOFORMAS DE ALTURA. AMBIENTE GLACIAL Y PERIGLACIAL	35
2.1 <i>INTRODUCCIÓN</i>	35
2.1.1 <i>Geoformas glaciales y periglaciales como indicadores paleoclimáticos</i>	35
2.1.2 <i>Antecedentes en el área de estudio</i>	38
2.1.3 <i>Ubicación de los principales sitios de estudio</i>	39
2.2 <i>METODOLOGÍA</i>	41
2.2.1 <i>Mapeo geomorfológico regional</i>	42
2.2.2 <i>Mapeo geomorfológico local</i>	43
2.2.3 <i>Análisis de movimiento superficial y registro de temperatura subsuperficial de UM seleccionadas</i>	44
2.3 <i>RESULTADOS</i>	45
2.3.1 <i>Geomorfología glacial y periglacial regional</i>	45
2.3.2 <i>Geomorfología glacial y periglacial de detalle</i>	60
Nahuel Pan. Valle Oriental Norte (VON).....	60

Cordón Esquel. Co. La Hoya.....	65
2.3.3 <i>Geoformas de altura que responden a condiciones climáticas actuales en los cerros Nahuel Pan y La Hoya.....</i>	70
Movimiento de bloques.....	71
Movimiento de estacas.....	73
Temperatura del suelo.....	75
2.4 DISCUSIÓN.....	81
Sobre las geoformas que responden a condiciones climáticas pasadas.....	81
Sobre las geoformas que responden a condiciones climáticas actuales.....	91
2.5 CONCLUSIONES PARCIALES.....	92
CAP. 3. UNIDADES DE REMOCIÓN EN MASA. FORMAS DE ORIGEN PARAGLACIAL.....	94
3.1 INTRODUCCIÓN.....	94
3.1.1 <i>Unidades de Remoción en masa y geomorfología paraglacial.....</i>	94
3.1.2 <i>Antecedentes en el área de estudio.....</i>	95
3.1.3 <i>Ubicación de los principales sitios de estudio.....</i>	96
3.2 METODOLOGÍA.....	98
3.2.1 <i>Mapeo geomorfológico regional.....</i>	98
3.3 RESULTADOS.....	99
3.3.1 <i>Geoformas paraglaciales de remoción en masa.....</i>	99
3.3.2 <i>Edad y génesis de las unidades de remoción en masa.....</i>	100
3.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES PARCIALES.....	104
CAP. 4. BAJOS CERRADOS. EL REGISTRO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS CUERPOS DE AGUA ENDORREICOS.....	108
4.1 INTRODUCCIÓN.....	108
4.1.1 <i>Cuerpos de agua endorreicos y su importancia en los estudios paleoambientales.....</i>	108
4.1.2 <i>Los bajos cerrados de Patagonia.....</i>	109
4.1.3 <i>La Laguna de Agnia.....</i>	111
Características generales del área de estudio.....	111
Marco geológico.....	112
4.2 METODOLOGÍA.....	114
4.2.1 <i>Geología y Geomorfología de La Laguna de Agnia.....</i>	114
4.2.2 <i>Mapeo Geomorfológico regional.....</i>	116
4.3 RESULTADOS.....	116
4.3.1 <i>La Laguna de Agnia.....</i>	116
Geología y estratigrafía.....	117
Geomorfología.....	117
<i>Formas volcánicas.....</i>	119
<i>El ambiente perilacustre.....</i>	120
Soporte sedimentológico.....	126
4.3.2 <i>Otras lagunas endorreicas dentro del área de estudio.....</i>	134

4.4	DISCUSIÓN.....	136
	Edad de la cuenca de Agnia.....	136
	Sobre la edad de los “Basaltos Redondo del Pedrero”.....	136
	El Sistema de Líneas de Costa (SLC) de la Laguna de Agnia y su correlación con otros sistemas lacustres de Patagonia.....	137
	Relación del SLC de la laguna de Agnia, con los SLC de otras lagunas desarrolladas dentro del área de estudio.....	140
	Erosión eólica vs. Inundación de las lagunas durante los períodos fríos.....	145
4.5	CONCLUSIONES PARCIALES.....	145
	Edad de la cuenca de Agnia.....	146
	Estratigrafía de la cuenca de Agnia.....	146
	El sistema perilacustre de la Laguna de Agnia.....	146
	El sistema perilacustre de otras lagunas extraandinas en la zona de estudio	147
	Erosión eólica vs. Estabilización lacustre.....	148
CAP. 5. MANTOS DE GRAVA. FORMAS Y DEPÓSITOS DE ORIGEN GLACIFLUVIAL.....		150
5.1	INTRODUCCIÓN.....	150
	5.1.1 <i>Glaciaciones y Mantos de grava (Rodados Patagónicos)/Depósitos fluviales.....</i>	150
	5.1.2 <i>Antecedentes en Patagonia.....</i>	150
	5.1.3 <i>Antecedentes en el área de estudio.....</i>	151
	5.1.4 <i>Ubicación de sitios de estudio.....</i>	153
5.2	METODOLOGÍA.....	153
	5.2.1 <i>Mapeo geomorfológico.....</i>	154
	5.2.2 <i>Conteo de rodados.....</i>	155
	5.2.3 <i>Análisis de antecedentes de fechados y ordenamiento cronoestratigráfico.....</i>	156
5.3	RESULTADOS.....	156
	5.3.1 <i>Cerro Chenque.....</i>	156
	5.3.2 <i>Facundo.....</i>	159
	5.3.3 <i>Pampa de Chalia.....</i>	163
5.4	DISCUSIÓN.....	166
	Sobre las relaciones morfoestratigráficas.....	166
	Sobre el conteo de rodados.....	167
5.5	CONCLUSIONES PARCIALES.....	169
CAP. 6 SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIONES.....		173
6.1.	CONSIDERACIONES GENERALES.....	173
6.2.	SÍNTESIS DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS.....	173
6.3.	ESQUEMA MORFOESTRATIGRÁFICO.....	177
6.4.	MODELO PALEOAMBIENTAL.....	182
CAP. 7. CONCLUSIONES FINALES.....		188
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....		192

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a mis padres, Gra y Tony, quienes me dieron una vida llena de curiosidades, que entre idas y venidas me trajeron hasta acá. A mis hermanes, Ile y Dami, que incentivaron mi interés por la naturaleza y mi amor por la montaña. Gracias! Les quiero!!

Agradezco a la Universidad Pública y gratuita, y a todas y todos les que trabajan y luchan para sostenerla y mantener su calidad, sobre todo en momentos políticos adversos. A la FCNyM, por su hospitalidad en mis años de estudio.

Agradezco al CONICET, que me dio la posibilidad de experimentar el mundo científico con una beca doctoral, permitiéndome desarrollar el presente trabajo, y al FONCyT, que nos financió la gran mayoría de las actividades llevadas a cabo en esta tesis, enmarcada en el proyecto PYCT 3079.

A mis directores, Oscar y Yoli, que me enseñaron de geología y geomorfología, a observar el paisaje con ojo crítico para desentrañar los misterios que esconde. Pero principalmente les agradezco su humildad y por enseñarme a disfrutar los momentos simples y hermosos de este trabajo. A ellos mi amistad y mis respetos.

A todos los que me dejaron pasar a sus casas, chacras y campos, y me convidaron de sus mates, torta fritas y capones, además de su valiosa experiencia, que me ayudó a entender un poquito más las bondades de este mundo y los caprichos de la naturaleza.

A David, que me consiguió un lugar en la Universitat de Barcelona, para ir a conocer sobre la geomorfología periglacial de Catalunya, y a su compañera Teresa, quienes me atendieron muy amablemente unos días en Vic. A Guille y su hermosa familia que me dieron alojamiento y comida en Viladecavalls mientras realizaba mi estancia por aquellos pagos.

A René Badengret, John Clague, Jorge Rabassa y Betina Ercolano, quienes me empararon de sus experiencias en el trabajo de campo y sus conocimientos sobre las antiguas glaciaciones patagónicas.

A Elisa Beilinson, que me dio la oportunidad de aprender más sobre el mundo de la sedimentología, con una pasantía en el CIG. A su vez agradezco a los integrantes del CIG, quiénes me abrieron las puertas de su instituto para trabajar en esta temática.

A José Úbeda le agradezco que me haya contagiado su entusiasmo por la geomorfología glacial y periglacial, y su constante aliento para realizar esta tesis.

A Gabi DM., que intervino la oficina con filosofía, en los momentos propicios, que me ayudaron a contextualizar lo verdaderamente importante en el mundo.

A mis compas becaries esquelenses, con los que intentamos darle un sentido político a nuestro aprendizaje y conocimiento, pensando el rol de las ciencias en las sociedades, con una mirada feminista transversal, a Lu, Rosi, Cami y Braian!.

Agradezco a mis amigas y amigos, que me bancaron con extensas y hermosas charlas en esos momentos de dudas, que fueron unos cuantos, para fortalecerme y acompañarme. En especial a Io, Sol, Meli, Pau y Dani que me bancan hace años la psiquis con las mejores charlas. Cada una de ellas puso unos cuantos granitos de arena para que este trabajo llegue a buen puerto. A mis recientes amistades trevelineras, por interesarse en el mundo geológico y bancar este proceso, en especial a Ani, Yani, Lil y Bicho, mis cariños. A mi familia bolsonea, Lili, Mario, Flor, Nah y Ya, quienes confían en mí ciegamente desde siempre y en todo.

A mis compas Alex, Martín y Lucho, que me ayudaron muchísimo en los trabajos de campo.

A mi compañera y amiga, Juli, que estuvo en los momentos lindos y sobre todo en los no tan lindos de este proceso, siempre con una sonrisa, un abrazo y amor incondicional.

Por último quisiera agradecer a lxs juradxs, que enriquecieron enormemente el presente trabajo con sus comentarios y correcciones. Gracias Laura Perucca, Andrea Coronato y Gonzalo Veiga.

Este trabajo, si bien representa un trabajo individual, es el producto de todas las interacciones que tuve con estas increíbles personas y otras muchas, que de manera directa o indirecta son parte de esta tesis. A todas y todos mis más sinceros agradecimientos.

RESUMEN

El impacto geomorfológico de las glaciaciones del Cenozoico superior en la Cordillera Nordpatagónica, es notable e indiscutible. La potente acción erosiva del hielo glacial y las formas de acumulación típica de los ambientes glaciarios, donde se incluye a los depósitos y formas de origen glacifluvial y glacialacustre, se encuentran ampliamente distribuidas en esta región, y fueron estudiadas por numerosos autores. Sin embargo, la instauración de condiciones climáticas típicas de un ambiente de climas fríos, afectó a toda la Patagonia durante las glaciaciones, ocasionando también, importantes modificaciones del paisaje en las regiones precordilleranas y extraandinas, donde el Manto de Hielo de Montaña Patagónico no tuvo influencia directa.

Con el objetivo de dimensionar y caracterizar este impacto se analizó en el presente trabajo una superficie cercana a los 45.000 km² en el noroeste de la provincia del Chubut, con énfasis en la región precordillerana y extraandina. Durante las etapas tempranas del trabajo se lograron identificar, dentro del área de estudio, sitios de mayor interés, que funcionaron como “localidades clave” en las cuales se realizaron estudios de mayor detalle. La metodología general empleada consistió en el mapeo y control de campo de productos geológicos, geomorfológicos y sedimentarios, la toma de muestras para obtención de fechados numéricos (⁴⁰Ar/³⁹Ar y C¹⁴), conteos litológicos de rodados, la elaboración de modelos digitales de elevación, la medición de parámetros ambientales (temperatura de suelo), entre otras tareas.

Entre los principales resultados de este trabajo, deben mencionarse los numerosos mapas geomorfológicos de distinta escala elaborados, donde se delimitaron, describieron y ubicaron temporalmente una gran cantidad de unidades geomorfológicas, erosivas y depositacionales, muchas de las cuales no han sido mencionadas hasta el presente, indicadoras de distintas condiciones paleoambientales. En una primera etapa, se describió cada ambiente morfológico/morfosedimentario de manera aislada, donde se extrajeron los siguientes resultados y conclusiones parciales para cada uno: **a) geformas de altura; unidades de origen periglacial, nival y glacial, desarrolladas en los cordones montañosos más orientales de la Cordillera Nordpatagónica.** Estas unidades se distribuyen en sus respectivas cuencas, entre los ~1400 m.s.n.m y los ~2000 m.s.n.m, formando secuencias retrogradantes en el tiempo, acorde a la elevación gradual de la Altura de la Línea de Equilibrio y a la desintegración progresiva del permafrost de montaña desde el Último Máximo Glacial (UMG)

hasta la actualidad; **b) numerosas unidades gravitacionales de grandes dimensiones; que caracterizan un sector acotado del área de estudio, entre el extremo oriental de la cordillera nordpatagónica y la precordillera.** Estas unidades son producto del retiro de las masas de hielo de las laderas afectadas por el Manto de Hielo de Montaña Patagónico y el efecto de los procesos glacioclasticos y glaciolacustres en las zonas proglaciales durante esta etapa. Se las interpreta como la respuesta a procesos paraglaciales, lo que resignifica la geomorfología de los tiempos posglaciales en la zona estudiada; **c) Bajos cerrados; especialmente aquellos de características someras que desarrollaron sistemas de líneas de costa, ubicados en la región extraandina.** La Laguna de Agnia es uno de los sitios clave para estudiar este tipo de ambientes. Por un lado, el análisis detallado de la estratigrafía de los alrededores de dicha laguna y la obtención de un fechado $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en basaltos aledaños, permitió elaborar un nuevo esquema estratigráfico para el área, y estimar una edad mínima Oligoceno superior para la estructuración de la cuenca. La comparación del sistema de líneas de costa que yace en la margen oriental de esta laguna, con sus equivalentes desarrollados en otras depresiones similares dentro y fuera del área de estudio, sumado a la obtención de un fechado radiocarbónico en una de estas geoformas periglaciales, permitió confirmar que las estabilizaciones de estos espejos de agua someros en la región tienden a coincidir, en general, con los lapsos de condiciones frías del Pleistoceno superior alto, sin que se haya podido verificar una correspondencia estricta entre cada estabilización y su correspondiente estadal o sub-estadal glacial; **d) Mantos de gravas que cubren enormes extensiones entre la precordillera y la región extraandina.** El análisis litológico de algunos mantos de grava de origen glacioclastico sugiere, aunque de manera muy preliminar debido a las limitaciones del método, probables desplazamientos de las paleodivisorias de hielo durante las glaciaciones Plio-Pleistocenas. Por otro lado, los fechados numéricos disponibles para unidades lávicas ubicadas en la Meseta del Senguer (en las inmediaciones del área de trabajo) permitieron identificar grandes geoformas glaciogénicas (morenas frontales y mantos de grava glacioclasticos) perfectamente conservadas, de edad pre-Cuaternaria.

Las interpretaciones realizadas se sintetizaron en un mapa geomorfológico regional, donde se volcaron los principales ambientes y paleoambientes geomorfológicos descriptos y las geoformas más destacadas identificadas en el área de estudio. Por otro lado, se presenta en este trabajo, un esquema de evolución geomorfológica, que se ajusta en gran medida a la secuencia tradicional de inicio y final de un evento glacial: **Etapa “Anaglacial”:** Inicio de una glaciación, con el gradual descenso de la temperatura. Se produce el avance lento de glaciares existentes,

con la generación de nuevos glaciares de circo, asociado al descenso de la ALE en la región cordillerana, la instauración de condiciones periglaciales en los sectores más altos, la presencia de permafrost en la región precordillerana y la instauración de condiciones periglaciales rigurosas, con la consecuente erosión eólica y la formación y/o profundización de bajos sin salida; **Etapas “Pleniglacial”**: Glaciares en su máxima extensión y desarrollo del Manto de Hielo de Montaña en la región cordillerana; desarrollo de morenas marginales y glaciares locales de circo o de valle menores, desarrollo de formas periglaciales y crioclastismo generalizado, ocupación del fondo de los valles por las áreas terminales de los lóbulos de descarga cordilleranos, máximo desarrollo de planicies proglaciales proximales a la región precordillerana, deflación y desecación total de algunas depresiones, con la generación, profundización, expansión de los bajos sin salida más profundos y la formación de líneas de costa lacustres en los bajos someros del tipo playa pedemontanas; **Etapas “Cataglacial”**: Retroceso rápido de las masas glaciales en la cordillera, desarrollo de lagos proglaciales, remoción en masa asociada a etapas paraglaciales en el límite entre la región cordillerana y la precordillera; generación de escarpas en los mantos de grava por intensa acción glacifluvial acompañada de la formación de nuevos mantos de rodados encajonados en los valles y la posible disminución del volumen de agua y desecación gradual de las lagunas someras en la región extraandina. Este esquema incluye modificaciones y nuevas propuestas al esquema tradicional, de acuerdo a las características distintivas de los ambientes estudiados en esta región.

Se puede concluir que las glaciaciones ocurridas durante el Cenozoico superior en la Patagonia han introducido notables modificaciones geomorfológicas en la región precordillerana y extraandina del Chubut, a una escala relativamente similar a aquellas que se han producido en la zona cordillerana, donde se alojaron los mantos de hielo repetidas veces. Estos ajustes del relieve y de materiales rocosos, respondieron a los cambios en las condiciones climáticas/ambientales, y fueron el producto de procesos morfodinámicos complejos, sincrónicos con los eventos glaciales (glacifluviales y periglaciales) pero, también, post-glaciales (paraglaciales) asociados a los lapsos de las terminaciones glaciales. El conjunto de unidades estudiadas abarca el lapso (Mioceno?) Plioceno / Presente, ya que incluye tanto morenas frontales como extensos mantos de grava glacifluviales pre-cuaternarios y geoformas periglaciales y perilacustres activas. La morfoestratigrafía propuesta para cada uno de los sistemas o ambientes estudiados permitió reconocer, que los eventos climáticos acontecidos han ido mermando gradualmente su intensidad morfogenética, dejando como

evidencia un conjunto de depósitos formados en un contexto climático frío, con un patrón general regresivo y un ascenso de la Línea de Equilibrio Glacial regional, al menos desde el Último Máximo Glacial, donde las geoformas están mayormente representadas en toda la zona de estudio.

ABSTRACT

The geomorphological impact caused by the Upper Cenozoic glaciations in the North-Patagonian Cordillera is unquestionable. The erosive action of glaciers and the typical glacial deposits and geomorphs are broadly distributed in this region, and they were widely studied. However, the establishment of cold conditions also affected the entire Patagonia during the glaciations, causing important changes in the landscape in the pre-Cordillera and extra-Andean regions, where the Patagonian Ice Sheet had no direct influence.

In order to dimension and characterize this impact, an approximately area of 45,000 km², in the northwest of the Chubut province was analyzed, with emphasis on the pre-Cordillera and the extra-Andean regions. In this area, sites of greatest interest were identified for detailed studies. The general methodology carried out consisted of mapping and field control of geological, geomorphological and sedimentary products, the acquisition of numerical dates (40Ar/39Ar and C14), lithological counts of gravels, the generation of digital elevation models, the measurement of environmental parameters (soil temperature), among many other tasks.

One of the main results of the work corresponded to the several geomorphological maps of different scale elaborated, where a large number of geomorphological, erosive and depositional units, indicators of different paleoenvironmental condition, were delimited, described and temporarily located, many of which had not been mentioned until now. In a first stage of this work, each morphological / morphosedimentary environment was described separately. The following results and partial conclusions were obtained for each one: **a) height geomorphs (mountain geomorphs); units of periglacial, nivation and glacial origin, developed in the easternmost North-Patagonian Cordillera.** These units are distributed in their respective watersheds, between 1400-2000 m.a.s.l., forming retrograde sequences, according to the gradual elevation of the Equilibrium Line Altitude and the progressive disintegration of mountain permafrost from the Last Glacial Maximum to the present. **b) Large scale gravitational units; which constitute numerous forms that characterize a restricted zone of the study area, between the easternmost North-Patagonian Cordillera and the pre-Cordillera.** These units are the product of the ice masses retraction from slopes affected by the Patagonian Ice Sheet and the effect of glacialfluvial and glaciallacustrine processes in proglacial areas during this stage. These units represent a paraglacial response, which re-signifies the geomorphology of the postglacial times in the area. **c) Closed basins; especially those of**

shallow characteristics that developed coast line systems, located in the extra-andean region. Laguna de Agnia was one of the crucial sites to study these kinds of environments. On the one hand, the detailed analysis of the stratigraphy around the lake and the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date obtained in basalts, resulted in the elaboration of a new stratigraphic scheme for the area, which allowed estimating an Upper Oligocene minimum age for the basin. The comparison of the shoreline system of Laguna de Agnia lagoon, with its equivalents in other similar depressions inside and outside the study area, strengthened by a radiocarbonic date in one of these paleoshorelines, allowed to confirm that the stabilization of these shallow lakes coincided, in general, with cold climatic conditions in the Upper Pleistocene. **d) The gravel mantles; corresponding to huge extensions of gravel deposits, located between the pre-Cordillera and the extra-Andean region.** The lithological analysis of some of these glacifluvial gravels suggested, in a very preliminary way based on the limitations of the method, probable displacements of ice paleodivisors during Plio-Pleistocene glaciations. On the other hand, the numerical dating available for lava units located on the Meseta del Senguer (near the study area) allowed the identification of large glacialic geoforms (frontal moraines and glacifluvial gravels) of pre-Quaternary age.

These interpretations were synthesized in a regional geomorphological map, where the geomorphological environments and paleoenvironments described and the main geoforms identified were represented. Besides, a geomorphological evolution scheme is presented, similarly to the traditional sequence of the beginning and the end of a glacial event: **“Anaglacial” stage:** Beginning of a glaciation, with gradual temperature decrease. The slow advance of existing glaciers occurs, with the generation of new glacial cirques, associated with the decline of the Equilibrium Line Altitude in the Cordillera region, the establishment of periglacial conditions in the highest zones, the presence of permafrost in the pre-Cordilleran region, and the establishment of rigorous periglacial conditions, with the formation/deepening of closed basins by deflation in the extra-Andean region; **“Pleniglacial” stage:** Glaciers in their maximum extension and development of the Mountain Ice Sheet in the Cordillera region. Development of marginal moraine and local cirque or valley glaciers, expansion of periglacial forms and cryoclastism in pre-Cordillera, occupation of bottom’s valleys by the terminal areas of glacial lobes, maximum development of proglacial plains in the pre-Cordilleran region, domain of cryoclastism, deflation and total desiccation of some basins, with the generation, deepening, expansion of deeper closed basins and formation of shorelines in shallow depressions permanently flooded in the extra-Andean region; **“Cataglacial” stage:** generation

of gravitational units on the boundary between the Cordillera and the pre-Cordillera region. Gravels deposition in deep valleys, and volume of water decrease and gradual desiccation of the shallow closed lakes in the extra-Andean region. This scheme includes modifications and new proposals to the traditional scheme, based on the distinctive characteristics of the environments studied in this region.

It can be concluded that the Upper Cenozoic glaciations in Patagonia have introduced notable geomorphological modifications in the pre-Cordillera and extra-Andean region of Chubut, on a similar scale to those that have occurred in the Cordillera area, where ice sheets were developed several times. These relief and rocky materials adjustments, responded to climatic/environmental changes, and were the product of complex morphodynamic processes, synchronous with glacial events (glacifluvial, glacialacustrine and periglacial) but, they were also post-glacial (paraglacial), associated to the final glacial stage. The set of units studied span the lapse (Miocene?) Pliocene / Present, since it includes both extensive pre-Quaternary glacifluvial gravel, and periglacial and paraglacial forms. The morphostratigraphy scheme proposed for each environment, allowed recognizing that the climatic events have gradually diminished their morphogenetic intensity, leaving a set of deposits formed in a cold climatic context, with a general regressive pattern and an ascent of the regional Equilibrium Line Altitude, at least from the Last Glacial Maximum.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

CAP. 1. INTRODUCCIÓN

El impacto geológico y geomorfológico de las glaciaciones del Cenozoico superior en Patagonia es indiscutible y significativo. Desde distintos enfoques temáticos y escalas de análisis, estas modificaciones han sido descritas y dimensionadas por diversos autores (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Flint y Fidalgo, 1964; Miró, 1967; Flint y Fidalgo, 1968; Mercer, 1976; Beraza y Vilas, 1989; Lapido *et al.*, 1989; Lapido *et al.*, 1990; Beltramone, 1991; González Díaz, 1993a; 1993b; Rabassa y Clapperton, 1990; Clapperton, 1993; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996; Dal Molin y González Díaz, 2002; Kaplan *et al.*, 2004; Glasser y Jansson, 2005; Rabassa, 2008; Trombotto Liaudat, 2008; Martínez y Coronato, 2008; Glasser *et al.*, 2008; Martínez *et al.*, 2009; Hein *et al.*, 2011; Rabassa *et al.*, 2011; Martínez y Kutschker, 2011; Martínez, 2012 y 2014; Bendle *et al.*, 2017; Hein *et al.*, 2017) quienes concentraron sus estudios en el ambiente cordillerano, donde se desarrolló y estabilizó en numerosas oportunidades, durante el Pleistoceno, el Manto de Hielo de Montaña Patagónico (MHMP). Sin embargo, la cordillera no fue el único escenario donde estos eventos climáticos globales, en los cuales la temperatura atmosférica descendió sensiblemente respecto a la actual (Ehlers y Gibbbs, 2004), dejaron su impronta. Los sectores extraandinos de Patagonia oriental, tanto proximales como distales, han sido también, profundamente afectados por procesos morfodinámicos vinculados a estas condiciones ambientales extremas. En la actualidad puede observarse, a lo largo y ancho de esta amplia región que no fue englazada (a excepción de pequeños glaciares locales), notables formas erosivas y deposicionales cuyo origen se vincula, directa o indirectamente, a los eventos glaciares (específicamente los “bajos sin salida”, los mantos de grava o “rodados patagónicos”, las terrazas labradas sobre estas acumulaciones, glaciares de escombros y otras formas periglaciales y paraglaciales). En este contexto, el presente trabajo se propuso verificar la influencia de las condiciones impuestas durante los períodos glaciares, particularmente los del Cuaternario, sobre la geología (la generación de nuevas unidades geológicas) y la geomorfología de un amplio sector extraandino del centro-norte de Patagonia.

1.1 MARCO CONCEPTUAL

1.1.1 *Tectónica y clima como modeladores del paisaje*

La configuración actual del paisaje del área de estudio, si bien tiene una historia compleja, puede entenderse como producto de la combinación de dos factores principales; la tectónica andina y las condiciones climáticas, ambos manifestados durante el Cenozoico como pulsos / eventos. Las fases tectónicas asociadas al margen andino activo desde hace aproximadamente 160 Ma (Clapperton, 1993; Ramos, 1999) no solo son responsables de la formación de la Cordillera Nordpatagónica desde hace al menos 100 ma (Feruglio, 1949; Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 1999), sino que además han ejercido gran influencia, junto con las variables astronómicas (orbitales y manchas solares), en el descenso de la temperatura media de la superficie terrestre y la culminación en el Cenozoico superior, de ciclos recurrentes de glaciaciones e interglaciaciones, en lo que fue llamado la última era glacial (Clapperton, 1993; Rabassa, 2008). El registro de las glaciaciones patagónicas ha sido ampliamente estudiado por diversos autores, quienes han constatado su marcada influencia en la geomorfología de la región.

1.1.2 Tectónica como factor desencadenante de las glaciaciones

La ubicación polar del continente Antártico jugó un rol fundamental en el enfriamiento de Sudamérica durante el Cenozoico superior (Clapperton, 1993). Las glaciaciones en Antártida habrían comenzado en el Paleógeno (Rabassa, 2008), extendiéndose hacia la Península Antártica y sur de Patagonia, luego de la apertura del Pasaje de Drake con la consecuente instauración de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) (Fig. 1.1). El establecimiento de la CCA favoreció el enfriamiento de Patagonia a partir del Mioceno, hace ~ 23 Ma. (Mercer, 1983; Kennett, 1995; Rabassa, 2008). En este contexto, la tectónica andina, además de formar parte del modelado del paisaje, fue una de las principales variables responsables del deterioro climático sufrido en Patagonia.

Durante la formación de la Cordillera de los Andes fueron registrados picos de mayor actividad tectónica, que habrían colaborado en el enfriamiento que se venía produciendo desde la apertura del Pasaje de Drake (Blisniuk *et al.*, 2005; Ramos y Ghiglione, 2008). El alzamiento producido en el Mioceno superior (Fase Queúchica) incrementó la superficie por encima de la línea de equilibrio glacial, provocando que las masas de aire húmedo provenientes del oeste (*westerlies*), precipitaran en mayor medida como nieve, y que se acumularan hasta formar pequeños glaciares que posteriormente se expandieron hasta conformar el Manto de Hielo de Montaña Patagónico (MHMP). Este proceso se habría repetido un mínimo de 15 veces sólo en el Pleistoceno (Rabassa 2008). Si bien la Cordillera Nordpatagónica ha registrado actividad

contraccional durante tiempos cretácicos-eocenos, diversos autores ponen énfasis en la fase contraccional del Mioceno citada, donde se registraron cambios en las condiciones climáticas del sector extraandino oriental, que pasa de condiciones de mayor humedad y temperaturas medias a altas, a condiciones más áridas y frías (Allard *et al.*, 2011; Folguera y Ramos, 2011; García Morabito *et al.*, 2011; García Morabito y Ramos, 2012; Orts, *et al.* 2012; Ramos *et al.*, 2015; Bilmes *et al.*, 2013; Bechis *et al.*, 2014; Gianni *et al.*, 2015; Folguera *et al.*, 2015; Echaurren *et al.*, 2016; y Bucher, 2018), producto de la barrera orográfica que restringió el acceso de los vientos húmedos del oeste, y que provocaron una sombra de lluvias al este de la cordillera (Starck y Anzótegui, 2001; Sobel y Strecker, 2003; Hartley, 2003; Blisniuk *et al.*, 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Palazzesi y Barreda, 2012; Le Roux, 2012; Raigemborn *et al.*, 2018).

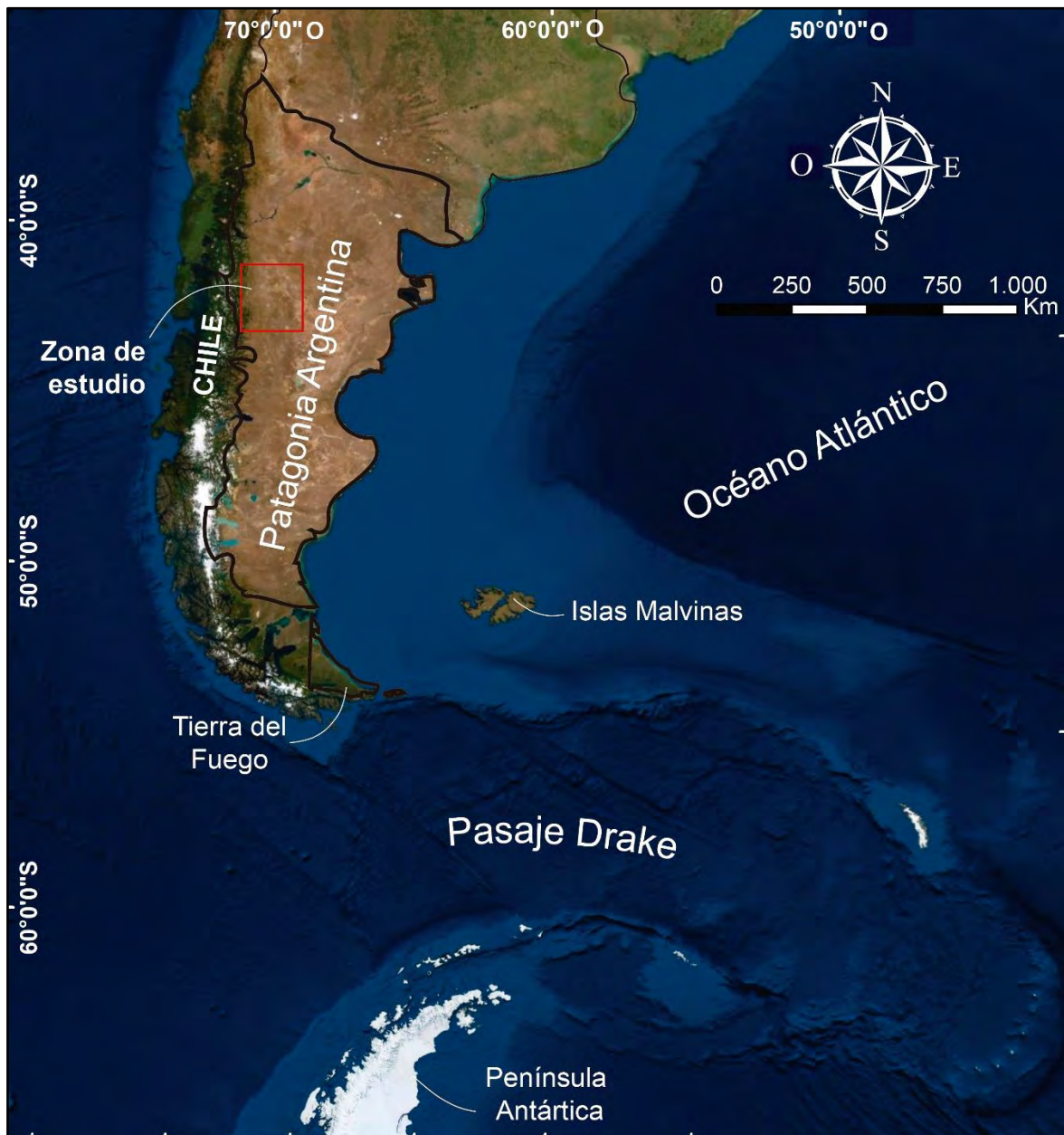


Fig. 1.1. Imagen satelital donde se muestra el área de estudio en el contexto geográfico regional. (Fuente: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, y GIS User Community.)

1.1.3 Variables orbitales como factor desencadenante de glaciaciones

Otras causas adjudicadas al deterioro climático a nivel planetario y que influyeron en los avances y retrocesos glaciarios del Cenozoico en Patagonia, son las variables orbitales, teoría que fue propuesta inicialmente por [Croll \(1875\)](#), y que fue más tarde retomada por [Milankovitch \(1941\)](#). Los principales ciclos astronómicos a los cuales se le adjudican variaciones climáticas son la excentricidad de la órbita terrestre, la oblicuidad del eje planetario y la precesión equinoccial, que en conjunto determinan espacial y estacionalmente el patrón de insolación recibida por la Tierra resultando en variaciones climáticas desde 10.000 a 100.000 años. Estos parámetros, si bien no constituyen la razón principal del descenso de la temperatura media del planeta, habrían colaborado con la recurrencia de los episodios y su ciclicidad.

El estudio de la relación de los isótopos estables de oxígeno (O^{16} y O^{18}) en las valvas calcáreas de microorganismos fósiles marinos y la variación en la relación de estos isótopos en testigos de hielo ([Emiliani, 1955](#); [Shackleton, 1967](#)), permitieron una mejor comprensión de la evolución paleoclimática global, fortaleciendo la hipótesis de Milankovitch de las variables orbitales como forzantes climáticos. A medida que los glaciares incrementan su espesor, el O^{16} , al ser más liviano y evaporarse con mayor facilidad, se almacena preferentemente en los continentes, aumentando la concentración de isótopos de oxígeno más pesados en el agua de mar y en los organismos calcáreos que viven en estos ambientes. A lo largo de los últimos años se ha completado el registro de la señal isotópica del Cenozoico. La compilación de esta información muestra que la temperatura media del planeta empezó a descender hace unos 50 Ma luego de un máximo termal hace 55 Ma ([Zachos et al., 2001](#)), dando origen a las primeras capas de hielo en Antártida oriental, durante la transición Eoceno-Oligoceno.

1.1.4 Insolación y manchas solares como factor desencadenante de glaciaciones

Las diferencias de intensidad e incidencia de las manchas solares a lo largo del tiempo, también tienen influencia en la dinámica del clima global. Desde las observaciones de Galileo a partir del siglo XIX hasta la actualidad, con los trabajos del astrónomo [Eddy \(1976\)](#), se han contabilizado las manchas solares, las cuales aparecen y desaparecen en ciclos de 11 años y 87

años (ciclos de Gleissberg), influyendo en las variaciones climáticas de menor escala. Un aumento de la frecuencia de las manchas solares implica un aumento de la radiación solar y, por ende, un aumento de la energía solar recibida en la superficie planetaria, mientras que una disminución de las manchas solares genera el efecto inverso, provocando el enfriamiento del planeta Tierra (Uriarte Cantolla, 2003). La evolución del número de manchas solares y de la actividad solar ha sido deducida a partir de la concentración de los isótopos C^{14} y Be^{10} , que varían en respuesta a la radiación solar recibida, y demuestran la existencia de diversos períodos excepcionales de debilidad solar durante el último milenio. Estos momentos de menor temperatura planetaria son conocidos como los períodos de Wolf; hacia el año 1300, Spörer; hacia el año 1500, Maunder; entre 1645 y 1715, y Dalton; entre el 1800 y 1830, probablemente precedidos por un período de máxima actividad solar, el Máximo Solar Medieval; entre el 1100 y el 1250 (Jirikowic y Damon, 1994; Uriarte Cantolla, 2003).

En la actualidad, se suele sumar como variable del cambio climático a la concentración de dióxido de carbono y otros gases de invernadero, que se concentran en la atmósfera generando un incremento de la temperatura media del planeta producto del efecto invernadero. Esta variable, relativamente nueva, modifica el cálculo de ciclicidad en los modelos a futuro para determinar cómo será el cambio climático.

1.1.5 La estratigrafía glacial de Patagonia

Los eventos glaciales han afectado a la Patagonia en gran medida, dejando en el registro geológico y geomorfológico, depósitos y formas de origen glacial y unidades relacionadas espacial y genéticamente a estos ambientes, que han sido ampliamente estudiadas por diversos autores. Darwin (1835), fue el primero en realizar observaciones de rigor científico sobre las glaciaciones en Patagonia. Más tarde, Moreno (1897, 1900) sería el primero en reconocer y marcar los límites de antiguos glaciares en el sector oriental a la Cordillera de los Andes, mediante la identificación de morenas frontales que cerraban hacia el este los valles andinos, proponiendo dos períodos o épocas glaciales. En la región del Lago Nahuel Huapi, Rovereto (1912) interpretó entre 3 y 4 glaciaciones, mientras que Willis (1914) identificó solo 2. Caldenius (1932) realizó uno de los trabajos glaciestratigráficos de mayor detalle, mediante la generación de un esquema regional que abarcó prácticamente toda la Patagonia, definiendo un esquema de 4 eventos glaciales, denominándolos, del más antiguo al más moderno: “Initioglacial” “Daniglacial”, “Gotiglacial” y “Finiglacial”, que interpretó como distintos estadios de la Última Glaciación (UG), en un intento por correlacionarlas con el esquema

escandinavo. Reconoció además un arco de morenas en posición más interna a los anteriores, al cual le adjudicó una edad “post Finiglacial”. Estudios posteriores indicaron que sólo el cordón más interno, el “Finiglacial”, correspondía a la UG. Feruglio (1944) describió una secuencia basáltica interdigitada con till en el cerro del Fraile (Santa Cruz) y luego (Feruglio, 1950) reconoció la existencia de 4 eventos glaciares mayores del Pleistoceno en la región de San Carlos de Bariloche, denominadas cronológicamente como “Pichileufuense inferior”, “Pichileufuense superior”, “Barilochense” y “Nahuelhuapense” (Depósitos glaciogénicos, Fig. 1.2). En sus investigaciones estableció el criterio básico para que más tarde Rabassa y Clapperton (1990) identificaran el evento profundizador de valles (EPV). Feruglio (1950) estableció además la posible correlación de los depósitos glaciares con los Rodados Patagónicos, que consideró de origen fluvio-glacial, y con los depósitos loésicos pampeanos. Flint y Fidalgo (1964 y 1968) estudiaron las glaciaciones en el Norte de Patagonia, donde propusieron un modelo de glaciación triple, basado en lo que llamaron drifts “Pichileufu”, “El Cóndor” y “Nahuel Huapi”, que consideraron como fases de la Última Glaciación Patagónica (UGP), pero sugirieron más tarde que la Pichileufu podría ser una glaciación más antigua. Fidalgo y Riggi (1965) identificaron 4 grandes drift glaciares en Lago Buenos Aires, como también el origen glaci-fluvial de los mantos de grava Patagónicos, pero sin asignar edades. Mercer (1976) concluyó que los Andes Patagónicos desarrollaron extensos mantos de hielo que descargaban mediante glaciares de valle hacia ambas vertientes de los Andes. Estas glaciaciones habrían ocurrido, según el autor, en diferentes momentos del Cuaternario e incluso en el Terciario tardío, correlacionando estos episodios con periodos fríos globales. Rabassa y Clapperton (1990) presentaron la primera revisión de las glaciaciones Patagónicas y su correlación cronológica. Determinaron la existencia de un evento profundizador de valles o “*canyon-cutting event*” posterior a la Gran Glaciación Patagónica (GGP descrita por Mercer en 1976, más tarde Ton-That *et al.*, (1999) la dató en cerca de 1.08 Ma). Desde entonces, diversos autores han contribuido a completar la compleja y extensa estratigrafía glacial de Patagonia para el Cenozoico superior (Mörner y Sylwan, 1989; Sylwan, 1989; Shackleton *et al.*, 1990, 1995; Meglioli, 1992; Clapperton, 1993; Wenzens, 1999 a, 1999 b, 2000; Singer *et al.*, 1998, 1999, 2004 a y b; Wenzens *et al.*, 1996; Strelin *et al.*, 1999; Schellmann, 1998, 1999, 2003; Rabassa y Coronato 2002; Malagnino, 1995; Kaplan *et al.*, 2004; Sugden *et al.*, 2005; Martínez, 2002; Coronato *et al.*, 2004 a y b)

1.1.6 Síntesis sobre el origen y expansión de las glaciaciones en Patagonia

Resumiendo, la combinación de la actividad tectónica, las variables astronómicas y los efectos de la insolación colaboraron en el establecimiento de la era glacial actual, con episodios cíclicos de glaciaciones e interglaciaciones durante el Cenozoico superior. Los primeros registros de hielo glacial se corresponden con el Paleógeno temprano en la Antártida occidental, hace alrededor de 34 Ma (Zachos, 2001). La ubicación polar de este continente parece haber sido la causa que daría inicio a la era glacial del Cenozoico (Kennett, *et al.*, 1995). El englazamiento de Antártida oriental y la Península Antártica habría ocurrido hace aproximadamente 23 Ma, luego de la apertura del Pasaje de Drake y la consecuente instalación de la Corriente Circumpolar Antártica. Este nuevo escenario contribuyó al enfriamiento (Ciesielki *et al.*, 1982) y englazamiento de los Andes Patagónicos y Tierra del Fuego (Rabassa, 2008).

Primeras Glaciaciones en Patagonia:

Las primeras evidencias de la formación de capas de hielo en Patagonia se retrotraen al Mioceno superior, y corresponde a depósitos emplazados en mesetas elevadas y occidentales. Las primeras capas de hielo en la cordillera andina se habrían desarrollado inmediatamente después del levantamiento registrado por Blisniuk *et al.* (2005) entre ca. 17 Ma y 14 Ma. Mercer (1976) identificaron till interdigitado entre lavas basálticas de la meseta del Lago Buenos Aires, con edades entre 7,38 y 5,04 (Mercer, 1976; Mercer y Sutter, 1981; Thon-That *et al.*, 1999). Depósitos del plioceno medio son reconocidos en la región del Lago Viedma (Mercer *et al.*, 1975 y Mercer, 1976), Lago Buenos Aires (Sylwan, 1989), Lago Argentino (Schellmann, 1998) y en las inmediaciones del Cerro Tronador (Rabassa *et al.*, 1986). La comparación de las cronologías relativas de los tills de los alrededores de los lagos Viedma, Buenos Aires y Argentino, con las variables climáticas obtenidas a través de los isótopos marinos de oxígeno, demuestran la existencia de avances glaciarios durante el Plioceno medio a tardío (Rabassa *et al.*, 2005). En otras regiones de Patagonia, como en el Cerro del Fraile (Lago Argentino, Santa Cruz), se han registrado secuencias glaciogénicas interdigitadas con lavas, de edad plioceno tardío a pleistoceno temprano (Feruglio, 1944; Fleck *et al.*, 1972; Mercer *et al.*, 1975; Mercer, 1976; Rabassa *et al.*, 1996; Guillou y Singer, 1997; Singer *et al.*, 1999, 2004 a y b; Ton-That *et al.*, 1999). Otros autores han descripto morenas plio-pleistocenas a lo largo del río Santa Cruz y en cercanías del Lago Buenos Aires (Strelin, 1995; Strelin *et al.*, 1999; Malagnino, 1995) y depósitos de till en las mesetas de Guenguel y Chalfía, interpretados como depósitos de

glaciaciones mio-pliocenas (Lagabrielle, *et al.* 2010; Scalabrino *et al.*, 2011; Martínez *et al.*, 2016).

Las glaciaciones más estudiadas, debido al alto grado de conservación de sus registros y su continuidad a lo largo de Patagonia, son las ocurridas durante el Cuaternario. Durante el Pleistoceno temprano, el campo de hielo Patagónico se habría desarrollado completamente, probablemente desde los inicios del Cenozoico, cuando la excentricidad de la órbita llegó a ser dominante (Rabassa, 2008). Este episodio climático condujo a la formación de un campo de hielo de montaña continuo, el MHMP, que cubrió casi por completo a los Andes Patagónicos y se extendió por las zonas de piedemonte hacia el este (Rabassa, 2008). La glaciación más antigua del Cuaternario, mapeada originalmente por Caldenius (1932) como “Initioglacial”, fue definida más tarde por Mercer (1976) como la Gran Glaciación Patagónica (GGP). Los depósitos y geoformas atribuidas a esta glaciación son los más orientales y extendidos de Patagonia, alcanzando posiciones extraandinas. Suelen ubicarse topográficamente por encima de los depósitos glaciogénicos más modernos. En el norte de Patagonia, en los alrededores de Bariloche, los depósitos que forman parte de la GGP son conocidos como “Pichileufuense” (Feruglio, 1950) o Drift Pichi Leufú (Flint y Fidalgo, 1964, 1968). La GGP parece haber constado de, al menos, tres avances glaciarios, que podrían corresponder a una o varias glaciaciones que preceden al Evento Profundizador de Valles del Pleistoceno temprano (Rabassa y Evenson 1996 y Rabassa y Clapperton 1990). En los alrededores de la región de Esquel, Caldenius (1932) describió sus clásicas cuatro secuencias de morenas, asignándolas a la Última Glaciación (“Initioglacial”, “Daniglacial”, “Gotiglacial” y “Finiglacial”) y otras correspondientes al post-Finiglacial. Este esquema fue seguido por diversos autores (Miró, 1967; González Díaz, 1993 a y b; González Díaz y Andrada de Palomera, 1995), mientras que Flint y Fidalgo (1969) extendieron el modelo glacial triple que desarrollaron para la zona de Bariloche (Pichileufú, El Cóndor y Nahuel Huapi). Martínez (2002) le asignó el nombre de Drift Cueva del León, correlacionable con la GGP, a la serie de morenas ubicadas al este de la ciudad de Esquel, que yacen a unos 200 m por encima del fondo de los valles actuales.

Glaciaciones del Pleistoceno medio:

Hacia finales del Pleistoceno medio, el evento glacial más importante fue el llamado “Gotiglacial” (Caldenius, 1932). En Tierra del Fuego, Coronato *et al.* (2004 a, b) reconocen una glaciación previa denominada Post-GGP 1, 2 y 3. Estas glaciaciones se ubicaron en posiciones más internas a elevaciones más bajas que las anteriores, muy alejadas de las posiciones de las morenas GGP, a diferencia de lo que sucede en el Hemisferio Norte, donde

las glaciaciones Pleistocenas superan los límites de las glaciaciones más antiguas. Estas diferencias pueden deberse a una menor intensidad en los eventos fríos en el hemisferio sur, o a factores locales (Rabassa, 2008). Debido a que las secuencias de isótopos a nivel global no muestran variaciones interhemisféricas importantes, la segunda opción parece la más válida (Rabassa, 2008). Al parecer eventos que profundizaron las redes de drenaje ocurrieron con posterioridad a la GGP. Esta modificación de la topografía significó que los glaciares más modernos, post-GGP, se encauzaran como lóbulos de descarga en valles ubicados a altitudes sensiblemente inferiores (Clapperton, 1990; Rabassa y Evenson 1996; Rabassa 2008).

Las glaciaciones posteriores a la GGP, denominadas “Gotiglacial” y “Daniglacial” por Caldenius (1932), corresponden a la “post-GGP 1” según Coronato *et al.* (2004 a, b), y en Patagonia norte representan el complejo de morenas denominado “El Cóndor Drift” por Flint y Fidalgo (1964, 1968). En la zona de Esquel, cerca del área de estudio, las morenas correspondientes al “Daniglacial” se ubican inmediatamente al oeste de las morenas de la GGP, en posiciones más internas, y también se las ha denominado como “post-GGP 1” (Martínez, 2002; Coronato *et al.*, 2004 a). Estas morenas actúan en la actualidad como divisoria de aguas continentales. En el portezuelo de Apichig, inmediatamente al norte de la localidad de Esquel, Caldenius (1932), González Bonorino (1944) y González Díaz y Andrada de Palomera (1995) identificaron arcos morénicos de esta edad, relacionadas espacialmente con depósitos glaciofluviales de la Fm. Fita Michi (Volkheimer, 1963) (Fig. 1.2). En el Portezuelo de Leleque, fueron mapeadas al menos tres morenas frontales en posiciones más internas al “Initioglacial”, mientras que en el portezuelo de Apichig, se han identificado morenas de edad “Gotiglacial” o post-GPG 3 (Martínez, 2002; Coronato *et al.*, 2004 a). En la región de EpuYén se encuentran los arcos morénicos mejor preservados del “Gotiglacial” (post-GPG 3) que limitan al este con planicies glaciofluviales y hacia el oeste con depósitos lacustres varvados (Miró, 1967). En la región del Lago Buenos Aires se han obtenido edades que limitan los drift “Daniglacial”, dándoles una edad máxima de $1,016 \pm 0,005$ Ma y una edad mínima de $0,760 \pm 0,007$ Ma (Ton-That, 1997; Ton-That *et al.*, 1999; Singer *et al.*, 2004 a), ubicándose en el Estadío de Isótopos de Óxigeno (EIO) 19-25 (Shackleton, 1995).

Glaciaciones del Pleistoceno tardío:

Los depósitos glaciogénicos de la UG en Patagonia son aquellos formados luego del último interglacial (EIO 5e), hace ca. 125 ka (Panhke *et al.*, 2003), durante el EIO 4 y EIO 2. El UMG se desarrolló durante el último evento glacial de mayor magnitud del Pleistoceno tardío, durante el EIO 2, luego de un período relativamente cálido identificado como MIS 3. La UG fue

denominada como “Finiglacial” por [Caldenius \(1932\)](#) y como Drift Nahuel Huapi por [Flint y Fidalgo \(1964\)](#).

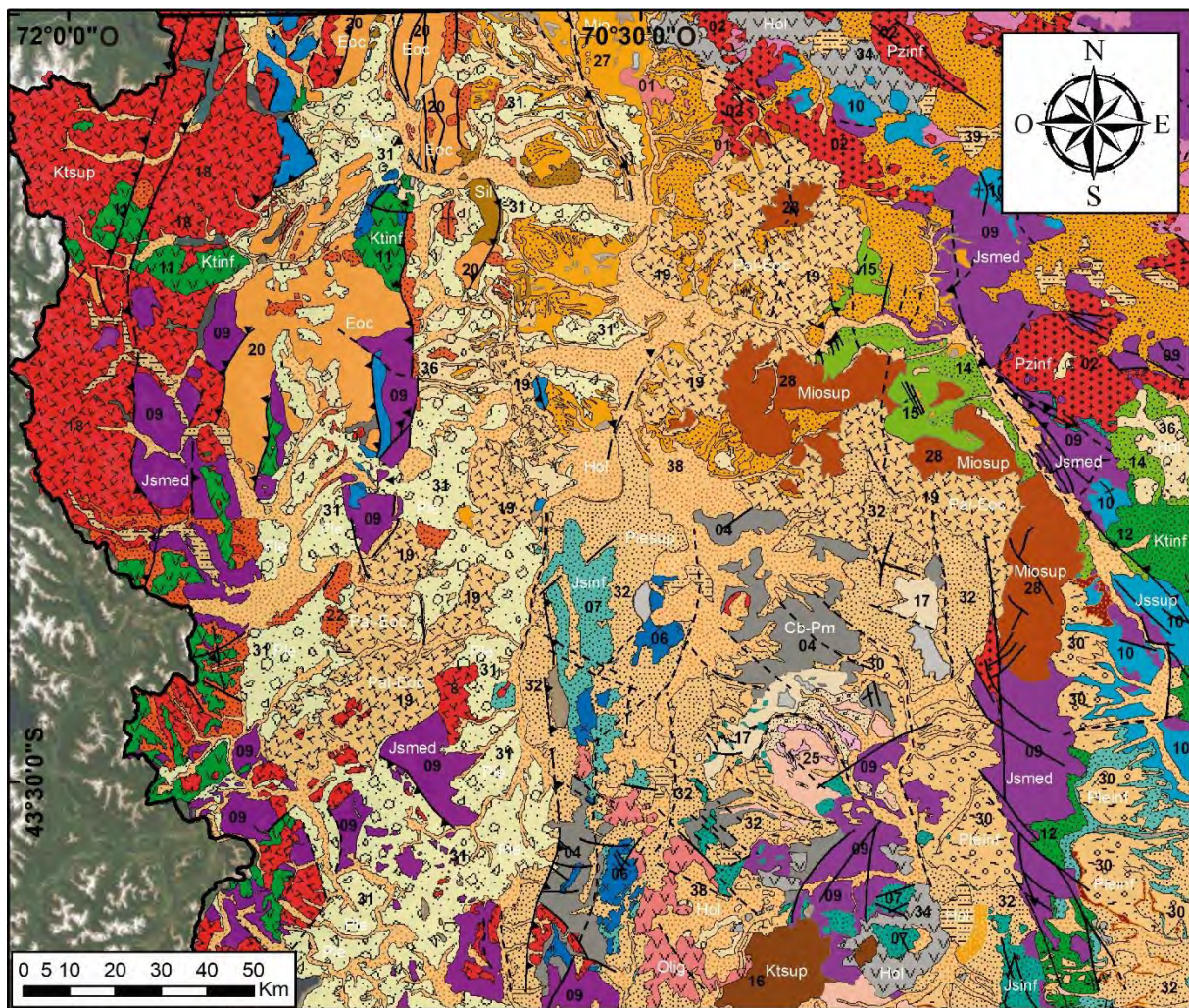
Tardiglacial:

Los glaciares en Patagonia alcanzaron su máxima extensión alrededor de los 23 ka ca, pero existieron varios avances antes de la recesión definitiva, alrededor de los 17-18 ka ([Kaplan *et al.*, 2004](#)). Otros avances más pequeños tuvieron lugar durante el Tardiglacial, que se extiende convencionalmente entre los 15-10 Ka AP ([Rabassa, 2008](#)), donde se reconocen dos avances principales, antes de la recesión del frente de hielo hacia la zona cordillerana, durante las glaciaciones holocenas ([Rabassa *et al.*, 2011](#)). [Caldenius \(1932\)](#) utilizó el término de Post-Finiglacial para referirse a una serie de morenas más jóvenes que el “Finiglacial” (UMG), siendo la mayoría de estas morenas de edad Tardiglacial. [Rabassa \(1983\)](#) asoció a las morenas denominadas Nahuel Huapi, en los alrededores de Bariloche, a este evento, según una edad obtenida sobre turberas. [Glasser *et al.* \(2004\)](#) mostraron evidencias de fluctuaciones glaciarias durante el Tardiglacial, proponiendo la existencia de enormes porciones de hielo en Patagonia hace aproximadamente 14.600 C¹⁴ años A.P., identificando un episodio de rápido calentamiento después de los 13.000 C¹⁴ años A.P. Otro gran número de autores identificaron eventos comprendidos dentro del Tardiglacial en Patagonia ([Porter, 1981](#); [Heusser y Streeter, 1980](#); [Heusser y Rabassa, 1987](#); [Heusser, 1987, 1993, 2003](#); [Clapperton, 1993](#); [Marden, 1997](#); [McCulloch *et al.*, 2000](#); [Strelin y Malagnino, 2000](#); [Hajdas *et al.*, 2003](#); [Coronato *et al.* 2004 a](#); [Singer *et al.*, 2004 a](#); [Kaplan *et al.*, 2004](#); [Fogwill y Kubik, 2005](#); [Strelin y Denton, 2005](#); [Rabassa 2008, entre otros](#)), quienes han aportado información sobre el comportamiento del clima a finales del Pleistoceno.

Glaciaciones Holocenas:

Los registros paleoclimáticos indican que el comienzo del Holoceno (10 C¹⁴ ka a 6 C¹⁴ ka AP) fue más cálido o similar al actual. En el periodo 8,5 C¹⁴ ka a 6,5 C¹⁴ ka AP la temperatura atmosférica al este de los Andes fue 2°C más alta que los valores modernos. En el periodo 6 C¹⁴ AP a 3,6 C¹⁴ ka AP, parece haber sido más frío y húmedo que el actual, seguido por una fase árida entre 3,6-3,0 ka AP. Desde los 3 ka AP hasta la actualidad hay evidencias de una fase fría con alta precipitación ([Markgraf, 1993](#); [Mancini, 1998](#); [Mancini *et al.*, 2002, entre otros](#)). Según [Glasser *et al.* \(2004\)](#), los avances glaciarios durante el Holoceno, en Patagonia, comenzaron alrededor de los 5 C¹⁴ ka AP, en coincidencia con un enfriamiento generalizado a nivel global conocido como el neoglacial o las neoglaciaciones ([Porter y Denton 1967](#)). [Mercer](#)

(1968, 1976, 1979, 1982) definió tres periodos de avances principales: 4.700-4.200 C¹⁴ AP, 2.700-2.000 C¹⁴ AP y la Pequeña Edad de Hielo (PEH), basado en datos del campo de Hielo Patagónico Sur. Aniya (1995, 1996) por su parte, reconoció cuatro periodos de avances principales (3.600, 2.300, 1.600-1.400 cal AP y la PEH), basado principalmente en datos del campo de Hielo Patagónico Sur y Norte.



Litología			
39	Depósitos lagunares (Hol)	27	Sedimentitas volcanoclásticas (Mio)
38	Depósitos fluviales, aluviales, coluviales (Hol)	26	Plutonitas (Olig)
37	Depósitos de abanicos (Hol)	25	Volcanitas ácidas (Olig)
36	Dep. de Remoción en masa (Hol)	24	Basaltos (Olig)
35	Depósitos pedemontanos (Hol)	23	Sedimentitas continentales (Olig)
34	Basaltos (Hol)	22	Sedimentitas marinas y continentales (Olig)
33	Cordones litorales (Ple-Hol)	21	Sedimentitas continentales (Eoc-Olig)
32	Depósitos pedemontanos (Plesup)	20	Volcanitas (Eoc)
31	Depósitos pedemontanos (Pleinf)	19	Volcanitas (Pal-Eoc)
30	Depósitos glaciogénicos (Ple-Pli)	18	Granitoides (Ktsup)
29	Basaltos (Pli)	17	Volcanitas (Ktsup)
28	Volcanitas (Miosup)	16	Volcanitas y sedimentitas (Ktsup)
15	Sedimentitas marinas (Ktsup)	14	Sedimentitas continentales (Ktsup)
13	Sedimentitas volcanoclásticas (Ktinf)	12	Sedimentitas continentales (Ktinf)
11	Volcanitas (Ktinf)	10	Sedimentitas continentales (Jssup)
09	Volcanitas (Jsmmed)	08	Sedimentitas marinas y volcanitas (Js. inf)
07	Sedimentitas continentales (Jsinf)	06	Granitoides (Jsinf)
05	Granitoides (Pm-Tr)	04	Sedimentitas marinas, continentales (Cb-Pm)
03	Plutonitas (Sil)	02	Plutonitas (Pzinf)
01	Metamorfitas (NPTz-Pz)		
Estructuras			
▲▲ Corrimiento			
—▲— Corrimiento inferido			
— Falla			
- - - - - Falla inferida			
+ Sinclinal			
- - - - - Anticlinal			

Fig. 1.2. Mapa geológico esquemático del área de estudio, modificado de las Hojas geológicas Esquel (Lizuáin y Viera, 2010), Gastre (Lizuáin *et al.*, 2018), Trevelin (Haller *et al.*, 2010) y Paso de Indios (Silva Nieto, 2005),

donde se representan los principales grupos litológicos dentro del área de estudio, agrupados de la siguiente manera: 1: Metamorfitas del Neoproterozoico-Paleozoico (NPz-Pz-); incluye a la Fm. Arroyo Pescado y Fm. Cushamen, 2: Plutonitas del Paleozoico inferior (Pzinf); incluye a la Fm. Mamil Choique y Granitos Eopaleozoicos, 3: Plutonitas del Silúrico (Sil); incluye a la Fm. El Platero, 4: Sedimentitas marinas y continentales del Carbonífero-Pérmico (Cb-Pm); incluye a la Fm. Esquel y Grupo Tepuel, 5: Granitoides del Pérmico-Triásico (Pm-Tr) incluye a la Fm. Lipetrén, 6: Granitoides del Jurásico inferior (Jsinf); incluye a la Fm. Leleque, Fm. Tecka y Granito Aleusco, 7: Sedimentitas continentales del Jurásico inferior (Jsinf); incluye a la Fm. Lepá, Fm. Osta Arena, Fm. El Córdoba, Fm. Puntudo Alto y Fm. Las Leoneras, 8: Sedimentitas marinas y volcánicas del Jurásico inferior (Jsinf); incluye a la Fm. Piltriquitrón, 9: Volcánicas del Jurásico medio (Jsméd); incluye a la Fm. Lago La Plata y Fm. Lonco Trapial, 10: Sedimentitas continentales del Jurásico superior (Jssup); incluye a la Fm. Cañadón Asfalto, 11: Volcánicas del Cretácico inferior (Ktinf); incluye a la Fm. Divisadero, 12: Sedimentitas continentales del Cretácico inferior (Ktinf); incluye al Grupo Chubut y a la Fm. Los Adobes, 13: Sedimentitas volcánicas del Cretácico inferior (Ktinf); incluye a la Fm. Epulef y Fm. Cerro Bercino, 14: Sedimentitas continentales del Cretácico superior (Ktsup); incluye a la Fm. Paso del Sapo, 15: Sedimentitas marinas del Cretácico superior (Ktsup); incluye a la Fm. Lefipán, 16: Volcánicas y sedimentitas del Cretácico superior (Ktsup); incluye a la Fm. La Cautiva, 17: Volcánicas del Cretácico superior (Ktsup); incluye a la Fm. Tres Picos Prieto, 18: Granitoides del Cretácico superior (Ktsup); incluye a los granitoides del Batolito Andino, 19: Volcánicas del Paleoceno-Eoceno; incluye a la Fm. Huitrera, 20: Volcánicas del Eoceno (Eoc); incluye a la Fm. Ventana y a la Fm. Cañadón Pelado, 21: Sedimentitas continentales del Eoceno-Oligoceno (Eoc-Olig); incluye al Grupo Sarmiento, 22: Sedimentitas marinas y continentales del Oligoceno (Olig); incluye a la Fm. Ñirihuau y Fm. Ñorquinco, 23: Sedimentitas continentales del Oligoceno (Olig); incluye a la Fm. Cañadón Pelado, 24: Basaltos del Oligoceno (Olig); incluye a la Fm. Mesa Chata y Fm. Vasconia, 25: Volcánicas ácidas del Oligoceno (Olig); 26: Plutonitas del Oligoceno (Olig); incluye al complejo ígneo La Tapera, 27: Sedimentitas volcánicas del Mioceno (Mio); incluye a la Fm. Collón Curá, 28: Volcánicas del Mioceno superior (Miosup); incluye a la Fm. Mirador, 29: Basaltos del Plioceno (Pli), incluye a la Fm. Campana, 30: Depósitos glaciogénicos del Plioceno-Pleistoceno (Pli-Ple), 31: Depósitos pedemontanos del Pleistoceno inferior (Pleinf), incluye a los depósitos pedemontanos del paleopleistoceno y a la Fm. Martín, 32: Depósitos pedemontanos (Pleistoceno superior), incluye a la Fm. Fita Michi y a la Fm. Blancura, entre otros depósitos pedemontanos del primer y segundo nivel de piedemonte, 33: Cordones litorales del Pleistoceno-Holoceno (Ple-Hol), 34: Basaltos del Holoceno (Hol), 35: Depósitos pedemontanos del Holoceno (Hol), 36: Depósitos de remoción en masa del Holoceno (Hol), 37: Depósitos de abanico del Holoceno (Hol), 38: Depósitos fluviales, aluviales y coluviales del Holoceno (Hol) y 39: Depósitos lagunares del Holoceno (Hol).

1.2 CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.2.1 Ubicación y Marco geológico

El área de estudio se ubica al noroeste de la provincia del Chubut, entre los 42°00'' y 44°00'' de latitud sur y los 69°00'' y 71°30'' de longitud oeste (Figs. 1.1, 1.2 y 1.3). Corresponde a una

zona de gran complejidad tectónica que abarca tres provincias geológicas (Fig. 1.3). En el extremo occidental se extiende la Cordillera Septentrional Patagónica o Cordillera Nordpatagónica (Frenguelli, 1946; Ramos, 1999), caracterizada por montañas y sierras elevadas, con intensa deformación correspondiente al Ciclo Ándico. Su basamento pre-jurásico está constituido por metamorfitas de mediano a alto grado y plutonitas paleozoicas. Las unidades más modernas comprenden sedimentitas continentales y marinas del Oligoceno y Mioceno e importantes derrames basálticos. Existen asomos de volcanitas y sedimentitas de edad jurásica y cretácica en el segmento norte de los Andes Nordpatagónicos, que se hacen más abundantes en el segmento sur. En el extremo más occidental de esta provincia dominan granitoides cretácicos (Batolito andino, Fig. 1.2). Presenta una cubierta sedimentaria del Paleógeno, que a su vez está cubierta por depósitos continentales y marinos de edad oligocena y miocena. Los depósitos cuaternarios son los que terminan de rellenar los valles, con extensos depósitos glaci-fluvio-lacustres (depósitos glaciogénicos). (Fig. 1.2).

En la parte central del área de estudio se extiende la Precordillera Patagónica o los Patagónides (Fig. 1.3) caracterizados por sistemas montañosos elevados en el Mesozoico (Keidel, 1921; Groeber, 1936; Frenguelli, 1946; Ramos, 1999) constituidos por depósitos mesozoicos marinos y continentales jurásicos y eocretácicos, con sus plutonitas y volcanitas asociadas. Se extienden, además, depósitos sedimentarios marinos, continentales y glaciarios distribuidos en una cuenca de trasarco extensional, desarrollada durante el Paleozoico superior. Se le superponen a estas unidades, volcanitas y sedimentitas continentales y marinas desarrolladas en una cuenca liásica (Ramos, 1983), asomos de plutonitas jurásicas se observan en el extremo oriental (Lizuaín, 1981). Por encima se reconocen sedimentitas marinas jurásicas (Fígari y Courtade, 1993) y sedimentitas continentales de edad cretácica (Ramos y Drake, 1987). Completan la estratigrafía sedimentitas y volcanitas paleógenas y depósitos de edad cenozoica. (Fig. 1.2).

En el sector oriental se desarrolla una zona de baja o nula actividad tectónica, correspondiente al Macizo Nordpatagónico o Macizo de Somuncurá (Stipanovic y Methol, 1972; Ramos, 1999) (Fig. 1.3). Presenta un basamento ígneo metamórfico del Paleozoico, que en el área de estudio se encuentra cubierto por depósitos piroclásticos y lávicos que componen el *plateau* Jurásico. También se destacan sedimentitas continentales del Jurásico medio (Fig. 1.2).

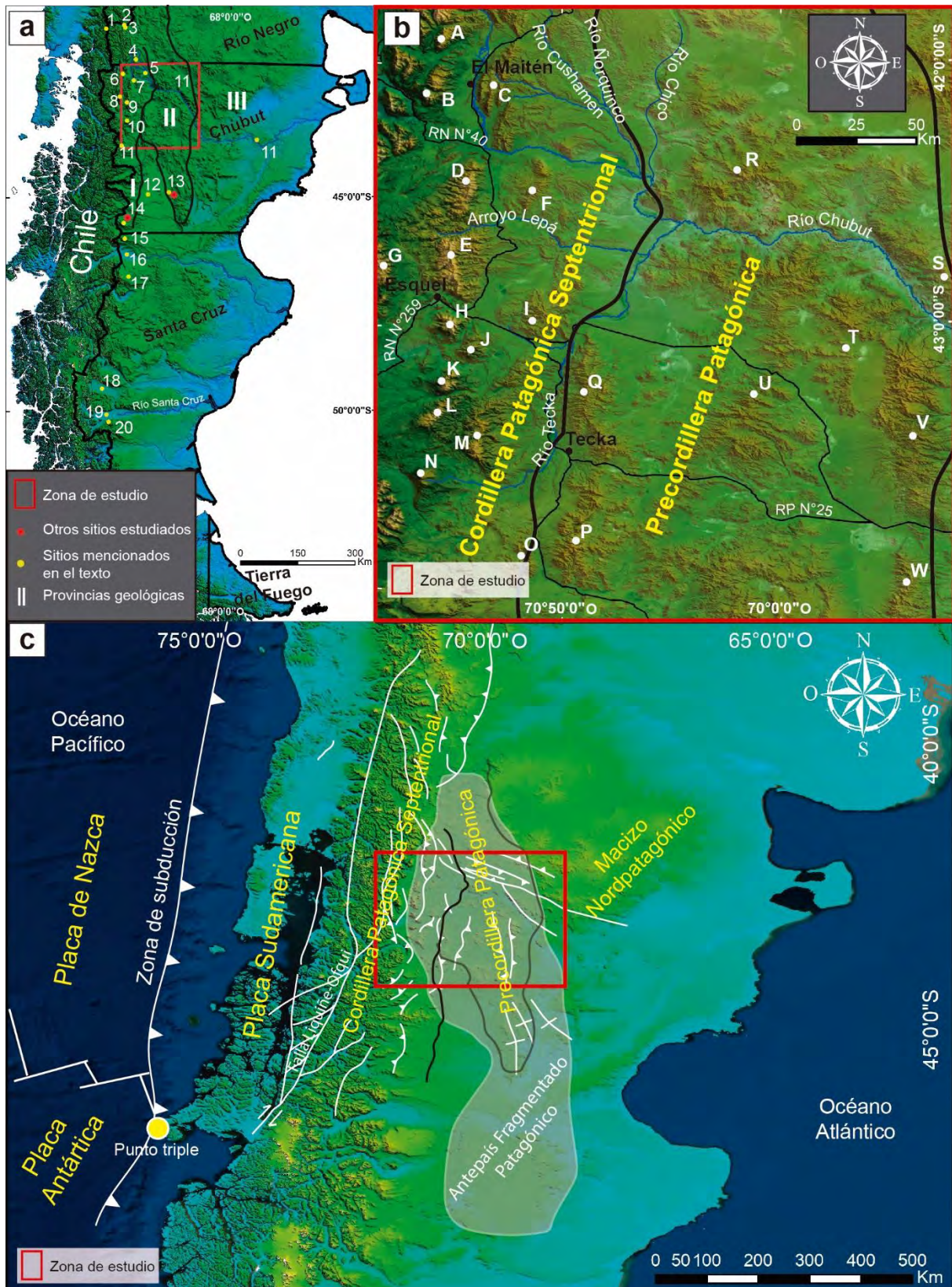


Fig. 1.3. a. MDE, SRTM de 30 m de resolución espacial, donde se ubica el área de estudio principal y otras áreas de estudio dentro de la Provincia del Chubut, las provincias geológicas que caracterizan el área de estudio (I: Cordillera Patagónica Septentrional, II: Precordillera Patagónica y III: Macizo Nordpatagónico, y sitios y localidades importantes de Patagonia, que han sido mencionadas en el texto (1. Cerro Tronador, 2. Lago Nahuel

Huapi, 3. Bariloche, 4. Portezuelo de Apichig, 5. Planicie Blancura, 6. Epuyén, 7. Portezuelo de Leleque, 8. Cordón Rivadavia, 9. Esquel, 10. Cordón La Grasa, 11. Lago Vintter, 12. Meseta del Senguer, 13. Facundo, 14. Meseta de Chalia, 15. Meseta de Guenguel, 16. Lago Bs. As., 17. Meseta del Lago Bs. As., 18. Lago Viedma, 19. Lago Argentino, 20. Cerro El Fraile). b. Ampliación del área de estudio principal, donde se destacan los principales cerros, sierras y cordones montañosos del área (A. Cerro Azul, B. Cerro Pirque, C. Sierra del Maitén, D. Cordón Leleque, E. Cordón Esquel, F. Cordón del Mogote, G. Cordón Rivadavia, H. Cerro Nahuel Pan, I. Cerro Chenque, J. Cerro Cueva del León, K. Sierra Colorada, L. Cordón La Grasa, M. Cordón Kaquel, N. Cerro El Palenque, O. Cordón del Putrachoique, P. Sierra de Tepuel, Q. Sierra de Tecka, R. Cordón de Huancache, S. Sierra de Taquetrén, T. Sierra de Colán Conhué, U. Sierra de Languineo, V. Sierra de Cután Cunué, W. Sierra de Lonco Trapial. c. MDE, SRTM de 30 m de resolución espacial, donde se resumen las características tectónicas del área de estudio (tomado de [Echaurren, et al. 2016](#)), en el contexto de la faja plegada y corrida nordpatagónica.

1.2.2 Marco tectónico

Desde el punto de vista estructural, la región de estudio se encuentra afectada por la faja plegada y corrida de Patagonia, vinculada a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la placa sudamericana. Esta región de Patagonia (entre los 40°-44° de latitud sur) se caracteriza por presentar bajas alturas topográficas, un grosor cortical reducido y un amplio desarrollo lateral, determinado por un sistema de antepaís fracturado (antepaís fracturado patagónico) en la zona de retroarco ([Echaurren, et al. 2016](#)). A continuación, se describen brevemente las características estructurales de la Cordillera Patagónica Septentrional (ó Cordillera Nordpatagónica) y la Precordillera Patagónica (o Antepaís Fragmentado Patagónico), correspondientes a las provincias geológicas más representativas del área de estudio.

La Cordillera Patagónica Septentrional (Fig. 1.3), ha sufrido diferentes etapas de deformación, al menos en los últimos 100 Ma. ([Feruglio, 1947, 1949](#); [Ramos y Cortés, 1984](#); [Giacosa y Heredia, 1999](#)). Se encuentra estructurada por fallas de empuje de piel gruesa, que exhumaron el lado oriental del batolito norpatagónico y afloramientos generalizados de rocas de basamento ([Orts et al., 2015](#)). La zona de retroarco presenta estructuras contraccionales, asociadas a estructuras extensionales del Jurásico temprano a Jurásico medio, que fueron invertidas durante el Oligoceno y Mioceno temprano, que se encuentran parcialmente sobrepuestas a depósitos sinorogénicos del Mioceno (Sedimentitas volcánicas del Mioceno, Fig. 1.2) ([Orts et al. 2012](#)). Durante el Plioceno y Cuaternario, la mayor parte de la deformación contraccional se disipó hacia la cuña orogénica debido a la retracción del arco a su posición actual ([Orts et al. 2012](#)). Se ha reconocido actividad neotectónica cuaternaria en el cordón del Mogote (punto F en Fig. 1.2), donde [Echaurren, et al. \(2016\)](#) observaron la reactivación de estructuras

contraccionales neógenas, y en la sierra del Maitén (punto C en Fig. 1.3), donde [Klinger et al. \(2015\)](#) reconocieron escarpas de falla afectando depósitos Cuaternarios.

La Precordillera Nordpatagónica (Fig. 1.3), conocida recientemente como el Antepaís Fragmentado Patagónico ([Folguera y Ramos, 2011](#); [Bilmes, 2012](#), [Bilmes et al., 2013](#)), corresponde a un cinturón de intraplaca desarrollado a partir de la inversión tectónica de un sistema de rift del Jurásico inferior. A partir de las estructuras extensionales desarrolladas durante el Oligoceno en la región cordillerana, se formaron heterogeneidades que se reactivaron producto de los esfuerzos contraccionales ocurridos durante el Mioceno, creando el sistema Precordillerano o el antepaís fragmentado patagónico ([Orts et al. 2012](#), [Orts et al., 2015](#)). Se caracteriza por la presencia de cuencas sedimentarias contraccionales, asociadas con estructuras de piel gruesa en posiciones de intraplaca, que conforman un sistema de cuencas intermontanas ([Bilmes, 2012](#), [Bilmes et al. 2013](#)).

1.2.3 Marco geomorfológico y climático actual

A partir de las diferentes observaciones geomorfológicas realizadas en el área de estudio y alrededores ([Caldenius, 1932](#); [Feruglio, 1950](#); [Fidalgo y Riggi, 1970](#); [del Valle y Cambra, 1978](#); [Proserpio, 1978](#); [Lage, 1982](#); [Nullo, 1983](#); [Ploszkiewicz, 1987](#); [Beltramone, 1991](#); [González Díaz, 1993b, 1993c](#); [González Díaz y Andrada de Palomera, 1996](#); [Martínez, 2002](#); entre otros), es posible identificar dos regiones características: la cordillerana y la extracordillerana / extraandina. Algunos autores ([Haller, 2002](#); [Martínez, 2002](#)) dividen estas regiones en tres subambientes, correspondientes al ambiente occidental o cordillerano, el ambiente central y el ambiente oriental. En el presente trabajo se le ha dado mayor énfasis al estudio de los ambientes central y oriental. El ambiente cordillerano se desarrolla en la región de clima frío y húmedo de transición, con precipitaciones anuales de entre 750 y 1200 mm ([Coronato et al., 2017](#)). Comprende la zona de altas cumbres de la cordillera nordpatagónica, con alturas entre 2000 y 2200 m.s.n.m., en una franja de alta energía debido a sus pendientes abruptas, con predominio de erosión sobre la acumulación, donde el bosque Andino-Patagónico juega un rol importante como estabilizador de laderas y atenuador de la erosión. En esta región predominan las geoformas de erosión glaciaria como los circos, artesas, crestas, aretes, pináculos, superficies exaradas, valles colgantes y espolones truncados. Casi la totalidad de los lagos aquí presentes son cubetas glaciarias, de fondo rocoso, cerradas por escalones y/o endicadas por drift. La acción fluvial es el proceso más activo en la actualidad, desarrollando profundos cañadones en “V” en el piso de los valles glaciarios. Las geoformas de origen periglacial son escasas y se

ubican en la región de circos o valles de montaña (Martínez, 2002). El ambiente central forma parte de la transición entre la región cordillerana y la extracordillerana, en la zona más oriental de la cordillera nordpatagónica. Se ubica en la región de clima frío sub-húmedo de transición, con precipitaciones anuales de 400 a 500 mm anuales (Coronato *et al.*, 2017). En esta región los cordones montañosos poseen alturas de hasta 2000 m.s.n.m., con pendientes algo más moderadas en comparación con el ambiente cordillerano. Los cerros más representativos son la Sierra de Tecka, el Cerro Chenque, el Cordón Leleque, el Cordón Esquel, el Cerro Nahuel Pan, la Sierra Colorada, el Cordón la Grasa y el Cordón Kaquel (Fig. 1.3). Coincide con el área terminal de los glaciares pleistocenos, donde se destacan planicies de till, lomadas morénicas y planicies y terrazas glacialacustres y glaciifluviales en las regiones más bajas. En las laderas de los cerros más importantes se destacan depósitos de remoción en masa de gran escala, y en las zonas elevadas es característico el desarrollo de geoformas de acumulación periglacial, como crestas de nivación y glaciares de escombros (Martínez, 2002; Ruiz y Trombotto, 2012 a y b; Reato *et al.*, 2017; Martínez *et al.*, 2017). El ambiente oriental forma parte exclusiva de la región extraandina. Corresponde a una región de clima frío árido a semi-árido de transición, donde las precipitaciones no superan los 200 mm anuales (Coronato *et al.*, 2017). Si bien existen cerros y sierras en esta región, éstos no superan 1200 m.s.n.m. con pendientes moderadas a suaves. Las principales serranías desarrolladas en este ambiente son las Sierras de Tecka, Tepuel, Taquetrén y Languiño (Fig. 1.3), entre otras. Comprende a una región de cursos efímeros, cubetas de deflación y bajos cerrados endorreicos ubicadas en áreas pedemontanas por lo general activas (Martínez, 2002). Estas tres regiones se diferencian principalmente por la marcada zonación climática, influenciada por la combinación de los vientos constantes del oeste o *westerlies* y el efecto de sombra hidrográfica que genera la presencia de la cordillera nordpatagónica (Prohaska, 1976). Este patrón climático, si bien ha variado en intensidad y frecuencia a lo largo del tiempo, ha mantenido constante su direccionalidad desde el Mioceno inferior (Mercer, 1983), con un importante impacto aridizante en Patagonia oriental desde el Mioceno inferior/medio (Stern y Blisniuk, 2002; Blisniuk *et al.*, 2005).

1.2.4 Antecedentes en el área de estudio de las glaciaciones y sus productos geomórficos

En el área de estudio, numerosos autores han trabajado en la geomorfología glacial, y aquellas unidades y geoformas relacionadas a los cambios climáticos del Cenozoico superior, prestándole especial atención a la región cordillerana. Lapido *et al.* (1990) estudiaron la secuencia glaciogénica en el valle del Río Huemul y Río Tecka, definiendo una secuencia

correlacionable con el modelo de [Flint y Fidalgo \(1968\)](#) y con la estratigrafía de América del Norte. En la zona del valle de Epuyén, [Miró \(1967\)](#) describió la geología glaciaria y preglaciaria abarcando los arcos morénicos que [Caldenius \(1932\)](#) consideró previamente de edad Gotiglacial y Finiglacial. [González Díaz \(1993 a, b, c\)](#) extendió el análisis glaciestratigráfico hacia la zona extraandina, desarrollando detallados mapas geomorfológicos de los valles de Maitén, alrededores de Gualjaina y Leleque. [Miró \(1967\)](#), [González Díaz \(1993 a y b\)](#), [González Díaz y Andrada de Palomera \(1995\)](#) siguieron el modelo planteado por [Caldenius \(1932\)](#), mientras que [Flint y Fidalgo \(1968\)](#) desarrollaron el modelo triple de glaciaciones para la región de Bariloche, y que extrapolaron más tarde a las latitudes de Esquel. El valle del Maitén, considerado de edad pre-andina ([Martínez, 2002](#)), ha sido englazado en repetidos episodios por dos lóbulos mayores, el lóbulo Epuyén y el lóbulo Cholila. Valles de menor envergadura transversales al valle del Maitén fueron ocupados por hielo glacial durante el “Initioglacial” alcanzando su máxima extensión en el Portezuelo de Apichig. Todos los autores citados anteriormente identificaron dos o más cordones morénicos con abundantes bloques erráticos y bloques facetados y estriados, asignados a la GGP. Más al sur, [González Díaz \(1993 b\)](#) mapeó cordones morénicos bien conservados en Arroyo Pichicó, a una altura de 1090 m.s.n.m. El mismo autor identificó otro cordón morénico de la misma edad que Cañadón Blancura sobre el portezuelo de Leleque y además describió dos arcos morénicos de edad “Initioglacial” a 700-800 m.s.n.m. [González Díaz \(1993 a y b\)](#) y [González Díaz y Andrada de Palomera \(1995\)](#) destacan, como lo hizo inicialmente [Feruglio \(1950\)](#) un origen fluvio-glacial para la Fm. Blancura (Depósitos pedemontanos del Pleistoceno superior, Fig. 1.2), una de las unidades de gravas más importantes del norte de Patagonia. [Martínez \(2002\)](#) estudió 5 valles aledaños a la cordillera nordpatagónica, donde identificó 5 eventos glaciarios mayores, desde la GGP hasta la UGP, los cuales pueden dividirse a su vez en 11 estabilizaciones secundarias. Este autor interpretó alguno de los cordones morénicos más externos como de la GGP, separados de las morenas más jóvenes por un resalto topográfico, interpretado por [Rabassa y Clapperton \(1990\)](#) como el EPV. También reconoció la existencia de formas periglaciales en la cima de algunos de los cerros más orientales de la cordillera nordpatagónica. [Ruiz \(2013\)](#), en el sector septentrional de la presente zona de estudio, analizó la geomorfología glacial y periglacial desde la UGP hasta el presente, generando un modelo de 7 etapas donde detalló avances y retrocesos glaciales desde entonces.

Gran parte del paisaje andino actual es el resultado del modelado glaciario durante el Pleistoceno, desde la Gran Glaciación Patagónica (GGP; ca. 1 Ma) hasta la actualidad. Los Andes Patagónicos fueron cubiertos por un manto de hielo de montaña continuo (MHMP),

desde los 37° de latitud sur, hasta el Cabo de Hornos, a 56° de latitud sur, a lo largo de por lo menos 5 glaciaciones mayores durante más de 15 eventos fríos en el último millón de años. Antes de la GGP, los glaciares estaban restringidos a casquetes glaciarios aislados a lo largo de las cadenas montañosas. El sistema de redes de drenaje actual, en especial en lo que hace a la inversión del drenaje, se desarrolló luego del UMG (ca. 25 cal. ka AP.), cuando los glaciares comenzaron a retirarse debido a cambios climáticos globales (Rabassa *et al.* 2011). Posteriormente se reconocen dos avances menores, durante un período conocido como Tardiglacial, que se extiende convencionalmente desde los 15 y 10 C¹⁴ ka AP., (Rabassa, 2008), y las neoglaciaciones, correspondientes a tres o cuatro avances glaciarios menores, según diferentes esquemas (Mercer, 1970, 1976, 1982; Aniya, 1995, 1996), los cuales contemplan la PEH como último avance glacial entre mediados del siglo XVII y mediados del siglo XIX (Rabassa, 2008). Ver tabla 1.

EIO	Edad	Resumen de eventos climáticos, basado en Rabassa (2008) y Rabassa et al. (2011)	Caldenius (1932)	Flint y Fidalgo (1968)	Martínez (2002)
1	Holoceno	Neoglacial: I: 4700-4200 AP años II: 2700-2000 AP años III: 800-Siglo XIX (PEH)			
	Pleistoceno superior-Holoceno 20 ka? 15-10 ka	Tardiglacial	Post-Finiglacial		
4 -2	Pleistoceno superior (25 - 16 ka)	Último Máximo Glacial (UMG)	"Finiglacial"	Nahuel Huapi	Drift V Lago Vintter
6 - 8 - 16	Pleistoceno medio a superior (0,76 Ma- 0,125 Ma)	14 ó 15 épocas frías	"Gotiglacial"	El Cóndor	Drift IV (Drift Súnica)
18 - 20			"Daniglacial"	Pichi-Leufú	Drift III (Drift Laguna Esquel)
					Drift II (Drift Tres Lagunas)
30 - 34	Pleistoceno temprano (1,168 y 1,016 Ma)	Gran Glaciación Patagónica (GGP)	"Initioglacial"		Drift I (Cueva del León)
54 - 82	Plioceno medio a tardío	Mínimo de 8 glaciaciones			
> 82	Mioceno superior a Plioceno inferior (7 y 5 Ma)	Glaciación más antigua			

Tabla 1. Resumen de la glaciestratigrafía en Patagonia, donde se destacan los principales eventos climáticos, desde el Mioceno superior, hasta el Holoceno, sobre la base del trabajo elaborado por [Caldenius \(1932\)](#), pionero en la reconstrucción glaciestratigráfica de Patagonia, los trabajos de [Flint y Fidalgo \(1968\)](#) y [Martínez \(2002\)](#), quienes estudiaron la glaciestratigrafía en las inmediaciones de la presente zona de estudio, y los trabajos de recopilación llevados a cabo por [Rabassa \(2008\)](#) y [Rabassa et al. \(2011\)](#), quienes ajustaron la glaciestratigrafía para Patagonia y Argentina.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivos generales

Elaborar mapas geomorfológicos (escala máxima 1:50.000) y presentar una propuesta morfoestratigráfica para el Neógeno y el Cuaternario, en la franja extraandina aledaña a la Cordillera Patagónica en el noroeste de la provincia de Chubut, aproximadamente entre los 42° y 44° lat. Sur y los 69° y 71° long. Oeste.

Dimensionar el impacto geomorfológico generado durante las glaciaciones pleistocénicas en un área de la Patagonia Extraandina oriental, que no fue englazada (a excepción de posibles glaciares locales) durante dichos eventos climáticos fríos.

1.3.2 Objetivos específicos

a- Individualizar y caracterizar física y genéticamente las principales depresiones cerradas del área (Salina de Agnia, Laguna de Aleusco, Laguna Blanca, Laguna Quichaura, Laguna Taquetrén, Laguna de Gastre, Laguna Obledo, entre las más importantes), focalizando el análisis en los diferentes sistemas de líneas de costa que circunscriben muchas de estas depresiones.

b- Verificar la existencia de formas geocriogénicas fosilizadas (eficientes indicadores paleoclimáticas) y actuales, como los nichos de nivación, los protalus ramparts, las lenguas de solifluxión, los glaciares de escombros, entre otras, que yacen en la cima de las principales unidades orográficas del área de estudio (Sierra de Tecka, Sierra de Tepuel, faldeo oriental del Cordón de El Maitén, Cerro Nahuel Pán, Cordón La Grasa, Cordón Kaquel, entre otras).

c- Individualizar, caracterizar morfológica y sedimentológicamente y confirmar la génesis de los distintos mantos de gravas (rodados patagónicos) presentes en el área.

d- Individualizar y cartografiar, estableciendo la tipología y determinando la génesis de las principales geoformas de remoción en masa en el área, fosilizadas o activas, relacionando los posibles vínculos con condiciones paleoambientales específicas.

e- Utilizar las unidades lávicas cenozoicas que yacen en el área para ajustar, con edades absolutas, el esquema estratigráfico elaborado en el presente trabajo.

Para poder cumplir con los objetivos propuestos se analizó una extensa área (~45.000 km²) de la Provincia del Chubut dentro de la cual se seleccionaron sitios clave para realizar estudios de

detalle. Estas localidades fueron elegidas por su riqueza y complejidad geomorfológica y por su ubicación geográfica, de tal manera que fueran representativas y permitieran extrapolar las interpretaciones realizadas en los mismos al resto del área propuesta. Durante el desarrollo del trabajo se ha considerado necesario extender estudios puntuales a dos sitios (la Pampa de Chaliá y la Meseta del Senguer) ubicados inmediatamente al sur del sector primario seleccionado (Fig. 1.1).

1.3.3. Estructura del Trabajo

Los siguientes capítulos se han ordenado según los diferentes procesos y productos geomorfológicos que han sido reconocidos en el área de estudio, considerando que todos han formado parte, con sus particularidades, de los ambientes de clima frío, según el concepto de [Tricart \(1970\)](#), desarrollados durante el Cenozoico superior en Patagonia. El periglaciario, el paraglaciario, eventualmente el glaciario local y, en todos los casos condiciones ambientales extremas vinculadas a climas fríos, han dejado su impronta geomorfológica tanto en sectores deprimidos extraandinos distales (como bajos sin salida y cuencas endorreicas que funcionaron en algún momento como lagos o lagunas) como en ámbitos de montaña, esencialmente las cimas de los cerros más altos del área de estudio. En cada capítulo se detalla, de manera relativamente aislada y siguiendo el orden de los objetivos planteados, la geomorfología de los ambientes de clima frío que se han desarrollado en Patagonia durante el Cenozoico superior, describiendo en cada caso la metodología empleada: **Geoformas de altura** (Capítulo 2), que incluye a las geoformas de origen glacial y periglacial desarrolladas en la región montañosa, **unidades de remoción en masa** (Capítulo 3) o unidades gravitacionales de gran escala, desarrolladas en las laderas de los cerros y serranías más occidentales del área de estudio, los **bajos cerrados y las formas perilacustres** (Capítulo 4), donde se analizó el registro del cambio climático en los cuerpos de agua que se forman en esas depresiones y finalmente los **mantos de grava** (Capítulo 5), esencialmente aquellos de origen glacial, que forman parte del ambiente proglacial. En cada sección se les ha dado mayor relevancia a los sitios de interés, analizados tanto en gabinete como en tareas de campo, extrapolar la información de detalle generada al resto de los ambientes de similares características que ocupan el área de estudio. Finalmente se integró toda la información obtenida, unificando las discusiones y conclusiones parciales en un único modelo morfoestratigráfico y paleoclimático, que abarca todos los sitios y ambientes estudiados (Capítulos 6 y 7).



CAPÍTULO 2

GEOFORMAS DE ALTURA

Ambiente glacial y periglacial

CAP. 2. GEOFORMAS DE ALTURA. AMBIENTE GLACIAL Y PERIGLACIAL

En este capítulo se verifica la existencia de formas geocriogénicas fosilizadas (eficientes indicadores paleoclimáticas) y actuales como nichos de nivación, protalus ramparts, lenguas de solifluxión, glaciares de escombros, etc., en la cima de las principales unidades orográficas del área de estudio (Sierra de Tecka, Sierra de Tepuel, faldeo oriental del Cordón El Maitén, Cerro Nahuel Pán, Cordón La Grasa, Cordón Kaquel, entre otras. Fig. 1.2 y 2.1).

2.1. INTRODUCCIÓN

2.1.1 Geoformas glaciales y periglaciales como indicadores paleoclimáticos

El estudio de los ambientes glaciales y periglaciales proporciona valiosa información sobre las condiciones climáticas actuales y pasadas de una región determinada. En este tipo de ambientes de climas fríos, el agua en estado sólido juega un rol geomorfológico fundamental, tanto en la formación de glaciares como en la acción del hielo y deshielo estacional o diario, incluso en el desarrollo de permafrost (Tricart, 1970). El balance de energía en superficie, teniendo en cuenta la temperatura del aire y las precipitaciones, sumado a las condiciones del relieve o a características particulares del terreno, como la disponibilidad y tamaño de los detritos (Harris y Pedersen, 1998; Paterson, 2001; Benn y Evans, 2010), influirán en la distribución del agua en estado sólido y su efecto en el desarrollo y distribución de las Unidades Morfológicas (UM).

Los ambientes glaciales se desarrollan en regiones de climas fríos y húmedos, donde se forman de manera característica, cuerpos de hielo capaces de fluir, formados por la acumulación, compactación y recristalización de las precipitaciones nivales. Del estudio geomorfológico de estos ambientes se pueden extraer variables como la extensión de los cuerpos de hielo, la dirección del flujo de esas masas de hielo, tamaño, forma y paleotemperaturas. Una de las variables más utilizadas para la estimación de paleotemperaturas, es la Altura de la Línea de Equilibrio (ALE). La ALE de un glaciar activo es la elevación promedio donde el balance de masas de un glaciar es igual a cero en un periodo de tiempo anual, es decir, donde la acumulación y la ablación están en equilibrio, (Hoinkes, 1970; Porter, 1975, 1977; Meierding, 1982; Hawkins, 1985; Kuhle, 1988; Dahl y Nesje, 1992; Paterson, 1994) y depende del clima local, esencialmente de las temperaturas y precipitaciones. También influyen en el balance de masas y la posición de la ALE, la topografía, orientación, exposición, sobrealimentación, hipsometría y geometría de la masa glacial (Alhmann, 1948; Louis, 1955; Porter, 1975, 1977;

Kuhn, 1980, 1981, 1989; Hawkins, 1985; Kuhle, 1986, 1988; Nesje, 1992; Ohmura *et al.*, 1992; Kaser y Kerschner, 1994; Braithwaite, 2002). El concepto de paleoALE es similar, aunque corresponde a la altura de la línea de equilibrio de un paleoglaciario. Es una variable que se puede extraer de múltiples formas a partir del estudio geomorfológico de ambientes glaciales. El método de Lichtenecker (Lichtenecker, 1938) utiliza la altitud máxima de las morenas laterales para establecer la ALE, ya que las morenas laterales, teóricamente, son depositadas sólo en la zona de ablación, es decir, justo por debajo de la línea de equilibrio. El Método Kurowski (Kurowski, 1891, Fielding, 1908) plantea que la ALE es igual a la altitud media del glaciar, tomando el punto más alto como la altitud de la cumbre, y el punto más bajo el frente del glaciar. El método Brückner-Richter (Brückner, 1886, 1987, 1906; Richter, 1885, 1888) o AAR (Accumulation Area Ratio) donde se asume que el área de la zona de acumulación de un glaciar en equilibrio es aproximadamente 65%, variando entre un 50 a 80%. El método AABR (Area Altitude Balance Ratios), es similar al AAR, pero compensa errores derivados de parámetros como la hipsometría y la forma del glaciar (Furbish y Andrews, 1984; Benn y Gemmell, 1997). También es posible determinar la ALE a partir de la Altitud (media) de los Pisos de Circos o APC fósiles (Flint, 1957; Embleton y King, 1968), aunque con resultados muy ambiguos. En todos los casos, la distribución de geoformas típicas de estos ambientes y atributos morfométricos, como el tamaño o posición de morenas frontales o laterales y el tamaño de un circo glacial, funcionan como indicadores geomorfológicos que permiten estimar la altitud de la línea de equilibrio de un paleoglaciario, por consiguiente, extraer información sobre precipitaciones y temperatura de paleoambientes, datos que son de gran utilidad en la reconstrucción de paleoclimas. (Serrano-Cañadas y González-Trueba, 2004).

La geomorfología periglacial, por su parte, estudia las formas y procesos de las regiones frías no glaciales del mundo (French, 1996). Originalmente, el término Periglacial, o zona periglacial fue definido por Lozinski (1909) para describir las condiciones climáticas y geomorfológicas periféricas a los campos de hielo y glaciares del Pleistoceno. Actualmente el término periglacial hace referencia a aquellas zonas climáticas frías, independientemente de su cercanía con un glaciar, donde existe un predominio de la acción del hielo y deshielo (Tricart, 1968) ó la existencia de suelo permanentemente congelado o permafrost (Péwé, 1969). Otros autores prefieren usar el término geocriología, para definir la ciencia que estudia regiones con temperaturas por debajo de 0°C (con presencia de permafrost) o terrenos permanentemente o estacionalmente helados (Washburn, 1979; French, 1996; Corte, 1968). El concepto de ambiente periglacial o geocriogénico es complejo y ambiguo, siendo ambientes muy difíciles de caracterizar, ya que abarcan gran cantidad de procesos y un rango amplio de condiciones

climáticas. Existen numerosas formas que sirven para caracterizar el ambiente periglacial, debido a su abundancia en áreas montañosas sin la presencia de hielo glacial (Barsch, 1996), pero son los Glaciares de Escombros (GE) las UM por excelencia para inferir parámetros paleoclimáticos en zonas montañosas. Los GE son fundamentales para comprender la respuesta de los ambientes periglaciales de montaña al cambio climático (Haeberli *et al.*, 2006), ya que son uno de los tipos de cuerpos de hielo más importantes en cuencas hídricas áridas de alta montaña, (Corte, 1976, 1980, 1990; Gorbunov, 1978; Richmond, 1986; White, 1986; Harris y Corte, 1992; Schrott, 1991, 1994; Croce y Milana, 2002). Los GE pueden ser reconocidos según su morfología lobulada, compuestas por detritos rocosos generalmente angulosos y gruesos. Se los suele dividir según su génesis en aquellos derivados de glaciares o glaciares cubiertos, que son denominados GE glaciogénicos (Outcalt y Benedict, 1965; Corte, 1980; Whalley y Martin, 1992; Hamilton y Whalley, 1995), y los derivados de zonas de aporte de detrito (taludes, crestas de nivación, conos de detrito, etc), que son los denominados GE criogénicos (Wahrhaftig y Cox, 1959; Barsch, 1978, 1996; Haeberli, 1985). También se los clasifica según su actividad, en activos (aquellos que presentan hielo en su interior y son capaces de moverse por gravedad, reptación o deformación del permafrost) inactivos, (que poseen hielo en su interior, pero no presentan movimiento, aunque pueden mostrar evidencias de movimiento en el pasado) y fósiles ó relictos (aquellos que ya no poseen hielo en su interior y han dejado de moverse pendiente abajo) (Barsch y King, 1975). Corte (1997) enfatizó en el rol de los glaciares de escombros como excelentes indicadores paleoclimáticos, ya que suelen desarrollarse en regiones con precipitaciones acotadas entre los 500-700 mm anuales, extendiéndose en una faja altitudinal donde la temperatura media anual varía entre 0°C y -10°C, siendo la base inferior de estas formas indicadoras de la isoterma anual de 0°C. En los ambientes periglaciales de zonas montañosas, la temperatura del aire juega un papel muy importante en relación al permafrost (Haeberli, 1985). Por lo tanto, a escala regional, es posible aproximar la Altura del Límite del Permafrost de Montaña (ALPM) con la Temperatura Media Anual del Aire (TMAA) a esa altura, a su vez que la altura mínima de los glaciares de escombros coincide en términos generales con la ALPM (Haeberli, 1983; Haeberli y Burn, 2002). El estudio de los ambientes glaciales y periglaciales, no solo es útil para la extracción de variables climáticas; la distribución de las geformas, su sucesión en el tiempo y la transicionalidad de ambientes glaciales a periglaciales, permiten desarrollar esquemas morfoestratigráficos que enriquecen las reconstrucciones paleoclimáticas a niveles locales y regionales.

2.1.2 Antecedentes en el área de estudio

Los cambios climáticos del Cenozoico superior en Patagonia han sido estudiados por gran cantidad de autores, quienes han definido con excelente detalle la glaciestratigrafía en esta región (Ver capítulo 1. Rovereto, 1912; Willis, 1914; Caldenius, 1932; Feruglio, 1944, 1950; Flint y Fidalgo, 1964, 1968; Fidalgo y Riggi, 1965; Miró, 1967; Mercer, 1976; Mörner y Sylwan, 1989; Sylwan, 1989; Shackleton *et al.*, 1990; Rabassa y Clapperton, 1990; Rabassa y Clapperton, 1990; Lapido *et al.*, 1990; Meglioli, 1992; Clapperton, 1993; González Díaz, 1993 a, b, c; González Díaz y Andrada de Palomera, 1995; Ton That *et al.*, 1995, 1999; Malagnino, 1995; Wenzens *et al.*, 1996; Wenzens, 1999 a, b, 2000; Singer *et al.*, 1998, 1999, 2004 a y b; Strelin *et al.*, 1999; Schellmann, 1998, 1999, 2003; Rabassa y Coronato, 2002; Kaplan *et al.*, 2004; Sugden *et al.*, 2005; Martínez, 2002; Coronato *et al.*, 2004 a, b, Rabassa, 2008; Rabassa *et al.*, 2011; Ruiz, 2013). Respecto al efecto de las glaciaciones en las zonas no englazadas, haciendo foco en el ambiente periglacial, Corte (1997) y Trombotto (2002) determinaron la presencia de un permafrost de llanura desde Tierra del Fuego hasta el Río Colorado, evidenciado por la presencia de formas y estructuras sedimentarias, mayormente polígonos o cuñas de hielo fósiles. Los primeros estudios de estructuras sedimentarias relacionadas a la presencia de permafrost en Patagonia, fueron realizados por Groeber (1950) y Auer (1956, 1970). Paleoformas criogénicas fueron descritas por Czajka (1955), quien infirió la presencia de permafrost en la provincia de Río Negro. Posteriormente numerosos autores han estudiado y descrito estructuras sedimentarias asociadas a la presencia de permafrost en la región patagónica (Corte, 1968; Liss, 1969; Haller, 1981; Corte y Beltramone, 1984; del Valle y Beltramone, 1987; Vogt y del Valle, 1994; Vogt, 1992; Trombotto, 1998, 2002, 2008 entre otros). Desde el último millón de años hasta la actualidad, las zonas no englazadas de la Patagonia han sido moldeadas bajo condiciones periglaciales (Trombotto, 2008). Según Trombotto (2002, 2008) es posible distinguir formas periglaciales asociadas a dos eventos fríos de gran magnitud: La GGP y la UGP, aunque posiblemente existan otros episodios asociados a las glaciaciones Pleistocenas definidas para Patagonia. Los trabajos citados en párrafos anteriores refieren a la presencia de permafrost de llanura y la generación de formas vinculadas al mismo. Trabajos más recientes muestran evidencias de geoformas vinculadas a la presencia de permafrost de montaña. Martínez (2002) mencionó la existencia de nichos de nivación y protalus rampart por encima de los 1350 m.s.n.m, en el Cordón la Grasa, provincia del Chubut (Fig. 1.3). Este autor señala que dicha altura puede corresponder al límite inferior paleocriogénico de la UG. Ruiz *et al.* (2009) reconocieron diversas geoformas de origen

criogénico (suelos estructurados, protilus rampart y glaciares de escombros fósiles), en el Cordón Rivadavia, provincia del Chubut. [Pereyra y Roverano \(2010\)](#) identificaron la presencia de glaciares de escombros fósiles de origen geocriogénico en el filo del Cerro Catedral, cerca de San Carlos de Bariloche, a una altura de 1650-1625 m.s.n.m, los cuales asocian a las neoglaciaciones ([Mercer, 1976](#); [Aniya, 1996](#)). [Ruiz y Trombotto \(2012 a, b\)](#) describieron glaciares de escombros en el Cordón Leleque, en un rango de alturas que va desde los 1490 hasta los 950 m.s.n.m, junto con la presencia de otras formas asociadas a permafrost de montaña. [Reato et al. \(2017\)](#) y [Martínez et al. \(2017\)](#), identificaron recientemente, en los cerros Nahuel Pan y la Hoya, una secuencia de glaciares de escombros, lóbulos de geliflujión, nichos de nivación y protilus rampart, entre otras geoformas de altura, a las cuales asociaron a diferentes eventos fríos acontecidos a partir de la UGP hasta la actualidad. Si bien existe un amplio conocimiento sobre las formas vinculadas al permafrost de llanura, aún falta mucho por conocer sobre el comportamiento del permafrost de montaña, su relación con las glaciaciones del Cenozoico superior y con el ambiente periglacial a nivel regional.

En la presente zona de estudio, los trabajos realizados por otros autores hasta el momento se han centrado en analizar la glaciestratigrafía de los lóbulos de descarga del MHMP ([Caldenius, 1932](#); [González Díaz y Andrada de Palomera, 1995](#); [Martínez, 2002](#)), que habrían ocupado las zonas deprimidas y más distales de la cordillera nordpatagónica, alcanzando en ocasiones el sector extracordillerano. Sin embargo, es poco lo que se conoce sobre la morfoestratigrafía, relacionada a las glaciaciones pleistocenas, en la cima de los cerros de la cordillera nordpatagónica, principalmente de aquellos cerros ubicados en la margen oriental, siendo ambientes de gran importancia por conformar sitios donde han coexistido de manera sincrónica y anacrónica geoformas de origen glacial y periglacial influenciados por el clima del Cenozoico superior.

2.1.3 Ubicación de los principales sitios de estudio

El presente capítulo analiza en detalle el flanco oriental de la cordillera nordpatagónica del Chubut (Fig. 2.1), entre la región de clima frío sub-húmedo de transición en la zona oriental, donde las precipitaciones presentan un promedio de 500 mm anuales, y la región de clima frío y húmedo de transición del sector occidental, donde las precipitaciones alcanzan los 1200 mm anuales ([Coronato, et al. 2017](#)).

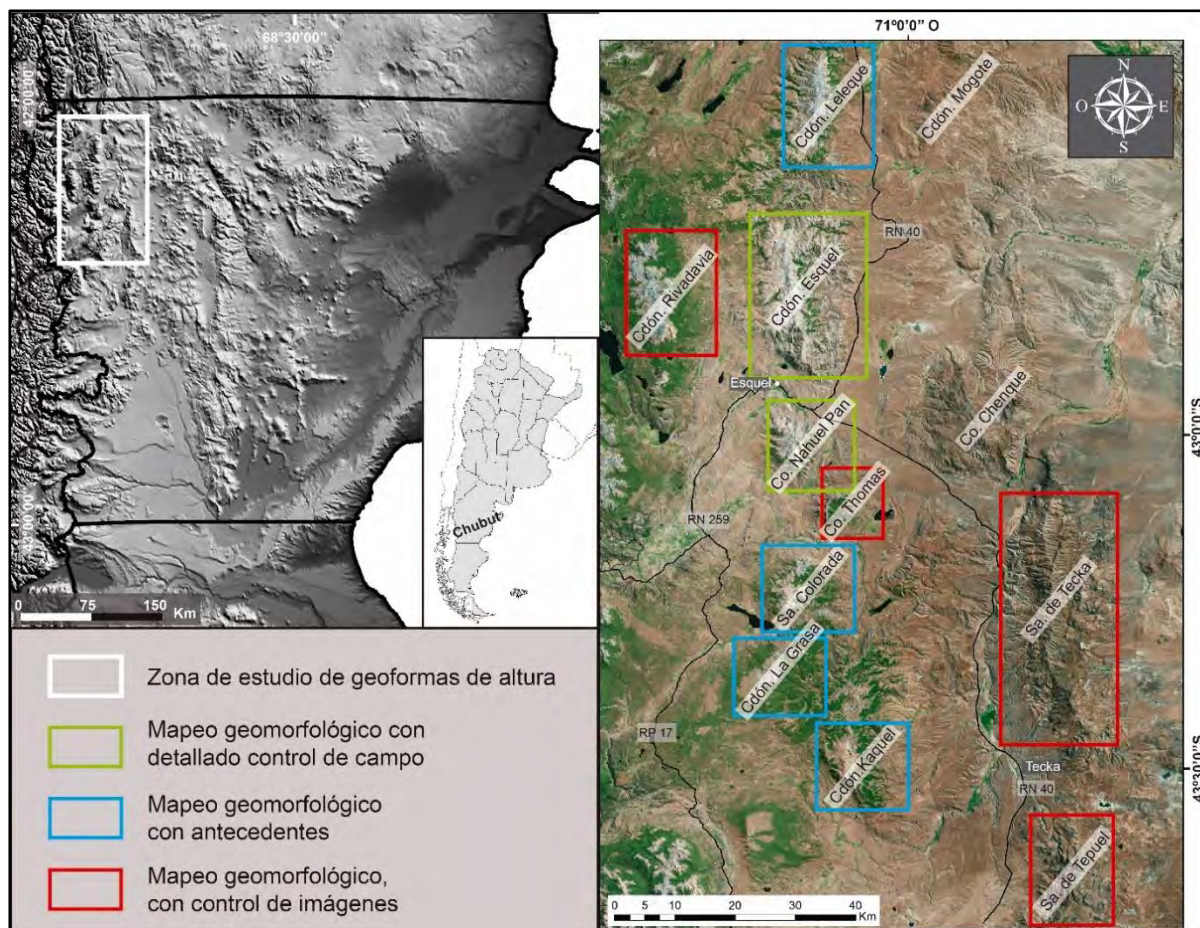


Fig. 2.1. Ubicación de los cerros y cordones montañosos seleccionados para análisis geomorfológico. Se separan por color según los distintos grados de análisis: En verde, sitios donde se realizó el mapeo geomorfológico con control de campo y mapeo de detalle (“localidades clave”). En rojo, sitios donde se realizó el mapeo geomorfológico de menor detalle. En azul, sitios donde se realizó mapeo geomorfológico de menor detalle que cuentan con estudios previos.

A partir del análisis geomorfológico, se dividieron los sitios seleccionados según tres categorías: Aquellos donde el mapeo geomorfológico fue verificado con tareas de campo (recuadros verdes en la Fig. 2.1), los cerros y cordones montañosos con control de imágenes satelitales (recuadros rojos en la Fig. 2.1) y por último aquellos sectores cuyo análisis se fundó en los estudios previos realizados por otros autores (recuadros azules en la Fig. 2.1). Posteriormente se realizaron estudios geomorfológicos de mayor detalle en el Valle Oriental Norte (VON) del Cerro Nahuel Pan y en el Cerro La Hoya, ubicado el extremo sur del Cordón Esquel (Fig. 2.2). El análisis detallado de estos sitios sirvió para corroborar algunas de las interpretaciones realizadas en los demás sitios estudiados de manera remota.

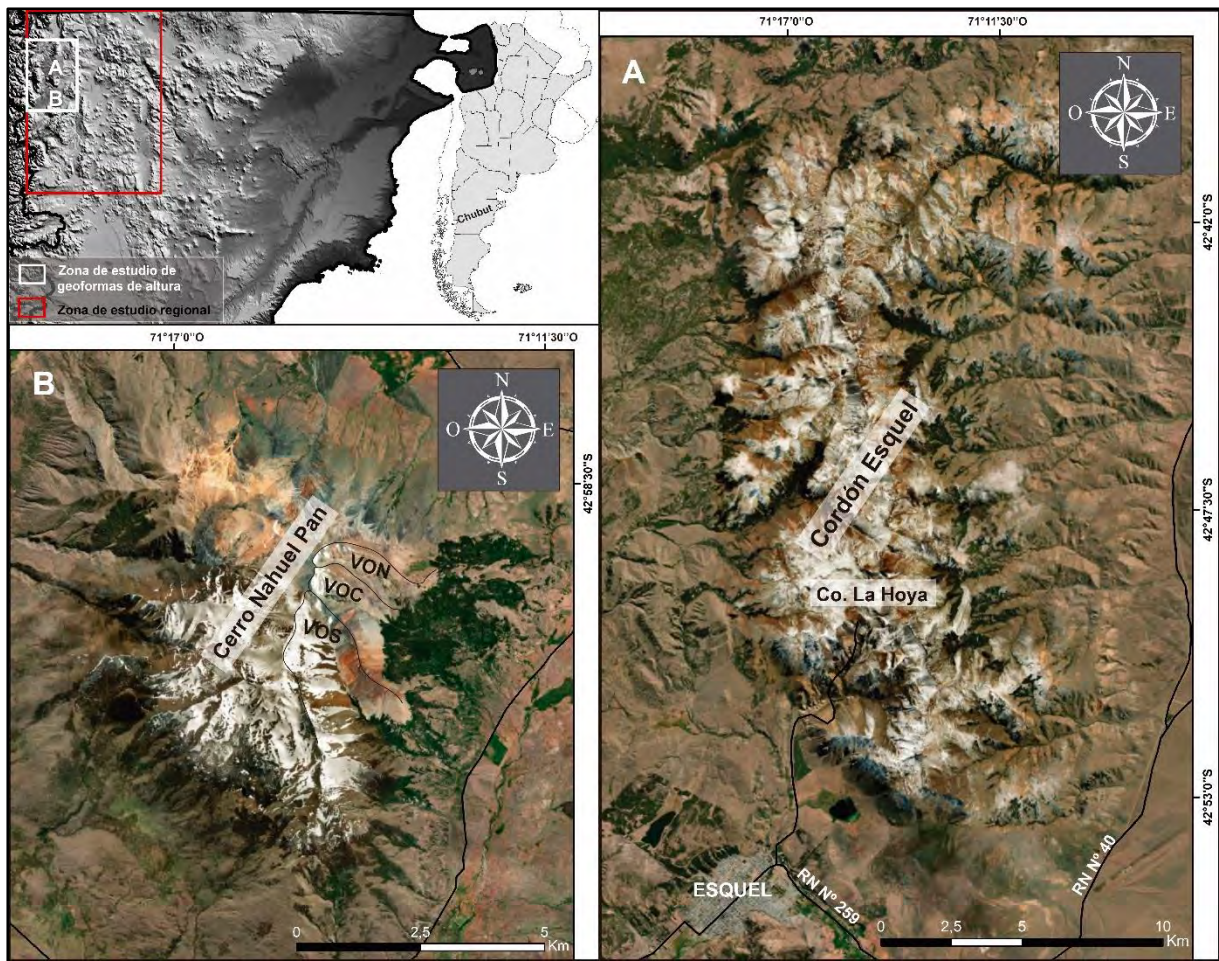


Fig. 2.2. Ubicación del Valle Oriental Norte (VON), en el Cerro Nahuel Pan, y el Cerro La Hoya, en el extremo sur del Cordón Esquel. Ambos sitios se han analizado con gran detalle, donde el mapeo geomorfológico fue realizado con control de campo.

2.2. METODOLOGÍA

Los estudios geomorfológicos del presente trabajo se dividieron en tres etapas principales. La primera consistió en el reconocimiento regional del área de estudio mediante el uso de imágenes satelitales y Modelos Digitales de Elevación (MDE), de acceso público, y cartografía elaborada, como mapas geológicos y geomorfológicos, que sirvieron de base para el mapeo geomorfológico preliminar de los cordones montañosos estudiados. En la segunda etapa se seleccionaron sitios de mayor interés y accesibilidad para el control de campo y estudios de mayor detalle de las UM, en el VON y en el Cerro La Hoya (Fig. 2.2). Se realizaron vuelos con un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) o drone, de los sitios seleccionados, con los cuales se obtuvieron imágenes y MDE de gran calidad espacial y se describieron las unidades morfológicas más características (Fig. 2.3). En una tercera etapa, tanto en el VON como en La

Hoya, se clasificaron los GE según su actividad, se realizaron mediciones para controlar el movimiento superficial de algunos GE y lóbulos de soliflucción y se registró la temperatura subsuperficial del suelo para caracterizar el periglacialismo actual.

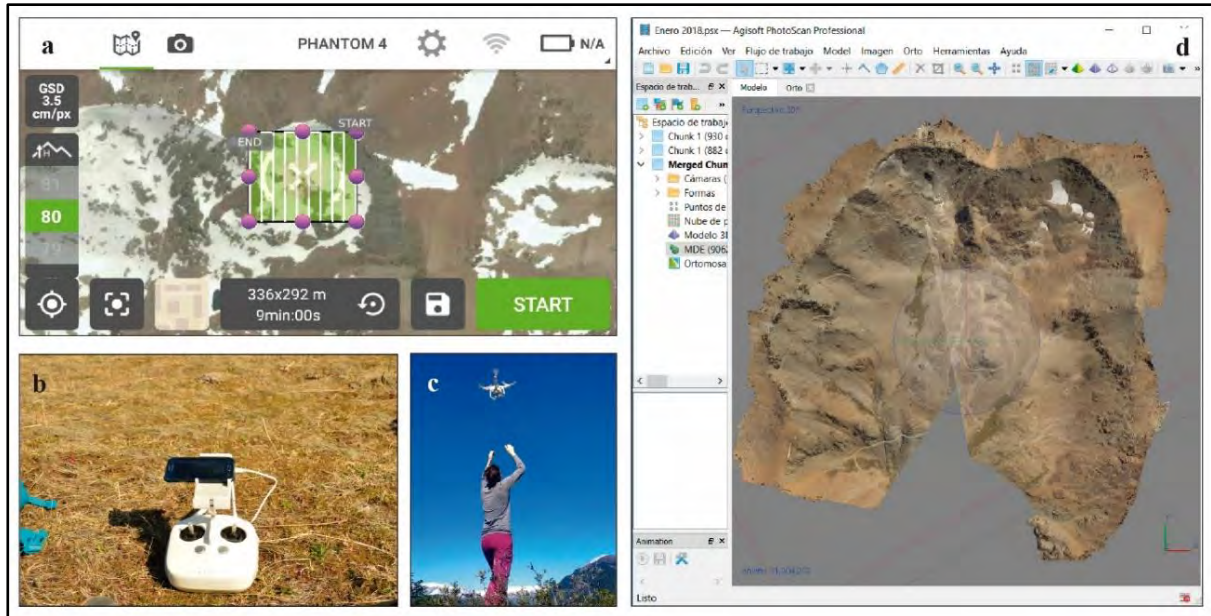


Fig. 2.3. a) Planificación de vuelo en Pix4D. b) y c) Vuelo de DRONE d) Procesamiento en gabinete.

2.2.1 Mapeo geomorfológico regional

El análisis de imágenes satelitales, sumado a la información de relieve proporcionada por los MDE, son de gran utilidad para caracterizar los sistemas geomorfológicos a nivel regional. En este sentido, las imágenes proporcionadas por Google Earth, o las World Imagery Map (imágenes de la base de mapas de ArcGIS), con resoluciones de 5 m, o incluso menores, han permitido realizar mapeos regionales con alto grado de detalle (Figs. 2.4, 2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9, 2.10, 2.11 y 2.12). Los MDE utilizados, correspondientes a los satélites SRTM y ALOS, de 30 m de resolución, y del satélite ALOS Palsar de 12.5 m de resolución, sirvieron tanto para la diferenciación geomorfológica regional como para la extracción de datos altitudinales en toda la región estudiada, que comprende, de Norte a Sur, al Cordón Leleque, Cordón Rivadavia, Cordón Esquel, Cerro Nahuel Pan, Cerro Thomas, Sierra Colorada, Sierra de Tecka, Sierra de Tepuel, Cordón La Grasa y Cordón Kaquel (Figs. 1.2 y 2.1). El mapeo de las unidades morfológicas (UM) se realizó con un Sistema de Información Geográfica (SIG), donde se delimitaron las unidades según su homogeneidad (límites claros), teniendo en cuenta el origen o génesis (glacial, periglacial o paraglacial), denominación (morena, glaciar de escombros,

laderas, terrazas o lóbulos de geli-soliflucción, circo glacial, protalus rampart, entre los más destacados) y la edad relativa (según superposición de formas) teniendo en cuenta únicamente las UM depositacionales correspondientes a morenas frontales y laterales, a glaciares de escombros y a lóbulos de soliflucción. En aquellos sectores donde se realizaron controles de campo se determinó además la composición y sedimentología de las UM, los parámetros morfométricos (longitud, ancho, altura máxima y mínima respecto al nivel del mar en determinadas geoformas) y en algunos casos se determinó la exposición o *aspect* de algunas UM depositacionales, y de los circos glaciales (Meijerink, 1988; Tapia-Varela y López-Blanco, 1998; Tapia-Varela y López-Blanco, 2002).

2.2.2 Mapeo geomorfológico local

En los sitios de mayor interés, correspondientes al valle oriental del cerro Nahuel Pan (VON) y cerro La Hoya, ubicada en el extremo sur del Cordón Esquel, se realizaron controles de campo, con las correspondientes descripciones morfológicas (forma, geometría y fábrica) y litológicas de las UM consideradas más relevantes (glaciares de escombros y lóbulos de soliflucción). Se procedió a la identificación de geoformas, mediante la observación y medición, con cinta métrica y GPS de mano (garmin e-trex Vista), de la geometría (forma y tamaño de las unidades), fábrica, tamaño de los componentes y composición litológica. Se realizaron controles fotográficos y relevamiento de imágenes mediante vuelos de VANT.

Los vuelos aéreos fueron realizados con un Phantom 3, con 4 baterías de vuelo inteligente de litio, de 4480 mAh de 25 minutos de duración de vuelo teórico (15 minutos de vuelo promedio en la práctica), y cámara de fotos de 12,5 megapíxeles con gimbal de 3 ejes. Se planificaron los vuelos con la aplicación para celulares Pix4D, con la cual se configuraron las características de vuelo, como altura (entre 70 y 100 m dependiendo la zona de vuelo), velocidad (velocidad máxima en todos los casos) y superficie de cobertura del vuelo (variables dependientes de la autonomía de cada batería), el porcentaje de solapamiento entre imágenes (80% de solapamiento en todos los casos) y ángulo de toma de fotografía (siempre a 90°). La configuración de la cámara de fotos, como el ISO, velocidad de disparo, balance de blanco, etc, se realizaron a través de la aplicación de descarga gratuita DJI go. Una vez capturadas y descargadas las imágenes, se procesaron con una computadora personal de escritorio, con procesador AMD FX-83702 Eight core y memoria RAM de 16 GB, con el programa Agisoft PhotoScan Professional y el Pix4D (Fig. 2.3). El programa orienta las fotos en el espacio y mediante técnicas fotogramétricas, en base a su orientación geográfica, altura topográfica y

similitud de píxeles entre imágenes, crea una nube de puntos densos de la cual es posible obtener ortomosaicos y MDE's de alta resolución espacial (la resolución espacial estará en función de la calidad de imagen, que depende del tipo de cámara, y de las irregularidades del terreno, como zonas de alta pendiente).

Por otro lado, los GE reconocidos en el mapeo de detalle en los cerros Nahuel Pan y La Hoya fueron clasificados según su actividad en activos, inactivos y fósiles (Barsch y King, 1975), de acuerdo a sus características geomorfológicas (Haeberli, 1985; Trombotto, 1991; Barsch, 1996; Ikeda y Matsuoka, 2002). Para realizar esta clasificación geomorfológica se tuvieron en cuenta las siguientes características: a) pendiente frontal de los glaciares de escombros, b) grado de conservación y rasgos morfológicos de la superficie y c) cobertura vegetal, teniendo en cuenta que los GE **activos** son aquellos cuyas pendientes frontales superan los 35°, con superficies que presentan arrugas perpendiculares (arcos) y paralelas (crestas) a la dirección de flujo, limitadas por surcos y con ausencia de vegetación, los GE **inactivos** presentan frentes con pendientes menores a 30°, de superficie caótica, con depresiones y señales de colapso o termokarst y escasa vegetación y los GE **fósiles** exhiben frentes con pendientes menores a 20° y superficies completamente vegetadas.

2.2.3 Análisis de movimiento superficial y registro de temperatura subsuperficial de UM seleccionadas

Con el fin de reconocer la actividad periglacial superficial actual, se realizaron mediciones direccionadas a reconocer movimiento actual en algunas de las geoformas desarrolladas en el VON y cerro La Hoya. En el cerro La Hoya se colocaron dos grupos de estacas, de tres estacas cada grupo, en geoformas previamente seleccionadas (LGH08 y LHPe32 en Fig. 2.5). Se midieron la distancia entre las estacas de cada grupo y la longitud expuesta desde el piso (con cinta métrica) y el ángulo de inclinación de las mismas (con brújula tipo Brunton). Entre los años 2017 y 2019 se repitieron las mediciones dos veces. En el VON, sobre UM previamente elegidas por su grado de desarrollo y distribución superficial (NPPe08A y B, NPPe09 y NPPe05, Fig. 2.6), se seleccionaron 11 grupos de 2, 3 y 4 bloques cada uno. Se midieron, en cada grupo, las distancias entre los bloques de cada grupo durante el 2016, repitiendo el procedimiento en 2017, 2018 y 2019.

Con el fin de evaluar ciclos de helada y deshielo, que dé cuenta de la actividad periglacial actual de la superficie o cerca de la superficie de las geoformas seleccionadas en la región montañosa, se instalaron cuatro sensores de temperatura (data loggers, marca HOBO pendant de 8 kb de memoria), a 40 cm de profundidad en glaciares de escombros. Se colocaron dos sensores en el

VON, a 1680 m.s.n.m (NP01) y 1760 m.s.n.m. (NP02) y dos en La Hoya a 1873 m.s.n.m. (LH02) y 2040 m.s.n.m. (LH01) (Fig. 2.6). Los cuatro sensores fueron configurados para tomar la medición de la temperatura del suelo cada 2 horas, durante dos ciclos anuales (2017 a 2018, y de 2018 a 2019). Los datos fueron procesados estadísticamente siguiendo un criterio similar al adoptado por [Úbeda \(2011\)](#); por un lado, se analizó la variación anual (ciclo de 2017 a 2018 y ciclo de 2018 a 2019) de la temperatura media diaria (promedio de todas las temperaturas medidas en un día), la temperatura máxima diaria (valor máximo de la temperatura diaria registrada), la temperatura mínima diaria (valor mínimo de la temperatura diaria registrada) y la amplitud térmica diaria (diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria) (Figs. 2.27 y 2.28). Por otro lado, se evaluó el comportamiento mensual de la temperatura del suelo, calculando los promedios mensuales de la temperatura media diaria, la temperatura mínima y máxima y la amplitud térmica (Tablas 2.2 y 2.3). Por último, se calcularon las temperaturas máximas y mínimas diarias, para determinar a) cantidad de días donde hubo temperaturas menores a 0°C y mayores a 0°C (días con helada y deshielo), b) cantidad de días donde la temperatura se mantuvo por debajo de 0°C durante todo el día (días con helada permanente) y c) cantidad de días con temperaturas mayores a 0° (días sin helada) (Tabla 2.4).

2.3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos se pueden dividir en tres grandes categorías, según las etapas metodológicas explicadas en el apartado 2.2. 1) Geomorfología glacial y periglacial regional (2.3.1), 2) Geomorfología glacial y periglacial de detalle (2.3.2) y 3) Geoformas periglaciales de altura que responden a condiciones climáticas actuales (2.3.3).

2.3.1 *Geomorfología glacial y periglacial regional*

Del mapeo regional se obtuvieron mapas con escalas entre 1:25.000 y 1:50.000 para cada cerro o cordón analizado, donde se reconocieron las principales Unidades Morfológicas desarrolladas, clasificándolas según su morfología, su ubicación dentro del sistema, la génesis, el significado paleoclimático y el sistema morfoclimático (Tabla 2.1). Se destacaron y numeraron las siguientes UM depositacionales, por conformar unidades útiles para las interpretaciones morfoclimáticas: morenas, glaciares de escombros, lóbulos de solifluxión y protalus rampart y depósitos de remoción en masa, por lo general correspondientes a conos de

deyección. Se identificó cada una de estas UM según **a)** las iniciales de cada cerro o cordón estudiado: Cordón Esquel (CE), Cerro La Hoya (LH), Cerro Nahuel Pan (NP), Sierra Colorada (SC), Cordón Rivadavia (CR), Cordón La Grasa (CG), Cordón Leleque (CL), Sierra de Tecka (TK) y Sierra de Tepuel (TP), **b)** según el ambiente de formación: Las geoformas glaciales se las identifica con la letra G, las geoformas periglaciales con las letras Pe, y las geoformas paraglaciales como Pa, y **c)** el número de UM.



También se han reconocido en el mapeo, circos glaciarios, nichos de nivación y laderas de solifluxión, que no han sido numeradas debido a que no constituyen un elemento útil en la interpretación morfoestratigráfica. Esto se debe a la imposibilidad de reconocer diferentes eventos climáticos en superficies que han sufrido erosión durante repetidas veces, exponiendo el mismo rasgo morfológico en cada oportunidad (Tabla 2.1).

En los párrafos que siguen, se mencionan todas las UM desarrolladas para cada cerro estudiado, sin diferenciar o agrupar, en una primera instancia, por valle o por ubicación geográfica. Posteriormente y teniendo en cuenta el total de UM descriptas para cada cordón montañoso, se realizó el agrupamiento de las mismas según criterios morfológicos y morfoclimáticos que comprenden a modo general, la génesis de las UM, la ubicación geográfica, la altitud inicial o final, dependiendo la UM y la relación espacial y morfoestratigráfica con el resto de las UM. Finalmente se integró toda la información en un único esquema que define 5 eventos climáticos mayores.

	Geoformas	Morfología superficial	Ubicación dentro del sistema	Génesis	Significado paleoclimático	Sistema morfoclimático
GEOFORMAS EROSIVAS	Circos	Cubeta excavada profunda	Inmediatamente por debajo de las principales cumbres	Erosión glacial	T° < 0° y Alta humedad	Glacial
	Nichos	Cubeta excavada poco profunda	Dentro de los circos, en la posición más elevada	Nivación		Periglacial
	Valles	Depresiones longitudinales sobreexcavadas	Límite lateral de los valles y hacia adentro de los valles	Erosión glacial	T° < 0° y Alta humedad	Glacial
GEOFORMAS DEPOSITACIONALES	Morenas frontales	Cresta o crestas, con diseño en planta curvo, aserrado o irregular	inmediatamente despues de circos, o rara vez en zonas terminales de artesas	Sedimentación glacial	T° < 0° y Alta humedad	Glacial
	Morenas laterales	Cresta o crestas, con diseño en planta curvo, aserrado o irregular	En los laterales de artesas glaciarias	Sedimentación glacial	T° < 0° y Alta humedad	Glacial
	Glaciares de escombros (GE)	Formas lobuladas con frentes escarpados, con crestas y surcos transversales y longitudinales.	En el fondo de los valles o hacia el frente de nichos o taludes	Reptación de permafrost	Presencia de permafrost. Límite inferior de los GR corresponde a la ALPM	Glacial? Periglacial
	Protalus rampart ó cresta de nivación	Acumulación de detritos	En el frente de nichos de nivación	Acumulación por nivación	Avalanchas nivales	Periglacial
	Lóbulos de geli-soliflucción	Forma lobulada con frentes suavizados	En el fondo y laterales del fondo de los valles, sobreimpuestas a otras geoformas	Geli-soliflucción	Acción del hielo y deshielo	Periglacial
	Laderas de soliflucción	Formas aterrazadas y de flujo de poca extensión longitudinal	Por fuera de los valles, (en las divisorias), o sobreimpuestas a morenas o glaciares de escombros	Soliflucción	Acción del hielo y deshielo	Periglacial

Tabla 2.1. Clasificación de geoformas según su génesis, su significado paleoclimático y el sistema morfoclimático al cual corresponden.

Uno de los cordones montañosos más ricos en cuanto a desarrollo de UM corresponde al Cordón Esquel (Figs. 2.4 y 2.5), donde se han identificado alrededor de 40 morenas laterales, frontales y frontolaterales, 25 glaciares de escombros, unos 25 lóbulos de soliflucción, 30

protalus rampart, y una amplia superficie afectada por procesos de solifluxión, identificada como laderas de solifluxión, las cuales se encuentran ampliamente distribuidas en el fondo de los valles y circos que forman parte de este cerro (Fig. 2.4). La exposición de la gran mayoría de las UM mapeadas y los circos glaciarios identificados muestran una orientación sur. El promedio de la altura de los circos glaciarios, correspondiente a la paleoALE para el momento de formación de esos circos (Flint, 1957), arrojó un valor de: **1842,63** m.s.n.m. Las morenas fueron clasificadas en base a la cota máxima a la cual se emplazan, al tamaño (longitud y superficie) y a la relación morfoestratigráfica con las demás UM mapeadas. Según este criterio se agruparon a las morenas laterales en cuatro grupos diferentes, lo que permitió interpretar la existencia de al menos cuatro paleoALEs, asociadas a la cota máxima a la cual se desarrolló cada grupo de morenas laterales (método Lichtenecker, 1938): paleoALE 1: **1620,5** m.s.n.m; paleoALE 2: **1784,0** m.s.n.m; paleoALE 3: **1940** m.s.n.m; paleoALE 4: **2045,8** m.s.n.m. Los GE fueron clasificados de manera similar, según su ubicación altitudinal, tamaño (longitud y superficie) y a las relaciones morfoestratigráficas con las demás UM, en tres grupos, permitiendo identificar tres ALPM distintas para el cordón Esquel: ALPM 1: **1695,0** m.s.n.m; ALPM 2: **1690,0** m.s.n.m, ALPM 3: **1746,1** m.s.n.m. (Cada valor es el promedio de las ALPM para cada grupo de GE seleccionado).

En el Cerro Nahuel Pan, se han reconocido 5 morenas, 11 glaciares de escombros, 17 lóbulos de solifluxión, 15 protalus rampart y laderas de solifluxión, que al igual que en el Cordón Esquel, ocupan una gran extensión en las zonas altas, siempre por encima de la línea de árboles (Fig. 2.6). La distribución de la mayoría de las UM acá descritas se desarrollan en los valles y circos que dan al este, donde la exposición de la mayoría de las UM presenta una orientación hacia el sur y sureste. El promedio de la altura a la cual se encuentra el piso de los circos en este cerro arrojó un valor de **1939,0** m.s.n.m, lo que permite estimar la paleoALE promedio según este método. Las morenas laterales identificadas en este cerro se ubican todas en el mismo valle y nacen todas a la misma cota, a **1832** m.s.n.m. (NPG01 y las morenas ubicadas hacia el interior de esta, en la Fig. 2.6). El orden sucesivamente más interno que muestran, unas respecto de otras, impide considerar a este valor altitudinal como la paleoALE correspondiente a cada glaciación responsable de la formación de cada morena lateral, aunque es un valor útil para aproximar este dato, al menos para la morena más externa. El análisis de los glaciares de escombros, donde se contempló su distribución, tamaño y relaciones morfoestratigráficas con las demás UM mapeada, permitió determinar tres ALPM a diferentes cotas, ALPM 1: **1475,0** m.s.n.m, ALPM 2: **1627,5** m.s.n.m y ALPM 3: **1755,8** m.s.n.m.

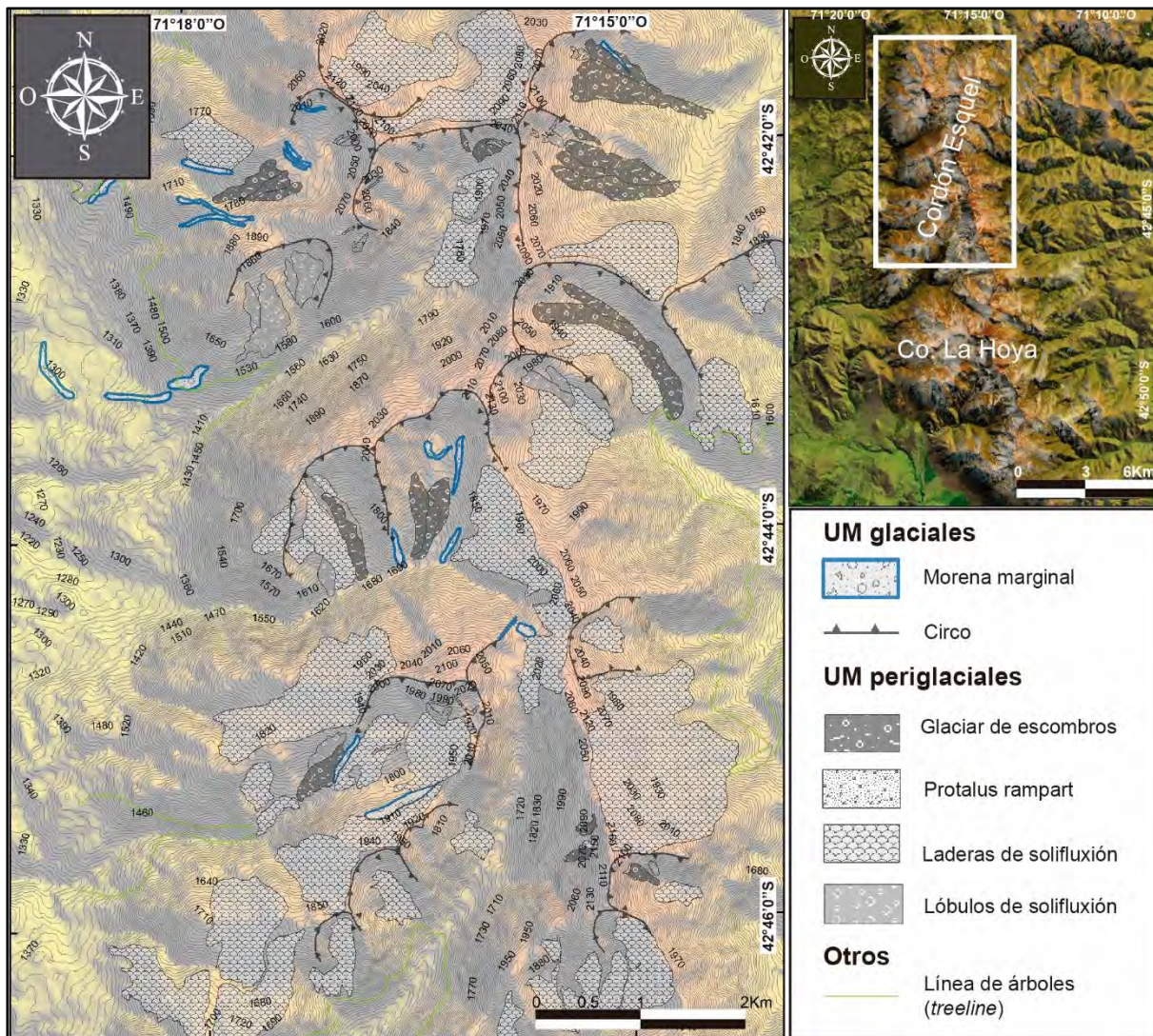


Fig. 2.4. Mapa geomorfológico regional del Cordón Esquel, sector norte.

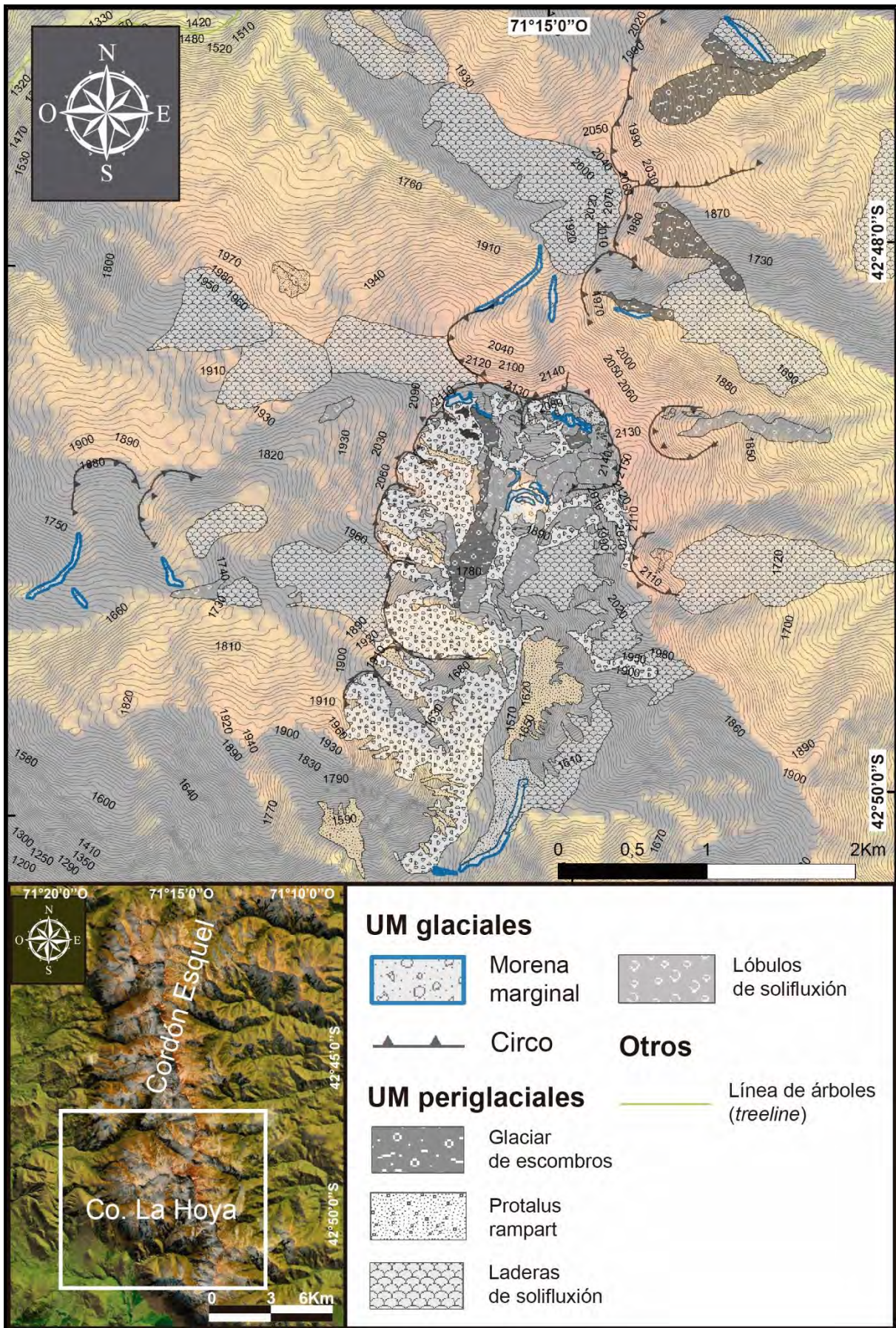


Fig. 2.5. Mapa regional del cordón Esquel, sector sur, zona La Hoya.

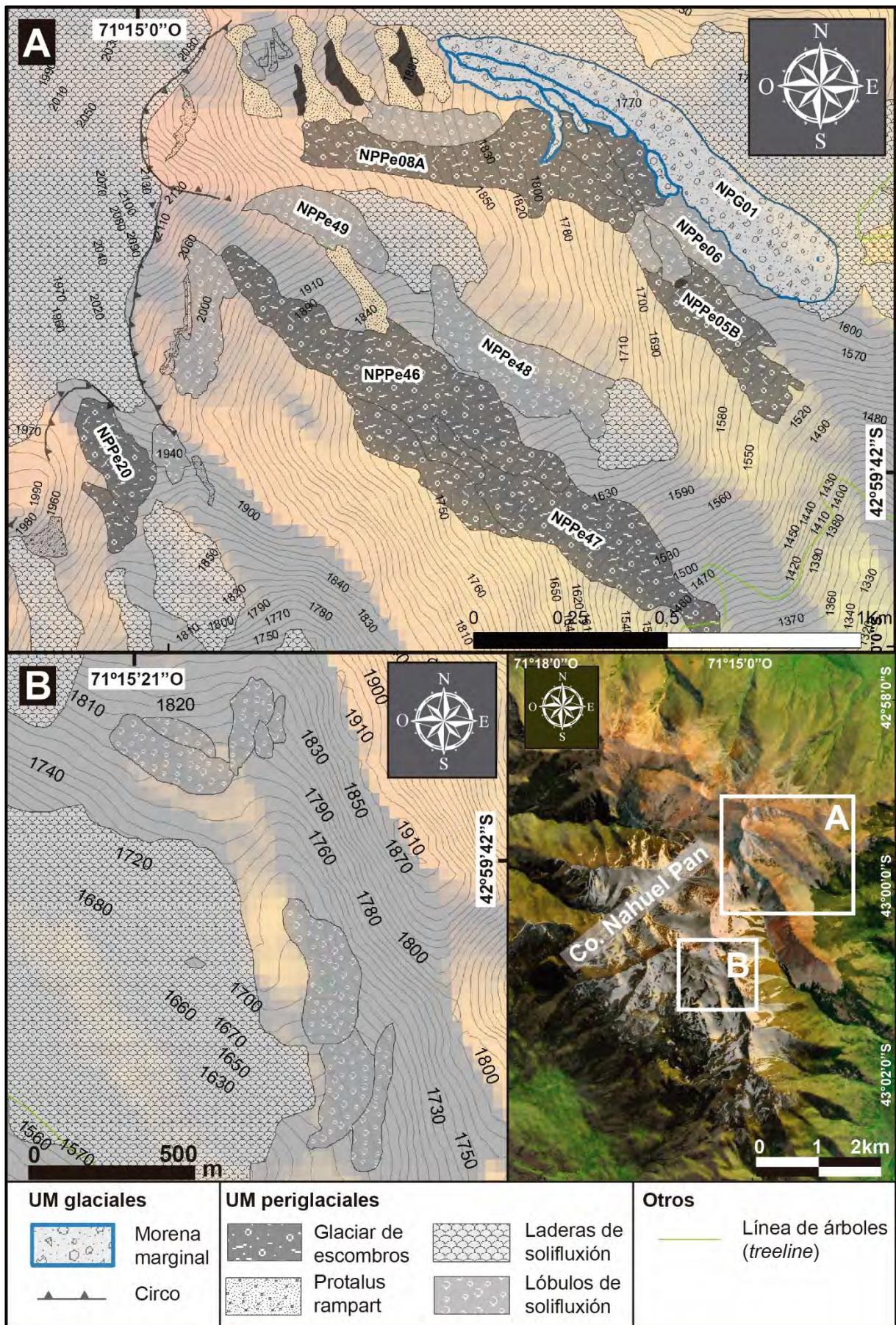


Fig 2.6. Mapa geomorfológico regional del Co. Nahuel Pan.

En la Sierra Colorada se reconocieron en todos los valles y circos, un total de 8 morenas laterales y 1 frontolateral, 7 glaciares de escombros, 13 lóbulos de solifluxión, 4 nichos de nivación, y una extensa superficie afectada por procesos de congelamiento y descongelamiento por encima de la línea de árboles, identificada como laderas de solifluxión (Fig. 2.7). La exposición de la mayoría de las UM y circos identificados presenta una orientación este o sureste. El promedio de la altura de los circos arrojó un valor de **1660,5** m.s.n.m. En base a los mismos criterios utilizados para agrupar UM de la misma génesis, se reconocieron dos grupos de morenas. El valor promedio de la altura máxima de cada grupo de morenas fue: paleoALE 1: **1538,5** m.s.n.m y paleoALE 2: **1635,0** m.s.n.m. En cuanto a la distribución, tamaño y relaciones morfoestratigráficas de los glaciares de escombros mapeados, se identificaron tres grupos, los cuales muestran valores de ALPM de: ALPM 1: **1335,0** m.s.n.m, ALPM 2: **1650,0** m.s.n.m. y ALPM 3: **1800** m.s.n.m (Fig. 2.7).

En el Cordón La Grasa se reconocieron 5 morenas laterales y 3 frontales, 3 glaciares de escombros, 2 lóbulos de solifluxión, 3 protalus Rampart y laderas de solifluxión afectando una gran proporción de superficie por encima de la línea de árboles (Fig. 2.8). La exposición de las UM y los circos tienen una orientación predominante hacia el sur y sureste. El promedio de la altura del piso de los circos glaciales arrojó un valor de: **1610,76** m.s.n.m. El análisis de la cota máxima a la cual se encuentran las morenas laterales, el tamaño y las relaciones morfoestratigráficas con las demás UM, permitió agruparlas en dos grupos, donde se calcularon dos paleoALEs diferentes: paleoALE 1: **1526,25** m.s.n.m y paleoALE 2: **1590,00** m.s.n.m. Los glaciares de escombros conformaron un solo grupo, según su ubicación y distribución, tamaño y relaciones morfoestratigráficas con las demás UM, promediando un valor de la ALPM de **1436,66** m.s.n.m.

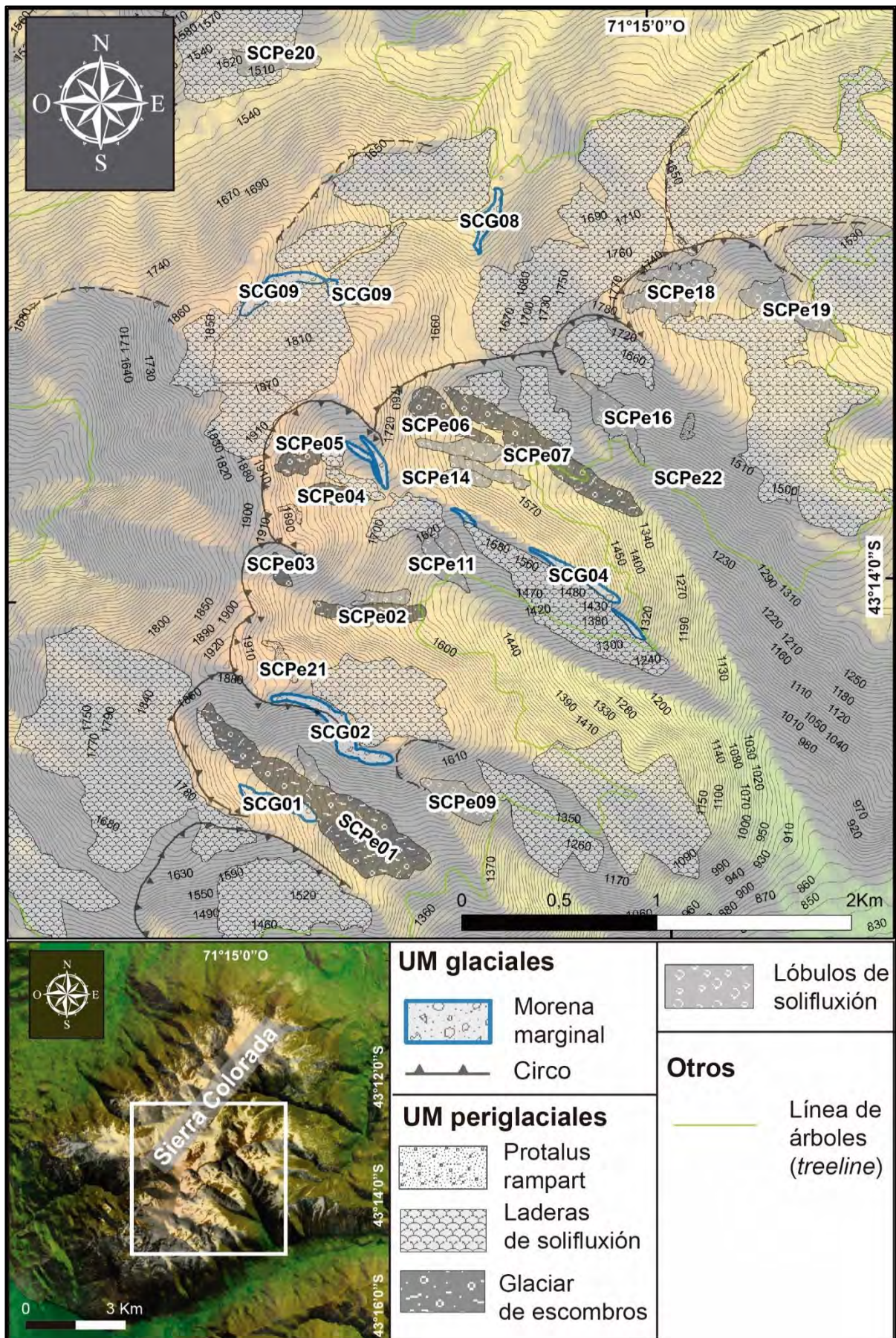


Fig. 2.7. Mapa geomorfológico regional Sierra Colorado.

En el Cordón Kaquel se identificaron dos morenas laterales y dos frontales, 3 glaciares de escombros y laderas de soliflucción afectando la superficie ubicada por encima de la línea de árboles (Fig. 2.9). La exposición de las UM y los circos promedia una orientación al sur y sureste. El promedio de la altura del piso de los circos muestra un valor de **1738,6** m.s.n.m. Mientras que las morenas laterales conformaron un solo grupo según sus características principales, que promedian una altura máxima de **1777,5** m.s.n.m (paleoALE 1), mientras que los glaciares de escombros, arrojan un valor promedio de ALPM de **1450** ms.n.m.

Tanto en el cordón Rivadavia como en el cordón Leleque, el análisis de las UM se enfocó en identificar morenas laterales, glaciares de escombros, y circos glaciarios, debido a su utilidad en la correlación de los parámetros morfoclimáticos obtenidos en los cerros y cordones ya descritos (Fig. 2.10). En el Cordón Rivadavia fueron mapeadas 15 morenas, 5 glaciares de escombros, 3 lóbulos de soliflucción, y un protálus rampart (Fig. 2.10). Si bien en el mapeo no se detalla, prácticamente toda la superficie expuesta por encima de la línea de árboles se ve afectada por procesos de soliflucción, donde se han identificado terrazas y laderas de soliflucción. La exposición de las UM y circos mapeados tienen una orientación predominante al sur. La altura del piso de los circos tiene un valor promedio de **1716** m.s.n.m. El análisis de las morenas laterales, según los mismos criterios ya mencionados, permitió diferenciar 2 grupos, los cuales permiten interpretar 2 paleoALEs que responden a dos eventos diferentes: paleoALE 1: **1710** m.s.n.m, paleoALE 2: **1938,8** m.s.n.m. El análisis de los glaciares de escombros, permitió reconocer un solo grupo, cuyo valor promedio de la ALPM se calculó en **1698,6** m.s.n.m.

En cuanto al Cordón Leleque, se diferenciaron 11 morenas y 15 glaciares de escombros (Figs. 2.11 y 2.12). La orientación de las UM mapeadas y los circos identificados promedia las exposiciones al este, noreste y sureste. El promedio de la altura de los pisos de los circos fue calculado en **1840,2** m.s.n.m. El análisis de las morenas laterales mapeadas permitió reconocer dos grupos, a los cuales se los asocia a dos paleoALEs diferentes según la altura máxima promedio de cada grupo: paleoALE 1: **1515,9** m.s.n.m. y paleoALE 2: **1935** m.s.n.m. Los glaciares de escombros también fueron divididos en 2 grupos diferentes, donde las ALPM calculadas fueron: ALPM 1: **1705,0** m.s.n.m y ALPM 2: **1571,1** m.s.n.m.

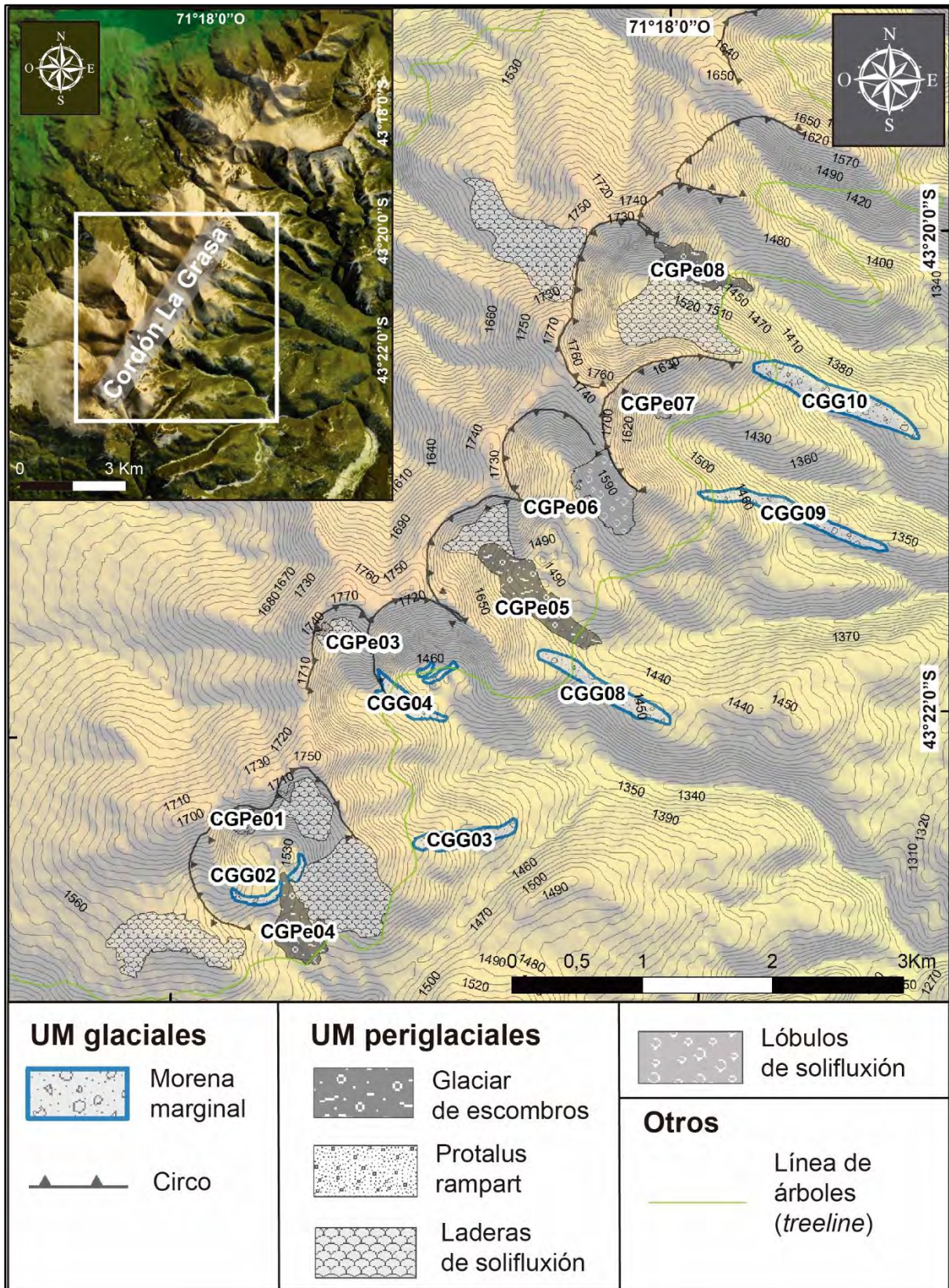


Fig. 2.8. Mapa geomorfológico del Cordón la Grasa.

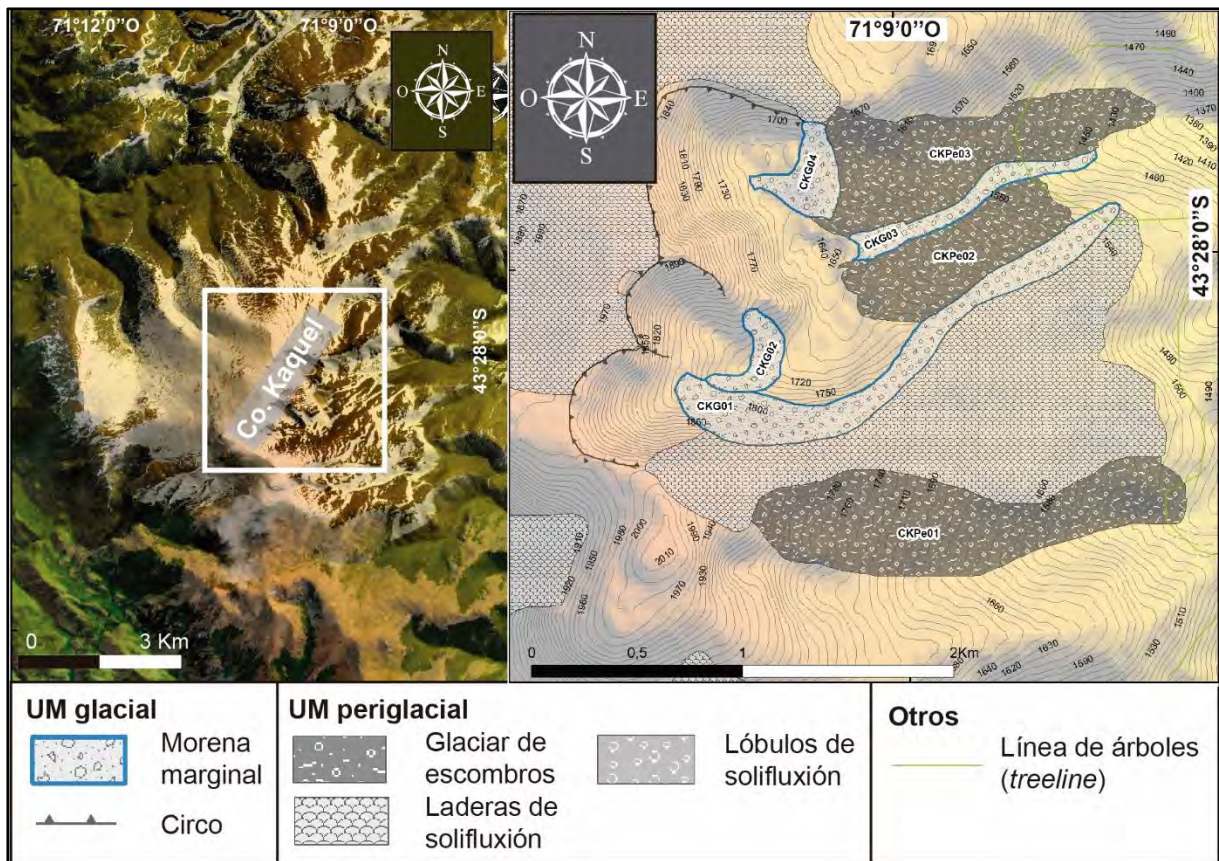


Fig. 2.9. Mapa geomorfológico de la zona más elevada (recuadro blanco en la imagen de la izquierda) del Co. Kaquel.

En la Sierra de Tecka se han reconocido tres UM correspondientes a lóbulos de soliflución. Uno de ellos podría haber correspondido a un glaciar de escombros fósil, por presentar un relieve algo más pronunciado. El resto de las UM identificadas en esta sierra, como en la sierra de Tepuel, corresponde a laderas de soliflución, que parecen estar activas en la actualidad. La mayoría se encuentra en las zonas más elevadas de estos cordones montañosos, entre los **1300,0** y **1400,0** m.s.n.m.

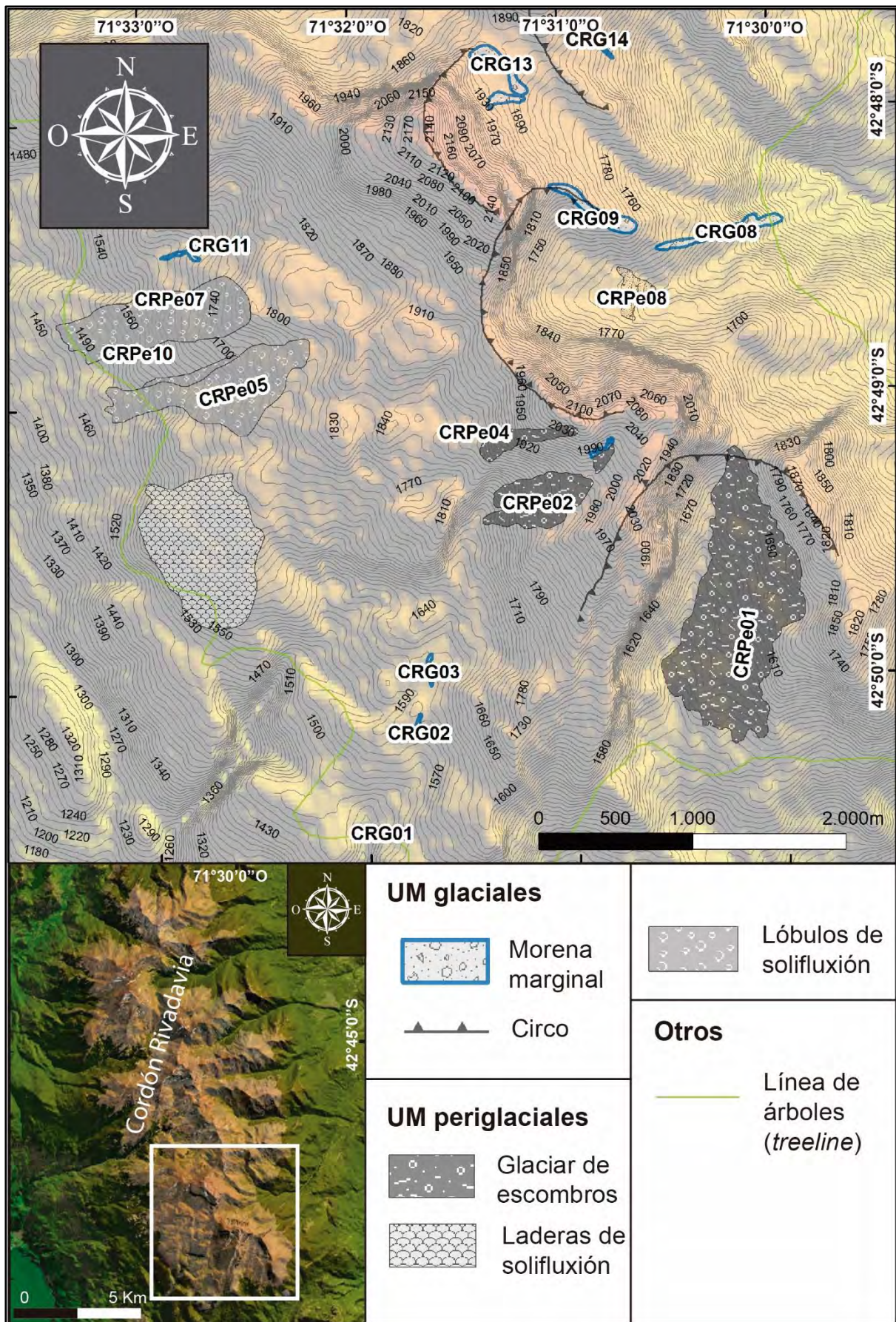


Fig. 2.10. Mapa geomorfológico regional del Cordón Rivadavia.

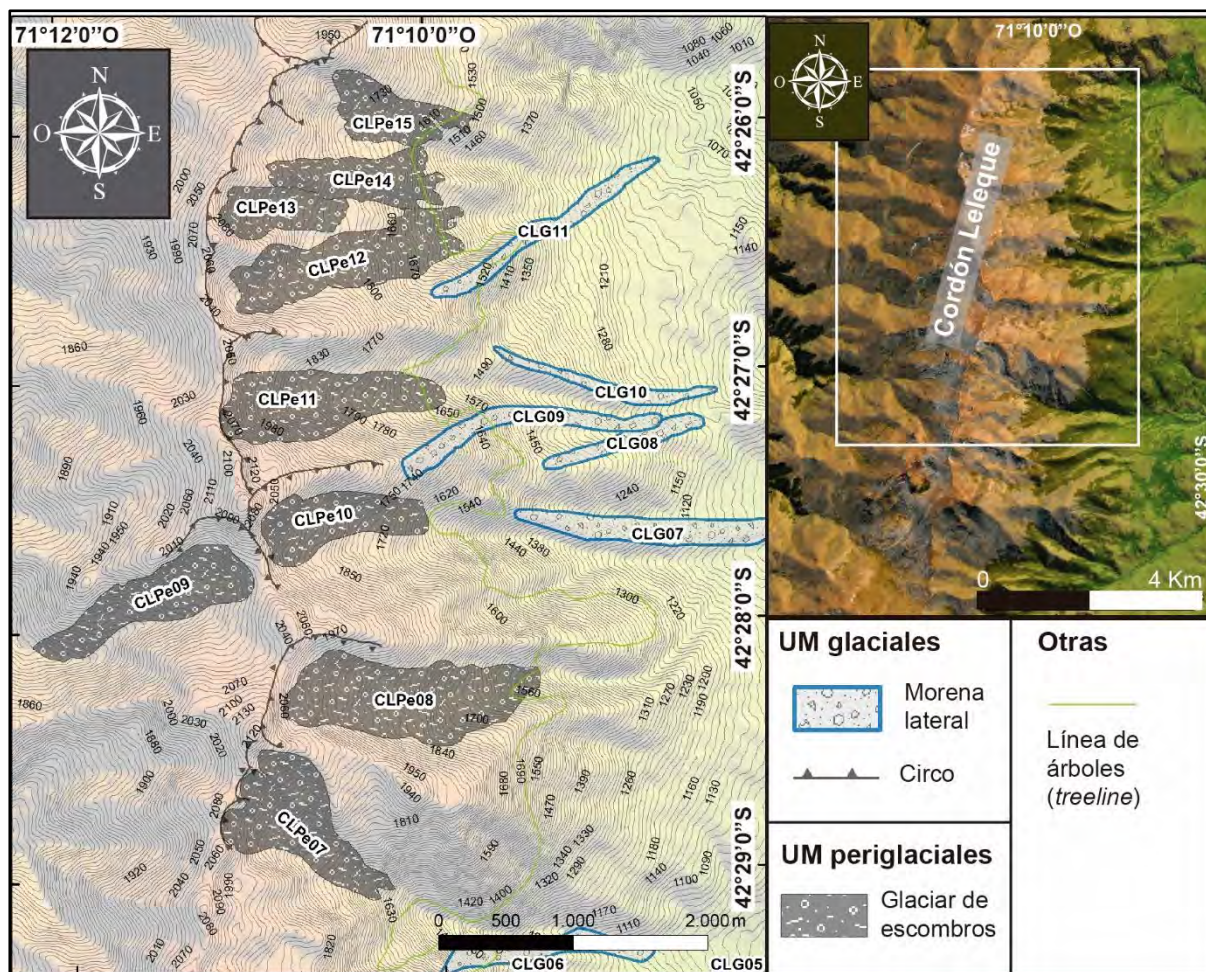


Fig. 2.11. Mapa geomorfológico regional del Cordón Leleque, zona norte.

La gran mayoría de las UM mapeadas y los circos glaciares reconocidos en las localidades mencionadas presentan una exposición sur a sureste. La altura promedio de la altura de los circos, a nivel regional, donde se promediaron las alturas de todos los circos identificados en Cordón Leleque, Cordón Esquel, Cordón Rivadavia, Cerro Nahuel Pan, Cordón La Grasa y Cordón Kaquel, se calculó en **1777,33** m.s.n.m. A su vez, el agrupamiento de las UM, donde se tuvieron en cuenta el tipo de geoforma, la génesis, el tamaño (longitud y superficie) y la relación morfoestratigráfica con todas las unidades reconocidas, permitió reconocer al menos 5 grandes eventos climáticos, identificados, de más antiguo a más moderno como A, B, C, D y E, siendo A el evento más antiguo registrado, correspondiente a las geoformas de origen glacial más externas, lo cual indica paleoALEs más deprimidas, mientras que el evento E corresponde a los eventos que se encuentran activos en la actualidad, correspondientes principalmente a las unidades de origen periglacial desarrolladas a mayor altura, como los protilus rampart, laderas de soliflucción, las cuales se movilizan debido a la acción del hielo y deshielo, y a los depósitos de origen paraglacial correspondientes a los depósitos de remoción en masa, como conos de

deyección (Fig. 2.13). Estas interpretaciones provienen del análisis integral entre el análisis regional acá explicado, y el trabajo de detalle, con control de campo, realizado en los cerros Nahuel Pan y La Hoya, explicados en el siguiente apartado.

El estudio de detalle de los cerros La Hoya y Nahuel Pan permitió cotejar alguna de las observaciones llevadas a cabo durante el análisis regional, y reinterpretar otras. El reconocimiento en el campo de las UM, las relaciones espaciotemporales, el análisis de la sedimentología, aspecto superficial, mediciones directas, la obtención de imágenes de alta resolución espacial y la medición de parámetros de actividad, como el movimiento de bloques o estacas, y el registro de la temperatura del suelo (estos últimos explicados en detalle en el apartado 2.3.3), permitió dilucidar con mayor fiabilidad, la historia geomorfológica de estos cerros. Muchos de los datos e interpretaciones obtenidas en este nivel de análisis fueron extrapolados a los demás cordones montañosos para la generación de esquemas morfoclimáticos de toda la zona estudiada (Fig. 2.13).

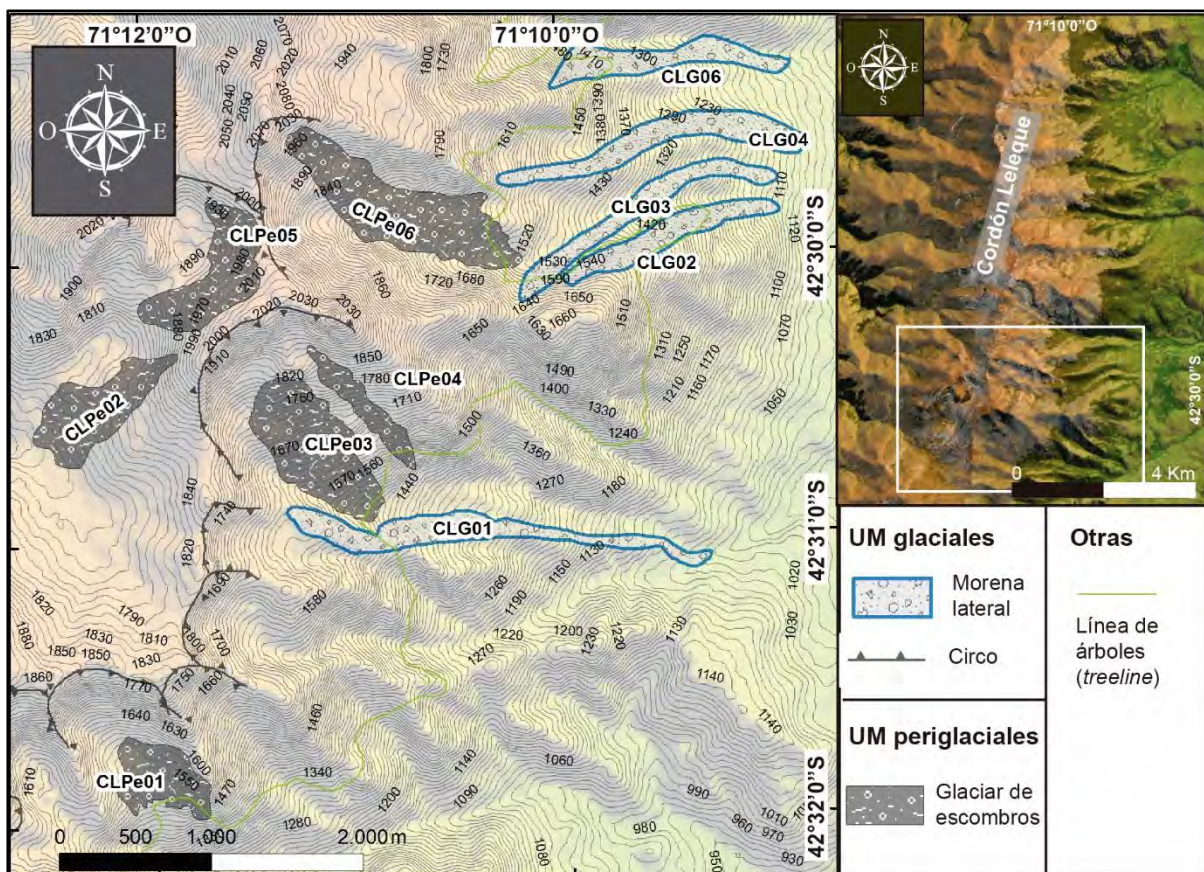


Fig. 2.12. Mapa geomorfológico regional del Cordón Leleque, zona sur.

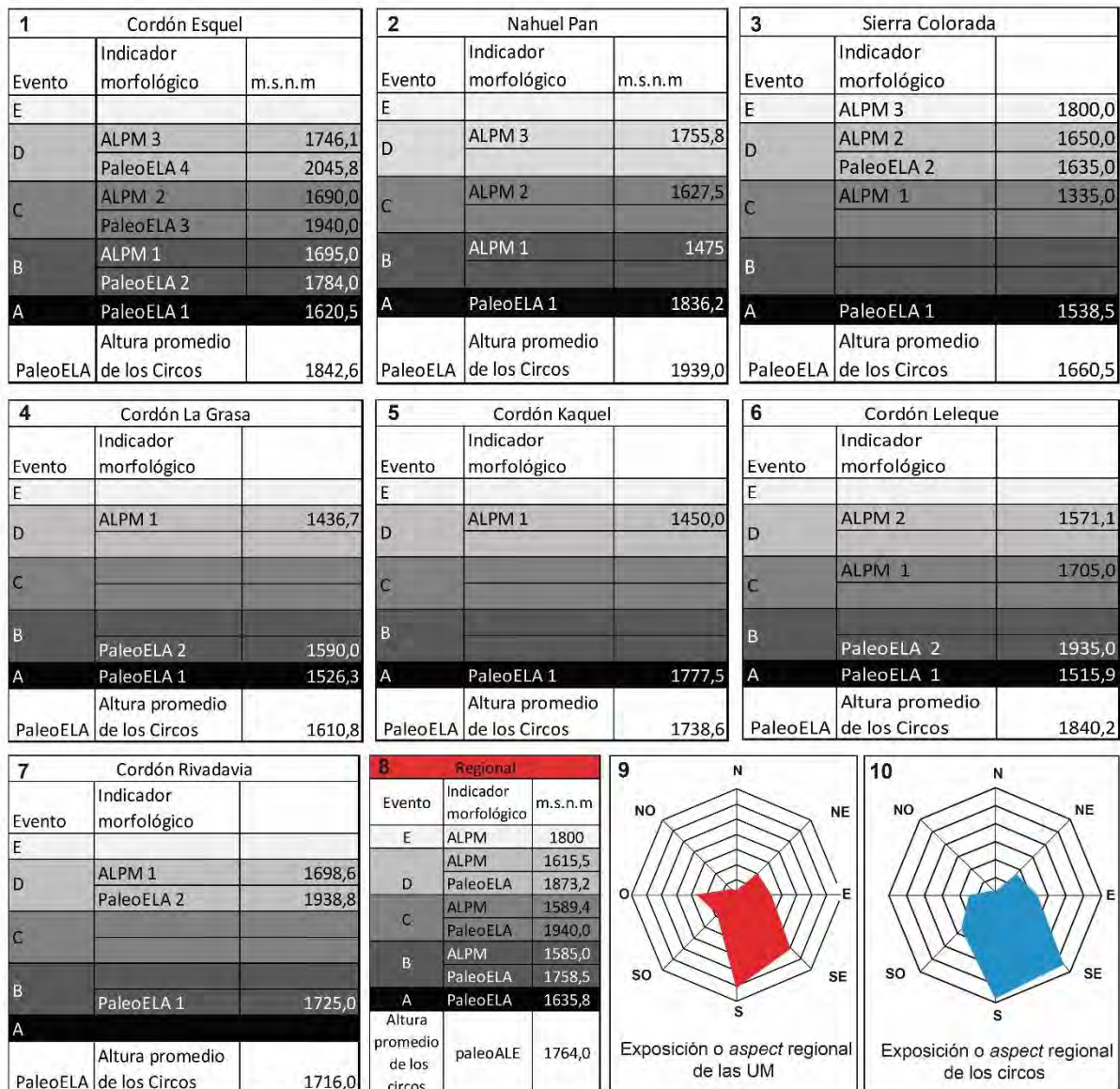


Fig. 2.13. Cuadros del 1 a 7: Correlación de indicadores climáticos de los cerros analizados (Cordón Esquel, Cerro Nahuel Pan, Sierra Colorada, Cordón La Grasa, Cordón Kaquel, Cordón Leleque y Cordón Rivadavia) con los eventos propuestos. 8. Promedio de las paleoALEs y ALPM promedio para cada evento propuesto. 9. Exposición promedio del total de las UM mapeadas. 10. Exposición promedio del total de los circos mapeados.

2.3.2 Geomorfología glacial y periglacial de detalle

Nahuel Pan. Valle Oriental Norte (VON):

Gran parte de las geoformas relevadas en el VON se han resumido en el trabajo realizado por [Reato et al. \(2017\)](#), donde se propone un esquema morfoestratigráfico preliminar, que ha sido mejorado en el presente capítulo. Este valle nace en la cima del Co. Nahuel Pan, a 2120 m.s.n.m, en un circo glacial, y se extiende aguas abajo unos 2,4 km con una pendiente promedio de 13°

hasta vincularse como valle colgante con el valle mayor del Arroyo Nahuel Pan, que corre en sentido meridional (Fig. 2.14). Una de las características morfológicas distintivas del VON, inclusive con relación a los valles aledaños (el VOC y el VOS), es que conserva su perfil transversal en forma de catenaria o “U”, similar a la de la mayoría de los valles cordilleranos englazados durante el Cuaternario en estas latitudes. Otro rasgo que confirma la influencia de la morfogénesis glacial en el sitio, es la presencia de morenas marginales, entre las que se destaca una morena lateral que limita el valle por el noreste (NPG01, Figs. 2.15, 2.16 y 2.17 A). Dicha cresta, que posee una morfología muy bien conservada, tiene más de 1 km de extensión (entre los 1880 y los 1640 m.s.n.m.), un ancho aproximado de 200 m y una altura promedio de 20 m, está compuesta de un till sin desarrollo de suelo, exhibiendo en superficie numerosos bloques de volcanitas de más de 1 m de diámetro, muy angulosos, escasamente enterrados (Fig. 2.17 A, B y C). El desarrollo de lobulaciones y escalonamientos en el extremo distal de esta morena (NPPe27, Fig. 2.15) indica la ocurrencia de procesos geocriogénicos postglaciales. Restos de dos morenas frontolaterales de menores dimensiones, y, posiblemente, una tercera pobremente conservada, aparecen en una posición más interna, hacia el centro del valle, a una altitud de 1760 m s.n.m. (NPG02A y NPG02B, NPG03 y NPG04, Fig. 2.15).

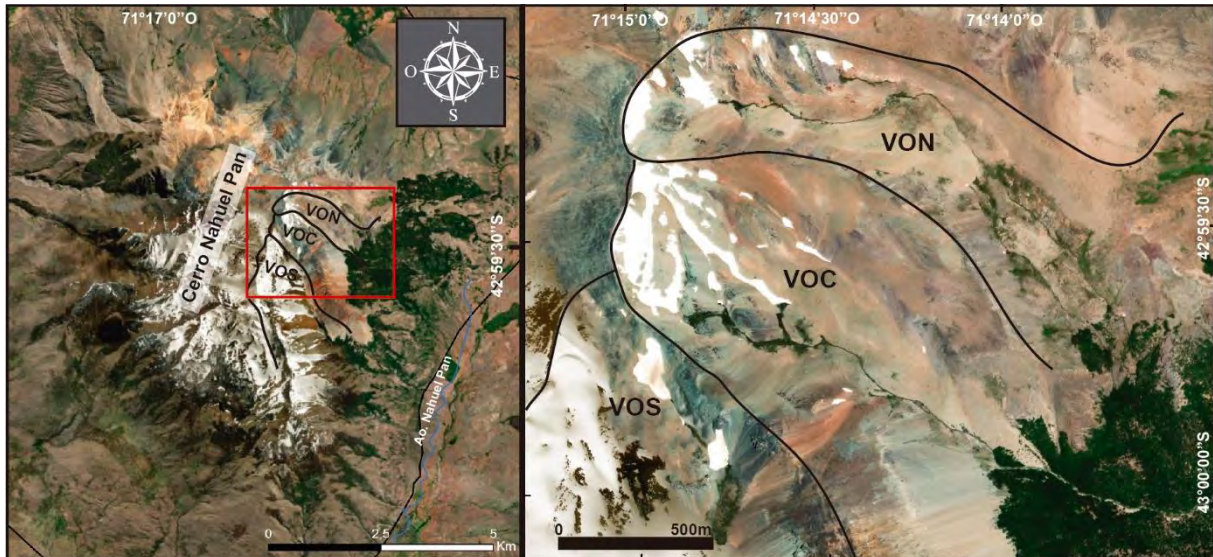


Fig. 2.14. Ubicación de los valles orientales del Co. Nahuel Pan.

Las formas periglaciales identificadas se corresponden con glaciares de escombros, lóbulos y terrazas de solifluxión y protalus rampart. Los primeros ocupan el centro del valle y presentan, en los sectores distales, límites escarpados y forma lobulada (Fig. 2.17 A y C). Tres de ellos culminan coincidentemente a los 1710 m s.n.m., y son referidos en la figura 2.15 como NPPe07, NPPe08A y NPPe08B. No se descarta, sin embargo, que NPPe08A y NPPe08B se correspondan

con desprendimientos de un mismo cuerpo sedimentario que nace en el umbral del circo, a los 1960 m s.n.m. La longitud máxima de estas unidades es de 900 m, tienen una pendiente que promedia los 13°, aunque el frente de estos glaciares ronda los 20° de pendiente (Fig. 2.16). Se presentan ensanchados en sus segmentos distales (entre 70 m y 100 m) lo que les confiere forma de espátula. La superficie de estas geoformas se caracteriza por la presencia de bloques angulosos cuyo diámetro no suele superar 1 m, distribuidos saltuariamente y parcialmente enterrados en una matriz de bloques con tamaños que varían entre 0,10 m y 0,40 m, en general muy lajosos. Otro rasgo superficial notable de estas formas son las lobulaciones (cordones y surcos) arqueadas en el sentido del movimiento de los materiales, aunque este rasgo suele estar enmascarado por los fenómenos de soliflucción más modernos. También suelen encontrarse evidencias de termokarst sobre la superficie de estas unidades. La vegetación es escasa y no se ha desarrollado un verdadero sistema de suelo-vegetación. Aguas abajo del límite inferior de estas tres unidades se destaca una morfología lobulada compleja que incluye las unidades NPPe05A, NPPe05B y NPPe06 en la figura 2.15. Se extienden entre los 1515 m s.n.m. y los 1710 m s.n.m., tienen una longitud cercana a los 700 m, un ancho que promedia los 150 m y una pendiente promedio de 14°. Presenta características similares a los glaciares de escombros ubicados más arriba, aunque su morfología y aspecto superficial aparecen notoriamente más alterados con abundante presencia de vegetación. Los lóbulos y terrazas de soliflucción son abundantes. Existen de diversos tamaños y todos presentan un diseño linguoide y cordones de deformación superficiales perpendiculares al movimiento. Su espesor es muy inferior al de los glaciares de escombros (no superan los 2 m) y se caracterizan por tener un frente marcadamente menos abrupto que éstos (Fig. 2.17B). Los materiales que componen estas formas, fragmentos de vulcanitas y piroclastitas, poseen una granulometría más fina que la de los componentes en los glaciares de escombros. Como ya se ha mencionado, se han desarrollado lóbulos y terrazas de soliflucción sobre la superficie de formas glaciales y periglaciales más antiguas, lo que enmascara y dificulta establecer el grado de actividad de estas últimas (NPPe05C y NPPe05D en la Fig. 2.16).

En la parte más alta del circo glacial, prácticamente en la cima de la serranía, ha evolucionado, en tiempos recientes, un nicho de nivación (NPPe12 en la Figs. 2.15 y 2.17 D) que suele conservar nieve hasta bien avanzado el verano, en cuyo límite inferior aparece una cresta de detritos muy angulosos y frescos (protalus rampart, NPPe11 en la Fig. 2.15 y Fig. 2.17 D). Los rasgos de erosión y procesos gravitacionales observados en esta unidad se conservan muy frescos, evidenciando la actividad reciente de los procesos de nivación. En los sectores más altos de la ladera norte del valle se han identificado otras unidades con evidencias de actividad

reciente como algunos flujos de detritos y pequeños conos de deyección. Estas formas gravitacionales de menores dimensiones, vinculadas a procesos de erosión fluvial y de remoción en masa, se atribuyen a ajustes morfodinámicos en tiempos postglaciales, producto del ajuste de las laderas que forman este tipo de valles (procesos paraglaciales en el sentido de Church y Ryder, 1972).

Independientemente del origen primario de la totalidad de las formas reconocidas dentro del VON, gran parte de la superficie de las mismas y especialmente la de los afloramientos del sustrato rocoso, muestran una cubierta de fragmentos de tamaños relativamente homogéneos, muy angulosos y frescos generados por crioclastismo reciente y actual. En estos sectores es frecuente encontrar suelos ordenados vinculados a otros fenómenos geocriogénicos.

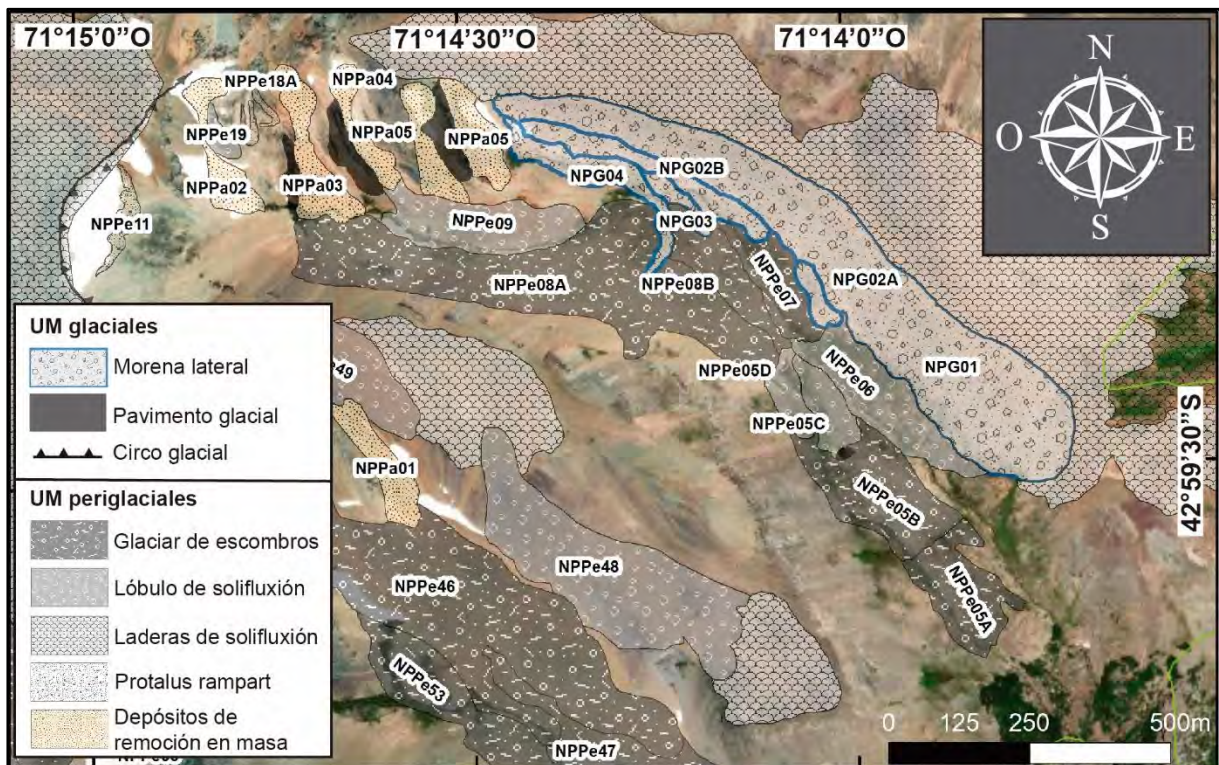


Fig. 2.15. Mapa geomorfológico del VON. (Ver tabla 1 para referencias), realizado sobre una imagen satelital Astrium (cortesía de Google Earth).

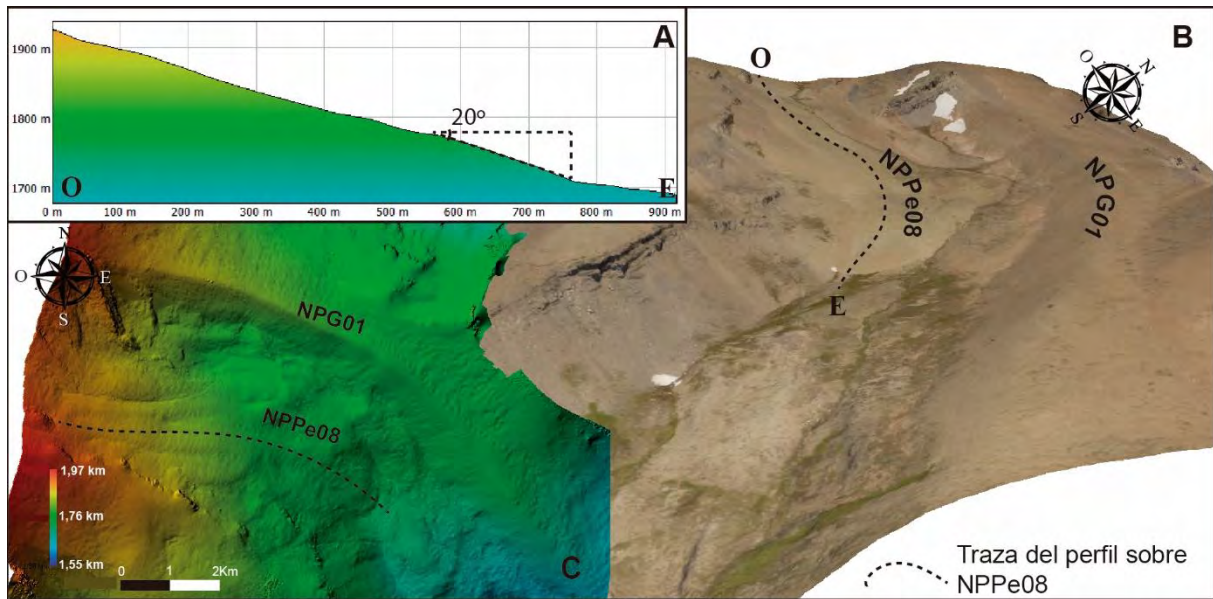


Fig. 2.16. A. Perfil longitudinal de los glaciares de escombros NPPe08, donde se detalla el ángulo del frente. B. Vista en 3D del VON, donde se detalla la traza del perfil. C. Vista en planta del MDE de detalle generado, donde se detalla la traza del perfil.

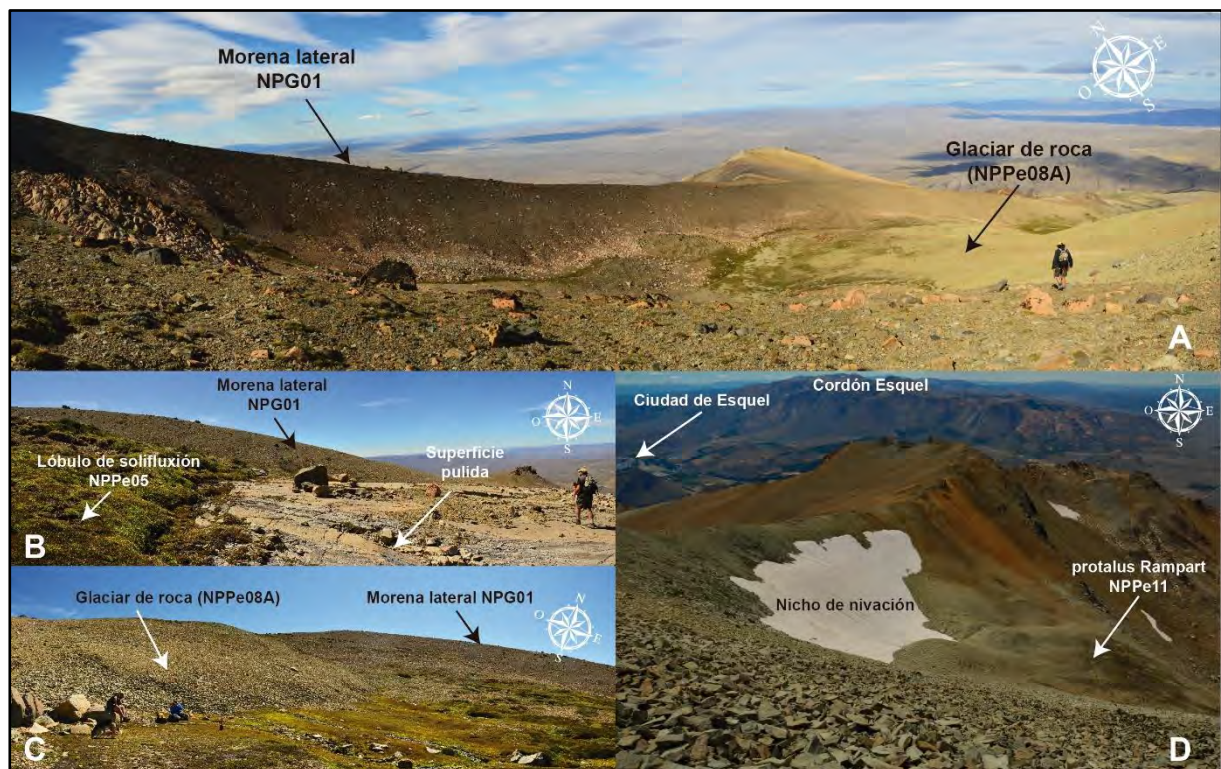


Fig. 2.17. A. Vista hacia el este desde unidad NPPe09. Al fondo el valle del Arroyo Nahuel Pan. B: En primer plano un pavimento glacial labrado por glaciares del Pleistoceno tardío, parcialmente cubierto por un lóbulo de soli-gelifluxión (Pe05C). C: Frente de glaciar de roca (NPPe08A) modificado superficialmente por gelifluxión más moderna. D: Cima del Cerro Nahuel Pan donde se aprecian las formas de nivación activas en el presente. Modificado de [Reato et al. \(2017\)](#).

Cordón Esquel. Cerro La Hoya:

La notable depresión de La Hoya, ubicada en los sectores más altos del Cordón Esquel (42°49' sur / 71°15' oeste), presenta forma de anfiteatro, abierto hacia el sur, tiene un diámetro promedio de 1,6 km, una profundidad de 385 m, y se encuentra a una altitud media de 1900 m s.n.m. El sustrato rocoso sobre el que ha sido labrada se corresponde, casi exclusivamente, con las volcanitas de la Fm. Ventana (Lizuaín y Viera 2010, ver Fig. 1.2). Dentro de sus límites se da una gran variedad y complejidad geomorfológica evidenciada por más de 35 formas erosivas y depositacionales, que se vinculan a procesos, sucedáneos o simultáneos, glaciales y periglaciales (Figs. 2.18, 2.19 y 2.20). Las principales geoformas reconocidas en La Hoya incluyen a) 5 a 6 circos glaciales de reducidas dimensiones, activos probablemente durante el Tardiglacial; b) restos de morenas marginales vinculables genéticamente con los circos mencionados, que representan 4 a 5 estabilizaciones glaciales; c) 3 glaciares de escombros aparentemente inactivos, uno de los cuales ha sido incluido en el Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA y CONICET, 2018); d) 18 a 20 lóbulos y terrazas de soliflucción fosilizados y activos y extensas superficies afectadas por procesos de soliflucción; e) más de 6 nichos de nivación activos, desarrollados en los circos glaciales, y sus correspondientes protalus Ramparts, que muchas veces modifican unidades identificadas como morenas frontales en las zonas más elevadas del cerro; f) conos de deyección y canchales de detritos de amplia distribución areal y g) afloramientos rocosos exharados, usualmente cubiertos de till. (Martínez *et al.* 2017).

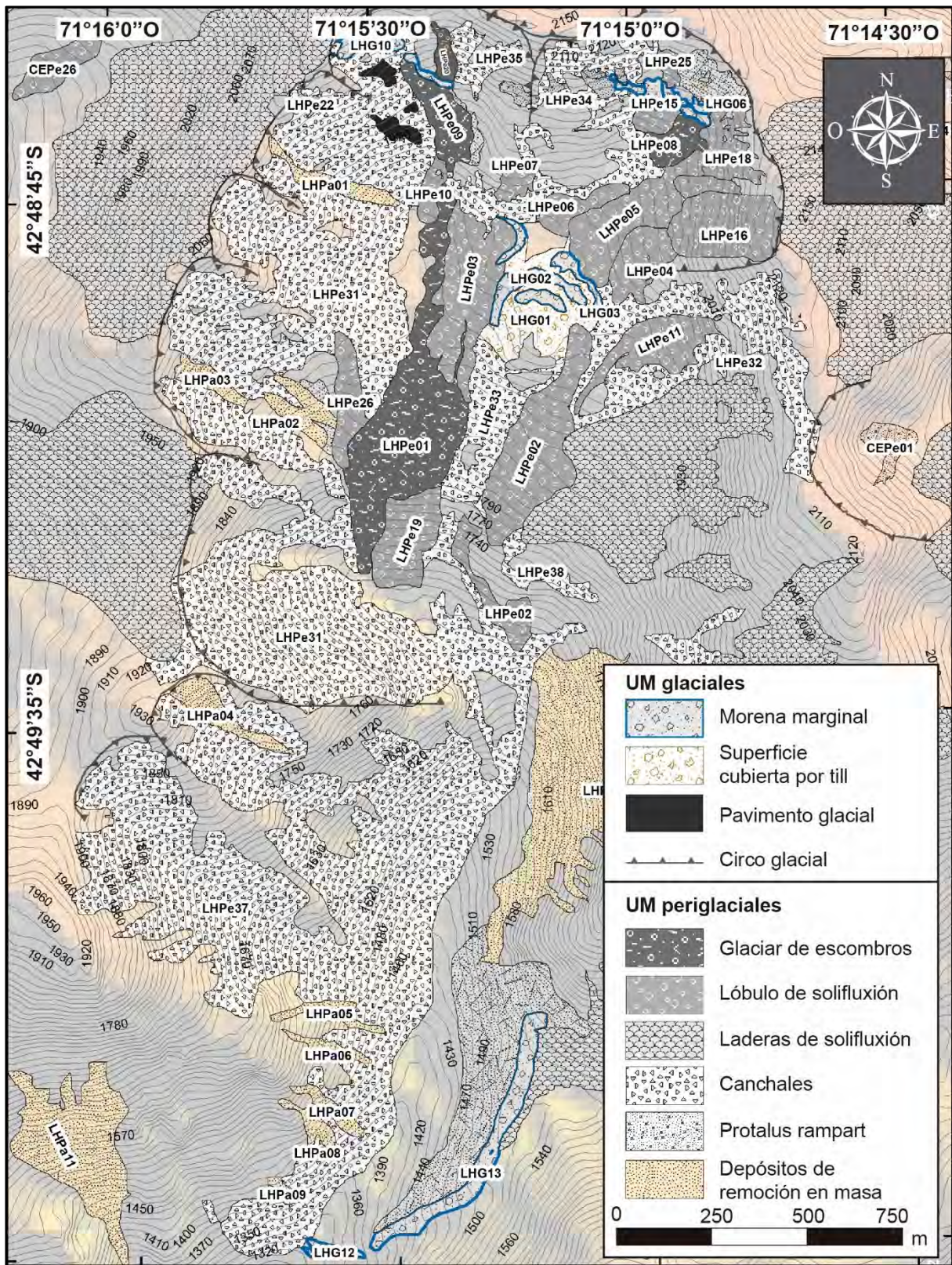


Fig. 2.18. Mapa geomorfológico del Co. La Hoya.

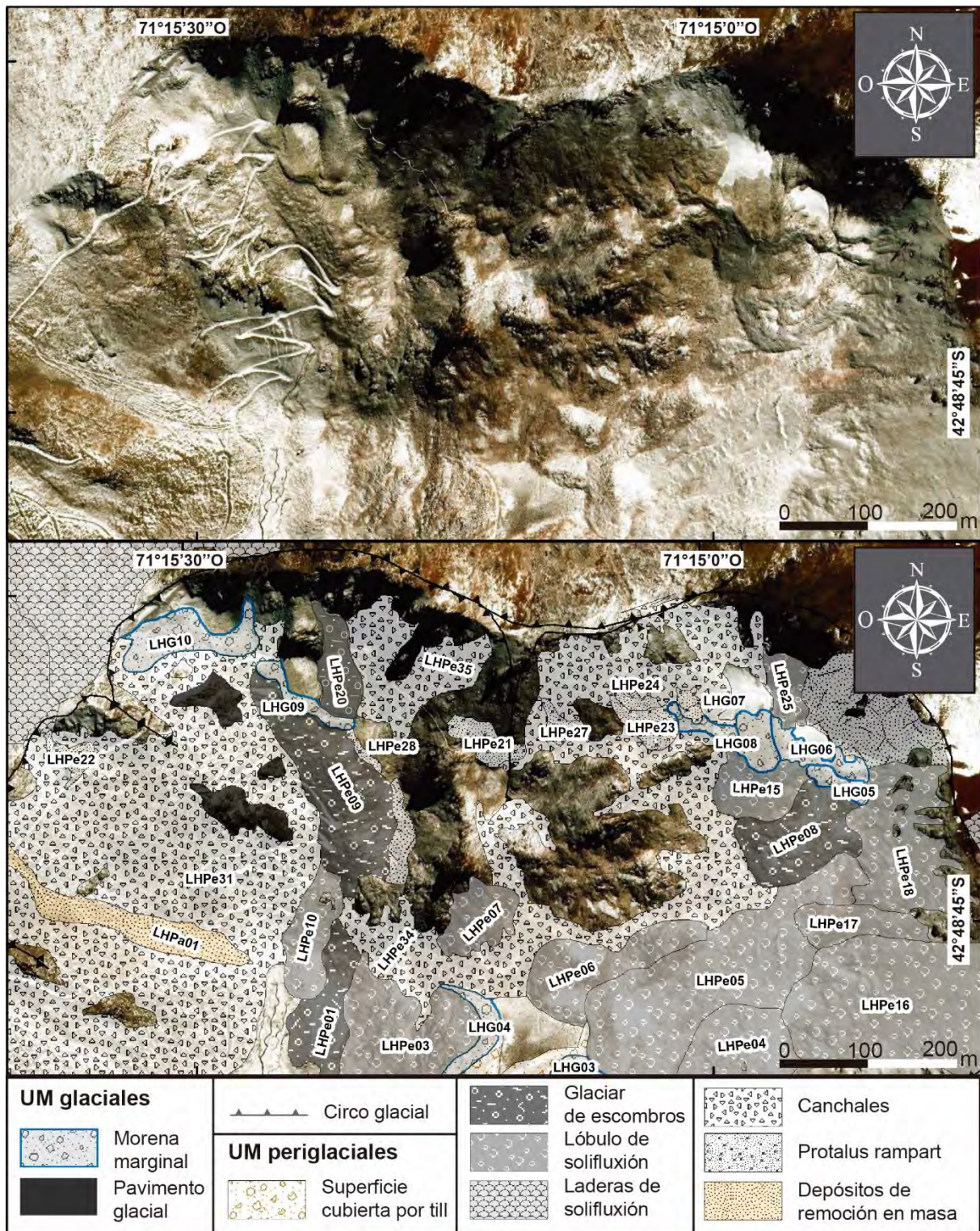


Fig. 2.19. Mapa geomorfológico del sector más elevado del Co. La Hoya, donde se ven con mayor detalle y la nomenclatura de algunas UM.

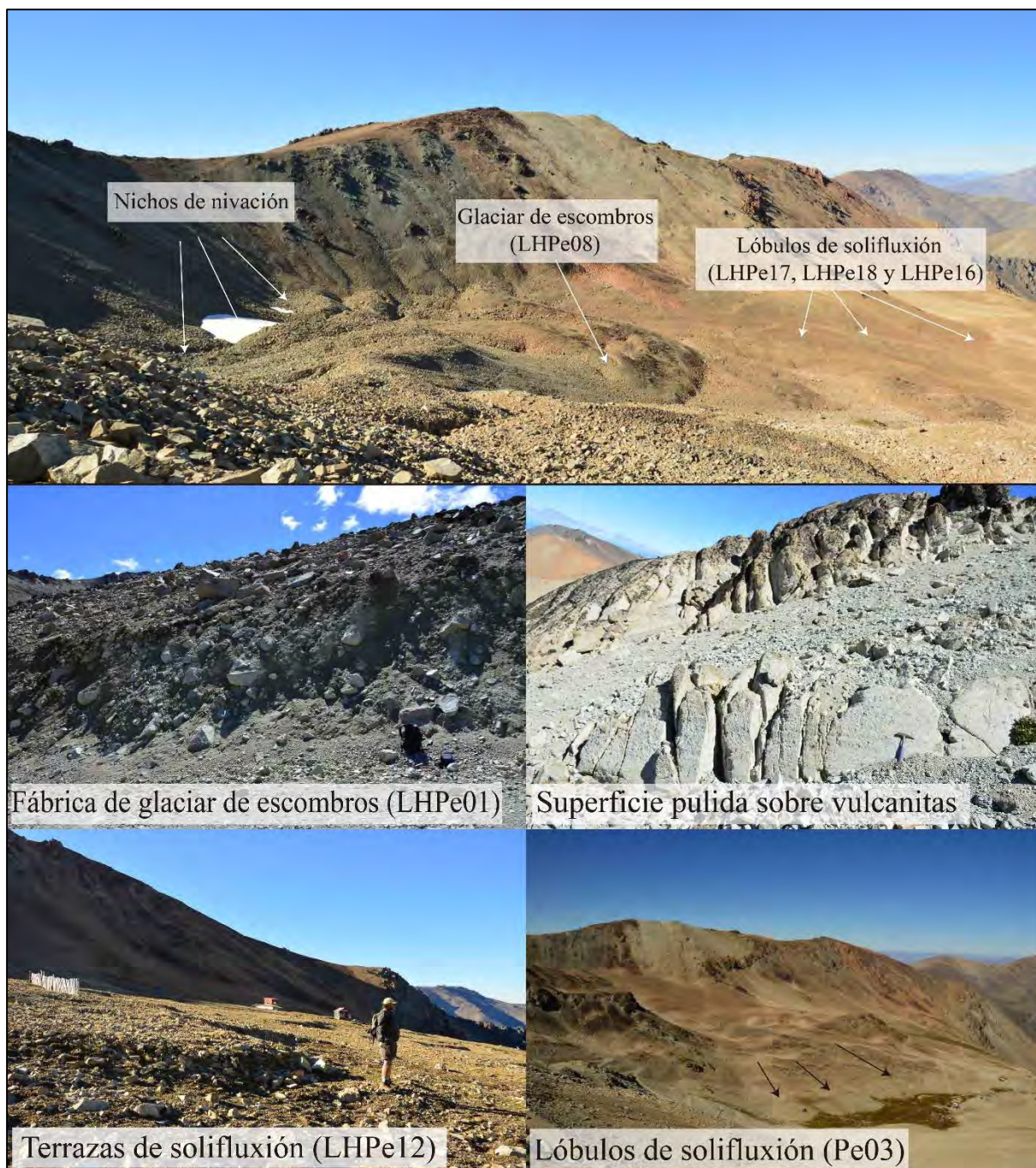


Fig. 2.20. Geoformas más destacadas desarrolladas en el Cerro La Hoya. Modificado de [Martínez et al. \(2017\)](#).

La Hoya no sólo se destaca por su superficie ($> 2,7 \text{ km}^2$), más de 3 veces superior al promedio de los circos englazados durante el Pleistoceno en la región ([Martínez, 2002](#); [Martínez et al., 2017](#)) sino por presentar, además, un perfil transversal asimétrico distintivo, con una ladera oriental (con exposición al oeste) marcadamente más inclinada ($\sim 55\%$) que la ladera occidental ($\sim 28\%$) (Fig. 2.21). Esta asimetría también se expresa en la distribución de las formas identificadas dado que los circos glaciales / nichos de nivación se concentran sobre la ladera occidental mientras que sobre la ladera oriental éstos están ausentes siendo los lóbulos y terrazas

de solifluxión los que dominan el paisaje en este sector. Se considera que este característico perfil transversal (este-oeste) de La Hoya es, en algún sentido, análogo al de los valles asimétricos (norte-sur) que otros autores vinculan a la influencia de los procesos periglaciales bajo distintas condiciones de insolación (Corte, 1997; French, 2007; Gutiérrez Elorza, 2008; Trombotto Liaudat, 2014). Aunque las causas de esta evolución diferencial de las pendientes en el área de estudio no pueden ser establecidas con certeza aún, no se descarta que las mismas se deban a que los procesos glaciales, dominantes en las superficies expuestas al este, constituyeron fenómenos erosivos más eficientes que sus coetáneos no-glaciales de la ladera opuesta. En el mismo sentido, las distintas litologías volcánicas presentes en la depresión pueden haber jugado un rol relevante influyendo en la velocidad de retroceso de las laderas.

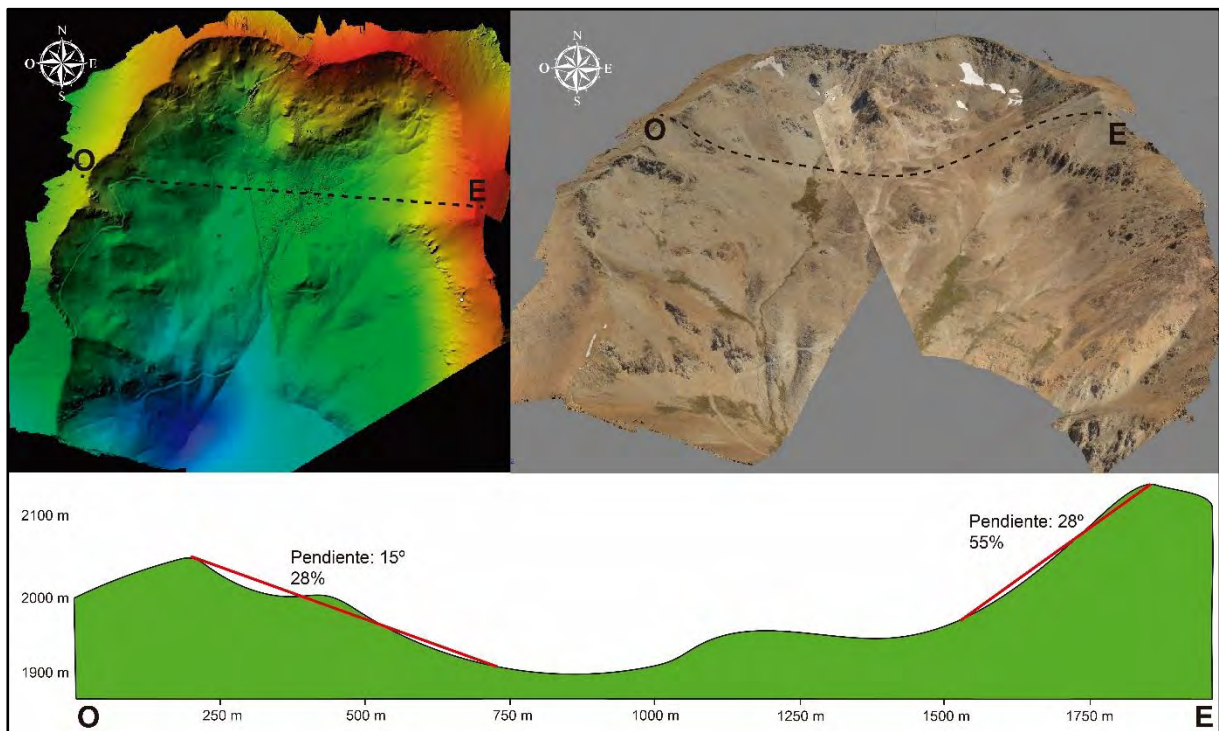


Fig. 2.21. Perfil transversal del circo del cerro La Hoya sobre MDE de detalle, donde se destaca la inclinación promedio del flanco oriental (55%) y occidental (28%), demostrando la asimetría en las laderas.

El análisis geomorfológico de detalle llevado a cabo en el VON y cerro La Hoya, permitió clasificar desde el punto de vista geomorfológico, los GE descriptos, reconociendo en estas localidades la existencia de GE inactivos y fósiles según la clasificación de Barsch y King (1975) (Tabla 2.2). Esta clasificación, junto con el orden morfoestratigráfico que presentan las UM glaciales y periglaciales en el campo es de gran utilidad en la reconstrucción paleoclimática de esta región de la cordillera nordpatagónica.

Cerro	Nomenclatura de GE	Pendiente del frente del GE	Aspecto de la superficie	Vegetación superficial	Altura mínima (m.s.n.m.)	Clasificación geomorfológica
VON (Nahuel Pan)	NPPe07	~15°	Termokarst, crestas, arcos y surcos	escasa	1710	Fósil
	NPPe08A	~20°	termokarst crestas y surcos	escasa	1710	Inactivo? Fósil
	NPPe08B	~20°	termokarst crestas y surcos	escasa	1710	Inactivo? Fósil
	NPPe05A	~14	arcos y crestas suavizados	abundante	1515	Fósil
	NPPe05B	~14	arcos y crestas suavizados	abundante	1515	Fósil
La Hoya (Cordón Esquel)	LHPe20	~26°	crestas, arcos y surcos	muy escasa	2025	Inactivo? Fósil
	LHPe08	~20°	termokarst abundante, crestas y surcos	escasa	1995	Inactivo? Fósil
	LHPe09	~16°	termokarst crestas y surcos	escasa	1935	Fósil
	LHPe01	~12	arcos y crestas suavizados	abundante	1695	Fósil

Tabla 2.2. Clasificación genética de los GE identificados en el VON y cerro La Hoya, según Barsch y King (1975), en base a las características geomorfológicas de los mismos (Haerberli, 1985; Trombotto, 1991; Barsch, 1996; Ikeda y Matsuoka, 2002).

2.3.3 Geoformas de altura que responden a condiciones climáticas actuales en los cerros Nahuel Pan y La Hoya

Para poder determinar la existencia o no de movimiento superficial, de algunas geoformas de altura, vinculado a procesos periglaciales actuales (crioclastismo, levantamiento por helada, solifluxión, etc), en los cerros Nahuel Pan y La Hoya, se realizaron mediciones de la distancia entre bloques en el VON del cerro Nahuel Pan y medición de distancia horizontal, superficie expuesta desde el suelo y ángulo de reposo de estacas en el Cerro La Hoya. Por otro lado, se registraron las temperaturas del suelo en ambos cerros, a dos alturas diferentes (Ver apartado

2.2), con el fin de conocer la relación de los cambios de esta variable en el desarrollo del paisaje periglacial actual. A continuación, se detallan los principales resultados.

Movimiento de bloques (Medición directa):

En el cerro Nahuel Pan se seleccionaron tres UM diferentes, para cuantificar la existencia de movimiento relativo entre grupos de bloques (Fig. 2.22). Se eligieron 5 grupos de bloques de 3 bloques, y 3 grupos de 2 bloques en el glaciar de escombros denominado NPPe08, 2 grupos de 2 bloques en el lóbulo de solifluxión denominado NPPe09 y 1 grupo de 1 bloques en el cono de deyección NPPa05 (Fig. 2.23).



Fig. 2.22. Diferentes visuales de la medición de distancia entre grupos de bloques en el VON.

La cinta métrica utilizada tiene una exactitud de 1 mm, sin embargo, se tuvieron en cuenta posibles errores en la medición, debido a irregularidad del terreno o a condiciones climáticas adversas, como fuertes ráfagas de viento que modifiquen la distancia de la cinta, aunque se consideró que el error no podía superar en ningún caso la decena de centímetros. Aún considerando los posibles errores en la medición, se registraron cambios mayores a los 20 cm en algunos casos (Tablas de la Fig. 2.24), siendo el cambio relativo de mayor magnitud registrado, el correspondiente al grupo NPPe09 8 (Fig. 2.23), donde la diferencia entre los dos bloques medidos fue de 1,485 m, desde 2017 a 2018. Debido a lo expeditivo del método, no

fue posible registrar el movimiento neto de los bloques, respecto a algún punto fijo externo a las unidades analizadas, por lo que todas las variaciones en la distancia medidas entre los bloques se consideran variaciones relativas. Es posible pensar que el conjunto de bloques se pueda estar movilizandoladera abajo, sin que varíe significativamente la distancia entre ellos, por lo que el movimiento de las geoformas puede ser mucho mayor. Este método solo reconoce la actividad superficial de las geoformas, donde se reconocen variaciones de decenas de centímetros, hasta el metro, entre los bloques medidos.

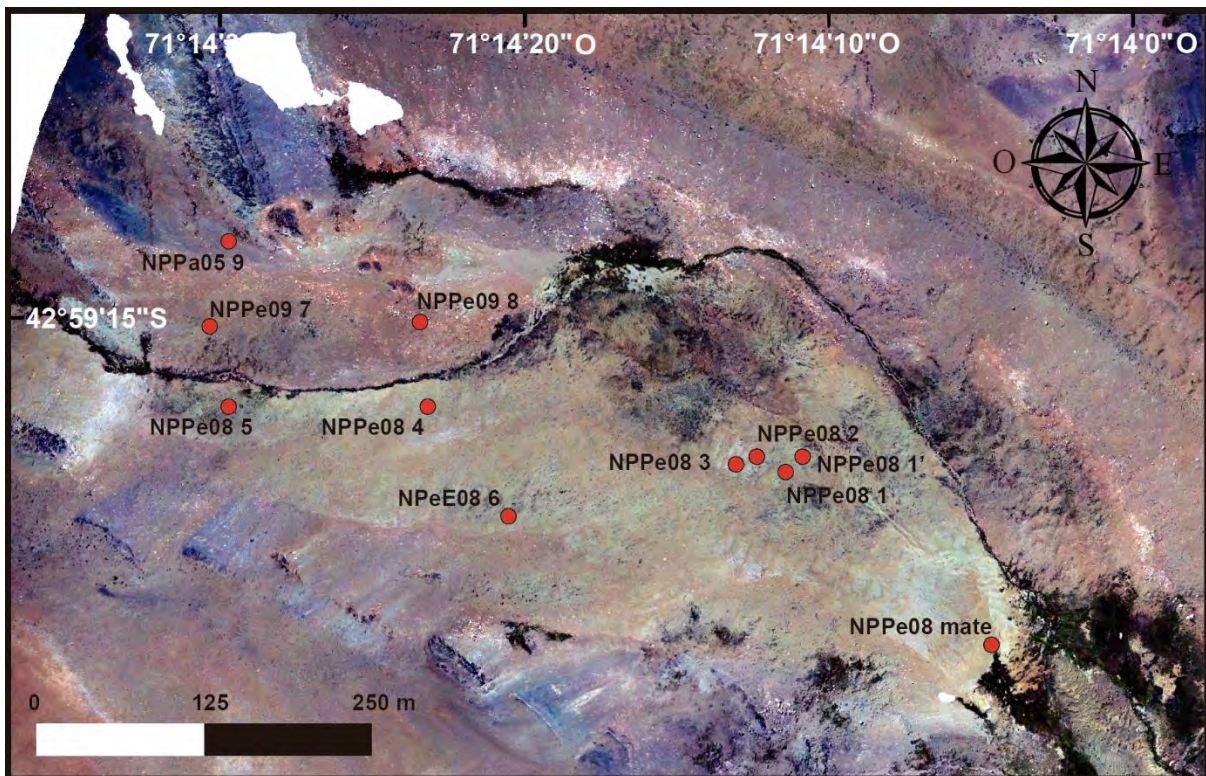


Fig. 2.23. Ubicación de los grupos de bloques seleccionados en el Cerro Nahuel Pan, en el glaciar de roca NPPe08, el lóbulo de solifluxión NPPe09 y el cono de deyección NPPa05.

NPPe08 Mate				NPPe08 1				NPPe08 1`			
Unidad	Bloques Superior-Inferior	Bloques Superior-Medio	Bloques Medio-Inferior	Unidad	Bloques Superior-Inferior	Bloques Superior-Medio	Bloques Medio-Inferior	Unidad	Bloques Superior-Inferior	Bloques Superior-Medio	Bloques Medio-Inferior
Fecha				Fecha				Fecha			
4/3/2016	11,700	6,340	6,500	4/3/2016	16,280	16,370	7,910	4/3/2016	22,110	20,360	26,800
20/4/2018	11,700	6,260	6,490	21/3/2017	16,900	16,190	7,720	21/3/2017	21,970	20,170	26,670
3/1/2019	11,685	6,230	6,550	20/4/2018	16,180	16,110	7,710	20/4/2018	21,945	20,195	26,650
Diferencia 2016-2018	0,000	0,080	0,010	3/1/2019	16,175	16,090	7,715	3/1/2019	21,985	20,190	26,660
Diferencia 2016-2019	0,015	0,110	-0,050	Diferencia 2016-2017	-0,620	0,180	0,190	Diferencia 2016-2017	0,140	0,190	0,130
				Diferencia 2017-2018	0,720	0,080	0,010	Diferencia 2017-2018	0,025	-0,025	0,020
				Diferencia 2016-2018	0,100	0,260	0,200	Diferencia 2016-2018	0,165	0,165	0,150
				Diferencia 2016-2019	0,105	0,280	0,195	Diferencia 2016-2019	0,125	0,170	0,140

NPPe08 2	
Unidad	Bloques superior-Inferior
Fecha	
4/3/2016	22,540
21/3/2017	22,390
20/4/2018	22,410
Diferencia 2016-2017	0,150
Diferencia 2017-2018	-0,020
Diferencia 2016-2018	0,130

NPPe08 3	
Unidad	Bloques superior-Inferior
Fecha	
4/3/2016	29,580
20/4/2018	29,450
Diferencia 2016-2018	0,130

NPPe08 4			
Unidad	Bloques Superior sur-Inferior	Bloques superior norte-Inferior	Bloques Medio-Inferior
Fecha			
4/3/2016	18,380	19,900	8,610
20/4/2018	18,215	19,725	8,445
Diferencia 2016-2018	0,165	0,175	0,165

NPPe08 5	
Unidad	Bloques superior-Inferior
Fecha	
4/3/2016	21,730
20/4/2018	21,580
Diferencia 2016-2018	0,150

NPPe08 6			
Unidad	Bloques superior-Inferior	Bloques Superior-Medio	Bloques Medio-Inferior
Fecha			
4/3/2016	13,560	15,630	8,450
20/4/2018	13,365	15,480	8,260
Diferencia 2016-2018	0,195	0,150	0,190

NPPe09 7		
Unidad	Bloques superior-Inferior	Bloques superior-medio
Fecha		
4/3/2016	17,970	15,220
20/4/2018	17,780	15,200
Diferencia 2016-2018	0,190	0,020

NPPe09 8	
Unidad	Bloques superior-Inferior
Fecha	
21/3/2017	11,885
20/4/2018	10,400
Diferencia 2017-2018	1,485

NPPa05 9	
Unidad	Bloques superior-Inferior
Fecha	
4/3/2016	11,090
20/4/2018	10,900
Diferencia 2016-2018	0,190

Fig. 2.24. Tablas donde se muestran las mediciones anuales entre cada grupo de bloques. Aquellos resultados donde los bloques se separan entre sí están representados en color verde, mientras que los resultados que muestran acercamiento entre bloques están resaltados en rojo.

Movimiento de estacas:

En el Cerro La Hoya se colocaron 3 estacas perfectamente alineadas, a 2038 m.s.n.m de altura, en la morena denominada LHG08 (Figs. 2.25 y 2.26), y 3 estacas perfectamente alineadas en las laderas de soliflucción, ubicadas en el faldeo oriental del mismo cerro. En ambos sitios se registraron cambios en menos de dos años de diferencia en las mediciones realizadas. Las estacas ubicadas en LHG08 mostraron variaciones en la vertical, donde las estacas se levantaron alrededor de 10 cm respecto de la superficie del suelo producto de la expansión del terreno por congelamiento, desde la medición original, a la medición realizada casi dos años después (Fig. 2.25). Estas estacas no mostraron variaciones en la inclinación de las mismas o en la distancia horizontal entre ellas. En las dos mediciones realizadas no se registraron cambios en la alineación entre estacas. En el año 2018, durante el mes de agosto, se registró un depósito reciente, correspondiente a un flujo de detritos, prueba de la actividad actual en ese sector (Fig.

2.27). Este evento forma parte de los procesos de nivación que actúan en este tipo de ambientes, y colaboran en la construcción de las crestas de nivación.

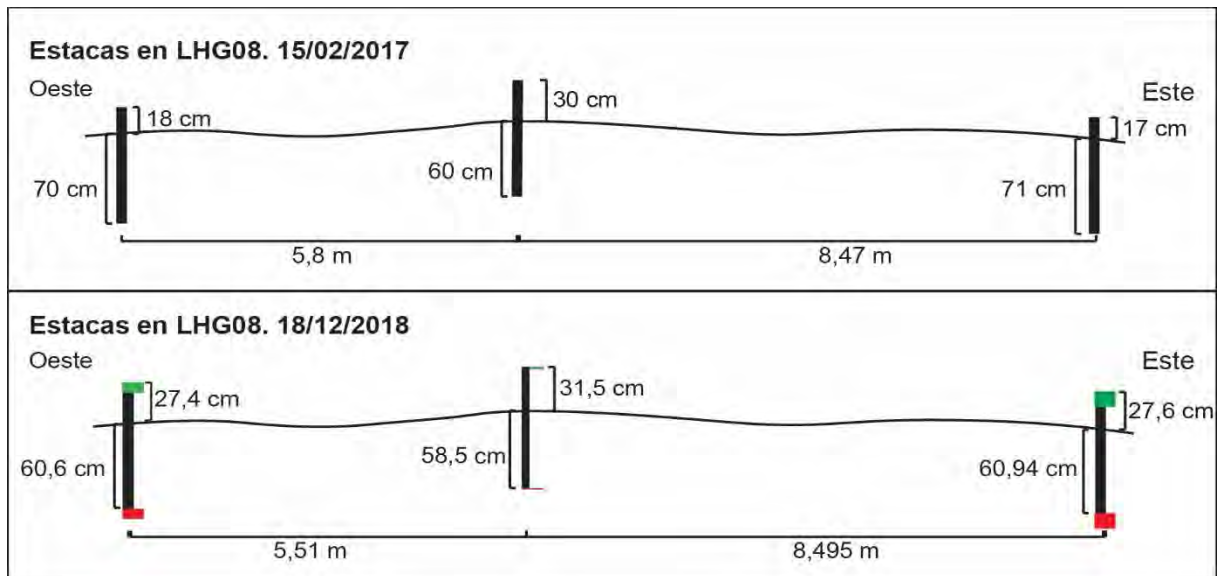


Fig. 2.25. Distancia entre estacas y exposición vertical, en la posición inicial y en la última medición registrada. En verde se muestra a escala el segmento que se expuso en la vertical.



Fig. 2.26. Diferentes visuales de los dos grupos de estacas ubicados en el Cerro La Hoya. El primer grupo (fotografías superiores), se encuentra a una altura de 2000 m.s.n.m, mientras que el segundo grupo (fotografías inferiores) se halla a 1870 m.s.n.m.

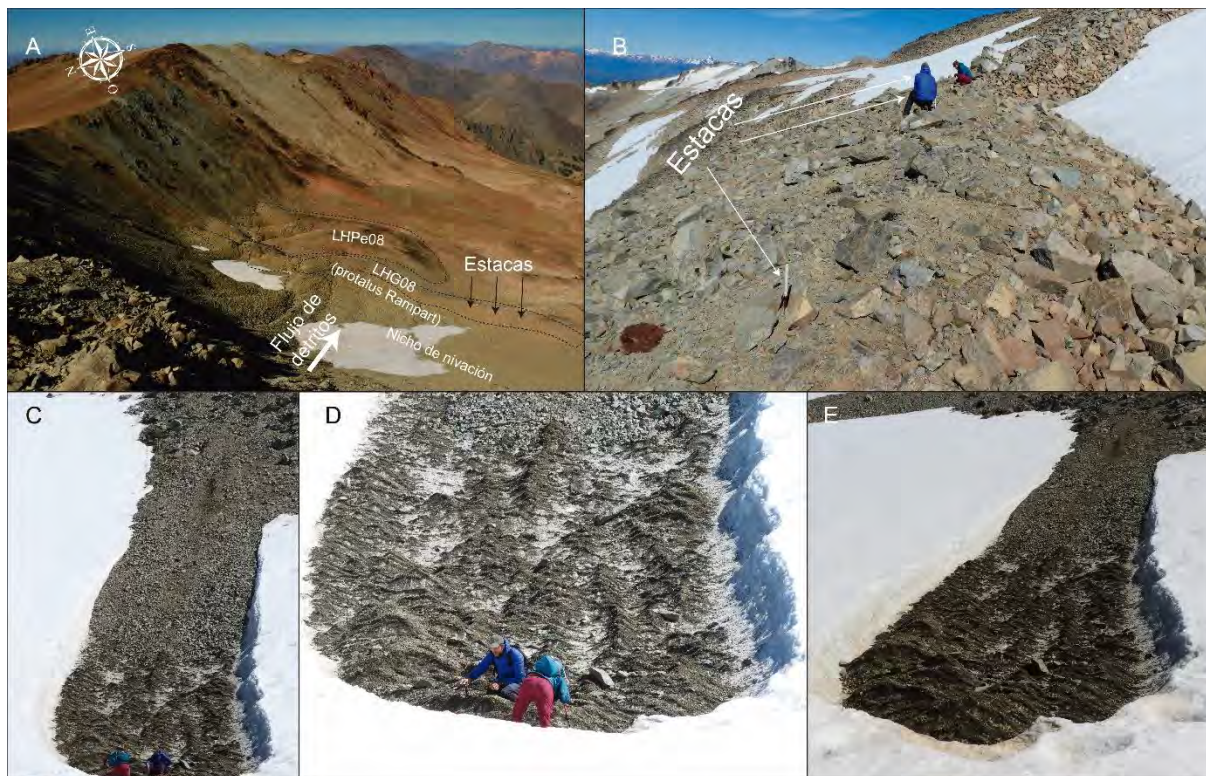


Fig. 2.27. A y B. Ubicación de estacas sobre la UM LHG08. C, D y E. Aspecto del flujo de detritos registrado en la ladera del nicho de nivación que alimenta al protalus Rampart.

Las estacas colocadas en las laderas de solifluxión (LHPe32), a 1874 m.s.n.m de altura, perfectamente alineadas durante su colocación, no mostraron variaciones sustanciales en la distancia vertical expuesta desde el suelo, o en la distancia horizontal entre ellas, ni modificaciones en la inclinación, sin embargo, la estaca central parece haberse desplazado en dirección de la pendiente algunos pocos centímetros respecto de las otras dos.

Temperatura del suelo:

Las temperaturas del suelo obtenidas, se encuentran por encima de cero grados durante buena parte del año, sin embargo, temperaturas por debajo de cero fueron reconocidas en tres de los cuatro sensores instalados (NP01, NP02 y LH01 en la Fig. 2.28) durante los meses más fríos, mientras que el sensor ubicado en la cota más baja del Cerro La Hoya alcanzó una temperatura de 0° que se mantuvo, dentro de ciertas variaciones, desde junio hasta octubre (LH02 en la Fig. 2.28). Los cuatro sensores mostraron un patrón similar en la variación de la temperatura media, máxima y mínima diaria, como en la amplitud térmica diaria, a diferentes altitudes (Figs. 2.29 y 2.30). Los sensores LH01 y NP02, ambos ubicados en glaciares de escombros, registraron las mayores amplitudes térmicas y las temperaturas más bajas (Fig. 2.30 A y B). Sin embargo, las

temperaturas más altas son las correspondientes al Cerro Nahuel Pan, durante los meses más cálidos.

Al analizar cada sensor mensualmente se pudo encontrar otras particularidades. En la cota inferior del Cerro Nahuel Pan, se registraron temperaturas por debajo de cero en los meses de agosto y septiembre, con temperaturas mínimas de $-0,437^{\circ}\text{C}$ y $-0,549^{\circ}\text{C}$, respectivamente, mientras que, en la cota alta, el suelo mostró temperaturas por debajo de cero durante julio, agosto, septiembre y octubre, con temperaturas mínimas de $-1,114^{\circ}\text{C}$, $-2,145^{\circ}\text{C}$, $-2,727^{\circ}\text{C}$ y $-0,102^{\circ}\text{C}$ respectivamente (Tabla 2.3). La temperatura máxima para ambos sensores ocurrió durante el mes de febrero, siendo del orden de $14,8^{\circ}\text{C}$ en la cota más alta y $12,98^{\circ}\text{C}$ en la cota más baja (Tabla 2.3).

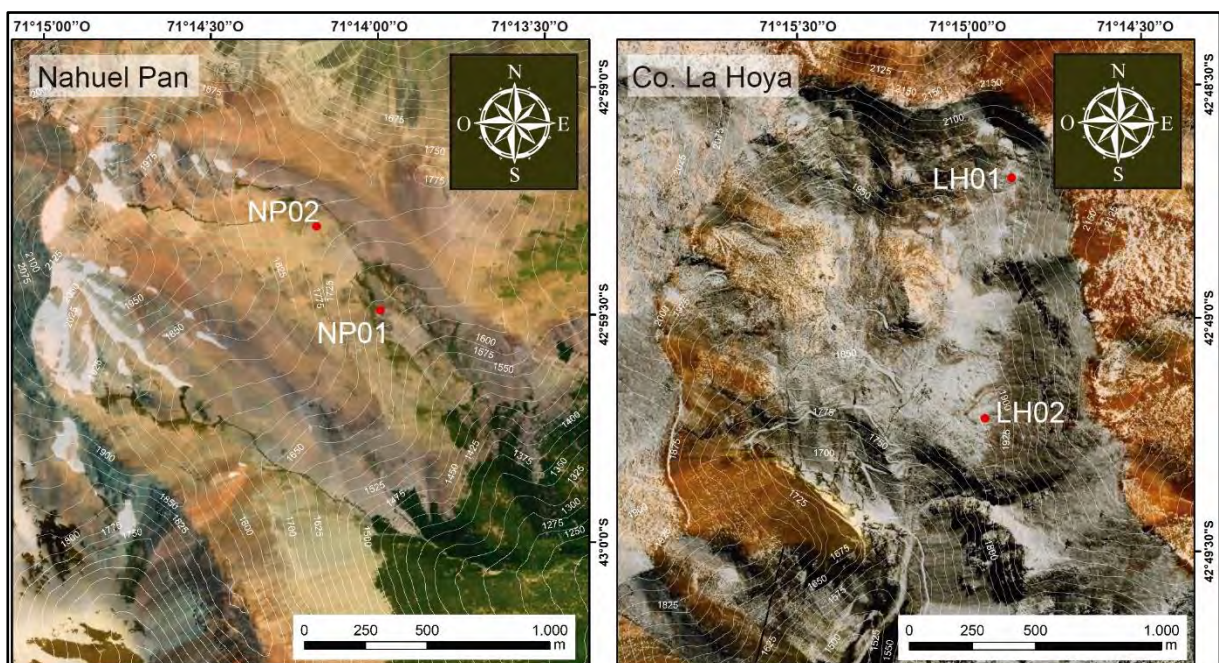


Fig. 2.28. Ubicación de los sensores de temperatura. Imagen de la izquierda: sensores sobre el VON a 1680 m.s.n.m (NP01) y 1760 m.s.n.m. (NP02). Imagen de la derecha: sobre La Hoya, a 1873 m.s.n.m. (LH02) y 2040 m.s.n.m. (LH01).

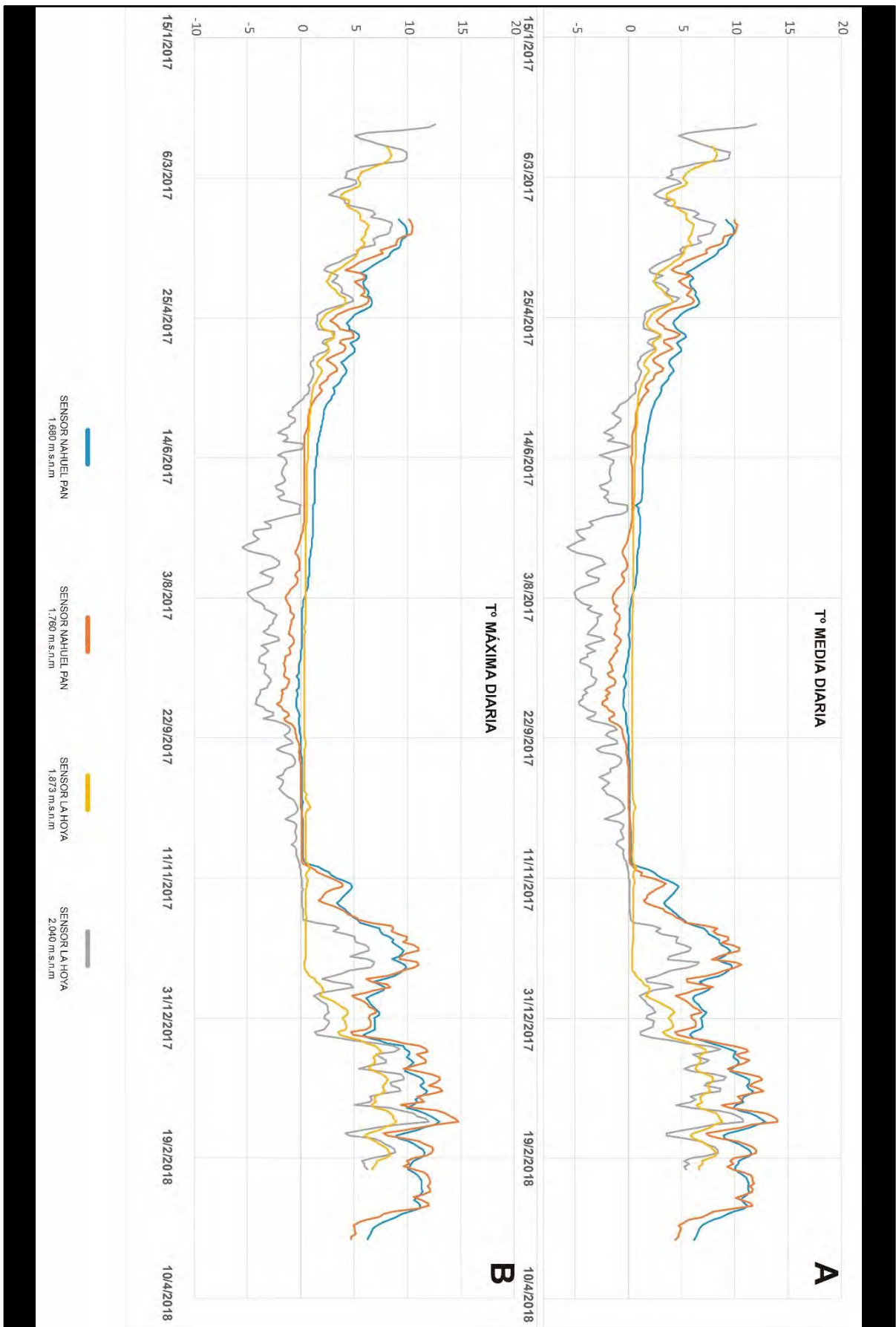


Fig. 2.29. Curvas que reflejan el comportamiento de las temperaturas medias y máximas registradas en los sensores de Nahuel Pan y La Hoya en el lapso comprendido entre enero/febrero de 2017 y enero/febrero de 2018.

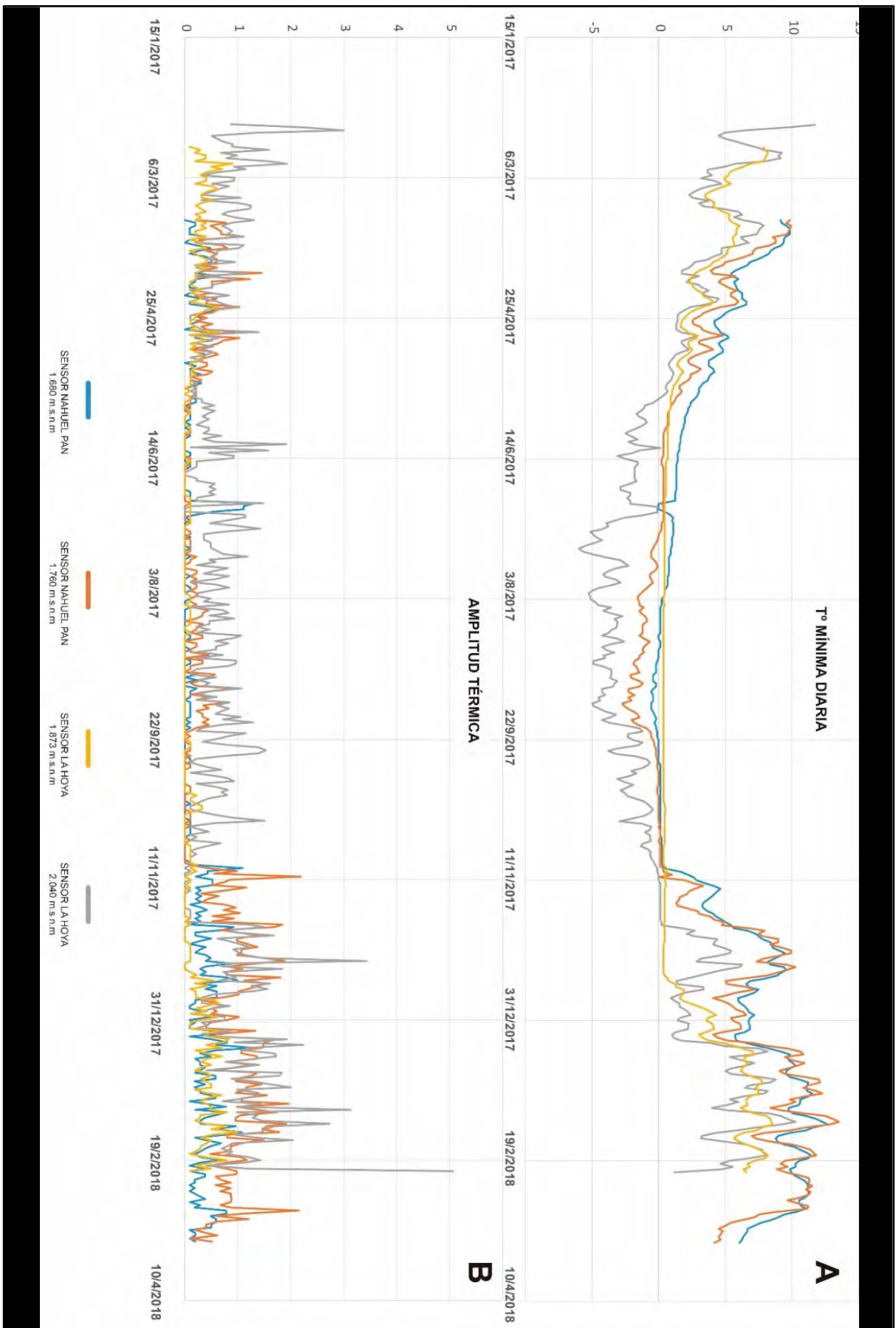


Fig. 2.30. Curvas que reflejan el comportamiento de la temperatura mínima diaria y la amplitud térmica, registradas en los sensores de Nahuel Pan y La Hoya en el lapso comprendido entre enero/febrero de 2017 y enero/febrero de 2018.

Por otro lado, la mayor amplitud térmica corresponde a los meses más cálidos (Tabla 2.3).

	Fecha	Tº media mensual	Tº máxima mensual	Tº mínima mensual	Amplitud térmica		Fecha	Tº media mensual	Tº máxima mensual	Tº mínima mensual	Amplitud térmica
Nahuel Pan 1.760 m.s.n.m	mar-17	9,406	10,455	7,381	3,074	Nahuel Pan 1.680 m.s.n.m	mar-17	9,550	9,965	8,680	1,285
	abr-17	4,920	7,682	2,517	5,165		abr-17	6,053	8,680	4,207	4,473
	may-17	2,336	4,934	0,674	4,260		may-17	3,632	5,450	1,980	3,470
	jun-17	0,374	0,674	0,232	0,442		jun-17	1,483	1,980	0,001	1,979
	jul-17	-0,145	0,343	-1,114	1,457		jul-17	0,895	1,112	0,000	1,112
	ago-17	-1,266	-0,662	-2,145	1,483		ago-17	0,057	0,453	-0,437	0,890
	sep-17	-1,135	-0,102	-2,727	2,625		sep-17	-0,192	0,121	-0,549	0,670
	oct-17	0,048	0,121	-0,102	0,223		oct-17	0,153	0,232	0,121	0,111
	nov-17	2,650	8,680	0,001	8,679		nov-17	3,397	7,481	0,232	7,249
	dic-17	7,654	11,041	4,102	6,939		dic-17	7,919	9,866	5,962	3,904
	ene-18	9,542	13,269	4,102	9,167		ene-18	9,377	11,819	5,757	6,062
	feb-18	10,863	14,804	6,978	7,826		feb-18	10,798	12,980	8,779	4,201
	mar-18	8,042	12,110	4,207	7,903		mar-18	8,056	11,431	6,064	5,367

Tabla 2.3. Tº media, máxima y mínima y amplitud térmica mensual de los sensores ubicados en el Co. Nahuel Pan. Se resalta en azul las temperaturas por debajo de cero.

En el Cerro La Hoya, el sensor localizado a mayor altitud muestra temperaturas por debajo de cero entre mayo y noviembre, donde la temperatura mínima registrada, es de $-5,995^{\circ}\text{C}$, ocurrida durante el mes de julio (Tabla 2.4). El sensor ubicado a menor altitud no registró temperaturas por debajo de cero, aunque se mantuvo desde mayo a diciembre entre $0,784^{\circ}\text{C}$ y $0,343^{\circ}\text{C}$. Las temperaturas máximas también fueron registradas durante el mes de febrero, y la mayor amplitud térmica corresponde a los meses más cálidos, de enero y febrero.

	Fecha	Tº media mensual	Tº máxima mensual	Tº mínima mensual	Amplitud térmica		Fecha	Tº media mensual	Tº máxima mensual	Tº mínima mensual	Amplitud térmica
La Hoya 2.040 m.s.n.m	feb-17	7,873	12,594	4,519	8,075	La Hoya 1.873 m.s.n.m	feb-17	8,170	8,481	7,882	0,599
	mar-17	5,347	8,581	2,303	6,278		mar-17	5,332	7,782	3,472	4,310
	abr-17	2,917	5,347	1,330	4,017		abr-17	3,200	5,347	1,656	3,691
	may-17	0,779	3,155	-1,684	4,839		may-17	1,589	3,155	0,784	2,371
	jun-17	-1,677	0,232	-3,079	3,311		jun-17	0,609	0,784	0,453	0,331
	jul-17	-3,347	0,010	-5,995	6,005		jul-17	0,460	0,563	0,453	0,110
	ago-17	-3,662	-2,030	-5,249	3,219		ago-17	0,366	0,453	0,343	0,110
	sep-17	-2,775	-0,549	-5,003	4,454		sep-17	0,347	0,453	0,343	0,110
	oct-17	-1,260	-0,325	-3,079	2,754		oct-17	0,420	0,893	0,343	0,550
	nov-17	0,271	3,578	-0,662	4,240		nov-17	0,472	0,784	0,343	0,441
	dic-17	3,426	6,877	0,893	5,984		dic-17	1,485	4,415	0,343	4,072
	ene-18	5,779	9,669	1,003	8,666		ene-18	6,235	8,182	3,049	5,133
	feb-18	7,079	12,013	1,198	10,815		feb-18	7,412	8,978	5,655	3,323

Tabla 2.4. Tº media, máxima y mínima y amplitud térmica mensual de los sensores ubicados en el Co. La Hoya. Se resalta en azul las temperaturas por debajo de cero.

La medición de la T° cada 2 horas, permitió reconocer variaciones a lo largo del día. De esta forma se pudo definir la cantidad de días donde hubo acción del hielo y deshielo (HD), es decir, temperaturas por debajo y por encima de 0°C, la cantidad de días donde la temperatura se mantuvo por debajo de 0° durante todo el día (Helada permanente: H), y la cantidad de días donde la temperatura fue superior a 0°C (Ausencia de Helada: AH). El sensor LH01, ubicado a mayor altitud, presentó un total de 5 días de HD, 163 días donde solo hubo H y 197 días con AH. El sensor LH02, ubicado a menor altitud, no registró en ningún momento del ciclo 2017-2018 temperaturas por debajo de 0°C. En el cerro Nahuel Pan, el sensor ubicado a mayor altitud tuvo 6 días donde hubo HD, 79 días con H y 280 días con AH, mientras que el sensor ubicado en la cota más baja tuvo 2 días de HD, 26 días de H y 337 días con AH (Tabla 2.5)

Sensor	La Hoya Cota Alta 2.030 m.s.n.m.			La Hoya Cota Baja 1.870 m.s.n.m.			Nahuel Pan Cota Alta 1.700 m.s.n.m.			Nahuel Pan Cota Baja 1.680 m.s.n.m.		
	HD	H	AH	HD	H	AH	HD	H	AH	HD	H	AH
En	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31
Fb	0	0	28	0	0	28	0	0	28	0	0	28
Mz	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31
Ab	0	0	30	0	0	30	0	0	30	0	0	30
My	1	7	23	0	0	31	0	0	31	0	0	31
Jn	2	27	1	0	0	30	0	0	30	0	0	30
Jl	1	30	0	0	0	31	1	18	12	0	0	31
Ag	0	31	0	0	0	31	0	31	0	1	6	24
Sp	0	30	0	0	0	30	0	30	0	1	20	9
Ob	0	31	0	0	0	31	5	0	26	0	0	31
Nv	1	7	22	0	0	30	0	0	30	0	0	30
Dc	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31
Total	5	163	197	0	0	365	6	79	280	2	26	337

Tabla 2.5. Resumen de la cantidad del total de días donde existió la acción de Congelamiento y Descongelamiento (C-D), total de días con Congelamiento (C) y total de días con Ausencia de Helada para los 4 sensores analizados.

2.4. DISCUSIÓN

Sobre las geoformas que responden a condiciones climáticas pasadas:

El análisis morfológico permitió reconocer formas de origen glacial, periglacial, nival y paraglacial (de pequeña escala), que se han sucedido en el tiempo, desarrollando una secuencia retrogradante que responden a variaciones en las condiciones climáticas, y la estabilización relativa de esos eventos. Los indicadores paleoclimáticos analizados de manera regional, han permitido interpretar paleoALEs y paleoALPM a diferentes altitudes en la cima de los cerros analizados, identificándose un mínimo de 5 eventos climáticos diferentes, entre el UMG hasta la actualidad. El análisis en detalle, con control de campo en los cerros La Hoya y Nahuel Pan, permitió ajustar las interpretaciones realizadas.

La secuencia glaciogénica en el VON del Cerro Nahuel Pan, representa un englazamiento local constituido por tres crestas morénicas (con dudas una cuarta) correspondiéndose la más externa y voluminosa con una morena lateral (NPG01) que representa la estabilización de un glaciar que ocupó todo el valle y cuya paleolínea de equilibrio se ubicó a una altitud mínima de 1880 m s.n.m. (límite superior de la cresta). Los relictos de las otras morenas menores e internas (NPG02, NPG03 y NPG04) pueden interpretarse como posiciones recesionales del mismo glaciar en el contexto de un evento climático determinado, aunque parece más probable que representen englazamientos más modernos marcadamente menos voluminosos, debido a la diferencia en el aspecto superficial que presentan estas unidades respecto de la NPG01. La paleolínea de equilibrio glacial para este posterior englazamiento de valle debería ubicarse, tentativamente y como máximo, a los 2000 m s.n.m. que es la altitud del piso del circo que se destaca en las nacientes del valle. Considerando (a) las dimensiones de la morena NPG01, comparables a aquellas construidas por los lóbulos de descarga del Manto de Hielo de Montaña que ocuparon los grandes valles de las inmediaciones durante el Cuaternario (Martínez, 2002); (b) el muy buen estado de conservación morfológica de dicha cresta morénica; (c) el escaso grado de enterramiento y de meteorización superficial de la mayoría de los bloques distribuidos sobre su superficie y (d) el número y complejidad de formas glaciales y periglaciales que yacen en una posición interna, dentro del valle, hacen que sea pertinente correlacionar dicha unidad glaciogénica con el último gran avance glacial en la región, es decir con el Máximo de la Última Glaciación (Estadio de Isótopos de Oxígeno Marino 2). De esta manera, a las estabilizaciones glaciales representadas por las morenas NPG02, NPG03 y NPG04 se las asigna al evento Tardiglacial (Fig. 2.31) sin descartar que se correspondan con posiciones recesionales luego del UMG. Los glaciares de escombros que yacen en el fondo y a lo largo del valle, son considerados

fósiles, aunque algunos podrían corresponder a glaciares de escombros inactivos según las características geomorfológicas observadas (Tabla 2.2). Poseen una complejidad morfológica y, por lo tanto, genética mayor de la que se desprende de la figura 2.31. Las mismas pueden agruparse en tres grupos. Por un lado, aquellos depósitos lobulados ubicados a menor altitud, identificados como NPPe05A, con una ALPM de 1540 m.s.n.m, luego la UM de similares características que se ubica topográficamente por encima, identificada como NPPe05B, con una altura mínima de 1625 m.s.n.m y, por último, aquellas geoformas que yacen en el tramo superior del valle a partir de los 1710 m.s.n.m (Figs. 2.6, 2.15 y 2.31). La ubicación espacial del primer grupo (glaciares de escombros fósiles) con respecto al resto de las unidades reconocidas, asociada a su mayor deterioro morfológico, sugiere que su momento de formación se habría correspondido con un lapso de clima más frío que el actual, en tiempos inmediatamente posteriores al último evento glacial, correlacionable a la construcción de la morena NPG04. El segundo grupo (glaciares de escombros inactivos? fósiles) es asociado, tentativamente, a las neoglaciaciones del Holoceno, aunque su ubicación y las relaciones con las demás unidades es de difícil interpretación. El tercer grupo de glaciares de escombros, ubicado a mayor altitud, que cuenta con un mayor grado de conservación morfológica es considerado, más joven que los anteriores. Este grupo reúne al menos dos unidades (NPPe07 y NPPe08) también inactivas (según los criterios ya mencionados), correlacionables a otro evento climático frío. En este trabajo se correlaciona a estas geoformas con la PEH, durante la cual se habrían instalado, condiciones periglaciales, al menos localmente. (Fig. 2.31 y Tabla 2.6).

En el Cerro La Hoya, dentro de los límites del enorme circo glacial allí desarrollado, yace una gran variedad de UM, que definen un paisaje geomorfológico complejo representado por más de 35 formas erosivas y agradacionales, cuya génesis es vinculada a procesos glaciales y periglaciales que actuaron, sucediéndose o simultáneamente, en tiempos posteriores al UMG. En este sitio, de manera similar que en el Cerro Nahuel Pan, distante unos 20 km hacia el sur, está representado al menos un englazamiento local, evidenciado por una morena fronto-lateral de grandes dimensiones (LHG13, Fig. 2.32), que es vinculada al UMG en base a criterios similares a los utilizados en el VON. La depresión de La Hoya se originó como un glaciar de circo, seguramente activo durante cada una de las glaciaciones pleistocénicas, que generaba un glaciar de valle que descendía en sentido norte-sur. La morena LHG13 es correlacionada con la morena NPG01 del VON. El gran tamaño de la depresión de La Hoya, se habría generado, como causa principal, por el retroceso relativamente rápido de sus laderas con posterioridad a la Última Glaciación. Los procesos que produjeron esta extensión areal se habrían dado en un contexto de intensa producción de detrito, con laderas que evolucionaban asimétricamente

controladas por la exposición a la radiación solar y/o como producto de una respuesta diferencial a la meteorización de las distintas litologías involucradas. El número y variedad de geformas identificadas y mapeadas son evidencia de este intenso trabajo geomorfológico y sedimentario en el ámbito estudiado mientras se sucedían los eventos climáticos del Pleistoceno tardío alto y el Holoceno (Fig. 2.32 y Tabla 2.7). El esquema morfoestratigráfico propuesto para el Cerro Nahuel Pan y La Hoya es analizado conjuntamente en una serie de esquemas gráficos mostrados en las figuras 2.33, 2.34, 2.35, 2.36, 2.37 y 2.38.

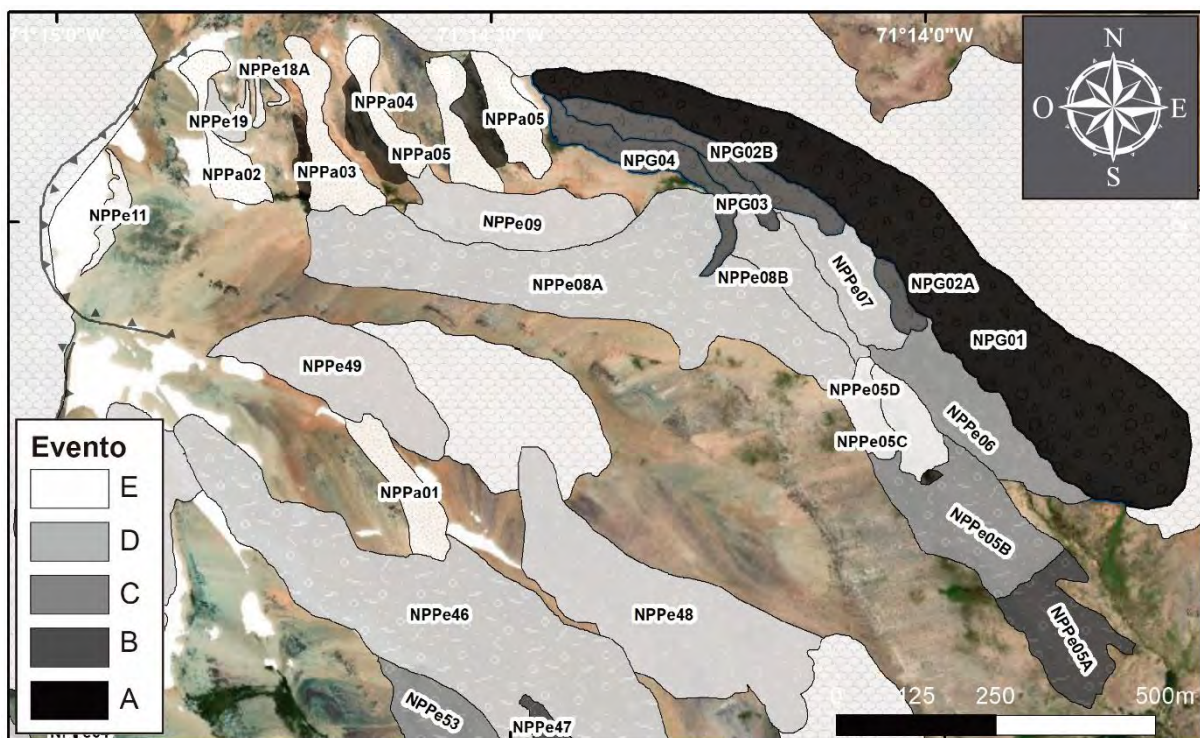


Fig. 2.31. Mapa morfoestratigráfico del VON. Se refleja en escala de grises el orden morfoestratigráfico propuesto, tomando de referencia como UM más antigua, a la morena lateral NPG01, a la cual se le asigna una edad correspondiente al UMG.

El análisis integral de los estudios de detalle junto con el análisis geomorfológico regional, han sido de gran utilidad para reconocer eventos correlacionables en los cerros de la región (Fig. 2.1). Las UM mapeadas en la cima de estos cerros, que muestran una distribución promedio al sur y sureste, fueron ordenados según 5 eventos climáticos interpretados según la distribución altitudinal de los indicadores climáticos, siendo estos: a) la altura superior de las morenas laterales, que refleja la paleoALE de los glaciares que depositaron esas morenas (Lichtenecker, 1938), b) el límite inferior de los glaciares de escombros, que refleja la ALPM para el momento de formación de esas unidades, y representa la isoterma de 0° durante ese lapso de tiempo

(Haerberli, 1983; Haerberli y Burn, 2002), y c) la distribución y altura del piso de los circos (Flint, 1957; Embleton y King, 1968) (Figs. 2.15 y 2.31).

Unidad	Tipo de morfología	Génesis	Evento	Edad / Evento climático
NPPe05C, NPPe05D	Lóbulos de geli-soliflucción	Soliflucción	E	Presente
NPPe23, NPPe24, NPPe25, NPPe26 NPPe27	Laderas de geli-soliflucción			
NPPa13, NPPa14, NPPa15, NPPa16, NPPa17	Flujos de detritos	Remoción en masa		
NPPe11, NPPe18	protalus rampart ó crestas de nivación	Nivación		
NPPe09, NPPe19	Lóbulos de geli-soliflucción	Soliflucción	D	Holoceno / Pequeña edad de hielo
NPPe07, NPPe08A, NPPe08B	Glaciares de escombros inactivos y/ó fósiles	Reptación de permafrost		
NPPe06	Lóbulo de geli-soliflucción	Soliflucción	C	Holoceno / Neoglaciación
NPPe05A, NPPe05B	Glaciares de escombros fósil	Reptación de permafrost		
NPG04	Morena fronto- lateral	Sedimentación glacial	B	Holoceno / Tardiglacial
NPG02A, NPG02B y NPG03	Morena lateral			
NG01			A	Pleistoceno / Último Máximo Glacial

Tabla 2.6 Se incluye en la tabla el tipo, génesis, edades propuestas (únicamente para las unidades deposicionales) y grado de actividad supuesto para las formas reconocidas en el Cerro Nahuel Pan. La primera columna, incluye prefijos relacionados con el origen: “G”, glacial; “Pe”; periglacial y “Pa”; paraglacial. Modificado de [Reato et al. \(2017\)](#).

Los eventos fríos reconocidos en los sitios de altura aquí estudiados han sido reconocidos geomorfológicamente en Patagonia oriental por diferentes autores. Por citar sólo algunos, el UMG ([Clapperton y Rabassa 1990](#)), el Tardiglacial ([Caldenius 1932](#), [Flint y Fidalgo 1969](#)), las Neoglaciaciones ([Aniya 1995](#), [Mercer 1976](#)) y la PEH ([Mercer, 1965](#); [Aniya, 1995](#); [Luckman y Villalba, 2001](#); [Glasser et al., 2004](#); [Masiokas et al, 2008](#)). La PEH es el único evento al que se le ha asignado una edad numérica en las inmediaciones del área de estudio, específicamente en las morenas terminales del Glaciar Torrecillas ([Garibotti y Villalba, 2009](#)), a unos 60 km

hacia el oeste, en ambiente cordillerano y corresponden a morenas muy bien conservadas, ubicadas en las cercanías del glaciar. Las morenas frontales más elevadas mapeadas en los cerros Kaquel, La Grasa y Cordón Esquel, alguna de las cuales cierran lagunas de circo en la actualidad, y las paleoALEs reconocidas a partir de la altitud máxima de los grupos de morenas ubicados a mayor altitud en la mayoría de los cerros estudiados, podrían correlacionarse con este evento, relativamente reciente. [Pereyra y Roverano \(2010\)](#), quienes estudiaron con gran detalle un glaciar de escombros fósil, ubicado en las inmediaciones del Cerro Catedral (S.C. de Bariloche), a menos de 200 km al norte de la presente área de estudio, le asignaron una edad correspondiente a las neoglaciaciones a esa geoforma. [Ruiz y Trombotto \(2012 b\)](#), correlacionaron esta unidad (el GE del cerro Catedral) con un grupo de glaciares de escombros que comparten una ALPM calculada en 1650 m.s.n.m. En el presente trabajo, los glaciares de escombros interpretados dentro de las Neoglaciaciones son los que promedian una ALPM regional de 1584 m.s.n.m., algunos metros por debajo del valor calculado por [Ruiz y Trombotto \(2012 b\)](#). Cabe aclarar que el cálculo efectuado en esta tesis no tiene en cuenta variaciones locales, promediando el valor de la ALPM para cerros de diferentes alturas y localizados a diferentes latitudes. El Tardiglacial se reconoce en las cercanías de los alrededores de S.C. de Bariloche, en morenas ubicadas en el fondo de los valles glaciares, al igual que las morenas del UMG. Las interpretaciones realizadas en el presente trabajo tuvieron en cuenta el aspecto geomorfológico y la secuencia y relaciones morfoestratigráficas entre las UM reconocidas en todos los cerros, para proponer a las unidades más antiguas como del UMG y las consiguientes dentro del Tardiglacial.

Unidad	Tipo de morfología	Génesis	Evento	Edad / Evento climático
LHPe07, LHPe18, LHPe19, LHPe20, LHPe25 y LHPe26	Lóbulos y laderas de geli-soliflucción	Soliflucción	E	Presente
LHPe21, LHPe22, LHPe23, LHPe24, LHPe27, LHPe28, LHPe29 y LHPe30	Protalus rampart ó crestas de nivación	Nivación		
LHPe03, LHPe04, LHPe05 y LHPe06	Lóbulos de geli-soliflucción	Soliflucción	D	Holoceno / Pequeña Edad de Hielo
LHPe08 y LHPe09	Glaciares de escombros inactivos y/o fósiles	Reptación de permafrost		
LHG05, LHG06, LHG07, LGH08, LGH09 y LHG10	Morenas fronto-laterales	Sedimentación glacial		
LHG03 y LHG04			C	Holoceno / Neoglaciaciones
LHPe01, LHPe02 y LHPe11	Glaciares de escombros fósiles	Reptación de permafrost	B	Holoceno / Tardiglacial
LHG01 y LHG02	Morenas laterales y frontales	Sedimentación glacial		
LHG11, LHG12 y LHG13			A	Pleistoceno / Último Máximo Glacial

Tabla 2.6. Se incluye en la tabla el tipo, génesis, edades propuestas (únicamente para las unidades deposicionales) y grado de actividad supuesto para las formas reconocidas en el Cerro La Hoya. La primera columna, incluye prefijos relacionados con el origen: “G”, glacial; “Pe”, periglacial y “Pa”, paraglacial.

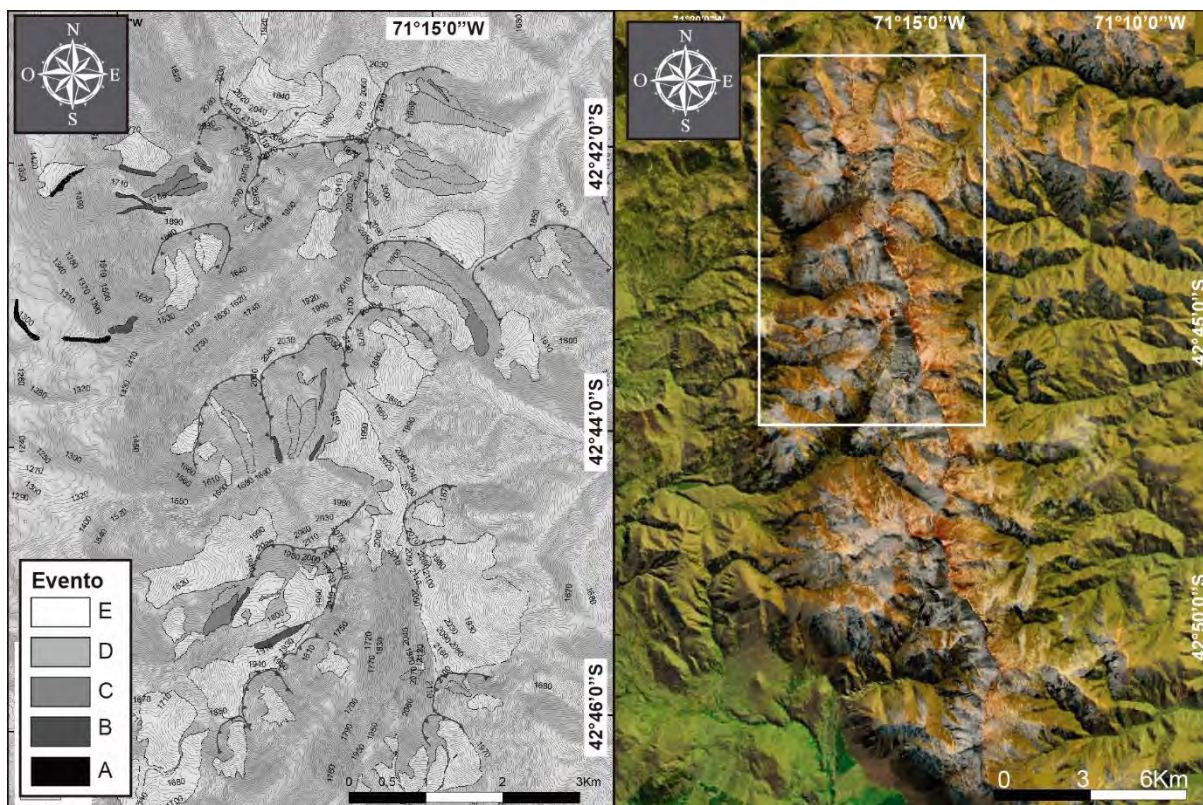


Fig. 2.33. Mapa morfoestratigráfico del Cordón Esquel, sector norte. Ejemplo de la extrapolación de las interpretaciones llevadas a cabo a partir del análisis de los indicadores climáticos y el estudio de detalle en el Cerro La Hoya y Nahuel Pan.

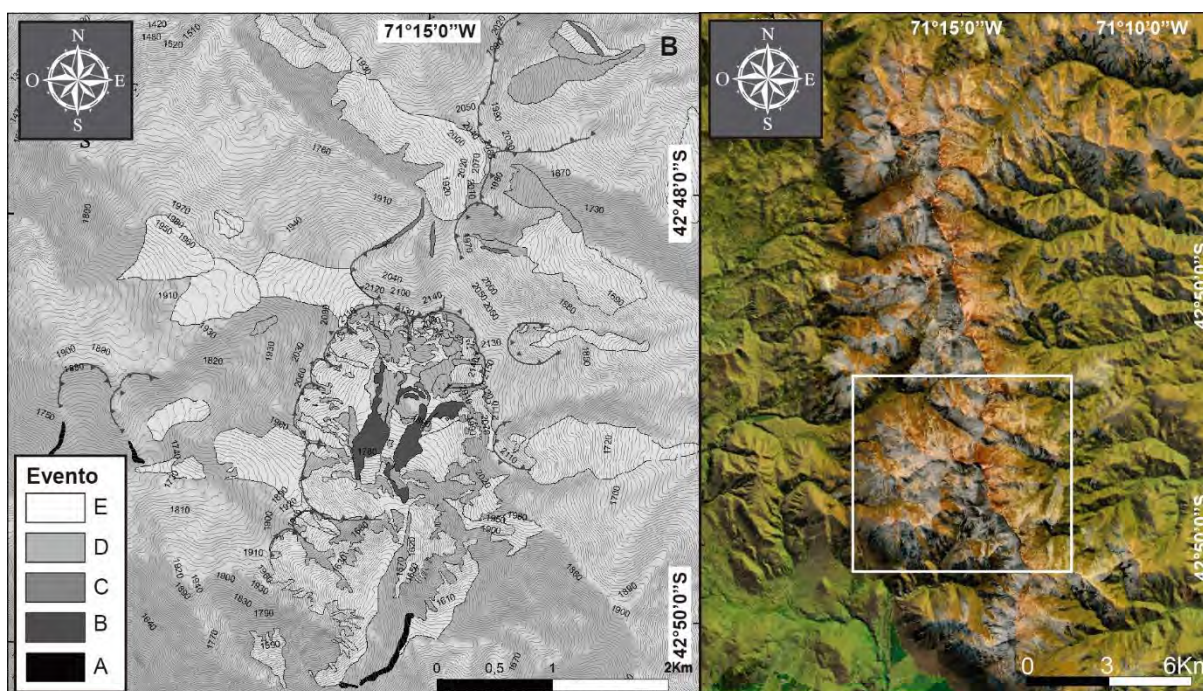


Fig. 2.34. Mapa morfoestratigráfico del Cordón Esquel, sector sur. Ejemplo de la extrapolación de las interpretaciones llevadas a cabo a partir del análisis de los indicadores climáticos y el estudio de detalle en el Cerro La Hoya y Nahuel Pan.

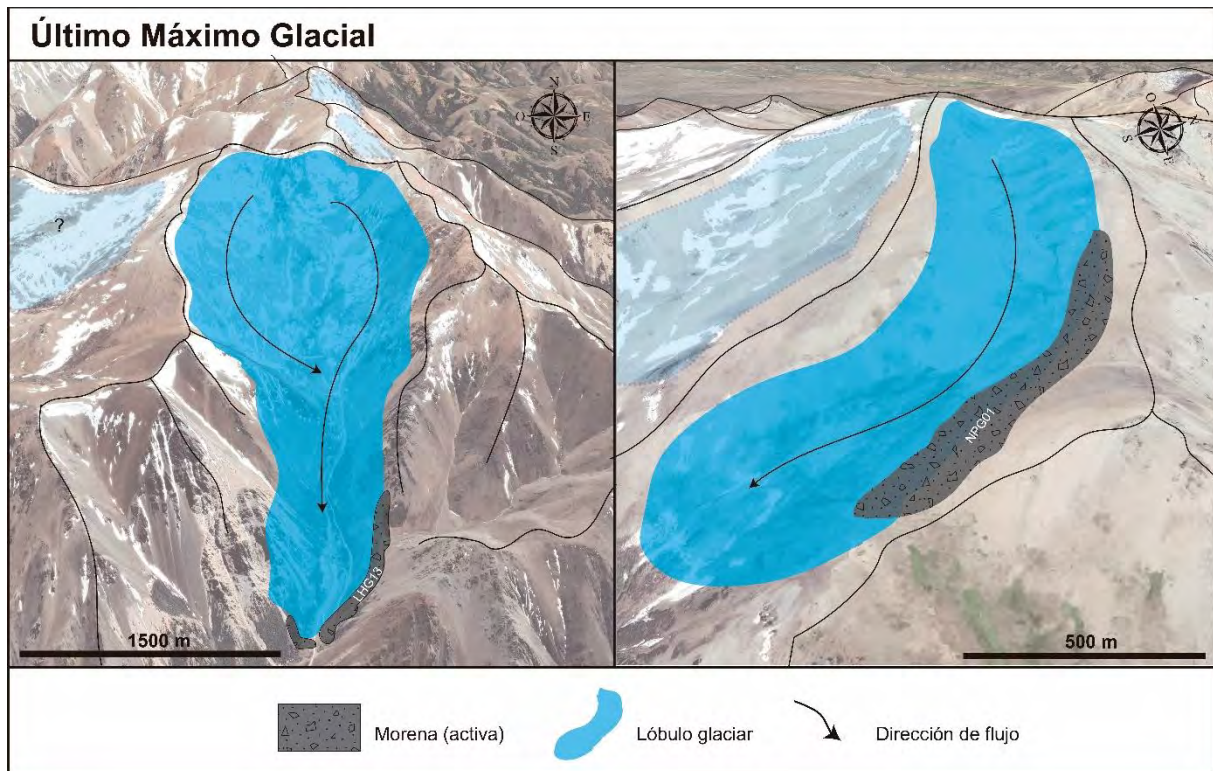


Fig. 2.34. Esquema básico sobre imagen Google Earth. Se compara la secuencia de geoformas vinculadas al UMG, descriptas para el Cerro Nahuel Pan y La Hoya.

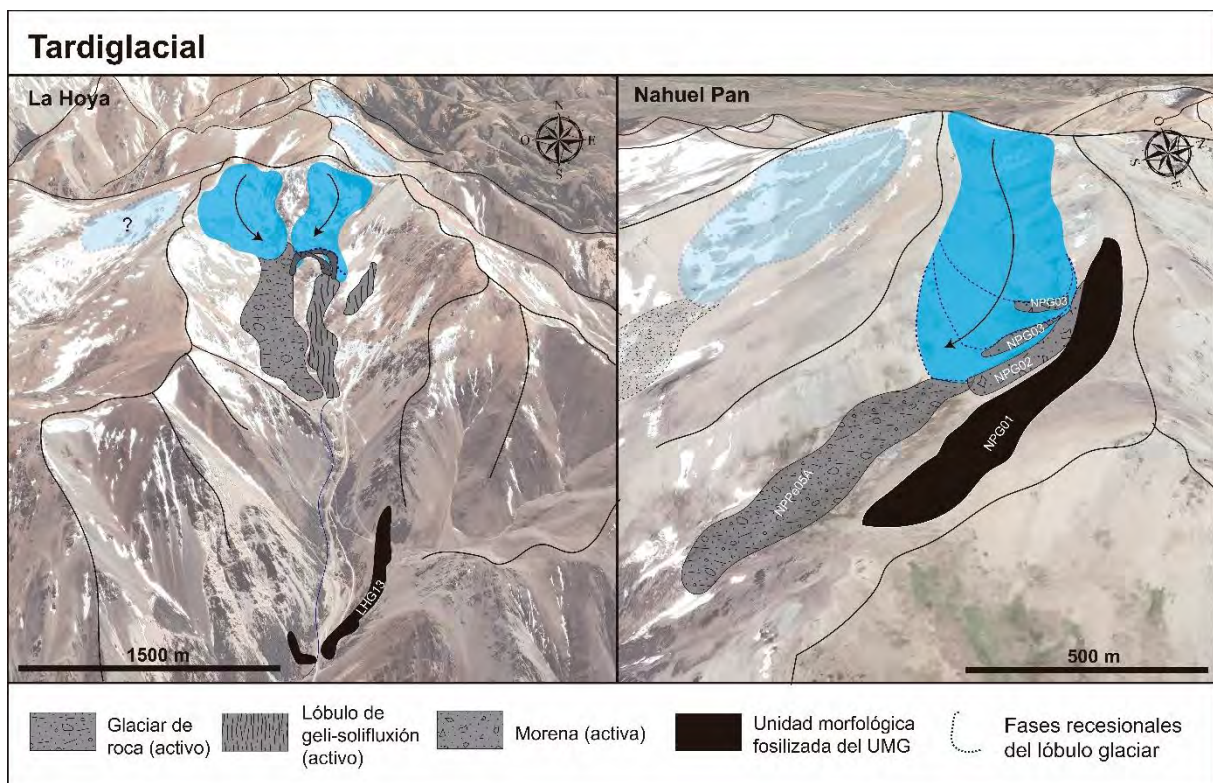


Fig. 2.35. Esquema básico sobre imagen Google Earth. Se compara la secuencia de geoformas vinculadas al Tardiglacial, descriptas para el Cerro Nahuel Pan y La Hoya.

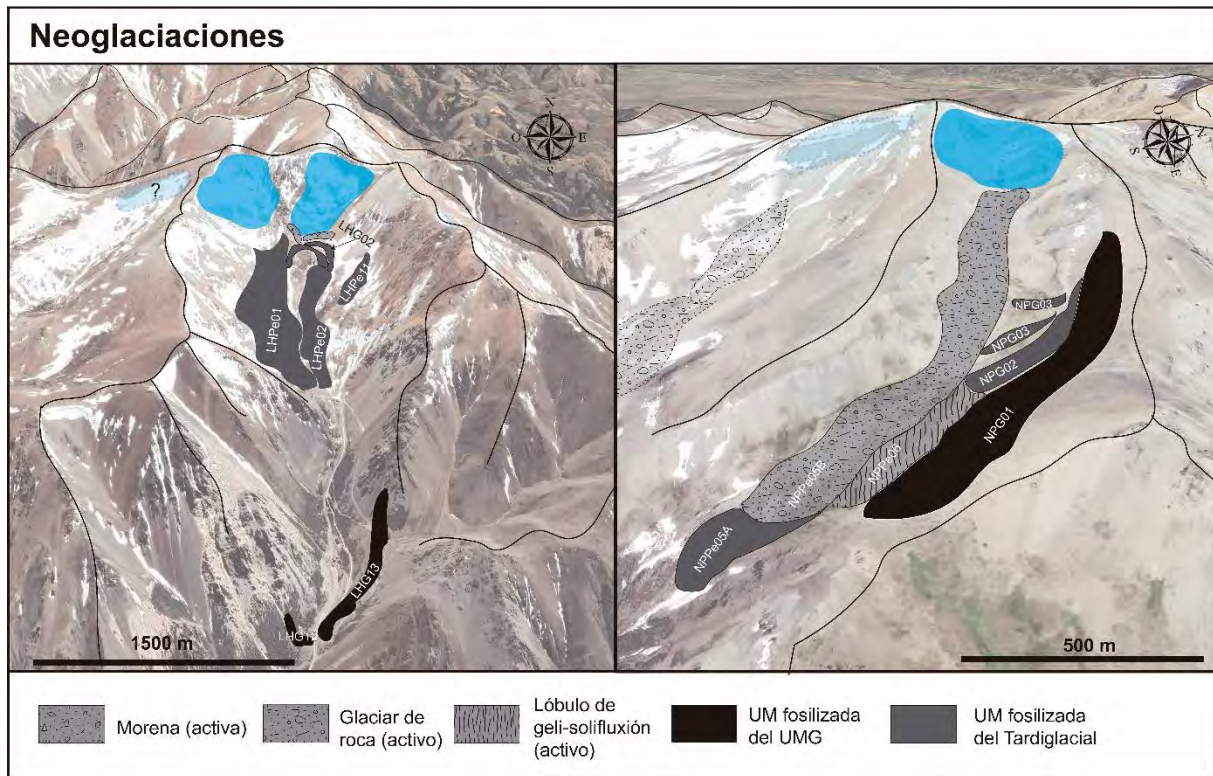


Fig. 2.36. Esquema básico sobre imagen Google Earth. Se compara la secuencia de geformas vinculadas a las Neoglaciaciones, descritas para el Cerro Nahuel Pan y La Hoya.

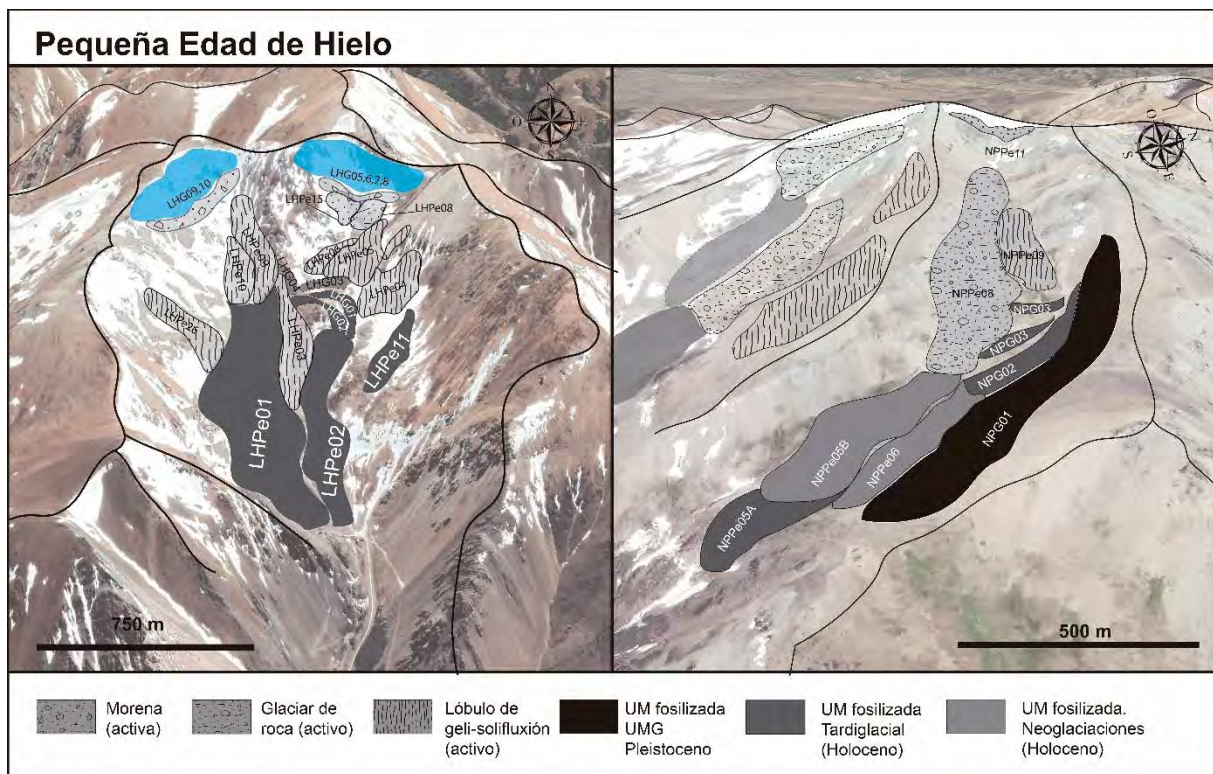


Fig. 2.37. Esquema básico sobre imagen Google Earth. Se compara la secuencia de geformas vinculadas a la Pequeña Edad de Hielo, descritas para el Cerro Nahuel Pan y La Hoya.

permanece por debajo de 0° C. Esta actividad solo se ha reconocido a niveles superficiales, pudiendo afectar no solo a los protilus rampart, como se ha demostrado en párrafos anteriores, sino además, a los procesos de solifluxión reconocidos en la superficie de algunos glaciares de escombros, en las laderas de solifluxión, donde se distinguen terrazas y guirnaldas de solifluxión e incluso en los lóbulos de solifluxión. Es por ello que la mayoría de las UM mapeadas como formas de solifluxión, y los protilus rampart reconocidos, se han interpretado como unidades activas, grupo E en las interpretaciones morfoclimáticas.

2.5 CONCLUSIONES PARCIALES

Se reconoce una secuencia de geoformas de origen glacial, periglacial y nival, y geoformas de origen paraglacial de pequeña escala, que respondieron a 5 eventos climáticos fríos, reconocibles en las unidades morfológicas depositacionales, y un sexto evento más antiguo, correlacionable con las superficies de abrasión glacial que ocupan el fondo de los valles de altura. El evento más antiguo (A) fue correlacionado con el UMG, sucedido por el Tardiglacial (B), las Neoglaciaciones (C), la PEH (D) y aquellas unidades activas que responden a las condiciones climáticas actuales (E). El análisis morfoestratigráfico permitió definir a esta secuencia de eventos como una secuencia retrogradante, donde las condiciones climáticas frías establecidas en cada ocasión, aparentan haber sido sucesivamente menos intensas, significando esto, temperaturas cada vez más altas y/o la disminución de las precipitaciones a lo largo del tiempo.



CAPÍTULO 3

UNIDADES DE REMOCIÓN EN MASA

Formas de origen paraglacial

CAP. 3 UNIDADES DE REMOCIÓN EN MASA. FORMAS DE ORIGEN PARAGLACIAL.

En este capítulo se individualizan, cartografían y determinan la génesis de las principales geoformas de remoción en masa en el área, fosilizadas o activas, estableciendo para las mismas, los posibles vínculos con las condiciones paleoambientales específicas.

3.1 INTRODUCCIÓN

3.1.1 *Unidades de Remoción en masa y geomorfología paraglacial.*

En el área de estudio se identificó un número importante de depósitos y geoformas gravitacionales, algunas de las cuales ya fueron destacadas por [Martínez \(1998, 1999, 2002\)](#). Las observaciones realizadas durante el presente trabajo permiten interpretarlas, en su gran mayoría, como formas paraglaciales que incluyen esencialmente flujos de detrito, deslizamientos rotacionales y unidades complejas (deslizamientos que evolucionan a flujos). El concepto paraglacial fue propuesto por [Ryder \(1971, a y b\)](#) y [Church y Ryder \(1972\)](#), quienes lo definieron como un ambiente caracterizado por procesos no glaciales, pero condicionado por las glaciaciones, presentes o pasadas. Los procesos paraglaciales se producen en respuesta al ajuste relativamente rápido de condiciones glaciales a no glaciales, ya que el retiro de los glaciares usualmente expone superficies que son muy susceptibles a las modificaciones del paisaje ([Ballantyne, 2002](#)). La liberación de la carga glacial de paredes en las laderas rocosas empinadas, puede provocar fallas en los materiales que constituyen las laderas o una mayor actividad de caída de rocas; las laderas no vegetadas o escasamente cubiertas por vegetación, son vulnerables al rápido retrabajo de los detritos, a las avalanchas de nieve y el lavado de taludes; las zonas liberadas de glaciares, quedan expuestas a la erosión del viento y a la acción de las heladas y los ríos arrastran y redistribuyen grandes cantidades de sedimento glaciogénico no consolidado que posteriormente se depositan en cuencas terrestres, lacustres o marinas ([Ballantyne, 2002](#)). Según este modelo conceptual podría definirse un "período paraglacial" de reajuste de una condición glacial a una no glacial, a medida que los sistemas fluviales, y las laderas se relajan hacia un estado no glacial ([Benn y Evans, 1998](#)). Por lo tanto, es esperable que, en las regiones englazadas durante el Cenozoico superior, los procesos paraglaciales hayan sido relevantes en el modelado del paisaje y que las geoformas de este origen sean más frecuentes que lo que tradicionalmente se ha considerado. Se describe a continuación un

conjunto de formas gravitacionales en el área de estudio cuyo origen es vinculado a un contexto paraglacial en el cual los procesos desencadenantes pueden vincularse a los siguientes factores propios de la terminación glacial o deglaciación: a) descompresión de las laderas luego del retiro de los glaciares o vaciamiento repentino de lagos proglaciales, y b) erosión fluvial en la base de las laderas por incremento brusco de los caudales hídricos de los ríos glacifluviales.

3.1.2 *Antecedentes en el área de estudio*

Los depósitos de remoción en masa comprenden a un grupo de geoformas de gran distribución areal y variada génesis en la zona de estudio. Suelen encontrarse asociados a las escarpas de erosión de las planicies y pedimentos, en las laderas de sierras y montañas precordilleranas, y en las escarpas de los valles fluviales. Dejando de lado aquellos depósitos de remoción en masa asociados a procesos geocriogénicos, como glaciares de escombros o lóbulos de solifluxión, la génesis de estos depósitos, además de estar influenciados por la litología y la estructura de las rocas, se la asocia por lo general a eventos pluviales, procesos de erosión lateral de los valles fluviales, a eventos tectónicos o a eventos post-glaciales, entre otros desencadenantes (Alonso y Wayne, 1992; Scott *et al.*, 2001; ASAGAI, 2004; Solís *et al.*, 2004; Mergili *et al.*, 2015).

Diversos autores han relevado las unidades de remoción en masa de la región (Volkheimer, 1965a; Lage, 1982; Vizán, 1988; Beltramone, 1991; Andrada de Palomera, 2002; González Díaz, 1993b, 1995; Andrada de Palomera y González Díaz, 1996; Martínez, 2002; Tejado y Pereyra, 2009, Lizuaín y Viera, 2010; Martínez, 2014, 2016), la mayoría de los cuales lo ha hecho en el marco de relevamientos geomorfológicos regionales. González Díaz (1993b) mapeó depósitos de remoción en masa en los márgenes del arroyo Ñorquinco, Río Chico, Río Chubut y Río Cushamen, asociados, muchos de estos depósitos, a escarpas de erosión de las planicies glacifluviales y pedemontanas, como la planicie Blancura o de Fita Michi, o el pedimento desarrollado sobre la Fm. Martín. Martínez (1998) estudió depósitos de remoción en masa de gran escala de tipo rotacionales en las laderas de los valles de la Sierra Colorada, proponiendo un esquema morfoestratigráfico donde incluyó la relación espacial de los DRM con geoformas de origen glacial. Martínez (2002) propuso una relación genética postglacial para estas unidades, indicando que los depósitos de remoción en masa vinculados a las laderas del cordón La Grasa, la Sierra Colorada, la ladera oriental del cordón Situación (Fig. 3.1), y aquellos depósitos ubicados en el valle de Esquel, se debieron al vaciamiento de lagos proglaciales posteriores a la UG. Este autor sostiene la existencia de “*un extendido evento de remoción en masa, especialmente en aquellos sectores de sustrato volcano-piroclástico (Fm.*

Ventana) que funcionaron como las márgenes del cuerpo de agua. Es muy posible que el factor disparador de estos fenómenos gravitacionales haya sido el simple vaciamiento de los lagos, el que habría sido lo suficientemente rápido como para provocar la abrupta eliminación del soporte hidráulico que el agua ejercía sobre las paredes del valle inundado. Estas, compuestas en buena medida de rocas tobáceas embebidas en agua, habrían superado el límite de fricción interna de sus componentes desplazándose cuesta abajo junto con las rocas y sedimentos suprayacentes". Otros autores (González Díaz, 1995; Andrada de Palomera y González Díaz, 1996; Andrada de Palomera, 2002) concluyeron que los depósitos de remoción en masa en esta región afectaron rocas de la Serie Andesítica y de la Fm. Ñorquinco (ó Ñirihau), además de materiales glaciales y glacifluviales (Ver Mapa geológico esquemático en Fig. 1.2), proponiendo como origen a la erosión lateral y carcavamiento de origen fluvial (González Díaz, 1993b; González Díaz, 1995), o desencadenados por eventos pluviales que generaron corrientes de barro en climas áridos (Volkheimer, 1965 a). Martínez (2014, 2016) estudió los depósitos de remoción en masa de los valles que circunscriben la localidad de Esquel, y el sector medio del Río Percey, asignándoles un origen post-glacial y proponiendo una clasificación de acuerdo a su morfología. Estos depósitos habían sido previamente estudiados por Tejedo y Pereyra (2009) y Lizuaín y Viera (2010) de modo muy general.

Muchas de éstas Unidades de Remoción en Masa (URM) parecen ser consecuencia de eventos postglaciales (Martínez, 2002), correspondientes a geoformas paraglaciales (Church y Ryder, 1972), es decir a unidades morfosedimentarias afectadas directamente por antiguas glaciaciones durante la deglaciación (Ballantyne, 2002), por lo que su estudio en relación a los eventos glaciarios ocurridos en Patagonia durante el Cenozoico superior resulta relevante si se pretende interpretar la evolución geomorfológica de la región estudiada.

3.1.3 *Ubicación de los principales sitios de estudio*

Por sus dimensiones y expresión topográfica se han seleccionado para su análisis las laderas del Cordón Rivadavia, Cordón Esquel (en el Co. Calfu Mahuida), Cerro Chenque, Cerro El Morro, Cerro Nahuel Pan, Cordón Situación, Sierra Colorada, Cordón del Mogote, Cordón La Grasa y la Sierras del Maitén (Fig. 3.1).

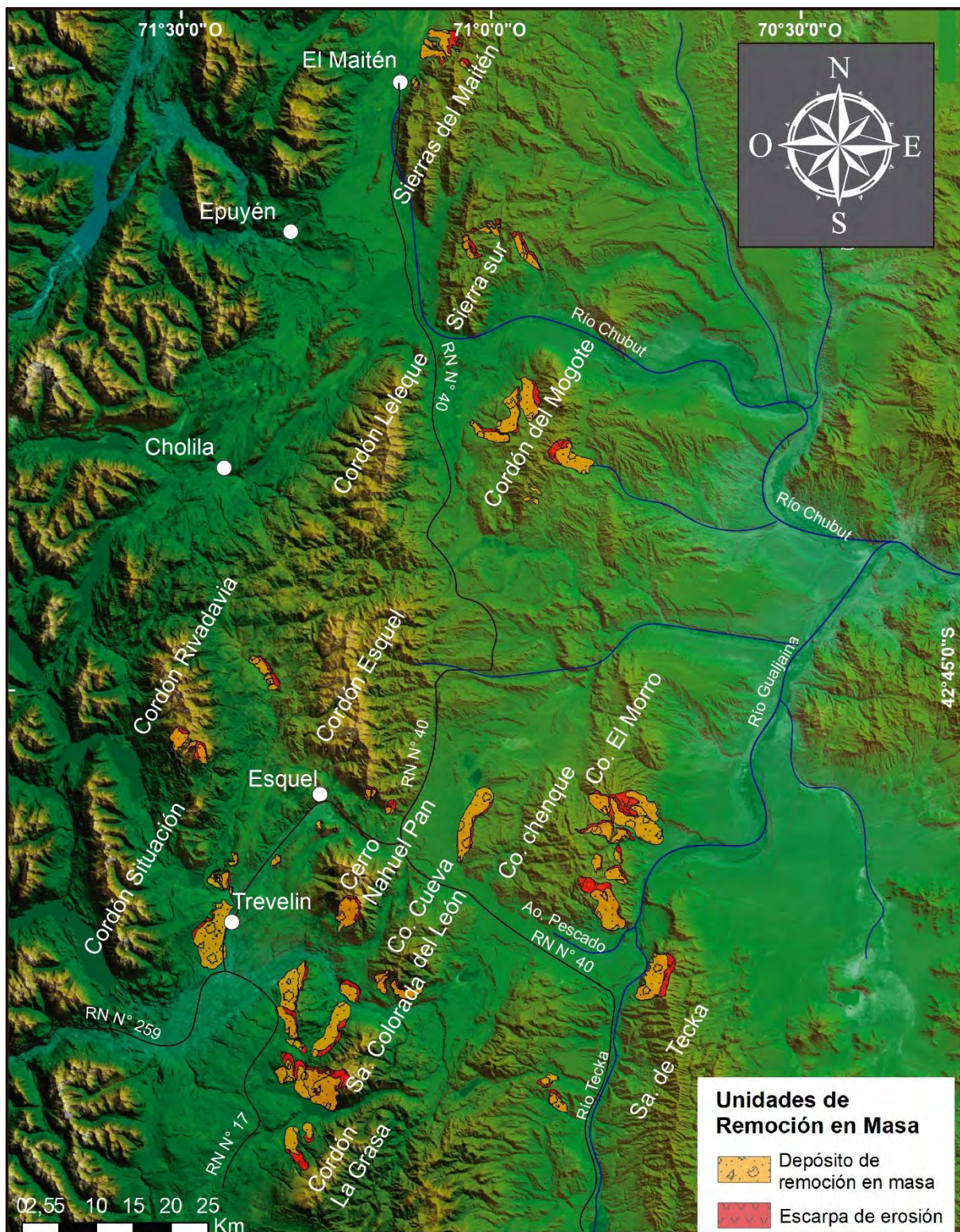


Fig. 3.1. Ubicación de los depósitos de remoción en masa de gran escala y escarpas de erosión identificados en los cordones montañosos de la zona de estudio.

3.2 METODOLOGÍA

3.2.1 Mapeo geomorfológico regional

La principal tarea realizada para el desarrollo del presente capítulo, consistió en el inventario de las Unidades de Remoción en Masa (URM) de gran escala más características y notorias, reconocidas en las laderas de los cerros y cordones montañosos que se extienden a lo largo del área de estudio. Fueron registradas aquellas URM ya mencionadas en trabajos previos, como también, aquellas unidades reconocidas durante el análisis geomorfológico llevado a cabo durante este trabajo. La metodología principal empleada fue el mapeo geomorfológico de unidades gravitacionales, identificando a las mismas según la forma (lobuladas, con zona de escarpa y zona de acumulación), tamaño (menores a 15.000 m²) y ubicación (las laderas de los cerros que componen el sector oriental de la Cordillera Nordpatagónica). Las URM fueron analizadas usando rasgos morfológicos superficiales para su reconocimiento y delimitación (textura de la superficie; grietas, surcos, crestas, lobulaciones y el tipo de trazado de la red de drenaje), mediante el uso de imágenes satelitales, los MDE y cartografía y mapas geomorfológicos ya existentes. El uso de las imágenes Google Earth y las World Imagery Map, en conjunto con los MDE, SRTM y ALOS, de 30 m de resolución espacial, y del satélite ALOS Palsar de 12.5 m de resolución espacial, permitieron mapear e inventariar una gran cantidad de geofomas en el área analizada (Fig.3.1). En uno de los sectores analizados se realizaron vuelos con VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado), que permitieron reconocer con mayor detalle los límites y la textura superficial (grietas, surcos, crestas, lobulaciones, forma de la red de drenaje) de las unidades gravitacionales allí mapeadas. Sobre la base del mapeo preexistente en el área (Martínez, 1998, 2002, 2016) se procedió a la identificación de unidades de remoción en masa, siguiendo el criterio utilizado por este autor. El análisis geomorfológico consistió en la identificación de las unidades gravitacionales, categoría utilizada por Pasuto y Soldati (1999), donde se delimitan sectores del terreno cuya morfogénesis ha sido controlada, esencialmente, por procesos gravitacionales que podrían haber involucrado más de una masa de sedimento o roca y que no implica establecer los tipos de movimientos involucrados o la edad y cronología de los mismos. Por no constituir parte de los objetivos planteados en el presente trabajo, no se analizó, de manera detallada y exhaustiva con control de campo, la sedimentología de las geofomas ni las litologías afectadas, aunque sí se tuvo en cuenta, según las hojas geológicas, cuáles fueron las principales rocas afectadas por estos procesos. Se prestó especial atención a la distribución regional de las URM de mayor escala, aquellas vinculadas principalmente a las

laderas de los cerros que se circunscriben en el área de estudio, y a algunas excepcionales, por la superficie afectada, ubicadas en los márgenes de valles fluviales, y a la relación espacial de estas unidades con la geoformas glaciales que constituyen parte de esta región morfoclimática, y comparten una historia geomorfológica común.

3.3 RESULTADOS

3.3.1 *Geoformas paraglaciales de remoción en masa*

La mayoría de las URM de gran escala mapeadas afectan extensas superficies de las laderas montañosas estudiadas (Fig. 3.1). Estas URM constituyen, en el área de estudio, una superficie aproximada de 100 km² (10.000 Ha), donde se ha contemplado en el cálculo, tanto la zona de escarpa como la zona de acumulación. Las rocas afectadas por procesos de remoción en masa comprenden tres unidades principales. El grupo de rocas más frecuentemente afectado en los alrededores de Esquel, son las correspondientes a la Fm. Ñorquinco (Fig. 1.2). Estas rocas constituyen bancos alternantes poco cohesivos, y de escaso espesor (alrededor de 1 metro), compuestos de areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados y pelitas de tonalidades pardas y ocre con estratificación horizontal a subhorizontal. Se han reconocido URM que afectan a este tipo de rocas en algunos segmentos del valle del Río Percey (Figs. 3.2 y 3.3), en la base oriental del cordón Situación, en uno de los faldeos que circunscribe a la localidad de Trevelin (Figs. 3.2 y 3.3), en la mayoría de las laderas que rodean la ciudad de Esquel (3.2), y en las laderas más deprimidas de la Sierra Colorada, en los alrededores del valle del Río Corintos (Fig. 3.2) y del Cordón La Grasa (Fig. 3.3). La gran mayoría de estas URM fueron mapeadas previamente por [Martínez \(2016\)](#). También se encuentran URM en las vulcanitas de la Fm. Huitrera (Fig. 1.2), que constituye un grupo de rocas genéticamente relacionadas, desde andesitas, basaltos y riolitas, hasta conglomerados volcánicos, brechas, tobas, areniscas y pelitas. URM en este tipo de rocas se encuentran en las laderas del Co. Chenque y Co. El Morro, en el cordón Rivadavia, en el Co. Cueva del León (Co. Thomas), en la Sierra Colorada y en el cordón La Grasa (Fig. 3.1). El tercer grupo de rocas más frecuentemente afectados por estos procesos gravitacionales son aquellas agrupadas en la Fm. Ventana (Fig. 1.2), que comprende rocas volcánicas y piroclásticas de composición andesítica, basáltica y basandesítica. Las URM reconocidas sobre estas rocas se encuentran en las Sierra del Maitén y en el Cordón del Mogote. En todos los casos, a excepción de las URM descriptas para el Co. El Morro, se desarrolla una cubierta de till, también afectada por los procesos gravitacionales ([Martínez, 2016](#)).

En algunos casos fue posible reconocer la naturaleza compleja de estos depósitos, como es el caso de las URM en los alrededores del Río Percey (Fig. 3.2). Otras URM se han podido fotografiar, como aquellas ubicadas en el Co. Calfu Mahuida (Fig. 3.3), en cuyo caso se ha podido reconocer, claramente, la zona de escarpa y zona de acumulación. Es posible determinar que los procesos gravitacionales vinculados a las laderas montañosas analizadas se concentran en el extremo oriental de la cordillera nordpatagónica, en una franja de alrededor de 50 km de ancho, correspondiente a la zona terminal de las sucesivas glaciaciones pleistocenas y a los ambientes proglaciales desarrollados durante el retiro de estos cuerpos de hielo. La orientación de las URM no presenta una exposición preferencial, sino que están vinculadas principalmente al tipo de rocas involucradas y al ambiente geomorfológico en el cual se encuentran. Estos ambientes constituyen aquellas zonas que estuvieron ocupados por glaciares o por lagos proglaciales, o las laderas relacionadas lateralmente a valles fluviales, que funcionaron como canales de descarga durante las terminaciones glaciales.

La gran mayoría de las unidades gravitacionales identificadas tienen tamaños superiores a 15.000 m², pudiendo alcanzar, algunas superficies, 25 Km² (ladera oriental del Cordón Situación, laderas orientales de la Sierra Colorada, laderas occidental y oriental del Cordón del Mogote, entre otras, Figs. 3.1 y 3.2 y 3.3.). Se han dividido a las URM mapeadas, según su ubicación geográfica, en: a) Unidades desarrolladas por encima de la línea del bosque subantártico, los cuales presentan evidencias de periglacialismo actual y pasado, como las URM reconocidas en las laderas occidental y sur del Cordón Rivadavia, que presenta geoformas típicas de ambientes periglaciares, como lóbulos de geli-solifluxión y glaciares de escombros, afectando a las URM formada previamente, b) URM reconocidas en la ladera de los cerros ubicados hacia el interior (generalmente hacia el oeste) de los límites de las glaciaciones pleistocenas (Martínez, 2002, 2016), cuyas laderas estuvieron en contacto con el hielo o con lagos proglaciales, c) URM ubicadas en la margen de valles fluviales, cuyos ríos funcionaron como canales de descarga durante las deglaciaciones, generalmente ubicadas por fuera del límite de las glaciaciones reconocidas para el área.

3.3.2 Edad y génesis de las unidades de remoción en masa

Según la ubicación de las URM mapeadas y a su relación con las unidades glacialigénicas reconocidas en el área (Caldenius, 1932; Feruglio, 1944; Martínez, 2002, 2005 a y b; Haller *et al.*, 2010; Martínez *et al.* 2011), se proponen al menos, dos generaciones de URM, a) aquellos vinculadas a glaciaciones anteriores al Último Máximo Glacial o preUMG, correspondiente a

las URM ubicadas por fuera del límite del UMG, y que no se encuentran conectadas o vinculadas lateralmente con valles fluviales y b) aquellas vinculadas al Último Máximo Glaciar (UMG) o glaciaciones posteriores (UMG y PostUMG), correspondiente a las URM localizadas en las laderas de los cerros ubicadas hacia el interior de los límites del UMG, y que estuvieron en contacto con el hielo glacial del UMG o con lagos proglaciales constituídos durante la deglaciación de este evento. Existe un número importante de URM, vinculadas a valles fluviales que constituyeron canales de descarga proglacial, durante la deglaciación del UMG, y probablemente de glaciaciones anteriores y posteriores. Estas unidades constituyen geoformas de remoción en masa desencadenadas por procesos paraglaciales, ya que tienen una conexión con los eventos glaciales.

Las URM relacionadas al UMG, además de ubicarse hacia adentro de los límites definidos para la Última Glaciación, presentan límites más claros y rasgos superficiales mejor conservados, como surcos y lobulaciones, características texturales de fácil reconocimiento en imágenes satelitales, y más aún en aquellas imágenes de alta resolución espacial obtenidas. Las URM relacionadas a glaciaciones más antiguas que el UMG, tienen superficies más erodadas, con límites difíciles de definir, y sin rasgos superficiales claros, como lobulaciones ó surcos (URM en las laderas del Co. Chenque y Cordón del Mogote), estas geoformas, si bien son difíciles de identificar, se reconocen por conservar los típicos rasgos de erosión o escarpa erosiva y la zona de acumulación característica.

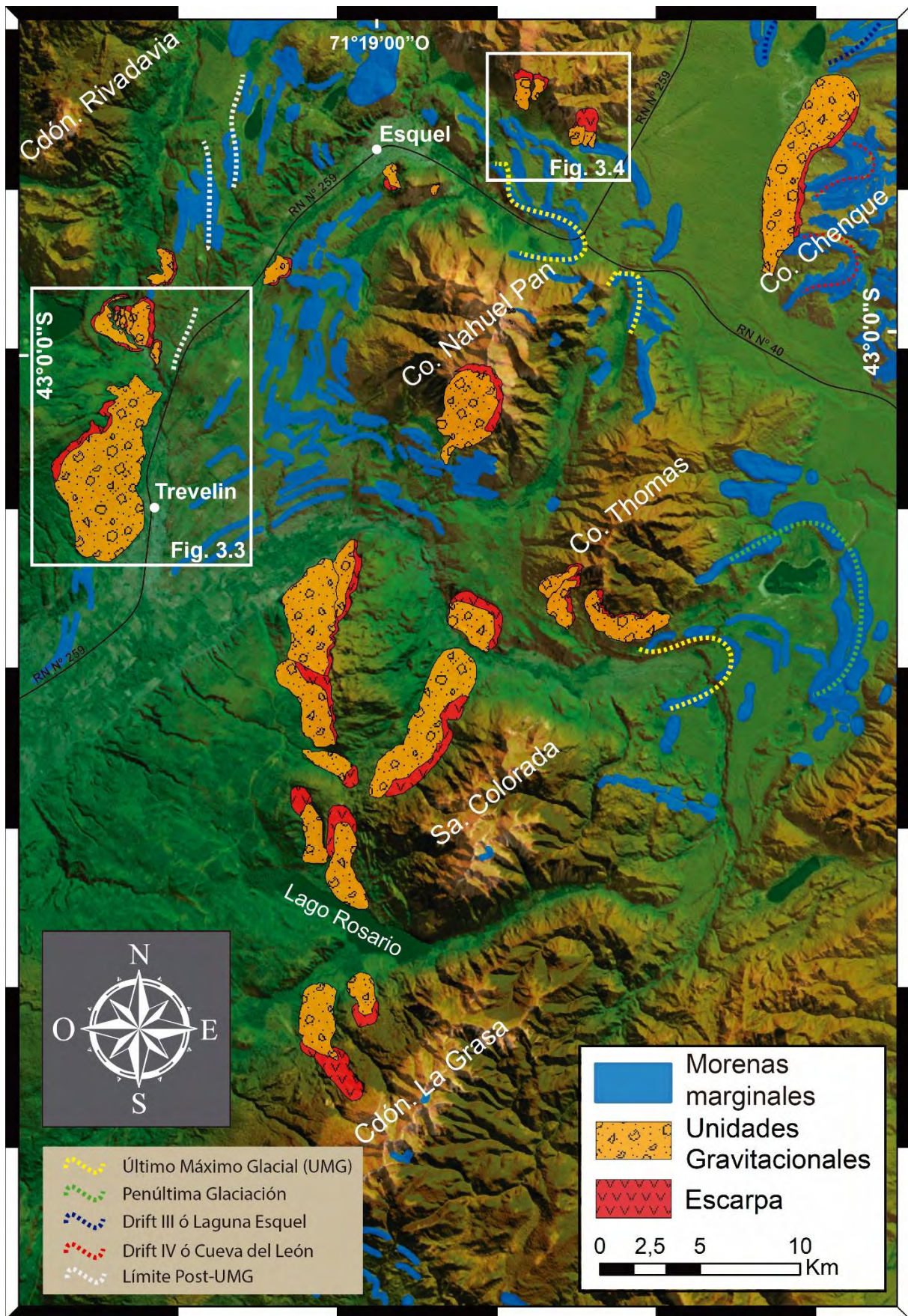
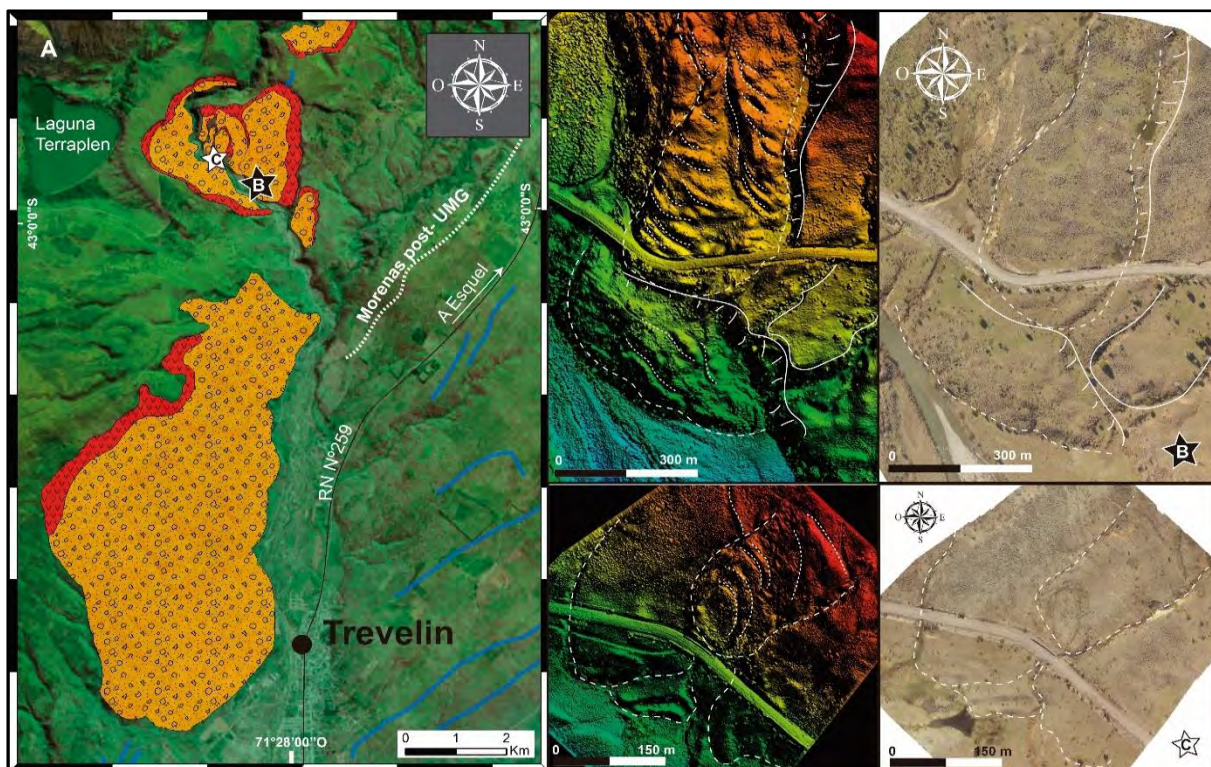


Fig. 3.2. Localización de las principales unidades gravitacionales en las inmediaciones de la localidad de Esquel. Se destacan las ubicaciones de las figuras. 3.2 y 3.3. Se detalla el límite del UMG (Martínez 2002).



3.3. A. Ubicación de los deslizamientos sobre el faldeo oriental del cordón Situación, al norte de la localidad de Trevelin, y aquellos ubicados sobre el río Percey. B y C. MDE e imágenes de alta resolución espacial de los deslizamientos ubicados en el Río Percey. En los MDE se observa con buen detalle las zonas de escarpa y las lobulaciones que le dan el aspecto superficial característico de los deslizamientos complejos. Se incluye el límite de morenas post-MUG (recesionales de la UG o Tardiglaciales) según [Martinez \(2016\)](#).

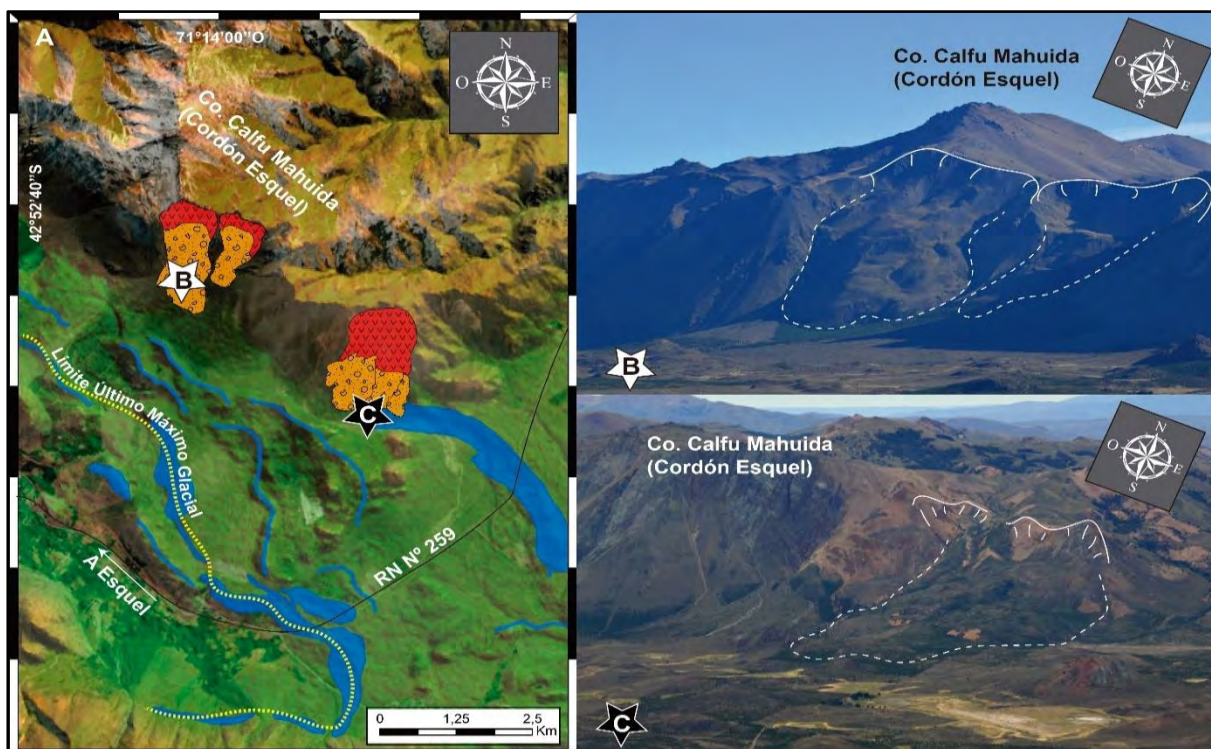


Fig. 3.4. A. Ubicación de los deslizamientos sobre la ladera austral del Cordón Esquel, en el Cerro Calfu Mahuida.

Se muestra el límite del UMG, modificado de [Martínez \(2002 y 2016\)](#). B y C. Fotografías tomadas desde el faldeo del Co. Nahuel Pan, hacia las laderas australes del Cerro Calfu Mahuida.

3.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES PARCIALES

Sin descartar que algunas de las URM acá analizadas podrían haberse producido por eventos sísmicos ocurridos durante el Cuaternario, ya que existen estudios que reconocen actividad neotectónica en el área de estudio ([Echaurren, et al., 2016](#); [Klinger et al., 2015](#)), se propone como desencadenante principal a los procesos paraglaciales (3.5). Esta deducción está fundamentada por a) La ubicación de las URM; acotadas a una región de la cordillera nordpatagónica no mayor a 50 km de ancho, correspondiente a la zona terminal de las glaciaciones pleistocenas, no encontrándose URM en la zona inmediatamente occidental a la cordillera nordpatagónica, donde los glaciares dejaron evidencia de su poder erosivo, y tampoco se han registrado en el sector inmediatamente oriental, donde no se desarrolló el MHMP, y en el cual solo es posible encontrar pequeñas URM, circunscriptas a los valles fluviales activos originada por erosión vertical de los mismos, y b) el tipo de rocas y sedimentos involucrados, correspondientes a sedimentitas terciarias y cobertura de till, lo que les confiere una edad postglacial a estas unidades. Sin embargo, estudios de detalle de las estructuras geológicas, tendientes a analizar la actividad tectónica en esta región, deberían ser llevados a cabo para descartar o no, esta variable como desencadenante de las URM.

Los procesos paraglaciales que habrían contribuido en la generación de las URM constituyen: a) la liberación de la carga glacial en las laderas rocosas empinadas, b) la desestabilización de los taludes en los desagües de lagos proglaciales, c) la pérdida de carga sobre las laderas por el vaciamiento repentino de los lagos proglaciales y d) la desestabilización de los taludes por acción de los flujos glaci-fluviales durante las terminaciones glaciales (Fig. 3.5).

El conjunto de las URM identificadas, sus atributos morfológicos, su orientación y su distribución areal fueron sometidos a un análisis espaciotemporal que derivó en un esquema morfoestratigráfico específico para estas unidades (Fig. 3.6). Fueron propuestos dos grupos generacionales de URM, separados según su aspecto morfológico y a su relación con las unidades glaciogénicas descriptas para el área; a) aquellas agrupadas en las URM vinculadas a la UG ó UMG y b) las URM que pueden estar vinculadas a glaciaciones anteriores a la UG.

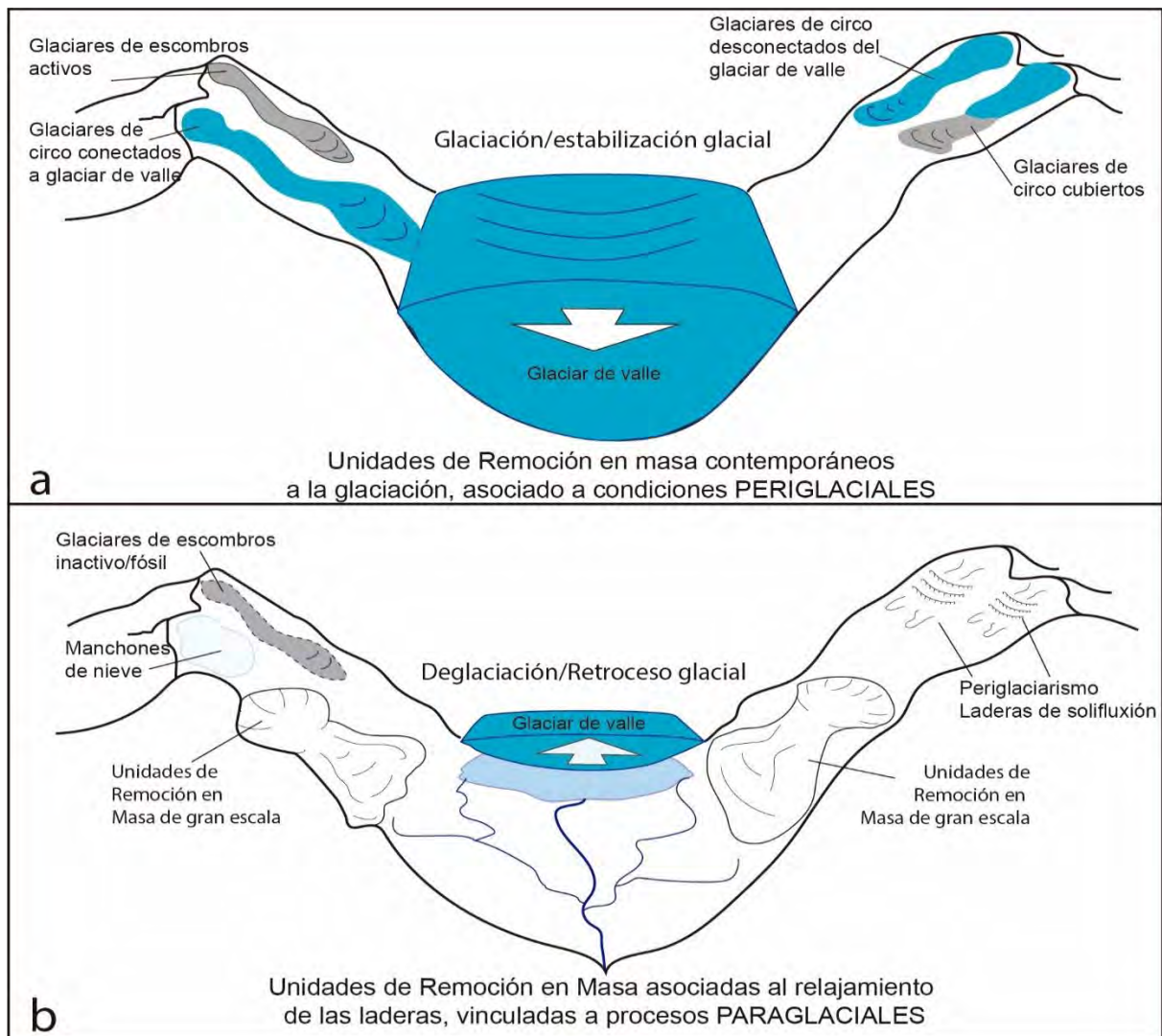


Fig. 3.5. Esquema del origen propuesto para algunas de las Unidades Gravitacionales identificadas en el área de estudio. a) representa el contexto que favoreció el desarrollo de formas glaciales y periglaciales en las partes más altas de las serranías, por encima de la superficie superior de los lóbulos de descarga durante la estabilización glacial, (las URM relacionadas a este contexto han sido analizadas como formas de origen periglacial). b) Representa las condiciones inmediatamente post-glaciales (la *terminación* glacial), con un clima similar al actual, durante el cual los glaciares se reducen y retroceden por ablación y se desencadenan procesos de ladera (paraglaciales) debido a la correspondiente descompresión de las mismas. También se formarían URM de origen paraglacial, en el contexto de una terminación glacial, por descompresión de las laderas durante el desagüe de los lagos proglaciales, o durante la erosión vertical de los valles fluviales producida por el gran volumen de agua de los ríos proglaciales.



CAPÍTULO 4

BAJOS CERRADOS

El registro del cambio climático
en los cuerpos de agua endorreicos

CAP. 4. BAJOS CERRADOS. EL REGISTRO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS CUERPOS DE AGUA ENDORREICOS

En este capítulo se analizan, física y genéticamente, las depresiones cerradas del área que muestran evidencias de haber funcionado como cuencas lacustres en, al menos, algún momento durante el Cuaternario y que, por lo tanto, han desarrollado característicos sistemas de cordones litorales, unidades morfosedimentarias de gran interés paleoambiental.

4.1 INTRODUCCIÓN

4.1.1 Cuerpos de agua endorreicos y su importancia en los estudios paleoambientales.

Las cuencas hídricas cerradas son excelentes sitios para realizar estudios paleoambientales (Piovano *et al.*, 2002, Ariztegui *et al.*, 2008; Cusminsky *et al.*, 2011), ya que funcionan como zonas de acumulación de productos volcánicos, sedimentarios y orgánicos, que se conservan a lo largo del tiempo (Talbot y Allen, 1996; Ariztegui *et al.*, 2008). Son ambientes que responden rápidamente a los cambios climáticos debido a que su hidrología depende casi enteramente del balance entre las precipitaciones y la evaporación (Villagrán Moraga, 1995; Coviaga *et al.*, 2018), comportamiento que se maximiza para espejos de agua someros que yacen en regiones de climas áridos o semiáridos (Langbein, 1961; Currey, 1994). El abordaje de estos ambientes desde el punto de vista geomorfológico cubre un aspecto esencial dado que el mismo considera tanto el origen como los efectos o impactos de estos cuerpos de agua (Sack, 2001).

Un rasgo geomorfológico que se destaca de este tipo de ambientes son las líneas de costa. Estas son indicadoras precisas y directas de los antiguos niveles del lago debido a que fueron construidas en la interfase tierra-superficie del agua (Sack, 2001) y aportan, por lo tanto, información acerca de la extensión, la geometría y las variaciones hidrológicas (Schuster y Nutz, 2017). Las líneas de costa ocupan una franja compleja y dinámica donde los sedimentos acarreados por las aguas superficiales son redistribuidos por varios procesos, esencialmente el oleaje (Johnson, 1919). Estas características franjas litorales suelen incluir unidades morfosedimentarias variadas que incluyen cordones litorales, espigas y barras, deltas, abanicos aluviales, y formas y depósitos eólicos (Schuster y Nutz, 2017). El buen desarrollo de estas geoformas es posible si el espejo de agua tiene una profundidad mínima de 2 a 4 m (Cowardin *et al.*, 1979), y sus costas favorecen la acción erosiva, el transporte y la acumulación por parte de

las olas del material (Currey, 1994), actuando durante períodos de tiempo prolongados, sin grandes o rápidas fluctuaciones del nivel del agua (Sack, 2001).

4.1.2 *Los bajos cerrados de Patagonia*

Los bajos de Patagonia han sido clasificados naturalmente en dos grupos, los grandes y los pequeños según Keidel (1917-1919) y Methol (1967), correspondiendo a una división útil como distinción genética entre dos factores que controlan su formación (Clapperton, 1993). Los grandes bajos corresponden a cuencas endorreicas con áreas comúnmente mayores a 50 km². Estas cuencas se generarían debido a la subsidencia por falla en zonas donde el basamento ha sido fracturado por un sistema de fracturas conjugadas, activadas durante el Mesozoico y Cenozoico (Clapperton, 1991). Los bajos pequeños tienen una distribución algo diferente. La mayoría están localizados en mesetas basálticas o graníticas meteorizadas, o sobre los mantos de grava (rodados patagónicos). El proceso más importante en el transcurso de formación de los bajos pequeños, estaría relacionado a la deflación, factor que explica la dispersa ocurrencia en las regiones áridas y semiáridas de Patagonia, donde áreas de escaso desarrollo de suelo y cobertura vegetal permiten la acción erosiva de los fuertes y persistentes vientos. La actividad eólica fue probablemente más severa durante los intervalos glaciales, cuando los fuertes vientos descendían del campo de hielo que cubría la cordillera patagónica y las temperaturas más bajas eliminaron la cubierta vegetal y aumentaron el desgaste mecánico del lecho de roca, por lo que muchos de los bajos podrían tener significado paleoclimático (Clapperton, 1991).

De los 2500 bajos sin salida inventariados por Martínez (2011, 2012) a lo largo y ancho de Patagonia, alrededor de 50 se ubican en la presente área de estudio, los cuales han funcionado como lagos o lagunas endorreicas, y han dejado en el registro geomorfológico un gran número de líneas de costa, o cordones litorales en su margen oriental, que demuestran las reiteradas estabilizaciones del pelo de agua. Los bajos cerrados de menores superficies, aunque más profundos se desarrollan en las mesetas volcánicas, mientras que los de mayores dimensiones y someros suelen encontrarse en las zonas más deprimidas, usualmente playas pedemontanas. Martínez (2012) realizó un estudio detallado del origen y distribución de estos bajos de la región centro norte de la provincia del Chubut, asignándole múltiples factores de formación, pero enfatizando, en acuerdo con otros autores (Feruglio, 1950; Frenguelli, 1957; Fidalgo y Riggi, 1965; Fidalgo, 1972; Haller, 1982; Haller *et al.*, 2005; González Díaz y Malagnino, 1984; Césari y Simeoni, 1994; Simeoni, 2008; Quartino *et al.*, 1996), que el factor morfogenético

principal ha sido la deflación, resignificando a los períodos glaciales como lapsos de profundas modificaciones geomorfológicas del ámbito extraandino.

En el área de estudio son pocos los autores que han analizado estas depresiones cerradas desde el punto de vista paleoclimático. En la Laguna de Agnia, [Nullo \(1983\)](#) describió cordones psefíticos sobre su margen oriental, cuyo origen vinculó a la Última Glaciación, correlacionando estas formas con aquellas que describiera [Coira \(1979\)](#) en la laguna de Cari-Laufquen en Río Negro. [Reato et al. \(2018\)](#) analizaron en detalle la geomorfología de los alrededores de Agnia, y determinaron 3 grandes eventos de estabilización del nivel de la laguna. [Bilmes \(2012\)](#) y [Bilmes et al. \(2013\)](#) estudiaron los bajos endorreicos de la cuenca cercana de Gastre, donde interpretaron que las variaciones de nivel correspondían a los cambios climáticos del Pleistoceno. En el presente trabajo los estudios de mayor detalle en la Laguna de Agnia han sido complementados y, en algún sentido, verificados con las observaciones realizadas en un número importante de otros bajos del área que han funcionado como lagos endorreicos, que han desarrollado líneas de costa y que, por lo tanto, han sido correlacionados, permitiendo proponer un patrón de antiguas estabilizaciones lacustre de escala regional.

El caso de las lagunas extraandinas de Patagonia oriental es particularmente interesante. Pocos lugares sobre la superficie terrestre están dominados por un único elemento meteorológico, en este caso los persistentes e intensos vientos del oeste (*westerlies*), como el extremo sur de Sudamérica ([Prohaska, 1976](#)). Los vientos en esta región, si bien han modificado periódicamente su intensidad y frecuencia, han mantenido su dirección predominante desde el Mioceno inferior ([Mercer, 1983](#)) y su impacto aridizante en Patagonia oriental desde el Mioceno inferior/medio ([Stern y Blisniuk, 2002](#), [Blisniuk et al., 2005](#)). Es por esta concentración de la acción de las olas sobre un mismo sector que, en Patagonia extraandina, se han desarrollado líneas de costa, mayoritariamente, en las márgenes orientales de los espejos de agua.

Son muy pocos los ambientes lacustres de este tipo estudiados en la región. Se pueden contabilizar trabajos realizados en la Laguna Cari-Laufquen, en la provincia de Río Negro, ([González Bonorino y Rabassa, 1973](#); [Coira, 1979](#); [Galloway et al., 1988](#); [Cusminsky y Whatley, 1996](#); [Anselmetti et al., 1998](#); [Ariztegui et al., 2001](#); [Ariztegui et al., 2008](#); [Cartwright et al., 2011](#)) y en el Lago Cardiel, en la provincia de Santa Cruz ([Galloway et al., 1988](#); [Stine y Stine, 1990](#); [Markgraf et al., 2003](#); [Gilli et al., 2005 a y b](#), [Beres et al., 2008](#); [Ariztegui et al., 2008](#); [Quade y Kaplan, 2017](#)) (Fig. 4.1). Ninguna de estas cuencas estuvo ocupada por los glaciares del Manto de Hielo Patagónico durante el Cuaternario ([Ariztegui et al., 2008](#)), y en ambas se observan notables líneas de costa en su margen oriental. Las

modificaciones de nivel de los lagos en Patagonia, y otras variaciones registradas en los depósitos sedimentarios, en el contenido fosilífero y en las unidades geomorfológicas desarrolladas en estos sistemas, están vinculadas a las variaciones climáticas del pasado. Las variaciones del Holoceno tardío parecen corresponder a variaciones en las precipitaciones y no tanto a las temperaturas (Ariztegui *et al.*, 2008), y parece estar claro que durante el Período Cálido Medieval los registros limnológicos muestran condiciones cálidas y secas, y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) los registros evidencian un período frío y húmedo (Stine, 1994; Piovano y Ariztegui, 2006). Por su parte Stine y Stine (1990) sostienen que el nivel más alto del Lago Cardiel (55 m) corresponde al UMG, (~20 ka.), mientras que la estabilización intermedia del lago coincidiría con el evento Tardiglacial, (~10 ka. Cal. AP). En la Laguna Cari-Laufquen los resultados muestran que la fase más profunda del lago (durante la construcción del cordón litoral más externo) se dio entre los 27 ka a 22 ka., también durante el UMG. Esto apunta a una causa común para las expansiones de los lagos, probablemente involucrando alguna combinación de depresión de la temperatura e intensificación de las tormentas durante el UMG (Coira, 1979; Galloway *et al.*, 1988; Cartwright, *et al.* 2011).

La Laguna de Agnia presenta algunas diferencias, aunque interesantes similitudes, con estos dos lagos endorreicos citados, especialmente con la más cercana Laguna Cari-Laufquen. La ubicación extraandina, a una similar distancia con la región extracordillerana, las condiciones de clima árido a semiárido, las superficies de los lagos y paleolagos con evidencias de desconexión con el manto de hielo Patagónico durante el Pleistoceno y, como se ha dicho, la presencia de características paleolíneas de costa en su margen oriental. Esto, sumado a otras características propias de la Laguna de Agnia, como la presencia de coladas basálticas que circunscriben la depresión y permiten interpretaciones estratigráficas con control de edades numéricas, el Sistema de Líneas de Costa (SLC) orientales, que constituyen uno de los registros más completos de la región, y la extensa superficie de la laguna de Agnia, correspondiente a una de las más grandes del Chubut extraandino, han justificado concentrar las observaciones en dicha localidad.

4.1.3 *La Laguna de Agnia*

Características generales del área de estudio:

La Laguna de Agnia comprende un cuerpo de agua somero y efímero ubicado en la zona más deprimida de una gran cuenca cerrada de 5.500 km² de extensión, orientada en sentido norte sur, desarrollada en el sector extraandino de la provincia del Chubut. Se encuentra limitada al

este por la Sierra de Lonco Trapial, la Sierra Cajón de Ginebra y la Sierra del Cerro Negro. En el oeste se destacan la Meseta Negra, la Punta Miche y los cerros Redondo del Pedrero y Redondo Epul. En la actualidad, la Laguna de Agnia evoluciona bajo condiciones áridas a semiáridas en el sector extraandino de la Provincia del Chubut (Fig. 4.1). Este cuerpo de agua y su entorno inmediato comprenden un conjunto de formas y depósitos, endógenos y exógenos, activos y relícticos, cuyo origen, naturaleza y arreglo espacial evidencian la importante influencia de la depresión, la cual ha funcionado, durante el Cenozoico superior, como nivel de base y principal depocentro de una cuenca endorreica mayor. La región está sometida a un clima continental semiárido, con un índice de humedad relativamente bajo, con precipitaciones escasas y torrenciales que varían entre 150 y 200 mm anuales, con marcada estacionalidad de las precipitaciones (veranos muy secos), vientos intensos y regulares dominantes del cuadrante oeste, alcanzando ráfagas de 130 km/h durante los meses de octubre a diciembre. Las amplitudes térmicas diarias y estacionales son importantes, con máximas en verano de entre 36°C y 35°C y mínimas en invierno de -11°C y -13°C, con una temperatura media anual entre 8°C y 9°C (Nullo, 1983). Los tributarios de mayor importancia son los del cañadón Lonco Trapial al norte y el cañadón Epul al sur, cursos de agua efímeros, colectores de subcuencas bien desarrolladas e integradas, que desembocan en la laguna formando difusos abanicos-deltas (Fig. 4.1). Sin embargo, el principal aporte hídrico a la laguna proviene de dos manantiales, que emergen en el borde occidental de las coladas basálticas que descienden desde el oeste (manantial norte y sur, Fig. 4.1). Estos flujos subterráneos permanentes garantizan la presencia de agua en la laguna aún en temporadas muy secas. En general, bajo estas condiciones, la laguna alcanza su máximo nivel durante invierno y primavera y se deseca, casi en su totalidad, al final del verano. Estas condiciones hídricas controlan directamente la erosión en la cubeta lacustre, esencialmente la deflación.

Marco geológico:

Desde el punto de vista geológico, la cuenca que contiene a la Laguna de Agnia forma parte del Antepaís Fragmentado Patagónico (Folguera y Ramos, 2011; Bilmes *et al.*, 2013), ubicada en el contacto transicional entre las provincias geológicas Precordillera Patagónica al norte y los Bernadides al sur (Ramos, 1999). Los cordones serranos que limitan la laguna por el este y el oeste, a excepción de escasos afloramientos de rocas paleozoicas, están conformados por volcanitas y sedimentitas jurásicas y cretácicas (Nullo, 1983; Lizuaín *et al.*, 1995; Silva Nieto, 2005) y otras rocas basálticas que han sido asignadas al Cuaternario y cuya edad y distribución son revisadas en el presente trabajo.

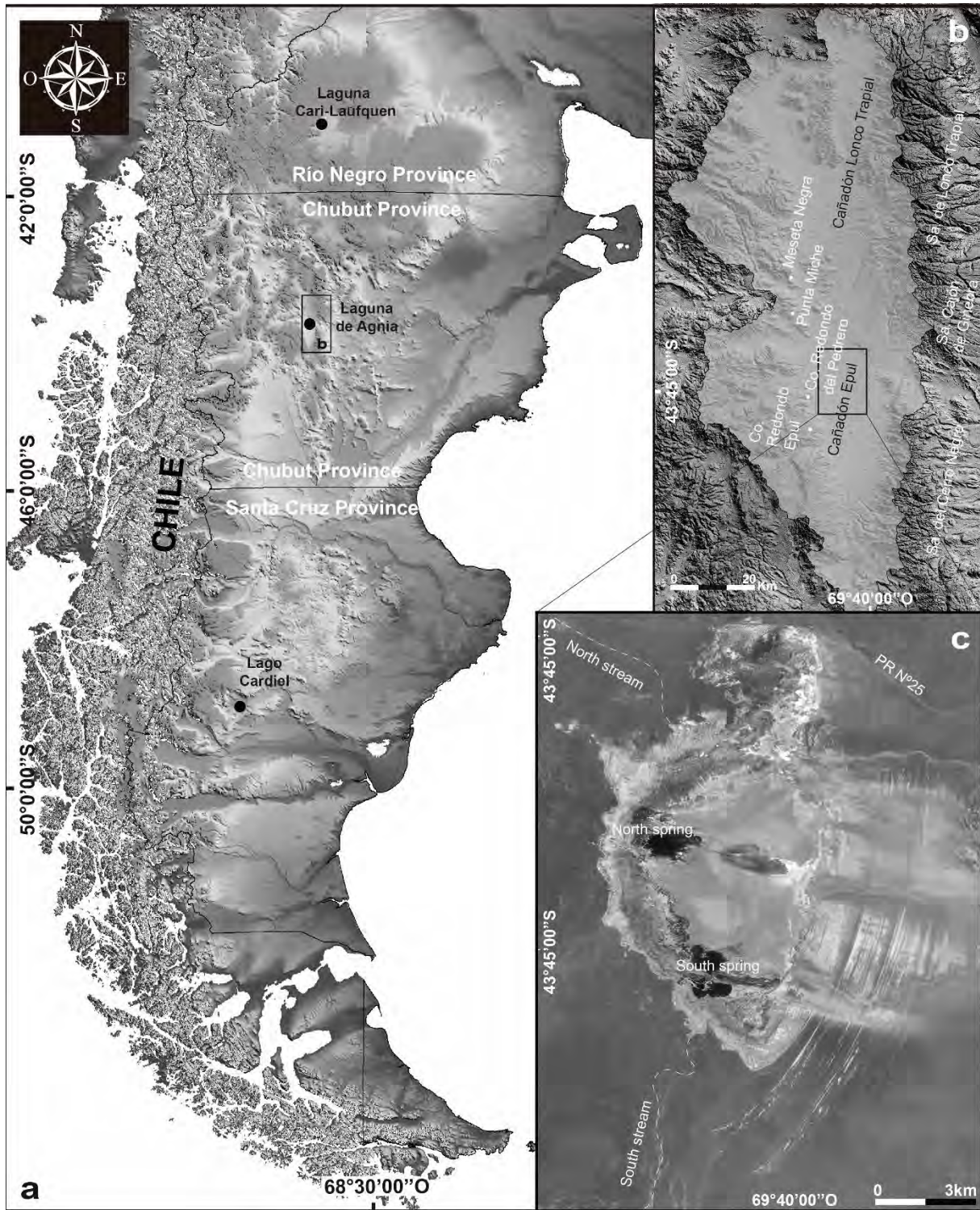


Fig. 4.1. Ubicación de la Laguna de Agnia y de los lagos endorreicos de Patagonia oriental considerados como referencias en el presente trabajo. B. Cuenca de la Laguna de Agnia y sus principales rasgos fisiográficos. C. Laguna de Agnia indicando los principales aportes hídricos superficiales y subsuperficiales (manantiales).

Entre estas zonas altas y las deprimidas de las inmediaciones de la laguna se distribuye una extensa cubierta Cenozoica constituida por los mencionados basaltos y por depósitos

cuaternarios fluviales y lacustres. Tanto [Silva Nieto \(2005\)](#) como [Nullo \(1983\)](#) identificaron afloramientos de las tobas del Grupo Sarmiento, del Eoceno-Oligoceno, intercaladas o debajo del basalto de la Fm. La Vasconia (Oligoceno superior) (Ver Fig. 1.2). Al naciente de la laguna, [Nullo \(1983\)](#) describió “Depósitos Paleopleistocenos”, equivalentes a los “Depósitos Pleistocenos Antiguos” de [Silva Nieto \(2005\)](#), que se intercalarían con 6 crestas que rodean la laguna por el este y a los que denominó “Cordones Psefíticos”, las cuales asoció a variaciones de antiguos niveles del lago durante el Pleistoceno y el Holoceno. Correlacionó estas formas, en cuanto a edad y génesis con los depósitos psefíticos que menciona [Coira \(1979\)](#) en la Laguna Cari-Laufquen (Fig. 4.1), asociando su origen a los pulsos climáticos de la Última Glaciación (UG). Por encima de estos cordones, el mismo autor señaló “Depósitos del segundo nivel Pleistoceno”, ubicados topográficamente por debajo de los Depósitos Paleopleistocenos más antiguos.

4.2 METODOLOGÍA

4.2.3 Geología y Geomorfología de la Laguna de Agnia

La metodología aplicada incluyó tanto tareas de campo como de gabinete y laboratorio. Las actividades de campo estuvieron focalizadas en la observación y descripción de las unidades morfológicas expuestas en el área y su relación con las principales unidades geológicas aflorantes ([Nullo, 1983](#); [Lizuaín et al., 1995](#); [Silva Nieto, 2005](#)), la toma de muestras para determinar edad radimétrica, edad radiocarbónica y la descripción de perfiles sedimentarios. Se utilizaron como herramientas de soporte para las actividades en el campo, un GPS (Garmin) para posicionamiento geográfico y un VANT (Phantom 3) que permitió generar imágenes de alta resolución y Modelos Digitales de Elevación (MDE) para fortalecer el mapeo geomorfológico. En gabinete se volcó gran parte de la información cartografiable en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Se procesaron y analizaron imágenes satelitales (Google Earth y World Imagery Map) de 5 m o menos de resolución espacial. Se utilizaron además los mapas geológicos del SEGEMAR de Pampa de Agnia 1:100.000 ([Nullo, 1983](#)) y de Paso de Indios 1:250.000 ([Silva Nieto, 2005](#)) y los Modelos Digitales de Elevación, correspondientes a los satélites SRTM y ALOS, de 30 m, y del satélite ALOS Palsar de 12,5 m. Se identificaron unidades geomorfológicas, que fueron discriminadas por su forma, tamaño, textura, color y topografía y fueron volcadas en un mapa geomorfológico de detalle.

El mapeo realizado permitió definir zonas de mayor interés para tareas de campo posteriores, centradas en dos áreas principales; el sector occidental, donde se exponen dos coladas basálticas principales que descienden desde el oeste (“Sub-unidad lávica b” norte y sur en la Fig. 4.2), y el sector oriental, donde se describieron perfiles sedimentarios sobre los depósitos litorales (sistema de paleolíneas de costa Fig. 4.2). De la “Sub-unidad lávica b” norte se extrajo una muestra para obtener edades radiométricas (Punto E de la Fig. 4.2). La misma fue procesada por el laboratorio AGES (Argon Geochronology for the Earth Sciences) del Observatorio Lamont Doherty Earth (Universidad de Columbia), donde se calcularon las edades asumiendo una edad de 28.201 - 0.046 Ma para la sanidina de Fish Canyon (Kuiper *et al.*, 2008) ó 1.195 Ma para la sanidina de Alder Creek, consistentes con las pruebas internas de Alder Creek contra las muestras de Fish Canyon. La discriminación de masas y las correcciones atmosféricas se realizaron utilizando la composición atmosférica de Lee *et al.* (2006), las correcciones por interferencias nucleares se hicieron en base a las relaciones de producción de Dalrymple *et al.* (1981) y finalmente se utilizó la relación de ^{40}Ar (el argón radiogénico) a ^{39}Ar para calcular la edad de la muestra.

En la margen oriental de la laguna (F de la Fig. 4.2), donde se conservan las paleolíneas de costa, ha sido posible muestrear un recubrimiento carbonático, probablemente de origen estromatolítico. Este análisis fue desarrollado por el Laboratorio de radiocarbono del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), el cual obtuvo una edad radiocarbono convencional (LP-3676), usando como factores de corrección: $\delta^{13}\text{C}$ (estimado): $-10 \pm 2\%$ y factor multiplicador del error (K) = 1, calibrando para el Hemisferio Sur: SHCal13. 14c (Hogg *et al.*, 2013). En este sector se realizó además el análisis de facies correspondiente para cada perfil sedimentario levantado, mediante la descripción de atributos como textura, estructuras sedimentarias, bioturbación, presencia de fósiles, escala y geometría de los cuerpos de roca, siguiendo las recomendaciones y códigos sugeridos por Miall (2006) adaptando las interpretaciones según el sistema del presente trabajo, y finalmente se procedió a la interpretación dinámica de las facies, usando como base el trabajo de Blair (1999), para la interpretación de paleoambientes de sedimentación y depositación. La obtención de un fechado $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre un basalto considerado hasta la fecha holoceno, el resultado de radiocarbono adquirido en la zona de paleolíneas de costa, sumado a los estudios geomorfológicos y sedimentológicos de detalle de las unidades geológicas que rodean la laguna, ha permitido precisar con mayor certidumbre la estratigrafía de la zona y la historia geomorfológica de la laguna.

4.1.2 Mapeo Geomorfológico regional

El trabajo regional consistió en la identificación e inventario de los bajos cerrados reconocidos para el área de estudio, prestando especial atención a aquellos que han funcionado como lagos endorreicos, dejando en el registro geomorfológico líneas de costa características. Para realizar este relevamiento se utilizaron, al igual que en los anteriores capítulos, imágenes satelitales Google Earth y las World Imagery Map, en conjunto con los MDE, SRTM y ALOS, de 30 m, y del satélite ALOS Palsar de 12.5 m.

El mapeo regional realizado permitió reconocer un patrón en el desarrollo y ordenamiento de las líneas de costa en la mayoría de los lagos endorreicos analizados. Esto favoreció la correlación regional con el mapeo de detalle llevado a cabo en la Laguna de Agnia.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 *La Laguna de Agnia*

Los estudios realizados en el presente capítulo, apuntaron a determinar la edad, composición, origen y edad del SLC que rodea por el este a la Laguna de Agnia y a verificar la geología y la estratigrafía del entorno de dicho cuerpo de agua, con el fin de tener información de detalle sobre la historia geomorfológica de estos cuerpos de agua y extrapolar esta información a los demás cuerpos de agua desarrollados en el área de estudio de la presente tesis. Para ello se procedió a: a) La confección de un mapa en el cual se reinterpreta la distribución y composición de las unidades geológicas de interés (Figs. 4.2 y 4.3), b) la obtención, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de la edad de las coladas basálticas que convergen hacia la laguna desde el oeste y que han sido consideradas hasta la fecha de edad holocena, c) La elaboración de un nuevo esquema estratigráfico local (Fig. 4.4, 4.5 y 4.6) d) La obtención de un fechado radiocarbónico en el sector oriental de la laguna, que permitió acotar temporalmente el SLC (F en Fig. 4.2) e) La elaboración de un mapa geomorfológico de detalle del entorno inmediato de la laguna con énfasis en el SLC, f) La descripción e interpretación de la sedimentología de las líneas de costa.

Geología y estratigrafía:

En esta sección se revisó el mapeo geológico de la cuenca de Agnia, realizado por [Nullo \(1983\)](#), [Lizuaín et al. \(1995\)](#) y [Silva Nieto \(2005\)](#). [Nullo \(1983\)](#) le asignó una edad oligocena a los flujos basálticos más antiguos del área, denominados como Fm. La Vasconia, que se conservan

como mesetas relícticas en la región occidental de la laguna (Fig. 4.2 y 4.3). Este autor y Silva Nieto (2005) identificaron flujos más jóvenes, a los cuales le asignaron una edad holocena (“Basaltos holocenos”) y que Lizuáin *et al.* (1995) correlacionó como equivalentes a la Fm. Cráter (Ravazzoli y Sesana, 1977) del Cuaternario (Ver Fig. 1.2). Estos basaltos, sin dudas más jóvenes que los de la Fm. La Vasconia (Fig. 4.3), en este trabajo reciben el nombre informal de “Basaltos Redondo del Pedrero” y han sido fechados en 3.39 ± 0.02 Ma., ubicándolos así en el Plioceno superior (Fig. 4.4). Massafarro *et al.* (2015) obtuvieron una edad geomorfológica de 3.1 Ma en el cono de escoria ubicado sobre la Sub-unidad b (norte), mientras que Haller *et al.* (2009) fechó coladas basálticas en las inmediaciones, con edades K/Ar de 2.49 ± 0.1 Ma. Ambos datos son acordes al obtenido en este trabajo, dándole mayor soporte al resultado.

Geomorfología:

La cuenca de la Laguna de Agnia es endorreica y alargada en sentido norte-sur, con un perfil perpendicular asimétrico, de laderas suaves y extensas al este y más abruptas y acotadas al oeste (Fig. 4.7). La laguna, que ocupa el sector más deprimido (605 m s.n.m.), limita hacia el oeste con un frente de coladas basálticas de edad pliocena, mientras que hacia el este se pone en contacto con su SLC y con el pedimento de flanco, más antiguo que el SLC, que desciende desde la Sierra del Cerro Negro. Esta gran geoforma pedemontana, relíctica, aparece cubierta por gravas y arenas provenientes de las sedimentitas y volcanitas mesozoicas. Este manto de sedimentos, mencionados por Silva Nieto (2005) como “Depósitos Pleistocenos Antiguos”, se ha ido integrando a las distintas morfologías que componen las líneas de costa mencionadas mediante la interacción del acarreo fluvial más moderno con el oleaje lacustre. Hacia el sur y norte, la laguna se conecta con las subcuenas hídricas, integradas y extensas mencionadas en párrafos anteriores, que, aunque de régimen efímero en la actualidad, han aportado sedimentos y construido geoformas que han jugado un rol importante en la evolución de la cubeta lacustre.

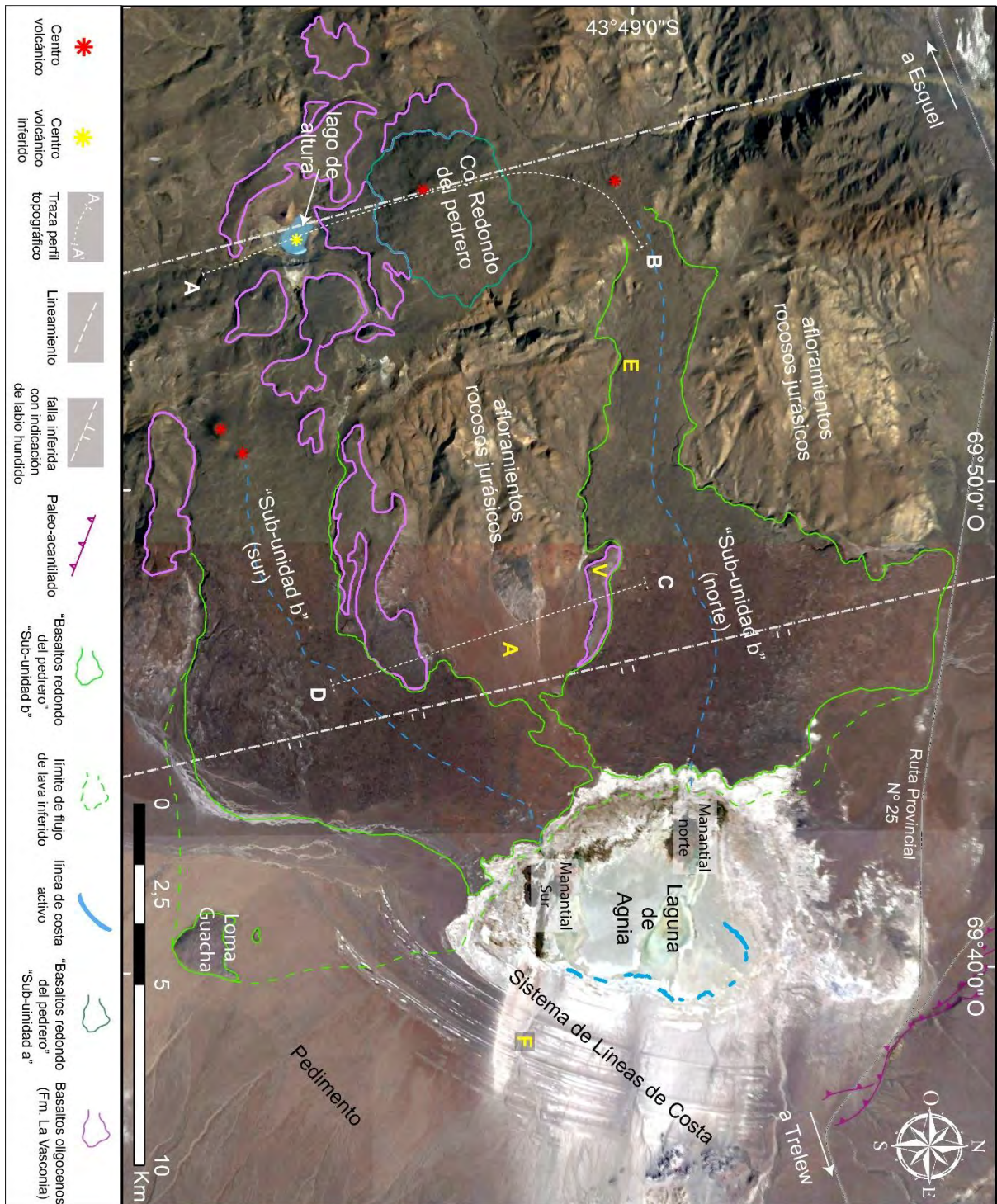


Fig. 4.2. Se destacan, en la figura, las principales unidades geológicas y geomorfológicas del área de interés, particularmente las morfologías lacustres, los relictos de la Fm. La Vasconia, los "Basaltos Redondo del Pedrero" (denominación informal), sus dos sub-unidades lávicas "a" y "b" (Fig. 5) y los centros de emisión genéticamente relacionados (modificado de Nullo (1983) y Silva Nieto (2005)). Nótese como las coladas se ajustan a un paleorelieve, con pendiente hacia la depresión de la laguna, labrado sobre un sustrato Mesozoico, en tiempos pre-Oligoceno superior (Fig. 4.3). Se indica el trazado de los perfiles A-B y C-D, correspondientes a las figuras 4.5 y 4.6. La letra E corresponde al sitio donde se extrajo la muestra para datación por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La letra V señala un

relicto basáltico (correspondiente a la Fm. La Vasconia). La letra A indica depósitos aluviales provenientes del oeste. La letra F se ubica en el sitio de muestreo de la costra carbonática para datación radiocarbónica.

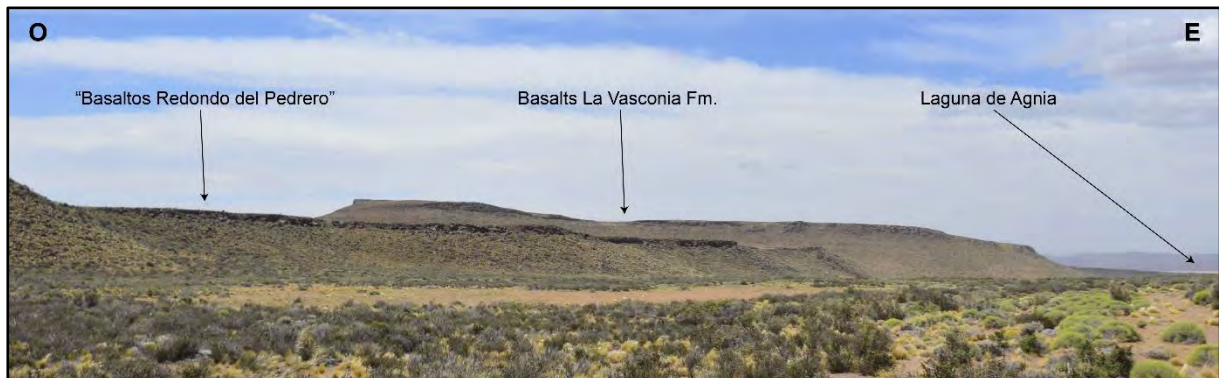


Fig. 4.3. Vista al norte de relictos de la meseta culminada por el basalto de la Fm. La Vasconia (Oligoceno superior, V en la Figura 4.2) observada desde el sur apreciándose su inclinación (2°) hacia el este, hacia el centro de la Laguna de Agnia. En primer plano los “Basaltos Redondo del Pedrero” (Plioceno superior, Sub-unidad b (norte) en la Figura 4.2) ubicados a menor altitud y encajonados en los anteriores. Este arreglo espacial de ambas unidades volcánicas confirma que la estructuración de la cuenca se habría producido en el Oligoceno.

La cartografía detallada elaborada (Figs. 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12 y 4.13) y sus correspondientes descripciones apuntan a destacar aquellas geoformas y asociaciones de geoformas, principalmente los flujos basálticos pliocenos al oeste y SLC al este ya que son consideradas las más relevantes para las interpretaciones paleoambientales.

Formas volcánicas

El análisis geomorfológico de las unidades volcánicas presentes en el área ha sido de gran utilidad tanto para verificar la estratigrafía y establecer la edad mínima de la depresión (ver apartado precedente) como para su reconstrucción paleogeográfica. Los relictos relativamente aislados de los basaltos de la Fm. La Vasconia (Fig. 4.3) y las coladas bien conservadas de los “Basaltos Redondo del Pedrero” se ajustan a paleorelieves (Oligoceno superior y Plioceno superior respectivamente) que tienden a coincidir, en general, con la topografía actual. Esto es a tal punto así que es posible identificar, por debajo de las coladas de los “Basaltos Redondo del Pedrero” (“Sub-unidad lávica b”), los paleovalles del Plioceno que canalizan, en la actualidad, flujos hídricos subterráneos que desembocan en la laguna. Estas mismas rocas, en su contacto con el ambiente lagunar, aparecen desmembradas aunque la presencia de relictos de la colada y de bloques basálticos esparcidos decenas de metros hacia el este ha permitido aproximar la posición original del frente de la colada (Fig. 4.2). La división de los “Basaltos Redondo del Pedrero” en dos sub-unidades lávicas (Fig. 4.2) está fundada en observaciones

geomorfológicas mediante las cuales se identificó una clara discontinuidad topográfica de estas rocas en la cima del Cerro Redondo del Pedrero (Fig. 4.2 y Fig. 4.5). En el mismo sentido apunta la relación espacial entre los cuerpos lávicos y los centros de emisión identificados.

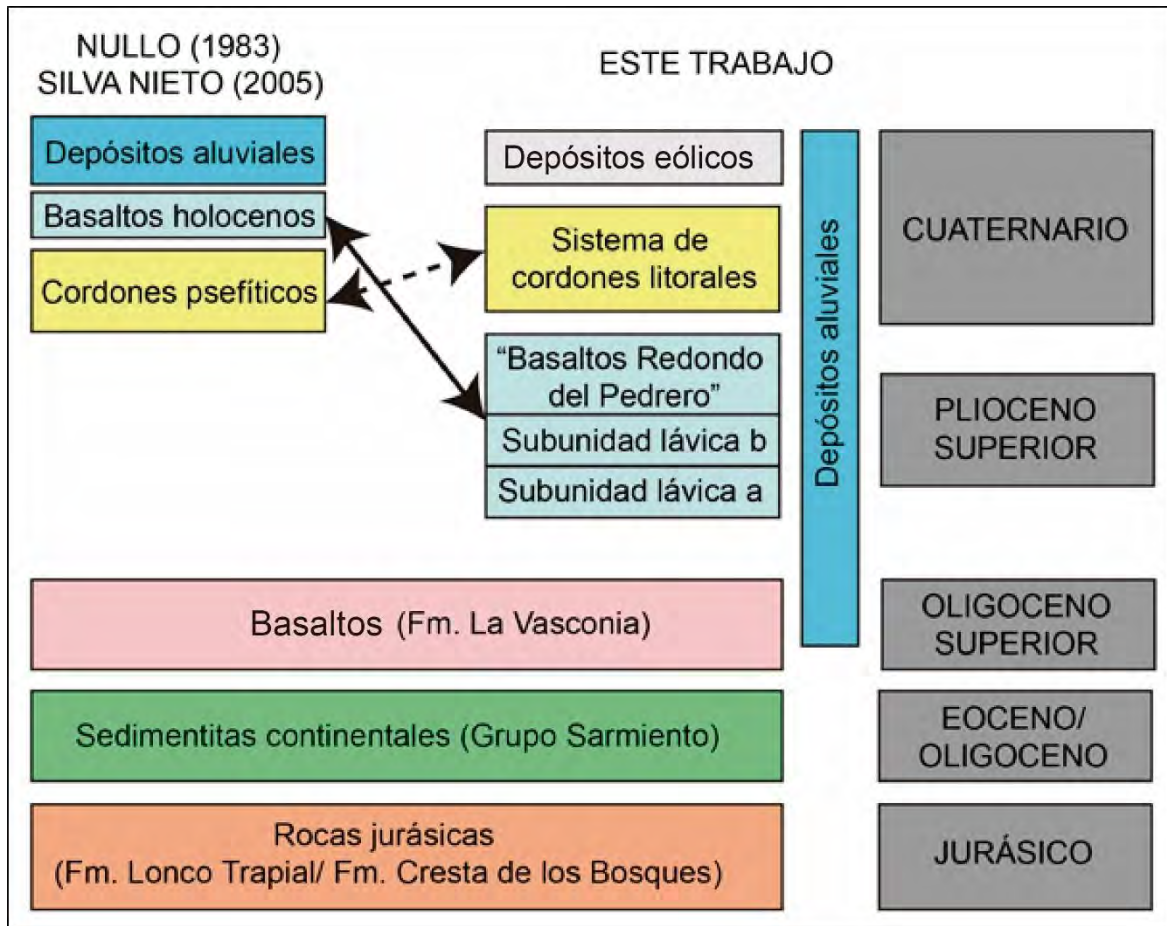


Fig. 4.4. El esquema de la figura compara la estratigrafía propuesta por otros autores para el área de estudio con la surgida en el presente trabajo. En esta última se redefine (se divide en dos sub-unidades) y se reubica en el Plioceno superior a los "Basaltos holocenos" y se resignifican las acumulaciones y formas fluviales ("Depósitos aluviales") asumiendo una mayor antigüedad de las mismas considerando la edad de la estructuración de la cuenca (mínimo Oligoceno superior). Se incluye como una nueva unidad geológica a los depósitos eólicos (nebkas y plumas eólicas), ampliamente distribuidos en la vertiente oriental de la laguna, aunque la misma no ha sido descrita en este trabajo.

El ambiente perilacustre

Si se exceptúa el paisaje volcánico descrito más arriba, el rasgo geomorfológico más destacado del área de estudio lo constituye, sin dudas, el SLC que caracteriza la vertiente oriental de la laguna. Nullo (1983) y Silva Nieto (2005) se refieren a éste como "Cordones Psefíticos" contabilizando un total de seis unidades entre las que se destacaban, por sus dimensiones, cuatro. Gracias a la disponibilidad, en la actualidad, de imágenes ópticas y radar de alta

definición se ha confirmado que existen más de 50 líneas de costas subparalelas y muy próximas unas de otras. Aparecen alargadas en sentido norte-sur, poseen muy buena continuidad, su morfología es convexa, aunque compleja, y presentan un perfil transversal asimétrico (Figs. 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11).

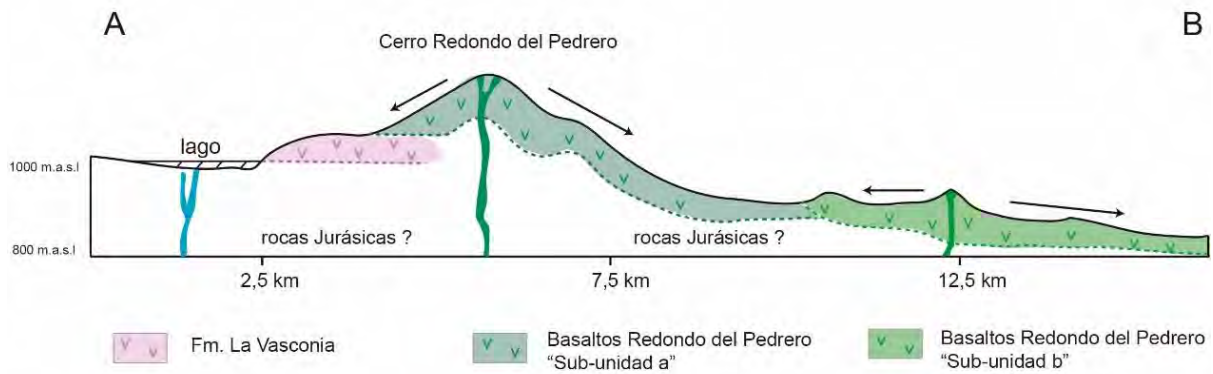


Fig. 4.5. Perfil topográfico (sección A-B de la Fig. 4.2), con la escala vertical muy exagerada, del Cerro Redondo del Pedrero, en el que se representan las 3 unidades basálticas confirmadas y los centros de emisión genéticamente vinculados. Se considera posible que la depresión de altura que contiene un pequeño lago coincida con un antiguo centro de emisión volcánica colapsado y erosionado (inversión del relieve) vinculado con la extrusión de las coladas de la Fm. La Vasconia.

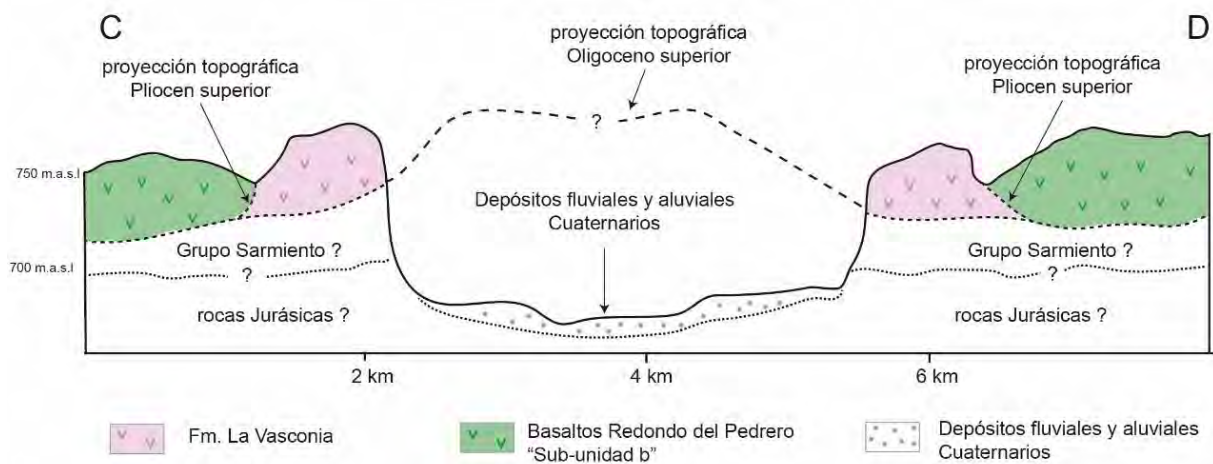


Fig. 4.6. Perfil topográfico (Sección C-D de la Fig. 4.2), con la escala vertical muy exagerada, en el que se representan las unidades geológicas confirmadas y supuestas y las proyecciones hipotéticas y aproximadas de los paleorelieves (que definen discordancias) del Oligoceno y Plioceno en los cuales se encajaron los flujos lávicos de la Fm. La Vasconia y de los "Basaltos Redondo del Pedrero", respectivamente. Obsérvese la significativa inversión del relieve producida en ese lapso.

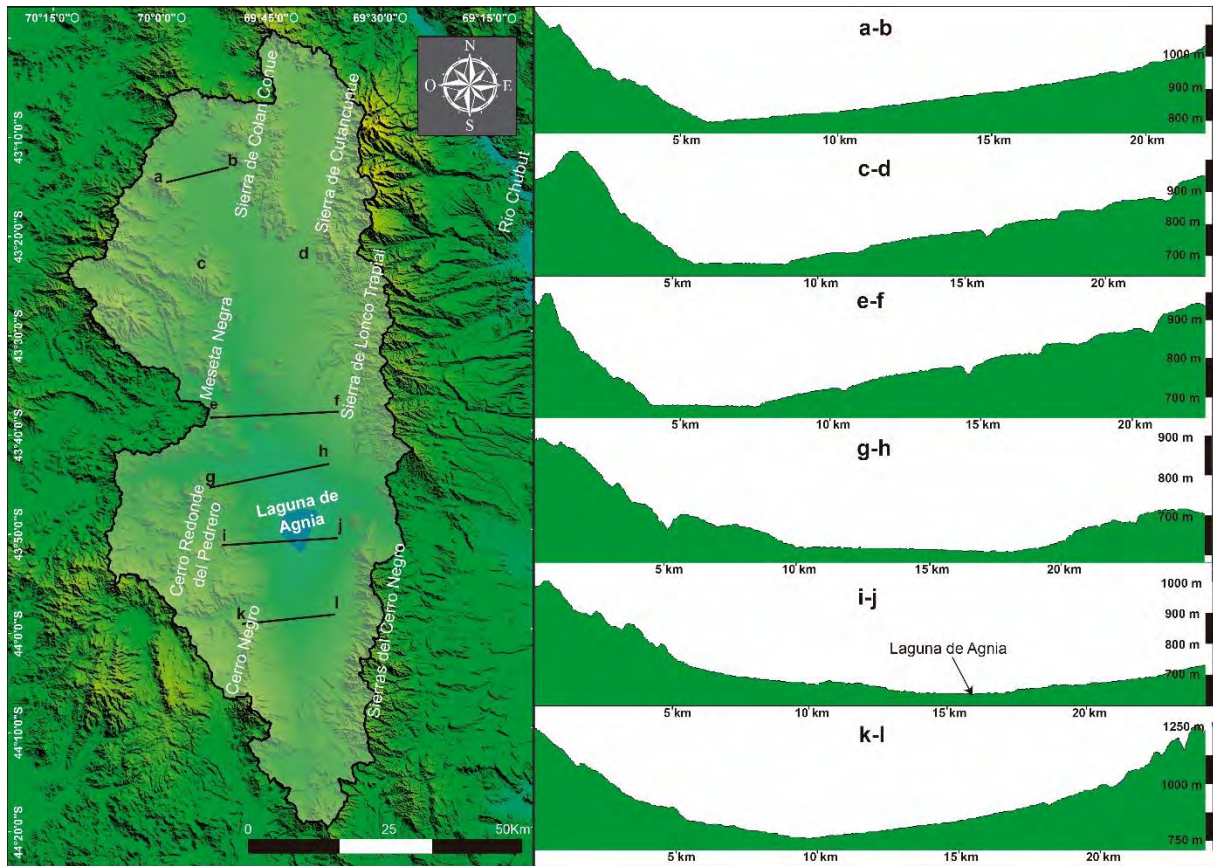


Fig. 4.7. Cuenca de la Laguna de Agnia y perfiles transversales (oeste-este) en los cuales se aprecia la asimetría entre las laderas, con pendientes más moderadas en las inmediaciones de la laguna (perfiles g-h, i-j). Esto resulta compatible con un aumento en el grado de colmatación (detrítico y volcánico) de la cuenca hacia el sur.

Estas líneas de costa tienen una gran diversidad de tamaños, alcanzando los 16 km de longitud, superando los 100 m de ancho con alturas entre 7 y 10 m. El escalonamiento entre la línea costera más externa (paleolínea principal A, Fig. 4.9, ubicadas a 660 m.s.n.m) y la línea costera más interna y activa (paleolínea principal E, Fig. 4.9, ubicadas a 607 msnm) representa una evolución regresiva y continua del lago (Fig. 4.11), sin ninguna evidencia de que las estabilizaciones del lago hayan excedido en altura hasta el anterior. Sin embargo, no debe descartarse la aparición de algunos episodios transgresivos de duración relativamente corta y, por lo tanto, con pocas posibilidades de desarrollar morfologías sobresalientes. Entre las dos alturas mencionadas se destacan 3 crestas por su tamaño, continuidad y grado de conservación morfológica, ubicadas a 630 m.s.n.m. (paleolínea principal B, numeradas como 5 y 6), 645 m.s.n.m. (paleolínea principal C, numeradas desde la 15 a la 17, Fig. 4.9) y 655 m s.n.m (paleolínea principal D, numeradas desde la 28 a la 30, Fig. 4.9), separadas entre sí por más de 1 km (Figs. 4.9, 4.10 y 4.11). En estas amplias zonas intercosteras, se han desarrollado muchas líneas menores, interpretadas como estabilizaciones secundarias del lago (transgresivas o

regresivas). La altura de la superficie del lago ha disminuido desde su máxima extensión hasta el presente al menos 53 m en un contexto regresivo, debido a la caída del nivel de base. La superficie actual de la laguna es de 25 km² y su superficie máxima es aproximadamente 10 veces ese tamaño.

Las líneas de costas de la Laguna de Agnia son producto del retrabajo, redistribución y modelado por acción de las olas de; a) sedimentos que descienden desde el este por deriva fluvial de terrazas, planicies aluviales y abanicos (Figs. 4.8 y 4.12), b) depósitos deltaicos ubicados topográficamente por debajo del SLC (Fig. 4.13) y c) los sedimentos que cubren los depósitos pedemontanos expuestos al este del SLC o aquellos que se han sumergido después del ascenso del nivel del lago. El SLC refleja, entonces, el desarrollo aparentemente simultáneo de la fase de la laguna y la red fluvial aún activa, que converge desde el este. La red de drenaje presenta varios diseños, según la morfología que atraviesa: Pedimentos (subparalelo), planicies lacustres (anárquicas), líneas de costa (enrejados, con pendientes opuestas), abanicos aluviales y deltas (distributivos), entre otros, por lo que su interpretación ha sido muy útil considerando los objetivos de este trabajo. Por otro lado, los principales cursos fluviales forman valles que disectan el pedimento y que erosionan las costas hasta llegar al lago, desarrollando deltas. Dentro de estos valles se pueden contar, al menos, tres niveles de terrazas fluviales (Fig. 4.12) que junto con los abanicos aluviales (Fig. 4.13), acrecionados contra las líneas de costa respectivas, permiten confirmar las diferentes estabilizaciones de la laguna (Figs. 4.10 y 4.11). Las líneas de costa son complejas tanto sedimentológicas (ver siguiente sección) como geomorfológicamente, y su morfología general y composición interna es el producto de la erosión y sedimentación. Depósitos de barras, costas, llanuras lacustres (Fig. 4.8), restos de abanicos y deltas aluviales citados, entre otros subambientes, son constituyentes esenciales de estos lineamientos peri-lacustres. Por otro lado, y como evidencia del marcado patrón climático de la región, aparecen espigas en el extremo sur del SLC (Fig. 4.14a), donde el margen de la laguna se aleja de la dirección del viento dominante del oeste. Otras características morfológicas distintivas, destacadas en el extremo norte del SLC, son los remanentes de acantilados esculpidos por la erosión de las olas sobre el pedimento o directamente sobre los afloramientos rocosos del Jurásico (Fig. 4.14b). Estas escarpas, de varios metros de altura y 5-6 km de largo, se correlacionan con algunas de las estabilizaciones más antiguas, aunque existen algunas secciones que habrían estado en contacto con el lago en diferentes etapas. También han sido identificados depósitos eólicos modernos, limo-arenosos, cubriendo parcialmente los SLC y pedimento. Se destacan los campos de nebkhas, así como otros depósitos eólicos alargados de este a oeste (Fig. 4.14c).

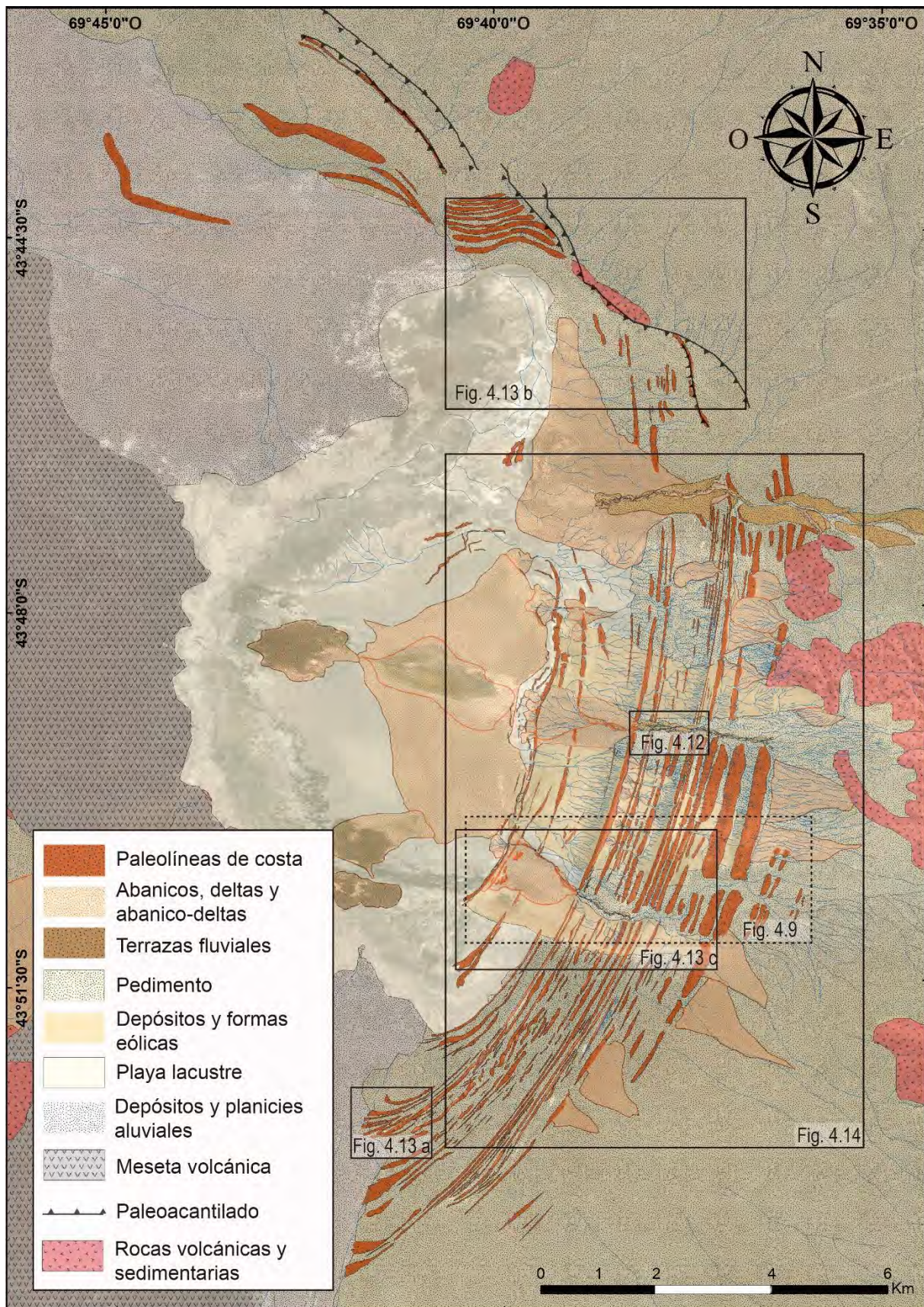


Fig. 4.8. Mapa Geomorfológico de la Laguna de Agnia y alrededores. Los recuadros ubican situaciones descritas a continuación, con imágenes de mayor detalle.

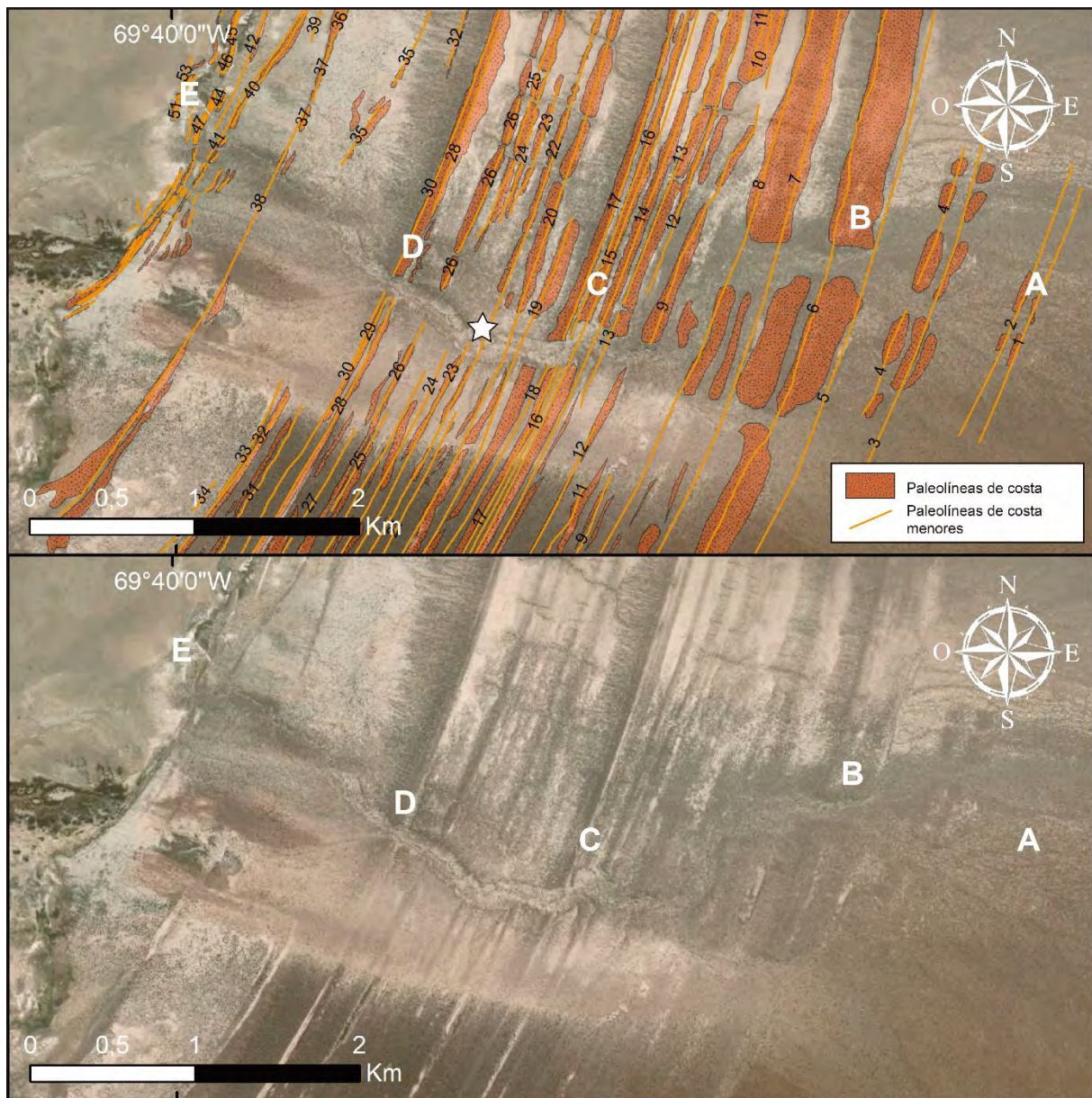


Fig. 4.9. Se muestran las paleolíneas de costa, ordenadas secuencialmente mediante números, indicándose el más externo y más antiguo con el número 1 y el más interno y activo con el número 53, muchas de estas líneas de costa forman parte de una misma estabilización, que presenta variaciones menores relacionadas al mismo evento. Por otro lado, se señalaron mediante letras las paleolíneas de costa más características por su tamaño, extensión y resalto topográfico (Fig. 4.11), siendo A (paleolíneas numeradas como 1 y 2) la paleolínea principal más antigua, y E la línea de costa principal activa (paleolíneas numeradas del 50 a 53). La estrella señala la ubicación de muestreo de la costra carbonática, que fue analizado por C^{14} (Ver apartado “soporte sedimentológico” y Fig. 4.16). Ver ubicación de la figura en Fig. 4.8.

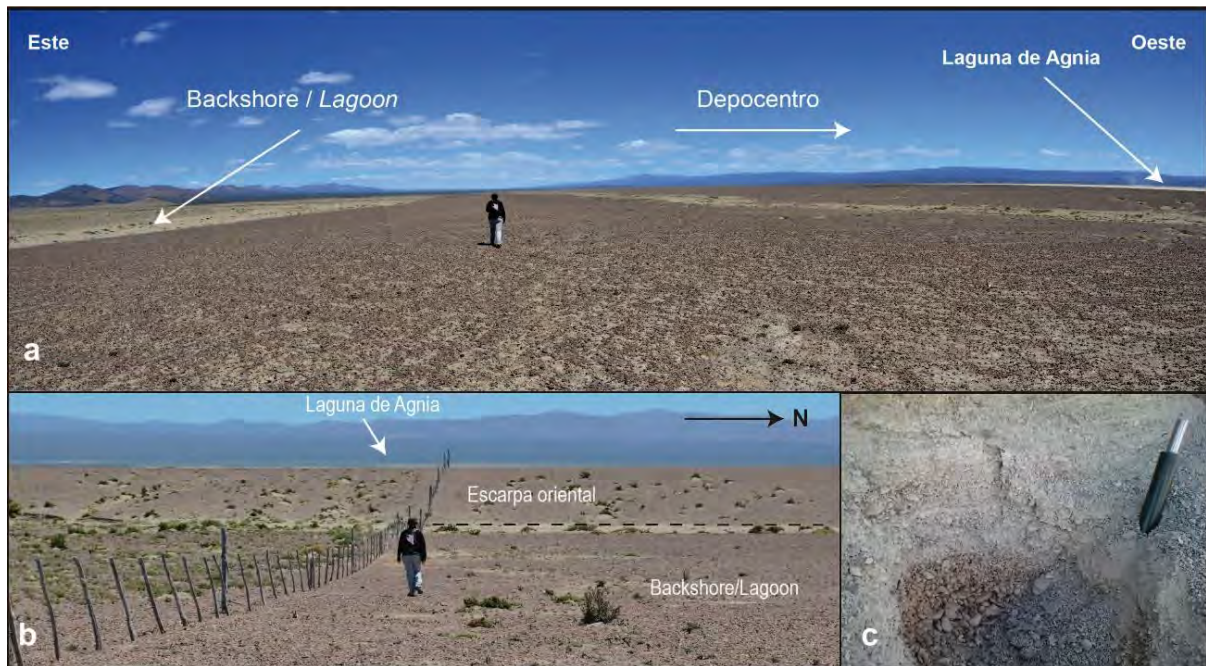


Fig. 4.10. a: Vista longitudinal de una línea de costa, donde se destaca la planicie de *backshore*, la cobertura gravosa asociada al desarrollo de la línea de costa. b. Vista transversal de una de las líneas de costa, donde se visualiza la escarpa oriental de la una de las líneas de costa más sobresalientes. c. Gravitas con incipiente estratificación horizontal de la sección superior de una de las líneas de costa.

Soporte sedimentológico:

El análisis sedimentológico de cortes naturales, producto de la erosión fluvial, sobre las líneas de costa, permitió reconocer 9 facies sedimentarias asociadas a ambientes lacustres someros. La gran mayoría corresponde a gravas finas a medias (G) o gravas finas y arenas medias a gruesas (G) y arenas gravosas (AG), de clastos bien redondeados, esféricos a subesféricos, por lo general clasto sostén (c), aunque existen niveles matriz soportados (m). Las principales diferencias radican en la estructura mecánica desarrollada, observándose aquellas sin estructura o masivas, con estratificación horizontal (h), con estratificación entrecruzada planar (e) y con estratificación en artesa (a). Algunos de los niveles gravosos presentan cemento carbonático confiriéndole a esos niveles alta cohesividad. Otras facies corresponden a arenas (A) finas a medias, con estratificación en artesa (a) o laminación (l), algunos de estos niveles presentan ondulitas en su techo. También fueron descritas facies de limos masivos (L) con rasgos de pedogénesis, y facies arcillosas (a). (Tabla 4.1).

El análisis de facies permitió el reconocimiento de cinco ambientes depositacionales correspondientes a un sistema lacustre somero (Fig. 4.15), similares a aquellos descritos por Blair (1999), aunque con algunas variaciones (Tabla 4.2). Las facies se ordenan, de afuera hacia adentro de la cuenca, en facies de *backshore* o *lagoon*, con depósitos que evidencian un

ambiente de baja energía, limosos, generalmente pedogenizados (L), y depósitos de sobrelavado compuestos de gravas y arenas con estratificación entrecruzada planar (GAe) que inclinan hacia afuera del depocentro. Continúan facies de *foreshore*, depósitos de alta energía donde la acción hidrodinámica de las olas genera una buena selección de las gravas, que suelen tener un arreglo clasto sostén (Gc), y en ocasiones estratificación horizontal (GAh). Continúan facies correspondientes a ambiente de *shoreface*, compuestas de depósitos de gravas y arenas con estratificación horizontal, entrecruzada planar y en artesa (GAh, GAe, Aa) que evidencian un ambiente de alta energía típica del *upper shoreface*. Se identificaron, también, depósitos de transición entre el *upper shoreface* y *lower shoreface* donde dominan las gravas matriz sostén (Gm) con un menor grado de selección respecto a las anteriores mencionadas. Esta secuencia de facies continua con depósitos correspondientes al *lower shoreface* representado por niveles de arenas gravosas masivas (AG) y arenas laminadas (Al). La secuencia culmina con facies más finas asociadas a ambientes de fondo o cercanas al fondo lacustre, el *bottom lake*, con presencia de arenas con laminación (Al), limos (L) y arcillas (a).

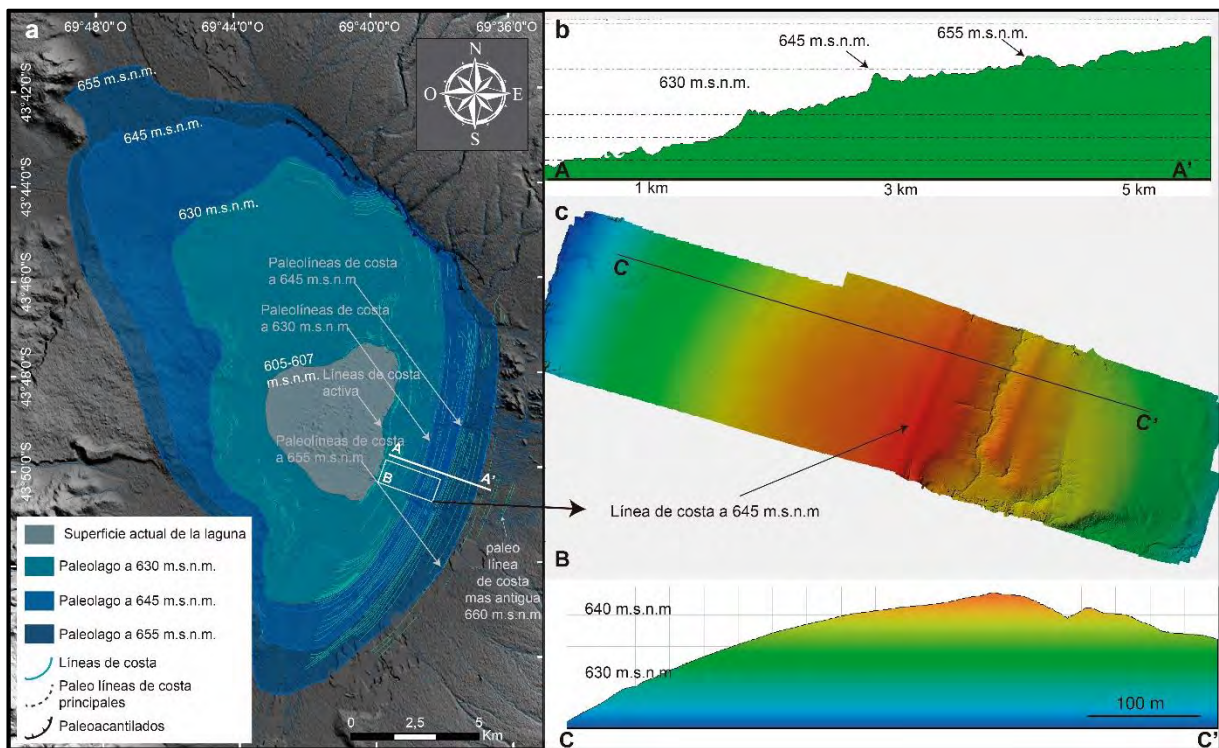


Fig. 4.11. a. Proyección de una de las líneas de costa más desarrolladas y las superficies correspondientes a las estabilizaciones de los paleolagos a 655, 645 y 630 m.s.n.m. donde se destacan las líneas de costa más externas, a 660 m.s.n.m y más internas y activas entre los 605 y 607 m.s.n.m. b. Perfil A-A' en dirección noroeste-sureste, donde se destacan las tres líneas de costa más importantes, por su tamaño, conservación y desarrollo. c. DEM de 13,5cm de resolución y perfil C-C' en dirección ONO-ESE, correspondiente al recuadro "B" en la Fig. 4.11. a.

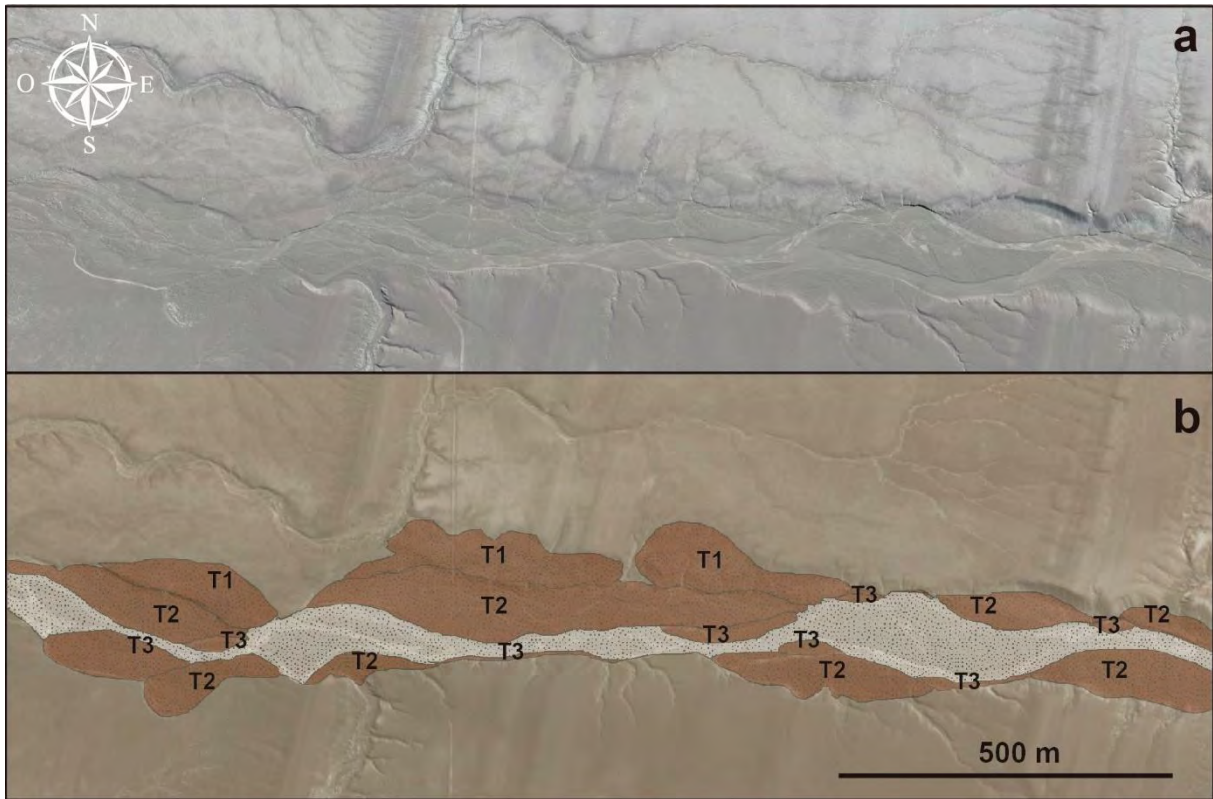


Fig. 4.12. Previamente indicada en la Fig. 4.8. a. imagen satelital del valle fluvial y sus terrazas. b. Mapeo de terrazas fluviales desarrolladas en uno de los valles fluviales que conecta las áreas montañosas orientales con la laguna. Estas formas erosivas representan ajustes de los cursos fluviales a las modificaciones del nivel del lago. Ver ubicación de la figura en Fig. 4.8.

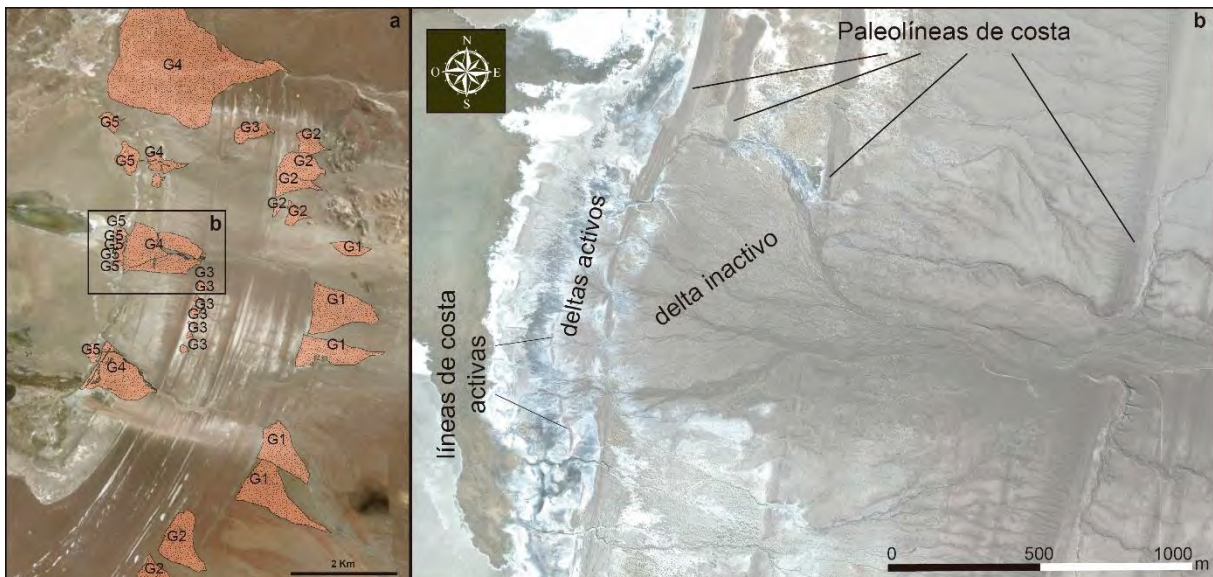


Fig. 4.13. Previamente indicada en la figura 4.8. Muestra la compleja relación entre los abanicos aluviales y deltas con las líneas de costa, en consonancia con la clara naturaleza regresiva de la secuencia lacustre. Durante la estabilización de la laguna, las líneas de costa correspondientes reducen el gradiente y velocidad de los cursos de agua que provienen del este, favoreciendo el desarrollo de abanicos aluviales. Luego, cuando los ríos sobrepasan las líneas de costa, se conectan con el cuerpo de agua desarrollando deltas. Durante la siguiente estabilización, a

niveles inferiores, parte de estos deltas son erosionados y total o parcialmente cubiertos por depósitos fluviales. Ver ubicación de la figura en Fig. 4.8.

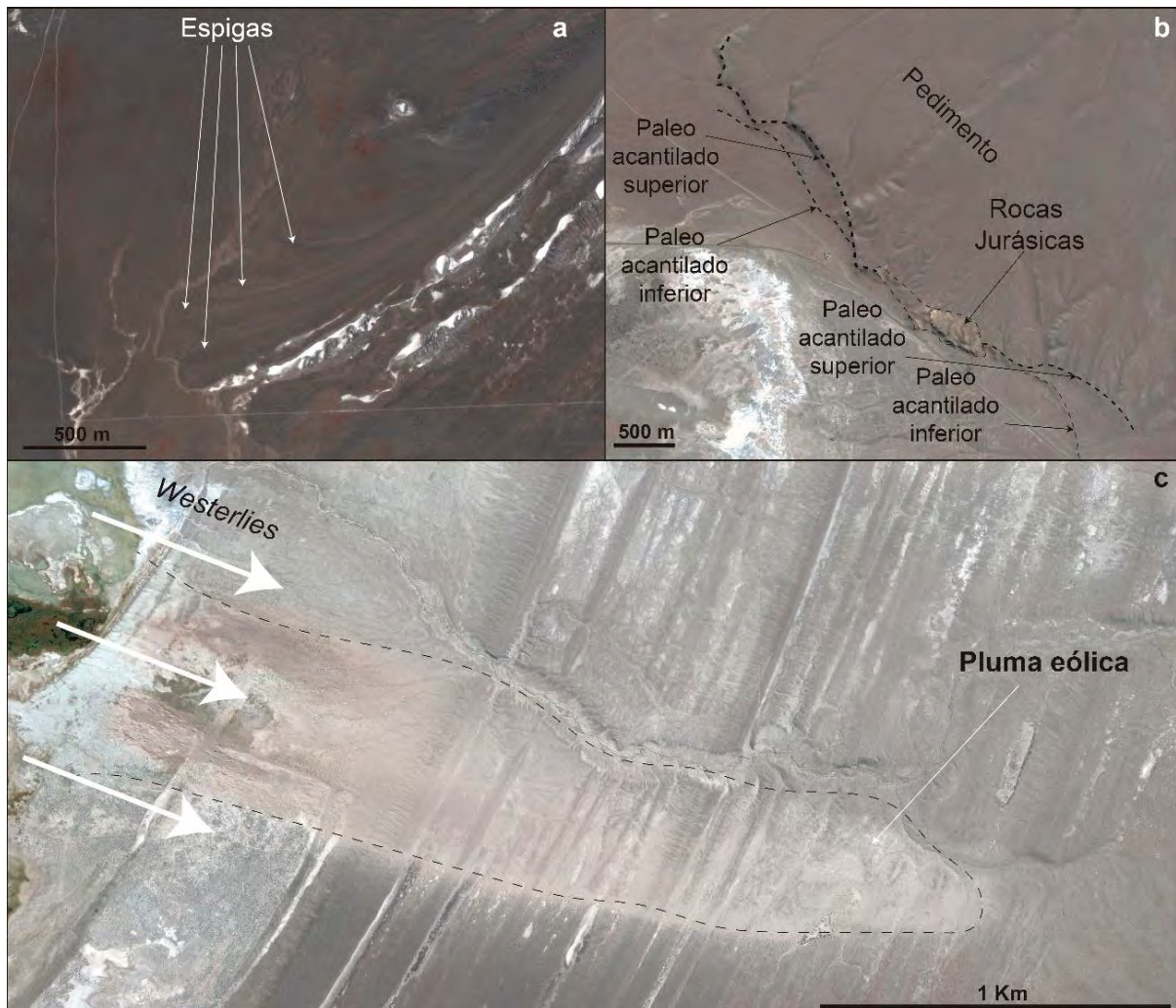


Fig. 4.14. imágenes indicadas en la Fig. 4.8. a. Líneas de costa que evolucionan a espigas, en la margen sur de la laguna, como evidencias de corrientes laterales. b. Remanentes de acantilados esculpidos sobre sedimentos y rocas jurásicas en la margen norte de la laguna. Plumas eólicas en la margen oriental de la laguna. Ver ubicación de las figuras en Fig. 4.8.

Código de Facies	Nombre completo	Descripción
Gc	Gravas clasto sostén	Gravas finas (sabulíticas), clasto sostén, con moderada a buena selección, masivas, con clastos bien redondeados, esféricos a subesféricos. En ocasiones presenta arcilla en la matriz, recubriendo los clastos. Presenta clastos de mayor tamaño de forma esporádica. Existen niveles endurecidos por carbonatos (carbonato micrítico en la matriz). Presencia de bioconstrucciones en niveles endurecidos.
GAh	Gravas y arenas y gravas arenosas con estratificación horizontal	Gravas medias a finas y gravas arenosas y arenas finas a gruesas, de clastos esféricos y subesféricos con estratificación horizontal. Las gravas son bien seleccionadas, clasto sostén, y existen niveles con muy escasa matriz, de moderada selección.
GAe	Gravas y arenas con estratificación entrecruzada planar	Gravas medias a finas clasto sostén y arenas gruesas a finas de clastos subesféricos y redondeados bien seleccionados. Ocasionalmente existen niveles matriz sostén de matriz de gravas finas o arena gruesa. Niveles con estratificación entrecruzada planar que inclinan hacia el depocentro.
Gm	Gravas matriz sostén	Gravas finas a medias de moderada a buena selección, matriz sostén, de matriz arenosa. Clastos de gran tamaño ocasionales. Clastos redondeados y subesféricos.
Aa	Arenas finas con estratificación entrecruzada en artesa	Arena fina con estratificación entrecruzada en artesa que intercala con niveles de 0.5 a 5 cm. de arcillas que desarrollan paleosuelos. Hacia el tope de estas facies, se observan, ocasionalmente, ondulitas muy bien conservadas.
AG	Arenas y arenas gravosas masivas	Arenas finas a medias con gravas finas intercaladas. Corresponde a niveles clasto sostén, de clastos bien redondeados y esféricos. Presenta gradación normal y son facies estrato decrecientes. Con estratificación horizontal ocasional.
Al	Arenas finas con laminación	Arenas finas con laminación.
L	Limos	Limos. Desarrollo de estructura granular e incipiente formación de prismas (pedogénesis). La mayoría de estos niveles presenta coloración gris, aunque existen niveles limosos de coloración rojiza.
a	arcillas	Arcillas con laminación y arena muy fina interdigitada

Tabla 4.1. Descripción detallada de facies sedimentarias identificadas

El análisis de facies permitió reconocer, en la mayoría de los casos, una primera etapa transgresiva, que continúa con una secuencia progradante o agradacional. (Fig. 4.16 y 4.17). Estas observaciones permiten registrar un primer momento de inundación de la laguna, seguido por la estabilización del nivel del lago, que finaliza durante la progradación de las facies continentales hacia el depocentro, aunque esto último no es visible en todos los perfiles. En ocasiones es posible diferenciar hacia el tope de los perfiles, desarrollo de suelos sobre niveles limosos (L) intercalados con facies gruesas correspondientes a un ambiente de *upper shoreface*. Estas facies limosas con desarrollo de suelo pueden corresponder al ambiente de *backshore*. Que estén intercaladas con facies gruesas correspondientes a ambientes de alta energía permiten suponer que el nivel del lago presentaba fluctuaciones durante el estadio más alto, con eventos transgresivos que superaban el cordón litoral, depositando sedimentos más finos en un ambiente de *lagoon* o *backshore*, y facies gruesas de foreshore, típica de la zona de rompiente de olas sobre la costa. En ocasiones, estos niveles gruesos que se encuentran hacia el tope de los perfiles, corresponden a niveles endurecidos por carbonatos de calcio. La superficie de todos los perfiles, y de todas las líneas de costa observadas, muestran un nivel de facies gruesas pavimentadas. Esto se interpreta como erosión eólica durante los estadios de desecación (etapa

regresiva), que elimina la cubierta fina. En otros sectores se desarrollan formas y depósitos eólicos, en zonas actualmente vegetadas o de mayor humedad, que corresponden con depósitos activos en la actualidad.

Código de facies	interpretación	Ambiente depositacional
Gc	Retrabajo y depositación por oleaje, en condiciones de alta energía con buena capacidad de selección. Zona intertidial. Precipitación de carbonatos.	Foreshore
GAh	Retrabajo, depositación y sedimentación por oleaje en condiciones de alta a media energía, con buena capacidad de selección.	Foreshore a Upper shoreface
GAe	Retrabajo y depositación por oleaje en condiciones de alta a media energía	Upper shoreface
Gm	Retrabajo por oleaje en zonas de energía media, con baja capacidad de selección.	Upper shoreface a Lower shoreface
Aa	Sedimentación en zonas de alta energía, migración de ondas 3D.	Upper shoreface
AG	Depositación de sedimentos en condiciones de energía media, poca capacidad de selección.	Lower shoreface
Al	Decantación, zonas de media a baja energía.	Lower shoreface a Lake bottom
L	Decantación en zonas de baja energía. Peogénesis (exposición subaérea) y bioturbación.	Lake bottom/ Backshore
a	Decantación de sedimentos finos a muy finos en condiciones de baja energía	Lake bottom

Tabla 4.2. Descripción de facies descriptas en la región litoral oriental de la Laguna de Agnia.

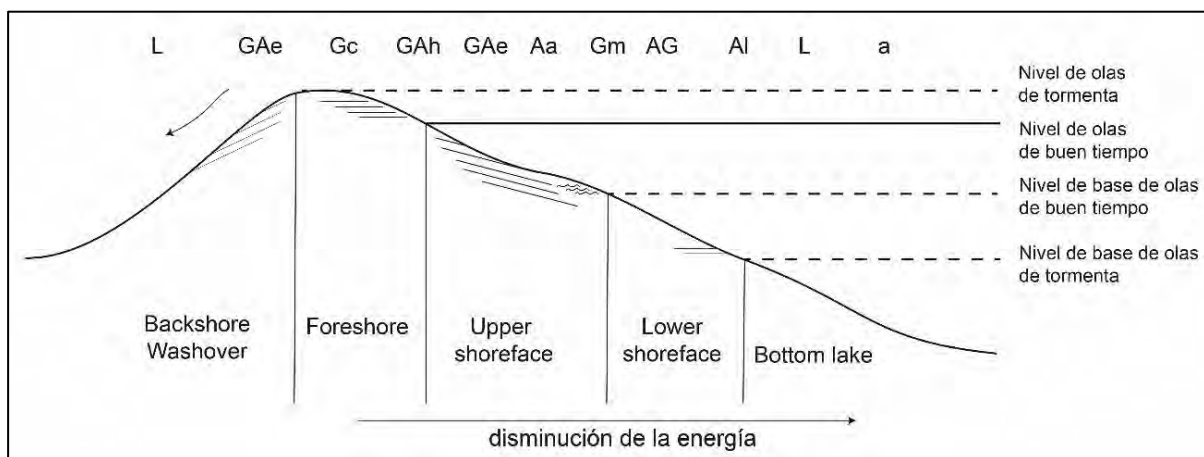


Fig. 4.15. Distribución de facies según los distintos ambientes en un sistema lacustre somero (Reading y Collinson 1996).

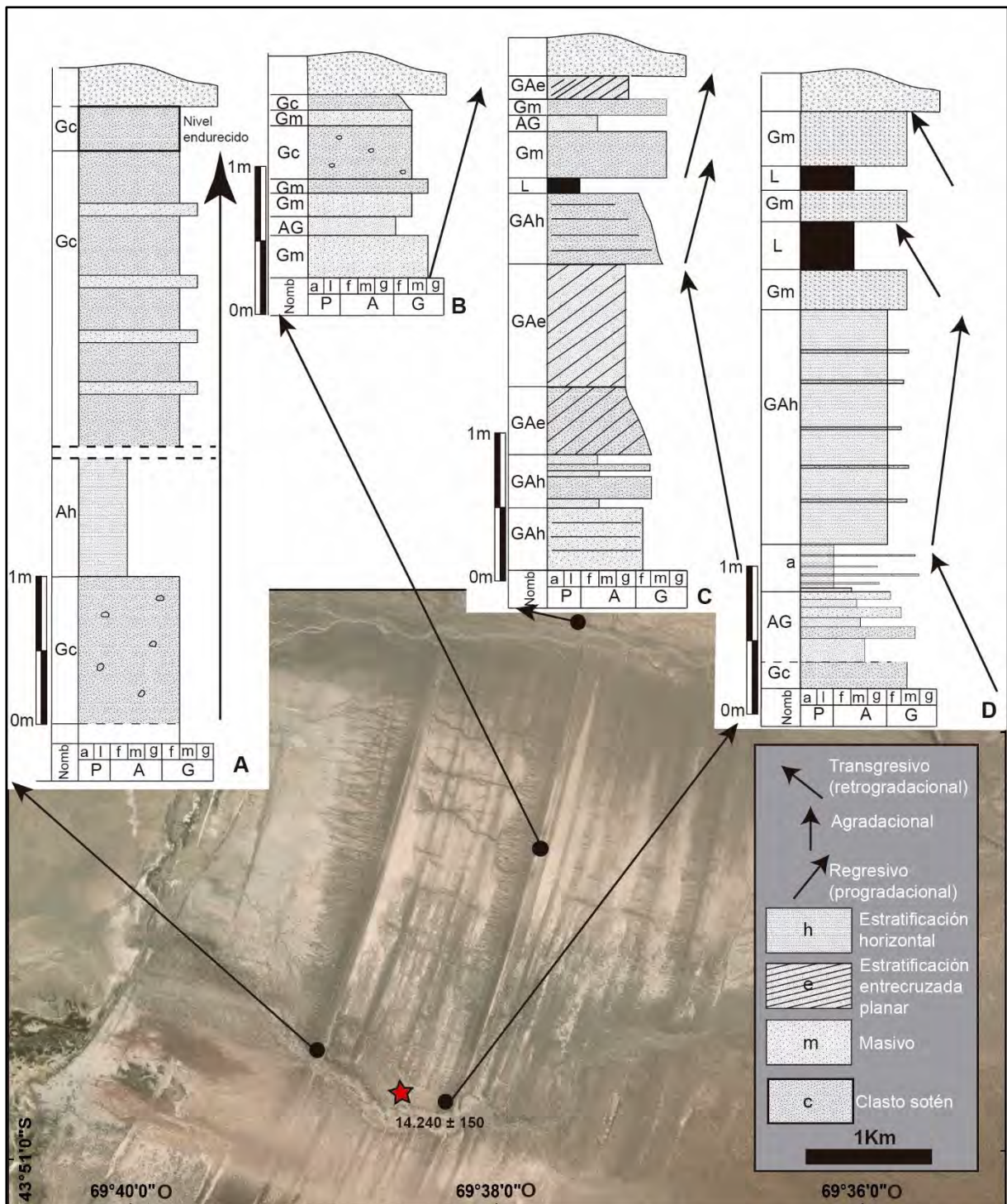


Fig. 4.16. Ubicación de perfiles más relevantes. A. Sección que muestra un arreglo agradacional de facies de playa o *foreshore*. B. Perfil relevado en la sección superior de la línea de costa, con arreglo progradacional de facies, desde ambientes de *lower shoreface* (GA) a *foreshore* (Gc). C y D: Secciones correspondientes a líneas de costa, que muestran un arreglo transgresivo en la base (Gc, GA, AG, a) que pasa a facies progradantes en el techo (GAh, GAe). Los depósitos limosos, con desarrollo de paleosuelo ubicados hacia el tope, podrían corresponder con depósitos de *backshore*, que intercalan con facies gruesas del *foreshore*, producto de la relativa estabilización del pelo de agua en ese sector. La posición de la estrella muestra la ubicación donde fue hallada la concreción carbonática, datada mediante el método de radiocarbono.

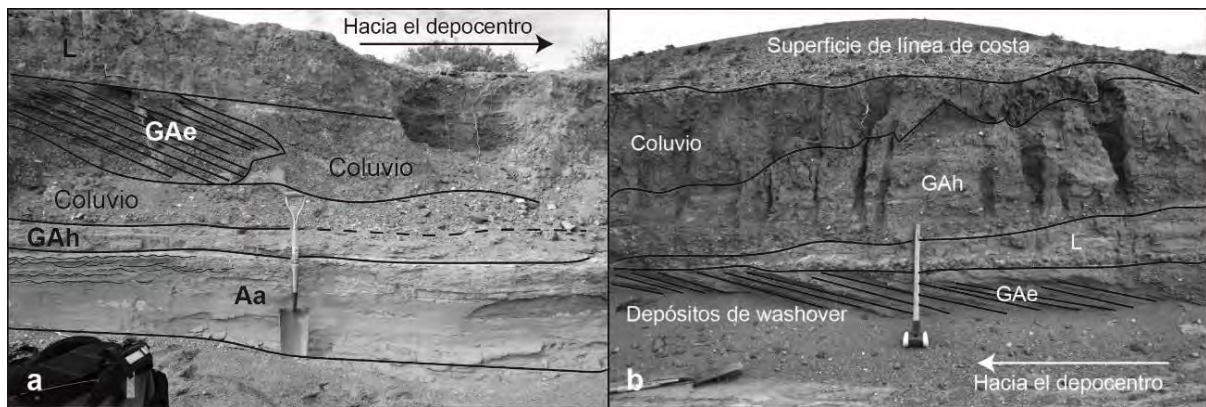


Fig. 4.17. Secciones que muestran secuencias de facies progradantes. a. Facies finas de *upper shoreface* a facies gruesas de *foreshore*. b. Sección no relevada en perfiles, que muestra un depósito de sobrelavado, con estructura de estratificación entrecruzada planar que inclinan hacia el continente, por encima facies correspondientes al *foreshore*.

En una posición intermedia dentro del SLC, en la línea de costa numerada como 22, entre la paleolínea C y la D (Punto F de la Fig. 4.2 y Fig. 4.9), se muestreó una costra carbonática identificada como una posible bioconstrucción estromatolítica, desarrollada sobre una de las facies gruesas del *foreshore* (Ver Fig. 4.15). Teniendo en cuenta, que a) estos organismos suelen desarrollarse en cuerpos de agua someros de baja energía de regiones cálidas y b) que las condiciones áridas dentro de la cuenca no han variado significativamente en los últimos 15 Ma (Blisniuk *et al.* 2005) asumiendo que el único cuerpo de agua desarrollado en ese sector es el correspondiente a la laguna de Agnia estabilizada a esa altura (~633 m.s.n.m), es posible asociar la génesis de la bioconstrucción a la formación de un lago en el lugar del hallazgo de la concreción (43°50'50.13"Lat. S y 69°38'33.27" Long. O). La misma pudo haberse formado tanto en el fondo de una laguna somera que tenía su línea de costa muy cercana a la ubicación de la bioconstrucción, o bien en un ambiente de *lagoon* dentro del ambiente de backshore, cuando la laguna se encontraba en una posición, también, muy cercana a este punto. El fechado radiocarbónico de la concreción carbonática arrojó un valor de 14.240 ± 150 años ^{14}C AP., correspondiente a la edad del lago que formó la línea de costa que atraviesa ese sector (línea de costa numerada como 22, Fig. 4.9). Este dato es crucial para acotar temporalmente la historia geomorfológica de la laguna, en un lapso que va, al menos, desde el Pleistoceno superior, hasta la actualidad, pudiendo reconocer estabilizaciones más antiguas según las relaciones morfoestratigráficas.

4.3.2 Otras lagunas endorreicas dentro del área de estudio

Existen en la región extraandina del Chubut, más de 200 bajos que funcionan o han funcionado como lagunas endorreicas (Fig. 4.18), muchas de las cuales han desarrollado sistemas de líneas de costa (SLC), en respuesta a cambios en el nivel del pelo de agua. Los bajos de menor tamaño suelen ocupar las mesetas volcánicas, y los de mayor tamaño suelen estar asociados a bajadas, producto de la evolución de zonas pedemontanas de cuencas endorreicas mayores. En el área de estudio, las lagunas más relevantes por su tamaño, desarrollo de SLC e historia geomorfológica se desarrollaron en bajadas pedemontanas, y corresponden a la Lagunas de Aleusco, Salina Grande, Lagunas del Molle, Laguna de Taquetrén, Pocitos de Quichaura, Laguna Salada, Laguna Blanca y la Laguna de Agnia (Fig. 4.18). La Salina Grande muestra al menos seis líneas costeras, aunque mantiene el patrón de dos estabilizaciones mayores, al igual que la Salina del Molle y la laguna de Taquetrén (Bilmes *et al.*, 2017), ubicadas muy próximas entre sí. Este patrón de líneas de costa, donde se diferencian dos estabilizaciones principales, se repite en un gran número de lagos cerrados dentro del área de estudio, aunque en ocasiones es posible diferenciar tres o cuatro estabilizaciones principales.

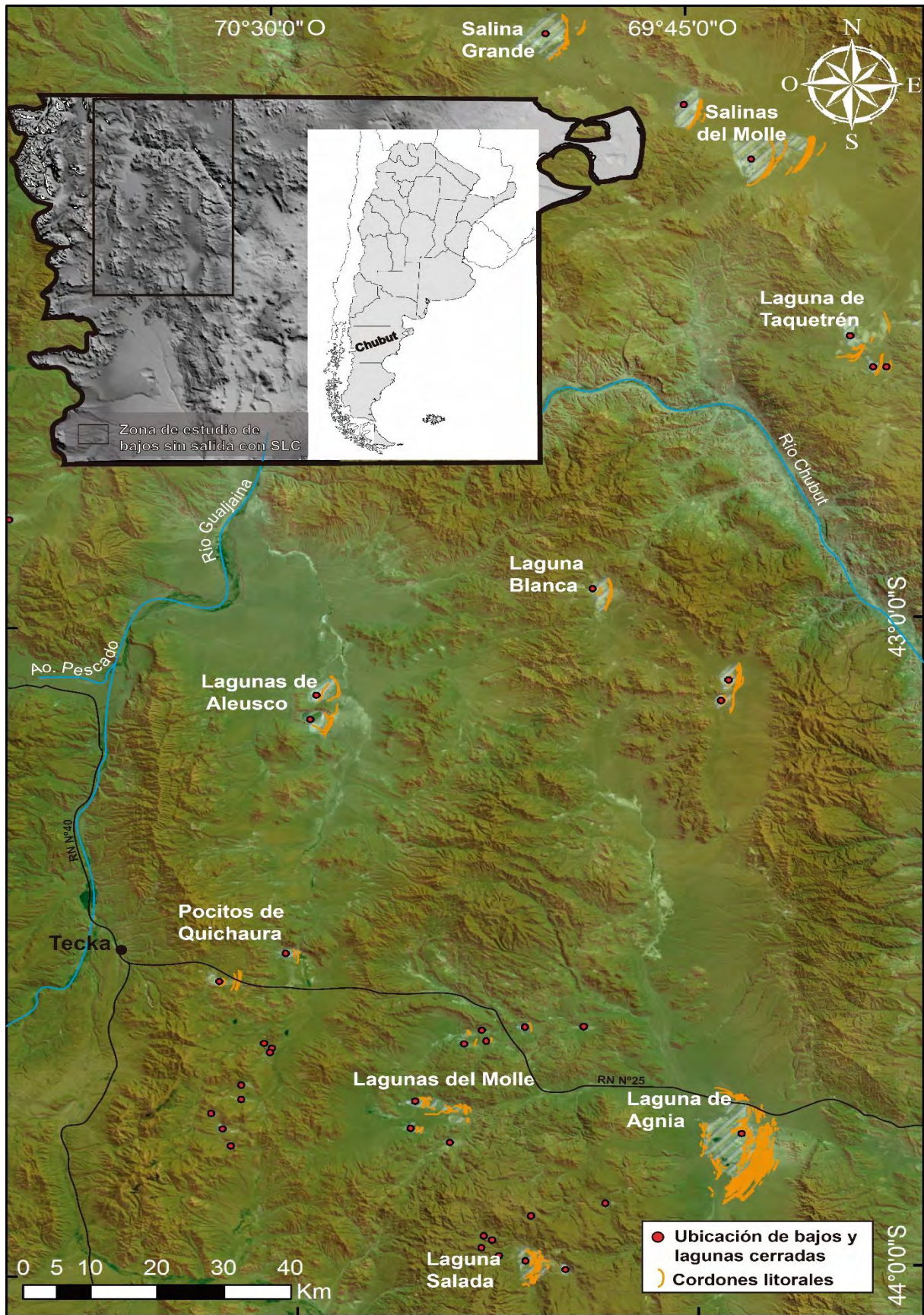


Fig. 4.18. Se indica la ubicación de las depresiones lagunares analizadas: Laguna de Agnia, Lagunas de Aleusco, Salina Grande, Lagunas del Molle, Laguna de Taquetrén, Pocitos de Quichaura, Laguna Salada, Laguna Blanca, y otras lagunas con desarrollo de cordones litorales, y bajos cerrados donde no se han reconocido líneas de costa.

4.4 DISCUSIÓN

La mayoría de las discusiones y conclusiones acá planteadas, están basadas en las observaciones extraídas de la cuenca de Agnia. Las propuestas generadas a partir del estudio de detalle de la Laguna de Agnia, han sido extrapoladas a la mayoría de los bajos que desarrollan líneas de costa en el área de estudio de la presente tesis, debido a las similitudes morfológicas encontradas. Las edades obtenidas, tanto en las coladas basálticas, como en una de las líneas de costa, han permitido acotar la historia geomorfológica en la cuenca de Agnia que, a su vez, ha facilitado las interpretaciones morfoestratigráficas de la mayoría de las lagunas de similares características de la zona analizada.

Edad de la cuenca de Agnia:

La posición y ordenamiento espacial de muchos de los relictos mesetiformes correspondientes a volcanitas de la Fm. La Vasconia en el área de estudio (E Fig. 4.2 y Fig. 4.3), constituyen el principal argumento para asignar una edad mínima a la cuenca de Agnia y a su geomorfología en general. La edad oligocena o “más joven” de estos basaltos, fue propuesta por [Nullo \(1983\)](#), considerando que aparecen por encima o intercalados con las tobas del Grupo Sarmiento, de edad eocena-oligocena (Fig. 4.4). [Silva Nieto \(2005\)](#), adoptó esta interpretación, asignándole a estos basaltos una edad correspondiente al Oligoceno superior. La clara inclinación de la superficie de estos flujos basálticos hacia el centro de la laguna, con un ángulo de alrededor de 2° (Fig. 4.3), confirma que la depresión existía en el momento en que se derramaron las lavas de la Fm. La Vasconia. La antigüedad de la cuenca y la ausencia de depósitos de edad miocena, hace que esta cuenca sea distintiva respecto a otras cuencas que forman parte del Antepaís Fragmentado Patagónico ([Orts et al., 2012](#); [Bechis et al., 2014](#); [Ramos et al., 2015](#); [Bilmes et al., 2013](#); [Bucher, 2018](#)). Por otro lado, la extensa cobertura pedemontana que se destaca en el extremo oriental de la laguna, se habría formado bajo condiciones climáticas áridas, condiciones que se habrían instalado en el este de Patagonia durante el Mioceno superior. Debido a que la red de drenaje actual corta esta superficie relíctica, se deduce que la evolución de la superficie pedemontana concluyó durante el Cuaternario.

Sobre la edad de los “Basaltos Redondo del Pedrero”:

Los basaltos nombrados en este trabajo como “Basaltos Redondo del Pedrero” son asignados al Plioceno superior y coinciden con los “Basaltos holocenos” de [Nullo \(1983\)](#) y [Silva Nieto \(2005\)](#), considerados por [Lizuaín et al., \(1995\)](#) equivalentes a la Fm. Cráter, de edad

cuaternaria. La nueva edad propuesta se basa en la edad numérica de $3,39 \pm 0,02$ Ma. obtenida mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre los flujos de lava correspondiente a la “sub-unidad a” localizada hacia el norte (E en Fig. 4.2). [Massaferro et al. \(2015\)](#) obtuvieron una edad geomorfológica de 3,1 Ma. para el cono de escoria ubicado sobre la Sub-unidad b (norte), mientras que [Haller et al. \(2009\)](#) fechó coladas basálticas en las inmediaciones, con edades K/Ar de $2,49 \pm 0,1$ Ma. Estos trabajos, junto con el fechado obtenido en esta investigación, son concluyentes con una edad Plioceno tardía para estas coladas.

El Sistema de Líneas de Costa de la Laguna de Agnia y su correlación con otros sistemas lacustres de Patagonia:

Debido a que las lagunas desarrolladas en cuencas cerradas no tienen flujo de salida, los cambios en la entrada o salida de agua se expresan como variaciones del nivel del lago ([Benson y Paillet, 1989](#)). Por otro lado, las fluctuaciones del nivel de los lagos endorreicos, son usualmente interpretadas como indicadores de variaciones climáticas ([Langbein, 1961](#)). En el mismo sentido, [Quade y Kaplan \(2017\)](#) concluyeron que la profundidad y superficie de los lagos de la Patagonia extraandina, específicamente el lago Cardiel en Santa Cruz, es controlado por el clima, esto es, por las precipitaciones, la temperatura del agua y del aire y por la velocidad del viento que dependen de los *Southern Hemispheric Westerlies* (SHW). Por otro lado, las líneas de costa se construyen durante las estabilizaciones lacustres y las dimensiones de estas formas están directamente relacionadas a la duración de la correspondiente estabilización, a la contribución de sedimentos y a la intensidad de las olas ([Sack, 2001](#)). Si bien se cuenta con un excelente mapeo de detalle del SLC desarrollado en la Laguna de Agnia, un análisis de facies que colabora con las interpretaciones sobre la historia lacustre, y con un fechado radiocarbónico, que acota el lapso temporal de formación de este sistema, esta información no es suficiente para conocer en detalle la historia paleoclimática de la laguna. Sin embargo, sobre la base de propuestas elaboradas por otros investigadores para otras cuencas lacustres similares ubicadas en la región extra-andina de Patagonia, ha sido posible desarrollar esquemas paleoambientales y paleoclimáticos confiables para la Laguna de Agnia.

Las cuencas mencionadas, de similares características e historias morfoclimáticas, comprenden, a) La cuenca del Lago Cardiel (sur de Patagonia) y b) La Cuenca de la Laguna Cari-Laufquen (norte de Patagonia), ambas ampliamente estudiadas ([Coira, 1979](#); [Galloway et al., 1988](#); [Cusminsky y Whatley, 1996](#); [Anselmetti et al., 1998](#); [Ariztegui et al., 2001](#), [Stine y Stine, 1990](#); [Markgraf et al., 2003](#); [Gilli et al., 2005 a y b](#); [Ariztegui et al., 2008](#), [Cartwright et al., 2011](#); [Quade y Kaplan, 2017](#)), asignándole una mayor similitud a la laguna Cari-Laufquen. La Laguna

de Agnia y la Laguna de Cari-Laufquen, ambas endorreicas, someras y efímeras, se ubican en latitudes cercanas (44° Lat. Sur y 41° Lat. Sur, respectivamente), a 300 km de distancia una de otra, a una distancia similar respecto de la Cordillera Nord Patagónica (≈160 Km.). Ninguna de estas cuencas fue ocupada por glaciares durante el Cuaternario (Ariztegui *et al.*, 2008). Por otro lado, el Lago Cardiel, ubicado a 49° de Lat. Sur, se encuentra a unos 580 km de la Laguna de Agnia, a menos de 120 km. de la Cordillera Norpatagónica y presenta una profundidad mayor (-75 m). Cartwright *et al.* (2011) integraron la información generada en los depósitos lacustres y las geoformas de la Laguna Cari-Laufquen (Galloway *et al.*, 1988; Cusminsky y Whatley, 1996; Anselmetti *et al.*, 1998; Ariztegui *et al.*, 2001; Bradbury *et al.*, 2001), concluyendo que las líneas de costa representan antiguos niveles del lago (de más de 40 ka). Estos autores reconocieron un nivel profundo, correspondiente a un estadio intermedio del lago, al cual correlacionaron con el UMG (27-22 ka y 19 ka), y un estadio de nivel alto durante el Tardiglacial (14 ka y 10-8 ka). Cartwright *et al.* (2011) relacionaron las líneas de costa más internas con la Pequeña Edad de Hielo. En el Lago Cardiel, el UMG está representado en la fase más profunda del lago (23-21 ka), a su vez, la mayoría de las inundaciones en este lago, ocurrieron durante el Holoceno temprano (11.3-8.9 ka) correlacionando estos eventos con el Tardiglacial (Quade y Kaplan, 2017). Globalmente, la cronología de la Laguna Cari-Laufquen sigue el patrón de expansión sustancial presentado por la mayoría de los lagos de latitudes medias (N35°N) durante el UMG (Eardley *et al.*, 1957; Broecker y Kaufman, 1965; Benson *et al.*, 1990; Kaufman *et al.*, 1992; Oviatt *et al.*, 1992; Fontugne *et al.*, 1999; Bartov *et al.*, 2002; Godsey *et al.*, 2005; Torfstein *et al.*, 2008; Adams, 2010; Quade y Kaplan, 2017), lo cual ha sido interpretado como respuesta a la combinación de bajas temperaturas y altas precipitaciones (Cartwright *et al.*, 2011), comportamiento verificado también para la Pequeña Edad de Hielo mediante registros paleolimnológicos (Piovano y Ariztegui, 2006) obtenidos en Argentina y Chile.

La edad obtenida para una de las líneas de costa desarrolladas en la Laguna de Agnia (14.240 ± 150 años ¹⁴C AP.), correlacionable con el Tardiglacial, sumado a la evidente correlación que existe entre la historia geomorfológica de esta laguna con la de Cari-Laufquen, permite inferir que las fluctuaciones y estabilizaciones de la Laguna de Agnia coinciden con períodos fríos. Es posible también que, durante estos períodos correspondientes a eventos glaciales, el descenso de la temperatura haya estado acompañado por una intensificación de los SHW, la reducción de la tasa de evaporación, y precipitaciones más abundantes, generando el aumento del nivel del lago con un aumento en la acción de las olas sobre las costas. Estas condiciones paleoclimáticas/paleoambientales deberían ser consideradas válidas para el norte de Patagonia,

relativizando las condiciones instaladas en el sur de Patagonia, teniendo en consideración aquello propuesto por [Quade y Kaplan \(2017\)](#) para el Lago Cardiel. Ellos argumentan que el incremento en el volumen de este lago debería relacionarse con la baja influencia de los SHW, debido a un incremento en las precipitaciones influenciado por los *easterlies* (Vientos del este). Sin embargo, el elevado número (alrededor de 20. Fig.4.9) de líneas de costa conservadas hacia el interior del cordón construido durante el Tardiglacial, demuestran la existencia de un gran número de estabilizaciones que superan ampliamente los eventos fríos reconocidos con posterioridad a esta glaciación en Patagonia. Esto permite suponer, que el aumento del nivel de las lagunas podría estar vinculado no solo a períodos glaciales.

La laguna de Agnia limita al este por más de 30 líneas de costa que se construyeron luego del derrame de los "Basaltos Redondo del Pedrero", lo que confirma, junto con el fechado radiocarbónico que su desarrollo ocurrió durante el Cuaternario. Esta compleja fase lacustre ocurrió en un contexto general regresivo, verificado por los estudios geomorfológicos y sedimentológicos llevados a cabo. Analizando el SLC, se discriminaron en base al tamaño y complejidad de alguna de estas formas, tres líneas de costa mayores, asociadas a tres estabilizaciones, localizadas a 655 m.s.n.m (Paleolínea principal B, Fig. 4.9), 645 m.s.n.m. (Paleolínea principal C, Fig. 4.9) y 630 m.s.n.m (Paleolínea principal D, Fig. 4.9.) (Fig. 4.11), y cuya edad es sucesivamente menor, en ese orden.

El modelo planteado por [Cartwright et al., \(2011\)](#) para la laguna Cari-Laufquen, establece tres estabilizaciones principales, una ocurrida a 61 m por encima del nivel actual de la laguna, la cual arrojó una edad >40 ka (edad infinita) otra a 53 m por encima del nivel actual, y otra a 38 m por encima del nivel actual. Estos autores concluyeron que las últimas dos estabilizaciones (las de 53m y la de 38 m por encima del nivel actual de la laguna) corresponden al UMG ([Galloway et al., 1988](#); [Cartwright et al., 2011](#)), estabilizaciones ocurridas entre los 19 ka a 28 ka. [Cartwright et al. \(2011\)](#), que el Tardiglacial no se encuentra representado en los estadios más altos de la Laguna de Cari-Laufquen, y extrapolaron esta interpretación al resto de las lagunas de Patagonia, proponiendo que las mismas se encuentran fuera de fase respecto a las lagunas de la región ecuatorial de Sud América donde el Tardiglacial representa el nivel más alto de esas lagunas ([Grosjean, 1994](#); [Mourguiart et al., 1997](#); [Seltzer et al., 2002](#); [Jennerjahn et al., 2004](#), [Placzek et al., 2006](#); [Weng et al., 2006](#)). [Galloway et al. \(1988\)](#), no solo reconocieron un nivel alto para la Laguna Cari-Laufquen correlacionable con el UMG, sino que además obtuvieron una edad numérica sobre material calcáreo de 15.790±230 años AP a 15-22 m por encima del nivel actual del lago. Sin embargo, tanto los resultados obtenidos por [Galloway et al. \(1988\)](#), en la laguna de Cari-Laufquen, como los resultados obtenidos en el

presente trabajo para la Laguna de Agnia, han comprobado la existencia de niveles altos de las lagunas durante el Tardiglacial, según fechados radiocarbónicos.

A pesar de que [Cartwright et al. \(2011\)](#), reconocieron 3 estadios principales para el Lago Cardiel, en esta investigación se ha constatado la existencia de un cuarto nivel, entre el estadio de 61m y el de 53m reconocidos por esos autores, según el análisis de las líneas de costa con mayor expresión topográfica. El análisis geomorfológico realizado para la Laguna de Agnia, y la comparación con los resultados obtenidos por otros autores ([Galloway et al., 1988](#), [Cartwright et al., 2011](#)) en la Laguna de Cari-Laufquen, permitió realizar una correlación de los principales eventos identificados en ambas lagunas (Fig. 4.19). Los tres eventos principales identificados en la Laguna de Agnia, corresponden a los eventos, B, C y D, ubicados hacia adentro de la línea de costa más externa y altamente degradada que conforma el nivel A, y por fuera de las líneas de costa activas, correspondientes al nivel E (Fig. 4.9). El evento C es el que presenta una mejor correlación en la Laguna Cari-Laufquen, mientras que el evento D está escasamente representado y solo tiene respaldo por un fechado numérico ([Galloway et al., 1988](#)) en una posición bastante interna dentro de esta laguna. Los cordones más externos, son correlacionados por similitudes morfológicas (tamaño y ubicación dentro del SLC) con los estadios B y A de la Laguna de Agnia (Fig. 4.19).

Relación del SLC de la Laguna de Agnia, con los SLC de otras lagunas desarrolladas dentro del área de estudio:

Debido a la mayor densidad de información existente en la Laguna Cari-Laufquen, el análisis comparativo realizado entre esa laguna y la Laguna de Agnia permitió realizar una mejor interpretación de los eventos climáticos involucrados en estos cuerpos de agua. Los principales eventos, interpretados como aquellos donde el agua se mantuvo estabilizada en un mismo nivel durante un buen periodo de tiempo, facilitando la formación de líneas de costa largamente extendidas y con resaltos topográficos notables, fueron nombrados mediante letras, y corresponden a los eventos B, C y D, siendo A la estabilización más externa y antigua y E el evento climático actual. Estos eventos indentificados en la Laguna de Agnia, correlacionados en la sección anterior con la Laguna Cari-Laufquen, tienen su correlato con el SLC desarrolladas en otras lagunas del área de estudio. Tal es el caso de las lagunas ubicadas en el gran bajo de Gastre, estudiadas por [Bilmes y Veiga \(2016\)](#) y [Bilmes et al. \(2017\)](#), quienes reconocieron tres estadios. El estadio más antiguo, correspondiente a la mayor superficie alcanzada por estos cuerpos de agua, fue asignada por estos autores al Pleistoceno medio, asociado a un evento pre-UMG (Evento B en este trabajo, Fig. 4.20), mientras que al estadio

intermedio lo asignaron al Pleistoceno superior-Holoceno, asociada al UMG (Evento C en este trabajo, Fig. 4.20). En otras lagunas, como las Lagunas del Molle, también se diferencia un patrón similar de 3 eventos mayores, más el nivel actual, y en la Laguna Salada, ubicada a 35 km al suroeste de la Laguna de Agnia, con un registro muy completo representado en su SLC, no solo se evidencian los tres eventos principales, sino que además es posible reconocer un estadio más alto, correlacionable con el evento A de la Laguna de Agnia (Fig. 4.20). Es probable que la Laguna de Agnia tenga una historia geomorfológica más compleja que el resto de las lagunas del área de estudio, evidenciado por la mayor cantidad y densidad de líneas de costa conservadas. Sin embargo, las lagunas de mayores dimensiones, con un SLC más desarrollado, muestran por lo general tres estabilizaciones mayores (Tabla 4.3), con sus respectivas variaciones, (sin contar que existen estabilizaciones intermedias que no se han tenido en cuenta por mostrar líneas de costa que no son lo suficientemente representativas). El fechado obtenido para una línea de costa intermedia entre los eventos C y D, sumado a la correlación geomorfológica realizada para otras lagunas de similares características dentro y fuera del área de estudio (Cartwright *et al.*, 2011; Bilmes *et al.*, 2017), permite proponer un esquema morfoestratigráfico de los principales eventos climáticos, asociados a estabilizaciones del nivel del lago en las lagunas del área de estudio (Tabla 4.3). El evento A, más antiguo y sin control de edad, preUMG, el evento B, correspondiente a una de las estabilizaciones más importantes y más antiguas, también preUMG, el evento C, correlacionable al UMG, el evento D, correlacionable al Tardiglacial o posterior a este evento y el evento E, correspondiente a las condiciones climáticas actuales.

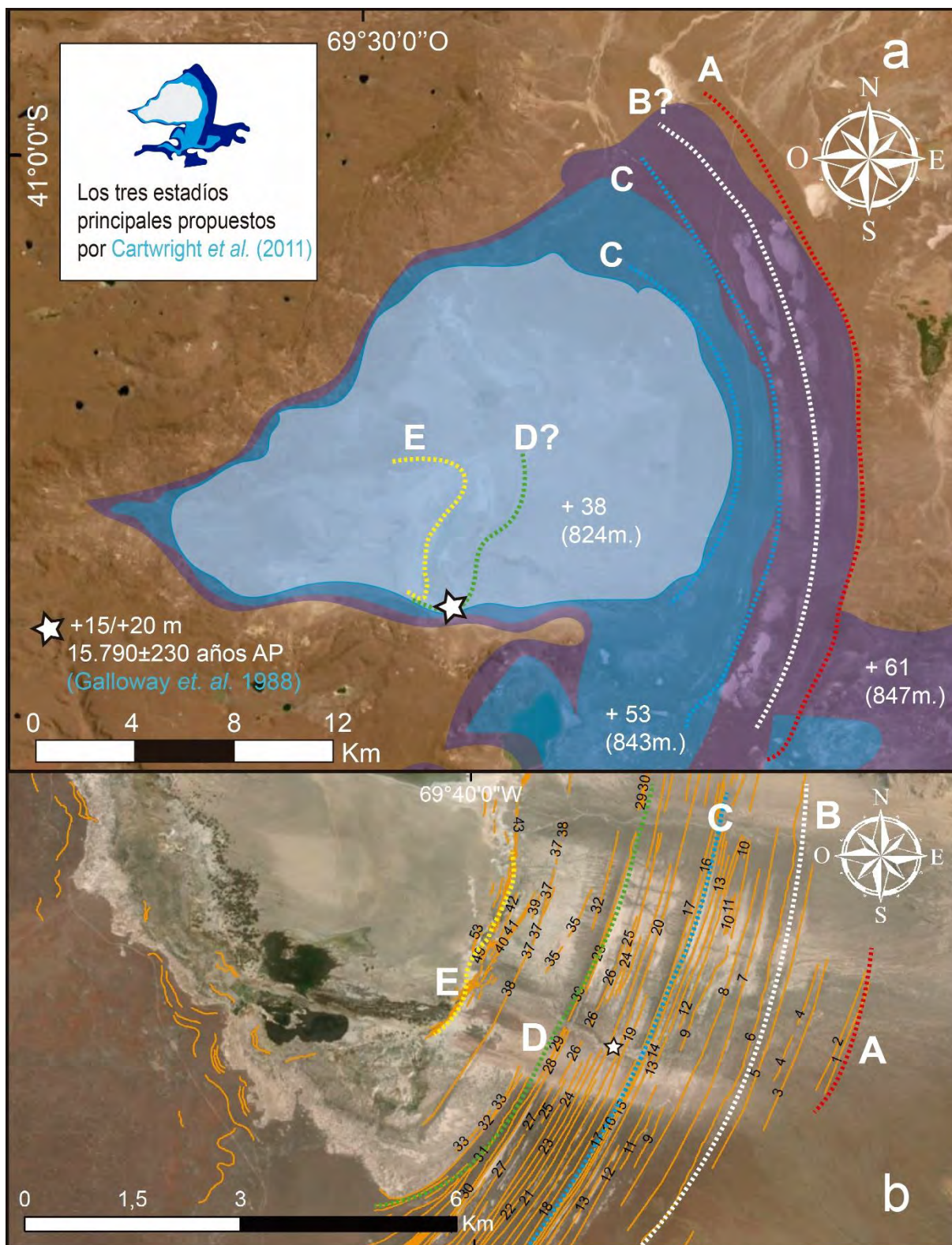


Fig. 4.19. Correlación entre los estadios lacustres principales de la Laguna de Agnia, con aquellos reconocidos en la Laguna Cari-Laufquen, en base a las interpretaciones de Galloway *et al.* (1988) y Cartwright *et al.* (2011). Los estadios correspondientes a + 38 y + 53, fueron asignados a niveles altos del UMG por Cartwright *et al.* (2011). Galloway *et al.* (1988) obtuvieron una edad radiocarbónica (15.790±230 años AP) en el sector sur de la laguna (simbolizado con una estrella) a 15-20 m respecto del nivel actual de la laguna.

Erosión eólica vs. inundación de las lagunas durante los períodos fríos:

Si bien un gran número de trabajos (Coira, 1979; Nullo, 1983; Galloway *et al.*, 1988; Stine y Stine, 1990; Stine, 1994; Cusminsky y Whatley, 1996; Anselmetti *et al.*, 1998; Ariztegui *et al.*, 2001; Markgraf *et al.*, 2003; Gilli *et al.*, 2005 a, b; Piovano y Ariztegui, 2006; Beres *et al.*, 2008; Ariztegui *et al.*, 2008; Cartwright *et al.*, 2011; Bilmes, 2012; Bilmes *et al.*, 2013; Quade y Kaplan, 2017; Reato *et al.*, 2018) correlacionan el aumento y estabilización de lagos endorreicos de Patagonia, con las glaciaciones, otro número importante de autores (Feruglio, 1950; Frenguelli, 1957; Fidalgo y Riggi, 1965; Fidalgo, 1972; Haller, 1982; González Díaz y Malagnino, 1984; Césari y Simeoni, 1994; Quartino *et al.*, 1996; Haller *et al.*, 2005; Simeoni, 2008; Martínez, 2012) reconoce que la deflación de los bajos y depresiones se acentúa durante estos períodos climáticos. Ambos procesos podrían haberse producido coetáneamente durante los períodos fríos, con efectos diferentes según la profundidad de la cuenca o bajo cerrado. González Díaz y Di Tommaso (2013), proponen para el Bajo del Diablo, al este del área de estudio, la formación de un lago efímero, de condiciones someras (*pfannen*, según Penck, 1913) producida durante un intervalo pluvial durante la glaciación, y períodos de deflación durante períodos secos bajo las mismas condiciones frías. Ampliando esta observación a toda la región extraandina de Patagonia, se puede inferir que aquellos bajos o cuencas mayores y profundas (*wannen* según Penck 1913), habrían acentuado su profundidad producto de la deflación, provocada por la extrema aridez y el aumento en la intensidad de los *westerlies* durante los períodos fríos, mientras que en las zonas más deprimidas de las cuencas, y en los bajos someros, las bajas temperaturas habrían impedido una eficiente evapotranspiración, causando la estabilización prolongada de cuerpos de agua, afectados también por los fuertes vientos del oeste, que favorecieron la formación de líneas de costa en sus márgenes orientales. Sin embargo, esta diferencia entre deflación ó construcción de líneas de costa durante períodos fríos, puede estar relacionada con el régimen hídrico en cada cuenca analizada. En la Laguna de Agnia o en otros bajos someros similares, donde se han conservado líneas de costa vinculadas a eventos fríos, puede que se haya mantenido un régimen hídrico permanente o semipermanente, impidiendo la desecación completa de estos cuerpos endorreicos y la consecuente profundización producto de la erosión eólica.

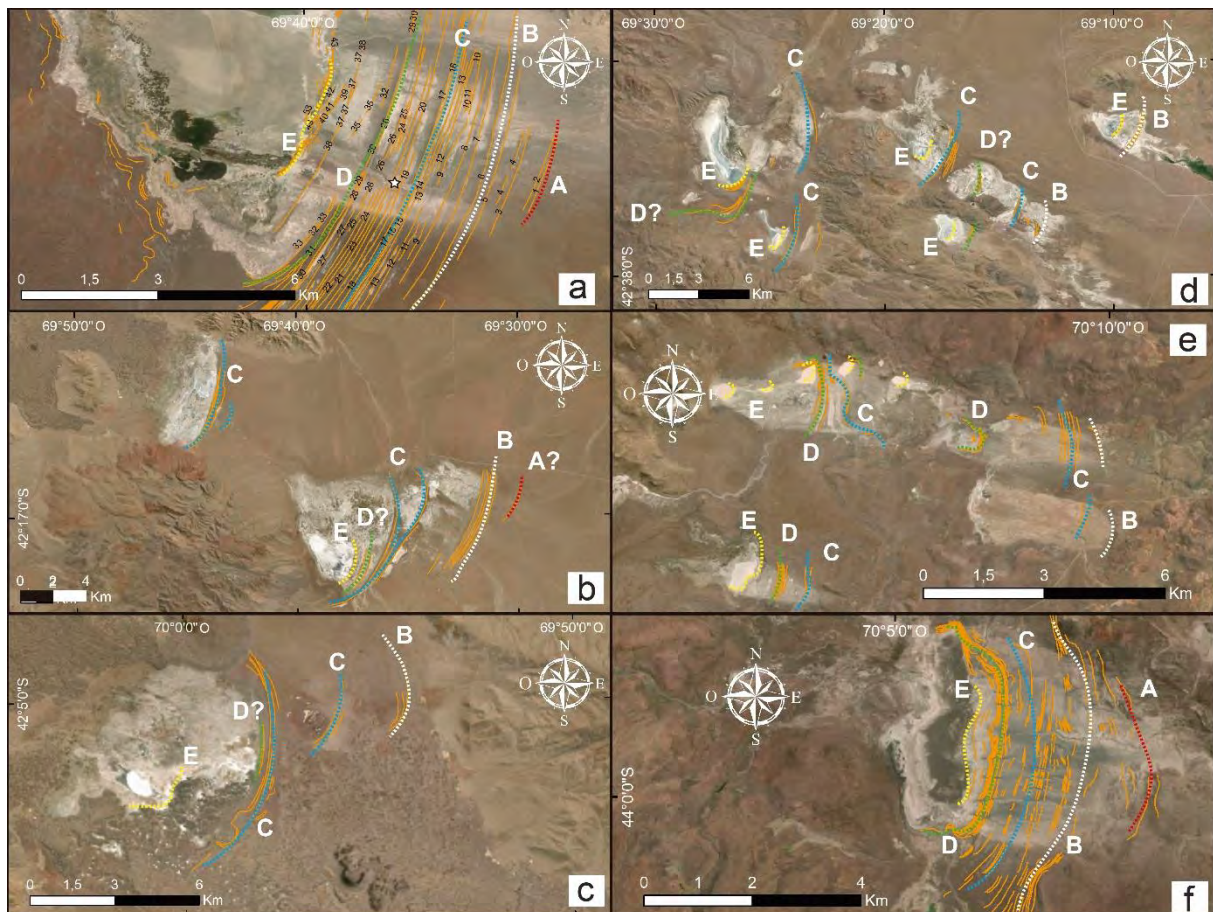


Fig. 4.20. Se indica la correlación propuesta para 6 lagunas que presentan el registro de paleolíneas de costa más completa dentro del área de estudio. Se comparan los lineamientos principales reconocidos para cada una de estas lagunas, (según observaciones geomorfológicas: tamaño, extensión, resalto topográfico, distribución y relaciones morfoestratigráficas), con aquellos reconocidos en la Laguna de Agnia, siendo A la paleolínea de costa correspondiente a la estabilización lacustre más antigua (evento A) y E las líneas costeras que responden a las variaciones actuales del nivel del lago (evento E). a. Secuencia de eventos propuesta para la Laguna de Agnia. b, c, d. expone 4 (5?) de los estadios lacustres reconocidos en la Laguna de Agnia, alguno de los cuales fueron mencionados por [Bilmes et al. \(2017\)](#), quienes proponen 3 eventos principales en las lagunas Salina Grande (b), Salinas del Molle (c) y Laguna de Taquetrén (d), asignándole al evento más antiguo una edad pre-UMG (Evento B para la Laguna de Agnia), un estadio intermedio correlacionable con el UMG (Evento C para la Laguna de Agnia) y el estadio actual (Evento E para la Laguna de Agnia). d. Correlación de los principales eventos identificados en las Lagunas del Molle con la secuencia reconocida en la Laguna de Agnia, e. Salinas del Molle. f. Correlación de los principales eventos reconocidos en la Laguna Salada. Esta laguna muestra uno de los registros más completos luego de La Laguna de Agnia dentro del área de estudio.

Cuerpo de agua	Control por antecedentes	Evento reconocido mediante control geomorfológico	Evento climático
Laguna de Agnia		E	Neoglaciaciones ? Actualidad
Laguna Cari-Laufquen			
Salina Grande	Actualidad (0.23 Ma AP) (Bilmes <i>et al.</i> 2017)		
Salina del Molle			
Laguna de Taquetrén			
Laguna de Agnia	Tardiglacial (14.240 ± 150 años 14C AP) (Este trabajo)	D	Tardiglacial post-Tardiglacial
Laguna Cari-Laufquen	Tardiglacial (15,790+230 años AP) (Galloway <i>et al.</i> 1988)		
Salina Grande			
Salina del Molle?			
Laguna de Taquetrén?			
Laguna de Agnia		C	UMG
Laguna Cari-Laufquen	UMG (28-19 ka) (Cartwright <i>et al.</i> 2011)		
Salina Grande	UMG (≥1.9ka to ~0.23ka) (Bilmes <i>et al.</i> 2017)		
Salina del Molle			
Laguna de Taquetrén			
Laguna de Agnia		B	pre-UMG
Laguna Cari-Laufquen	preUMG (edades infinitas- 40ka) (Cartwright <i>et al.</i> 2011)		
Salina Grande	preUMG (≥0.23ka) (Bilmes <i>et al.</i> 2017)		
Salina del Molle			
Laguna de Taquetrén			
Laguna de Agnia			
Salinas del Molle?		A	
Laguna Salada			

Tabla 4.3. Correlación de eventos en las lagunas dentro del área de estudio y la Laguna Cari-Laufquen.

4.5 CONCLUSIONES PARCIALES

Edad de la cuenca de Agnia:

La reconstrucción del paleorelieve sobre el que se derramaron en el área las lavas de la Fm. La Vasconia, del Oligoceno superior, indica un nivel de base para dichas coladas que coincide con la posición actual de la Laguna de Agnia, confirmando que la estructuración de la cuenca se produjo durante el Paleógeno. Esto difiere de la edad neógena propuesta para otras cuencas similares y cercanas del Antepaís Fragmentado Patagónico. En el mismo sentido y coincidiendo

con otros autores, no se ha verificado la presencia de depósitos del Mioceno en el área lo cual presupone, para esa época, un dominio de los procesos erosivos sobre la sedimentación.

Estratigrafía de la cuenca de Agnia:

La obtención de un fechado radiométrico de $3,39 \pm 0,02$ Ma. en las rocas basálticas consideradas hasta la fecha holocenas, hace necesario modificar significativamente el esquema estratigráfico del área de estudio. Estas rocas volcánicas del Plioceno superior, denominadas informalmente en este trabajo “Basaltos Redondo del Pedrero”, han sido divididas en dos sub-unidades que se corresponderían con dos eventos volcánicos no sincrónicos. Estas extrusiones locales se vinculan genéticamente con el volcanismo basáltico mio-plioceno que se extiende sobre una amplia franja 300 km hacia el sur del área de estudio.

No se puede establecer con precisión la edad del extenso pedimento cubierto que se destaca en la vertiente oriental de la laguna aunque, probablemente, esta geoforma es el producto de la evolución de un ambiente pedemontano bajo condiciones áridas las cuales se instalaron en Patagonia oriental en el Mioceno superior. Debido a que la actual red de drenaje disecta esta superficie relíctica se asume que su desarrollo cesó en el Cuaternario.

El sistema perilacustre de la Laguna de Agnia:

El similar grado de conservación morfológica y el diseño espacial perfectamente paralelo de las líneas de costa que se extienden sobre la margen oriental de la Laguna de Agnia amerita considerarlas como un sistema de geoformas construidas por un mismo proceso, actuando sin interrupción, durante un acotado período de tiempo, sobre un cuerpo de agua somero. Estos notables lineamientos son el producto de la interacción del oleaje lacustre y el acarreo fluvial proveniente de las elevaciones que rodean la depresión por el norte, el sur y, especialmente, el este. Este proceso se habría dado en un contexto general regresivo (con tendencia a una sucesiva menor superficie del espejo de agua), representando, estas formas perilacustres, estabilizaciones prolongadas de la laguna. Sin embargo, debido a que algunos de los cordones estudiados aparentan haber sido sometidos a un proceso de “planación” que debe ser vinculado a erosión, no debe descartarse que, en determinados momentos se hayan producido pequeñas o limitadas transgresiones del espejo de agua. No ha sido posible identificar con certeza las condiciones ambientales o, al menos, climáticas, durante las cuales cada uno de los cordones fue construido. Sin embargo, se considera que estas estabilizaciones lacustres coinciden con eventos climáticos fríos, posiblemente a los estadiales o subestadiales glaciales. Las bajas temperaturas durante estos eventos significaron, en el norte de la Patagonia Extraandina, menor evaporación

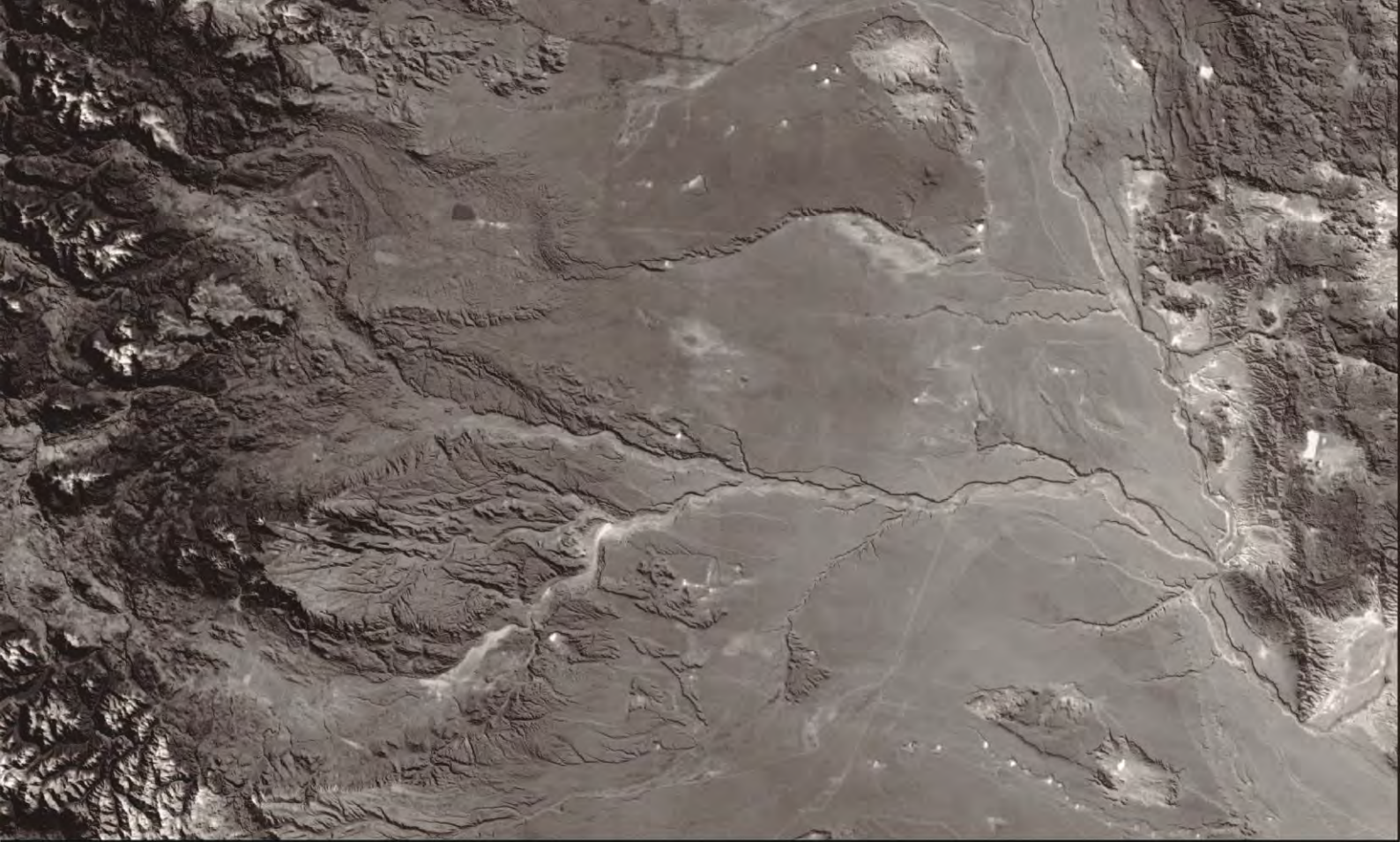
superficial y mayor frecuencia e intensidad de los vientos dominantes del oeste. No se descarta, sin embargo, la existencia de eventos pluviales durante estos lapsos, que habrían favorecido el aumento del nivel de los lagos someros de esta región. La combinación de estas variables climáticas, asociada al gran tamaño de la cuenca hídrica que abastece la Laguna de Agnia, habría contribuido a una mayor superficie de la misma, de tal manera que el proceso de construcción de las líneas de costa por acción del oleaje fue más intenso y eficiente. Por otro lado, el fechado C¹⁴ obtenido en una bioconstrucción en la paleolínea de costa N° 22 (Fig. 4.9.) aporta una edad general para el SLC que tiende a coincidir con el Tardiglacial, evento frío que se ha manifestado en distintas localidades de Patagonia. Con esta información local y con la comparación con otros sistemas lacustres de Patagonia se puede concluir, además, que la estabilización principal intermedia (paleolíneas de costa N° 15-17, Fig. 4.9), ubicada en la cota de 645 m.s.n.m. (evento C, Fig. 4.9) pudo corresponderse con el UMG. Ambos eventos estarían registrados en la mayoría de las lagunas que desarrollan un SLC en toda el área analizada, en las cuales se reconocen solo dos estabilizaciones principales. La estabilización principal más antigua de la Laguna de Agnia, ubicada a 655 m.s.n.m, correspondería a algún evento climático frío pre-UMG, mientras que las líneas de costa cercanas al nivel actual, podrían correlacionarse con las neoglaciaciones o la PEH. Sin embargo, el gran número de líneas de costa conservados en la Laguna de Agnia, hace pensar en la posibilidad de que las estabilizaciones lacustres se hayan producido incluso durante eventos climáticos no glaciales, durante interstadiales o durante los interglaciales. Esto se evidencia, por ejemplo, en las más de 20 líneas de costa que se conservan hacia el interior de la línea de costa construída durante el Tardiglacial, lo que demuestra que la laguna aumentó su nivel, estabilizándose durante un largo período de tiempo, más de 20 veces en los últimos 14.000 años.

El sistema perilacustre de otras lagunas extraandinas en la zona de estudio:

La comparación geomorfológica de los SLC desarrollados en las lagunas someras dentro del área de estudio, ha permitido reconocer un máximo de tres estabilizaciones mayores (Eventos B, C y D) en la mayoría de estos espejos de agua, proponiendo un total de 5 estabilizaciones más importantes. Las mismas se habrían construído esencialmente durante los períodos fríos del Pleistoceno, según la comparación con sistemas lacustres similares de Patagonia, y con los datos obtenidos en la Laguna de Agnia.

Erosión eólica vs. Estabilización lacustre:

Los trabajos de detalle efectuados en este trabajo y la comparación con resultados obtenidos por otros autores dentro y fuera del área de estudio, permitió reconocer etapas de erosión eólica, que favorecieron la inversión del relieve, generación de nuevos bajos y exhondación de bajos profundos sin aporte hídrico continuo, durante los eventos fríos. Por otro lado, en algunos bajos someros, aquellos cuyo aporte hídrico se mantuvo relativamente constante, se habrían formado pequeños lagos, que habrían mantenido su nivel durante un prolongado tiempo, evidenciado en los complejos SLC desarrollados en las márgenes orientales de las lagunas, principalmente durante los períodos fríos, pero sin descartar estabilizaciones lacustres durante períodos no glaciales. Este comportamiento aparentemente asimétrico, durante las glaciaciones, entre los bajos profundos de la región y las depresiones someras tipo playa pedemontana del área de estudio es un aspecto de la evolución del paisaje de la región que debe ser analizado en detalle en el futuro.



CAPÍTULO 5

MANTOS DE GRAVA

Formas y depósitos glacifluviales

CAP. 5. MANTOS DE GRAVA. FORMAS Y DEPÓSITOS GLACIFLUVIALES.

En este capítulo se individualizan y delimitan los mantos de gravas de origen glacifluvial en el área de estudio, se brinda información de su sedimentología y composición litológica y se aporta información relevante obtenida en localidades aledañas las que complementan la interpretación genética y aportan para la determinación de la edad de estos depósitos.

5.1. INTRODUCCIÓN

5.1.1 *Glaciaciones y Mantos de grava (Rodados Patagónicos/Depósitos glacifluviales)*

Los depósitos glacifluviales se forman en ambientes sedimentarios vinculados al hielo glacial, incluyen depósitos en contacto con hielo (sedimentos adyacentes o en contacto con el hielo glacial) y depósitos proglaciales o de *outwash* (sedimentos acumulados cerca del margen terminal de un glaciar). La hidrología de los ríos proglaciales exhibe patrones distintivos diaria y estacionalmente. Los sedimentos son frecuentemente arrastrados por flujos de inundación de rápida velocidad u *outburst flows*, lo que genera que las formas sedimentarias evolucionen rápidamente (Church y Gilbert, 1975). Las formas proglaciales depositacionales incluyen depósitos de sobrelavado, también denominadas de *outwash*, planicies sandur, deltas, entre otras facies distintivas (Benn y Evans, 1998; Evans *et al.* 2005). En Patagonia, estos depósitos se han englobado de manera amplia como Rodados Patagónicos (Martínez y Kutschker, 2011).

5.1.2 *Antecedentes en Patagonia*

Los Rodados Patagónicos son uno de los depósitos más interesantes en Patagonia, y han sido de amplio debate por su origen y correlación con los eventos glaciarios. Darwin (1846, 1848) fue el primero en denominar a los depósitos fluviales de grava como “Patagonian Shingle Formation” y los asoció a enormes abanicos aluviales originados a los pies de la Cordillera de los Andes, transportados mediante cursos fluviales hacia el este y distribuidos posteriormente por acción del oleaje. A partir de este momento diversos investigadores continuaron interesados en los mantos de grava que cubrían grandes extensiones de la Patagonia.

La gran distribución areal y la compleja historia geomorfológica que presentan estos depósitos fueron interpretadas de diversas maneras a lo largo del tiempo. Muchos de estos autores (Moreno, 1876; Doering, 1882; Nordenskjöld, 1897; Windhausen, 1931; Caldenius, 1932,

1940; Feruglio, 1949, 1950; Frenguelli, 1957; Fidalgo y Riggi, 1965, 1970; Mercer, 1976; González Díaz y Malagnino, 1984; Malagnino, 1989; Clapperton, 1993; Lapidó y Pereyra, 1999; Martínez y Coronato, 2008) explicaron a los mantos de grava como depósitos fluviales generados en el frente de los glaciares, conocidos también como depósitos de *outwash*, de génesis Glacial/Glacifluvial, aunque algunos propusieron también un origen fluvial o pedemontano para ciertos depósitos de gravas (Windhausen, 1931; Fidalgo y Riggi, 1965, 1970; González Díaz y Malagnino, 1984; Malagnino, 1989; Clapperton, 1993; Lapidó y Pereyra, 1999) o incluso debido a procesos de soliflucción (Caldenius, 1932, 1940). Otros autores ignoraron una génesis glacial o glacifluvial, asignándoles un origen fluvial o pedemontano (Kiedel, 1917-1919; Groeber, 1936), incluso de origen marino (Ameghino, 1890; Mercerat, 1893; Hatcher, 1897; Bonarelli y Nágera, 1922; Frenguelli, 1931). En años más recientes, numerosos investigadores contribuyeron al estudio de los Rodados Patagónicos, como depósitos esencialmente fluviales, pero de génesis diversas. Caben destacar los trabajos de Volkheimer (1963, 1964, 1965 a, b, 1972, 1973), Cortelezzi *et al.* (1965), González (1971, 1978), Coira (1979), Page (1987), Cortés (1987), González Díaz (1993a, b), Panza (1994a, b, 2002), Panza e Irigoyen (1994), Caminos (2001), González Díaz y Tejedó (2002), Pereyra *et al.* (2002), Martínez y Coronato (2008), Martínez *et al.* (2009, 2011, 2012), Leanza y Hugo (2005). Muchos de estos trabajos proponen unidades estratigráficas a nivel formacional, enriqueciendo el conocimiento de estos depósitos.

5.1.3 *Antecedentes en el área de estudio*

Los antecedentes sobre depósitos de grava en el área de estudio son aquellos enfocados en los procesos fluviales, glacifluviales y los fluviales pedemontanos (Volkheimer, 1963, 1964, 1965a, 1965b; Miró, 1967; Mercer, 1976; Beraza y Vilas, 1989; Lapidó *et al.*, 1989; Beltramone, 1991; González Díaz 1993 a, b; Dal Molin y González Díaz, 2002). Los depósitos fluviales suelen estar confinados a valles, formando parte de planicies aluviales y terrazas fluviales. La gran mayoría de estos depósitos se formaron después de la UMG, durante el Pleistoceno tardío al Holoceno (Martínez y Coronato, 2008). En la zona de estudio fueron descritos por Lapidó y Page (1979) y Lapidó (1981), quienes analizaron terrazas fluviales vinculadas a las modificaciones del Río Chubut, a las cuales le asignaron una edad pleistocena, y las explicaron como producto de un levantamiento regional de la cuenca del río Chubut, durante el Cuaternario. Hacia el sur de la provincia de Chubut es posible encontrar un gran número de terrazas en los ríos Mayo y Senguer (González, 1971; Martínez *et al.*, 2014). Según

Martínez *et al.* (2014), estas terrazas se habrían producido por una combinación entre pulsos tectónicos y flujos proglaciales durante las terminaciones glaciales del Neógeno-Cuaternario, aunque observaciones recientes (Martínez *et al.*, 2020 *en prep.*) señalan a las glaciaciones como principales responsables de la depositación de gravas y la formación de terrazas. Los depósitos glacifluviales, por su parte, corresponden a antiguas planicies proglaciales, compuestas de arena y grava, que fueron transportadas hacia el este por recurrentes episodios de derretimiento glacial, desde, al menos, el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno tardío (Martínez y Coronato, 2008). En la cuenca superior del río Chubut se reconocieron cinco niveles de grava relícticos, ubicados sucesivamente en posiciones menos elevadas, correspondientes a las formaciones Martín, Blancura, Fita Michi, Cabaña y Confluencia, interpretadas como planicies pedemontanas (Volkheimer, 1963, 1964, 1965 a, b; Volkheimer y Lage, 1981, Lage 1982) de edad Plioceno tardío y Pleistoceno medio. Según otros autores (González Díaz, 1993a, b; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996), solo la Fm. Martín (Depósitos pedemontanos, Fig. 1.2) corresponde a una planicie pedemontana de edad plio-pleistocena, mientras que el resto de las formaciones mencionadas fueron reinterpretadas como planicies glacifluviales de edad pleistocena (González Bonorino, 1944; Flint y Fidalgo, 1968; Rabassa, 1975; Coira, 1979; Turner, 1982; Fidalgo y Rabassa, 1984). En el denominado Valle preandino de Esquel (Martínez y Coronato, 2008) se extienden extensas planicies de gravas vinculadas a los frentes de las glaciaciones ocurridas en este sector (Martínez, 2002). El valle del Río Tecka habría funcionado como uno de los principales valles de descarga hacia el Atlántico durante las últimas glaciaciones en esta región (Caldenius, 1932), por lo que muestra un gran número de terrazas glacifluviales bien conservadas, conectadas a los frentes morénicos ubicados hacia el oeste. Mientras que Lapido *et al.* (1989) propusieron que estas planicies tenían un origen pedemontano, depositadas durante el interglacial posterior a las glaciaciones, Turner (1982) consideró que el aterrazamiento de las mismas correspondían a un origen glacial. La zona sur de la provincia del Chubut, muestra extensas planicies de gravas de origen proglacial, como la meseta del Río Senguer y la Pampa de Guenguel (Panza, 2002). En el sector sur de la Provincia del Chubut existen enormes superficies de depósitos de rodados de origen glacifluvial, que podrían estar conectados a los lóbulos Plio-Pleistocenos, denominados el Coyte, Río Mayo y Lago Blanco (Dal Molin y González Díaz, 2002). La meseta del Senguer y la Pampa de Guenguel corresponden a unidades de grava que se extienden hasta la costa atlántica (Panza, 2002). Guillaume *et al.* (2009) consideraron a estas terrazas de origen exclusivamente fluvial, producto de una elevación generalizada de la placa continental Sudamericana, que habría comenzado en el Mioceno medio-tardío. Martínez *et al.* (2014), sin embargo, consideraron que

el origen de las terrazas de esa región son el producto de ríos proglaciales que nacían en el frente de glaciares que descendían del Manto de Hielo Patagónico.

Depósitos de gravas de origen pedemontano son largamente reconocidos en Patagonia, y en la presente zona de estudio. Estos depósitos están asociados a diferentes unidades de paisaje, como abanicos aluviales, bajadas y pedimentos, que no tienen relación alguna con las glaciaciones. La enorme dispersión de los depósitos de grava y su origen poligenético hace de los rodados patagónicos una de las unidades más complejas de estudiar. Sin embargo es posible, según la ubicación geográfica y relación espacial con otras unidades morfológicas, como así también a las características litológicas y sedimentológicas, reconocer la génesis de estos depósitos, ampliando el conocimiento de los mismos y su relación con las glaciaciones del Cenozoico superior. En este capítulo, se centraron las observaciones en los depósitos de grava de génesis glacifluvial exclusivamente.

5.1.4 Ubicación de sitios de estudio

Los sitios relevados comprenden a las planicies glacifluviales del Cerro Chenque, al este de la localidad de Esquel, la Meseta del Senguer y alrededores del Cerro Grande y Cerro El Pedrero, en las inmediaciones de la localidad de Facundo y la Meseta de Chalia al norte de la localidad de Lago Blanco (Fig. 5.1).

5.2 METODOLOGÍA

Se seleccionaron sitios de mayor interés, algunos de los cuales se encuentran fuera del área propuesta. Los mismos fueron elegidos por su relación con unidades ya identificadas, ubicación geográfica y los antecedentes en el área mencionada. Las tareas de mapeo realizadas, sirvieron para identificar aquellas unidades consideradas como mantos de grava de origen glacifluvial, desestimando aquellos rodados de diferente génesis. Posteriormente, se utilizó el método de conteo de rodados como soporte para determinar el origen genético de las gravas, e intentar establecer una cronología, y finalmente, en aquellos sitios donde fue posible, se realizó un reordenamiento estratigráfico de las unidades mapeadas de acuerdo a fechados existentes en rocas volcánicas vinculadas espacial y temporalmente con las gravas.

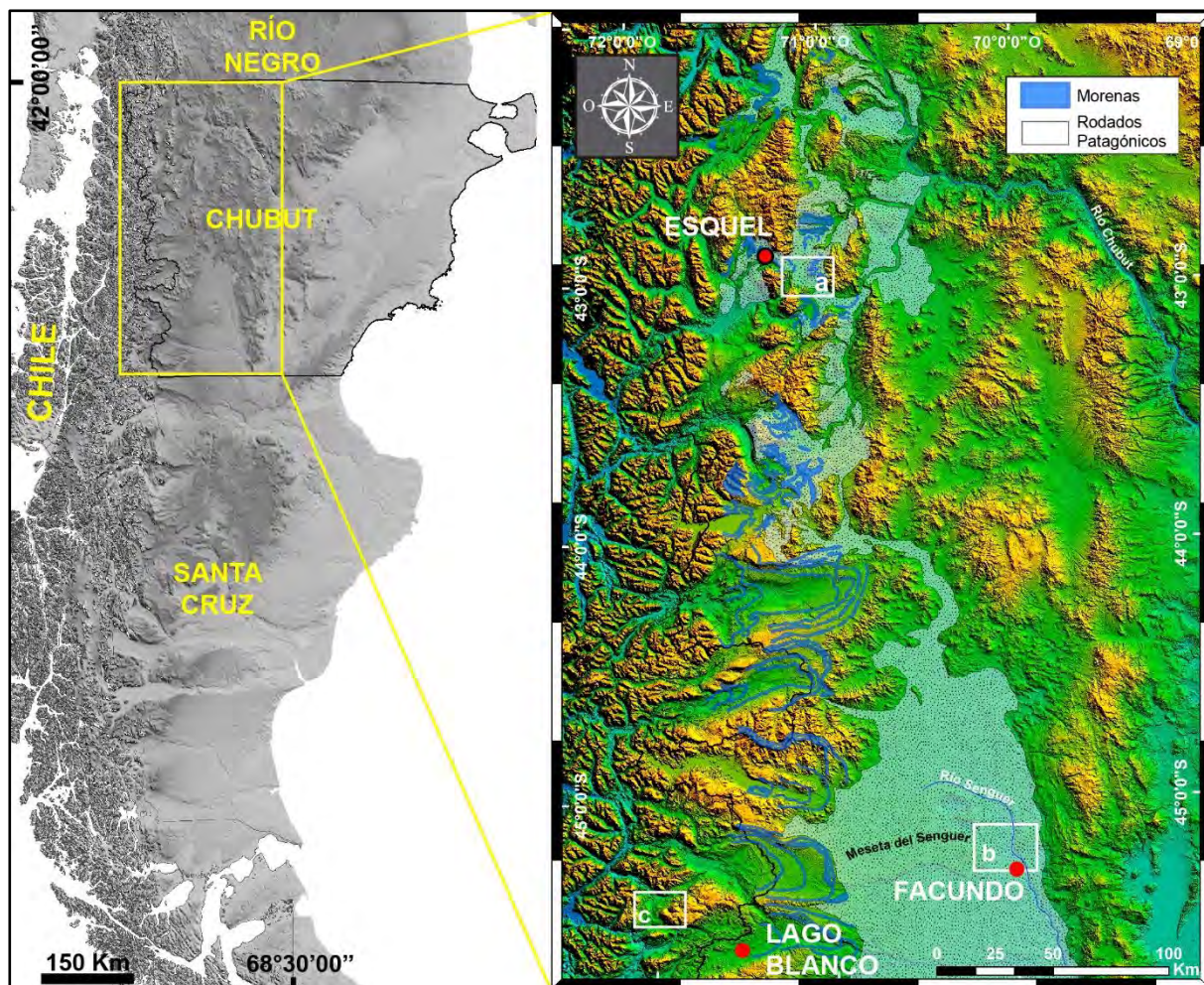


Fig. 5.1. Distribución superficial regional de los rodados patagónicos asociados a planicies de *outwash*, o proglaciales, en la zona de Patagonia Norte. a. Sector Cerro Chenque. b. Sector Facundo, sobre la meseta del Senguer, alrededores del cerro grande y cerro El Pedrero. c Sector Lago Blanco, Meseta de Chalfía.

5.2.1 Mapeo geomorfológico

Mediante el uso de imágenes satelitales de alta resolución (Google Earth y otras de acceso libre), MDE SRTM de 30 m y 12,5 m, y cartografía existente, se procedió a la identificación de geformas de origen glacifluvial, en las inmediaciones del área de estudio, y en otras zonas fuera del área que revisten gran interés en el desarrollo del presente trabajo. Para la identificación y mapeo de estas unidades se consideró que las mismas debían presentar continuidad con las morenas frontales, previamente identificadas por otros autores en el área (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Fidalgo y Riggi, 1970; del Valle y Cambra, 1978; Proserpio, 1978; Lage, 1982; Nullo, 1983; Ploszkiewicz, 1987; Beltramone, 1991; González Díaz, 1993 b, c; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996; Martínez, 2002, entre otros) y en algunos

casos modificadas en el presente trabajo. Teniendo en cuenta que las planicies de *outwash* corresponden a mantos relativamente continuos, sin grandes variaciones en el relieve, se identificaron como mantos de gravas, en los MDE, aquellas zonas de textura suave y grandes extensiones areales conectadas con morenas terminales. De esta manera se realizaron mapas geomorfológicos (Figs. 5.2, 5.3 y 5.4), donde se destacaron los mantos de grava o depósitos glacifluviales y los depósitos glaciales, principalmente aquellos correspondientes a morenas terminales, asociadas a los mantos de grava.

5.2.2 *Conteo de rodados*

En los tres sitios seleccionados (Cerro Chenque, en las terrazas del Río Senguer en las inmediaciones de Facundo y en la Pampa de Chalia, ver Fig. 5.1) se realizó el conteo de rodados siguiendo el método propuesto por [Fidalgo y Riggi \(1965\)](#), utilizado por [Martínez et al. \(2014\)](#). El mismo consistió en la toma de muestras en cortes verticales artificiales (canteras), los cuales fueron representados en perfiles sedimentarios básicos, donde se tuvo en cuenta la textura, granulometría y estructura de manera muy general, sin llegar al análisis facial. En los sectores donde no se contaba con cortes verticales, se tomaron muestras de superficie, considerando un área de 1 m². Las muestras se tomaron sobre una franja de 50 cm de ancho y 1 m de profundidad debajo del nivel calcáreo (presente prácticamente en todos los perfiles muestreados). Para otorgarle homogeneidad al muestreo, y pretendiendo que las mediciones sean prácticas durante los trabajos de campo, se seleccionaron gravas mayores a 4 cm, donde fuera posible discernir las variables a medir. Esta medida ha sido en parte para otorgarle mayor uniformidad a las mediciones, aunque es probable, sin embargo, que al no considerar la fracción más fina los resultados no sean del todo representativos para depósitos de gravas que suelen superar los 10 m de espesor. Se midió en el campo, la longitud mayor de los clastos, calculando de manera cualitativa la esfericidad (Alta: A, Media: M, y Baja: B) y el redondeamiento (Muy Anguloso: MA, Anguloso: A, Sub Anguloso: SA, Sub Redondeado: SR, Redondeado: R y Muy Redondeado: MR), determinando finalmente la litología del canto rodado. Esta última se estableció mediante análisis mesoscópico, con lupa geológica, utilizando las siguientes tipologías generales: Volcanitas (Basaltos: B, Basandesitas: BA, Andesitas: A, Dacitas: Dacitas, Riolitas: R), Plutonitas (Sienita: S, Granito: Gr, Granodiorita: Gd, Tonalita: T y Gabro: Gb), Metamorfitas (Pizarras: P, Filitas: F, Esquistos: E, Gneises: G, Anfibolita, Metacuarcita: M) y Sedimentitas (Pelitas: Pe, Psamitas: Psa y Psefitas: Pse). También se consideró el grado

de meteorización (Totalmente Meteorizada: TM, Casi Totalmente Meteorizada: CTM, Pobremente Meteorizada: PM y Sin Meteorización: SM).

5.2.3 *Análisis de antecedentes de fechados y ordenamiento cronoestratigráfico*

En las inmediaciones de Facundo, los rodados descritos y mapeados con mayor detalle, yacen por debajo de una colada de lava, correspondiente a los centros de emisión basálticos de Cerro Chenque ($2,26 \pm 0,11$ Ma y $2,49 \pm 0,18$ Ma), Co. Grande ($2,87 \pm 0,68$ Ma) y Cerro El Pedrero ($2,71 \pm 0,10$ Ma) datados por [Bruni \(2007\)](#).

5.3 RESULTADOS

5.3.1 *Cerro Chenque*

El Cerro Chenque (1.300 m.s.n.m) se ubica al este de la localidad de Esquel, y comprende un conjunto de rocas volcánicas agrupadas dentro de la Fm. Huitrera (ver Fig. 1.2), de edad paleocena-eocena ([Lizuain y Viera, 2010](#)), con algunos afloramientos de sedimentitas correspondientes a la Fm. Collón Curá (ver Fig. 1.2), de edad miocena ([Haller et al., 2010](#); [Lizuain y Viera, 2010](#)). En el extremo occidental de este cerro se han reconocido depósitos de till, que forman parte de morenas terminales bien conservadas, mencionadas anteriormente por [Martínez \(2002\)](#), quien las vinculó con la GGP, las cuales se encuentran a una altura de 1.000 m.s.n.m (Figs. 5.2). Hacia el frente de estas morenas (NE), y conectados lateralmente, se reconocieron depósitos de grava, correspondientes a depósitos glacifluviales o de *outwash* provenientes de los glaciares que ocuparon esa región (Fig. 5.3).

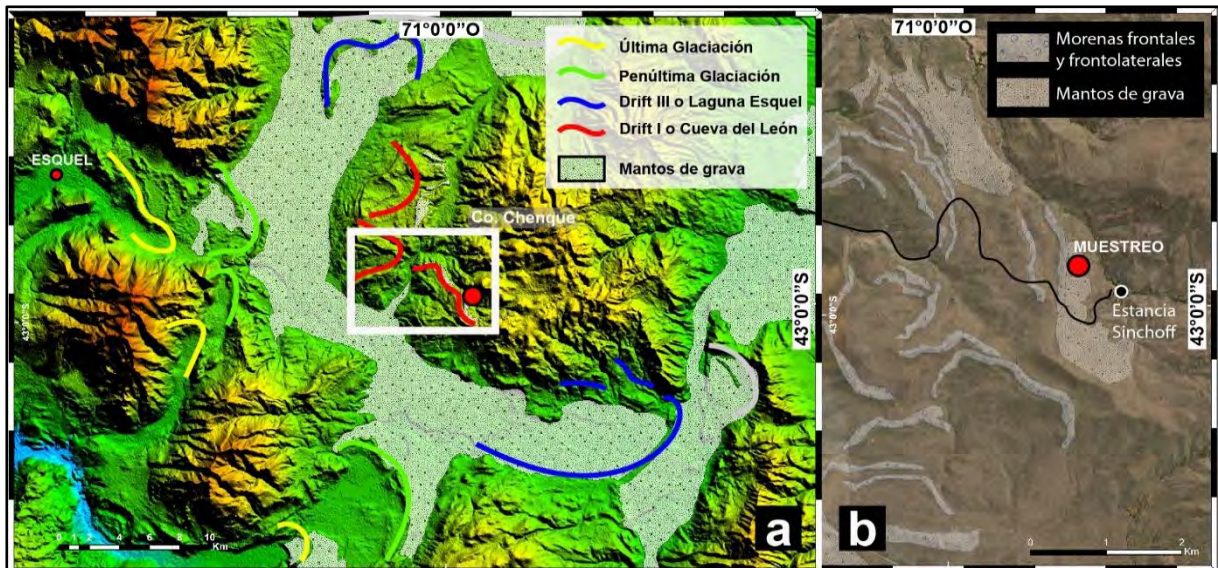


Fig. 5.2. a. Límite de glaciaciones modificado de [Martínez \(2002\)](#) y mantos de gravas o rodados patagónicos asociados a planicies proglaciales. b. Ubicación de muestreo para conteo de rodados de la planicie proglacial vinculada a la glaciación identificada por [Martínez \(2002\)](#) como Drift Cueva del León equivalente a la Gran Glaciación Patagónica (1,2 Ma).



Fig. 5.3. a. Perfil sobre cantera en sitio Sinchoff, sobre el Co. Chenque, donde se realizó el conteo de rodados. b. Bloque errático en las morenas del Cerro Chenque. c. Morena frontolateral y bloque errático.

En un corte artificial sobre el manto de gravas se realizó el conteo de rodados. El perfil se encuentra orientado al norte, en una sección alineada de este a oeste. Está estratificado, con estratos poco cohesivos de gravas y gravas arenosas matriz sostén, y lentes de arena intercalados. En uno de los niveles superiores se midieron imbricaciones de clastos hacia el oeste. En algunos estratos se detectaron clastos recubiertos de arcillas, y en el estrato superior los clastos presentaban una cubierta carbonática, típica de la mayoría de los depósitos de este tipo. La cobertura parecía formar parte de material coluvial, por lo que solo se relevaron las gravas por debajo de este nivel (Figs. 5.3 y 5.4)

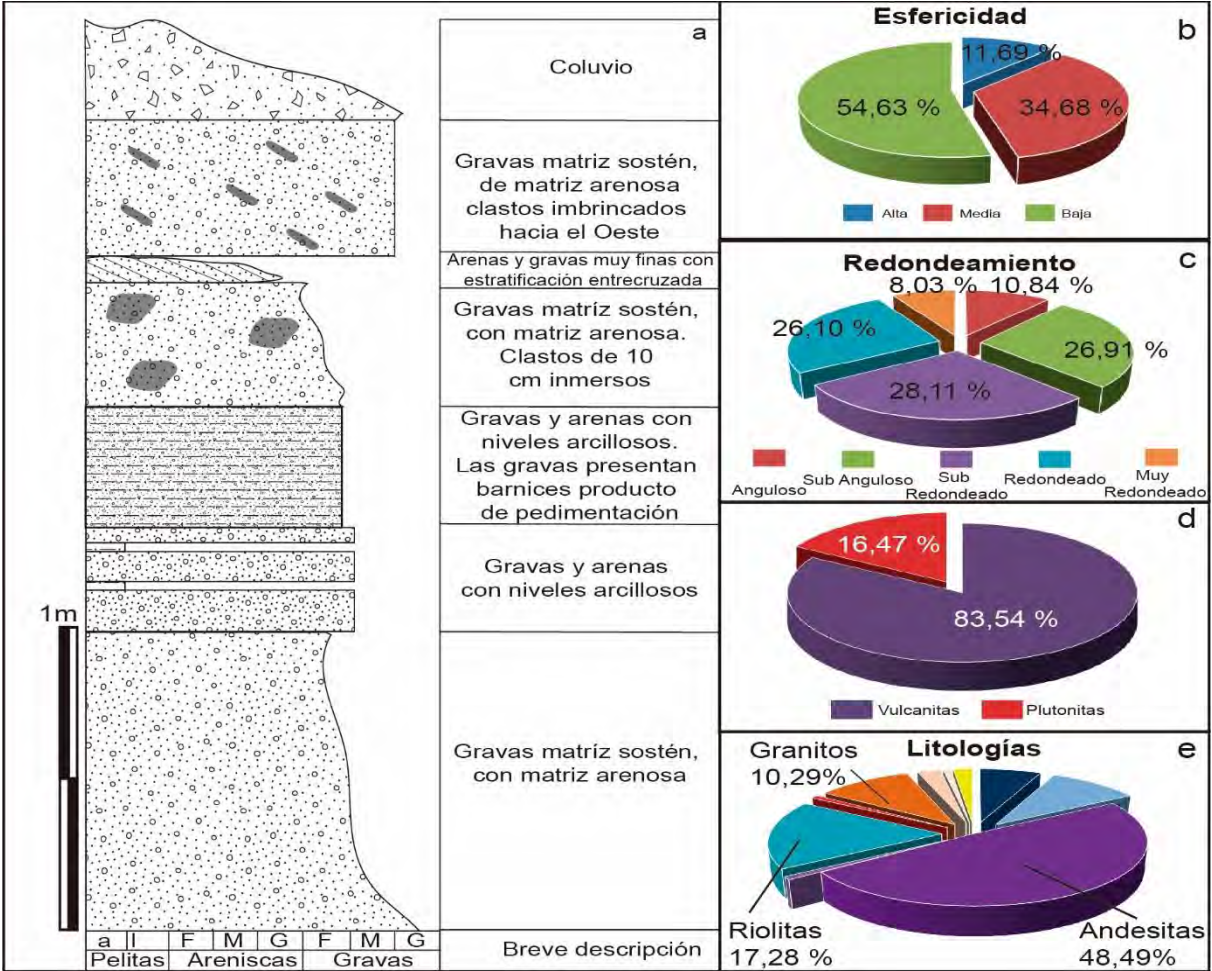


Fig. 5.4. a. Perfil sedimentario básico, donde se describe brevemente el tipo de depósito muestreado en el Co. Chenque. b. Gráfico circular donde se expone visualmente el promedio de esfericidad de los clastos muestreados. c. Gráfico circular donde se expone visualmente el redondeamiento promedio de los clastos muestreados. d. Gráfico circular con el promedio de rocas volcánicas y plutónicas halladas en las muestras analizadas.

Se contabilizaron un total de 249 clastos de 6,73 cm en promedio de tamaño del eje mayor. La mayoría de los clastos son de esfericidad baja y subredondeados, y el 83% de las litologías identificadas corresponden a rocas volcánicas, en su mayoría de composición andesítica (50%

del total), mientras que el porcentaje de rocas plutónicas encontradas, fue de 16,46% (Fig. 5.4). Cabe aclarar, que la mayoría de las plutonitas se encontraban profundamente meteorizadas, y se disgregaban fácilmente, por lo que estas litologías podrían formar parte de la fracción arenosa, no relevada en el conteo.

Facundo

Los sitios relevados en los alrededores de Facundo corresponden a canteras artificiales en mantos de grava cubiertos por rocas volcánicas del Cerro Grande (Fig. 5.5 y 5.6). En el extremo sur del Co. Grande, a 630 m.s.n.m, [Bruni \(2007\)](#) obtuvo una edad de $2,87 \pm 0,68$ Ma en las lavas (punto B de la Fig. 5.6). Las lavas que se derramaron de los centros de emisión que constituyen el Co. Grande, se ubican por encima de todas las terrazas acá mapeadas (T1, T2, T3 y T4 en la Fig. 5.6), siendo estas últimas de mayor antigüedad. Sobre la terraza fluvial n° 1 (T1), ubicada hacia el sur del Co. Grande, se muestrearon dos sitios, “Cantera Sur del Co. Grande I y II”, en una cantera artificial ubicada a 530 m.s.n.m (punto C de la Fig. 5.6). Estos depósitos de grava se correlacionan lateralmente en la margen occidental del Río Senguer, con las gravas que subyacen a las coladas del Cerro El Pedrero, datadas por [Bruni \(2007\)](#), en $2,71 \pm 0,10$ Ma (punto D de la Fig 5.6).

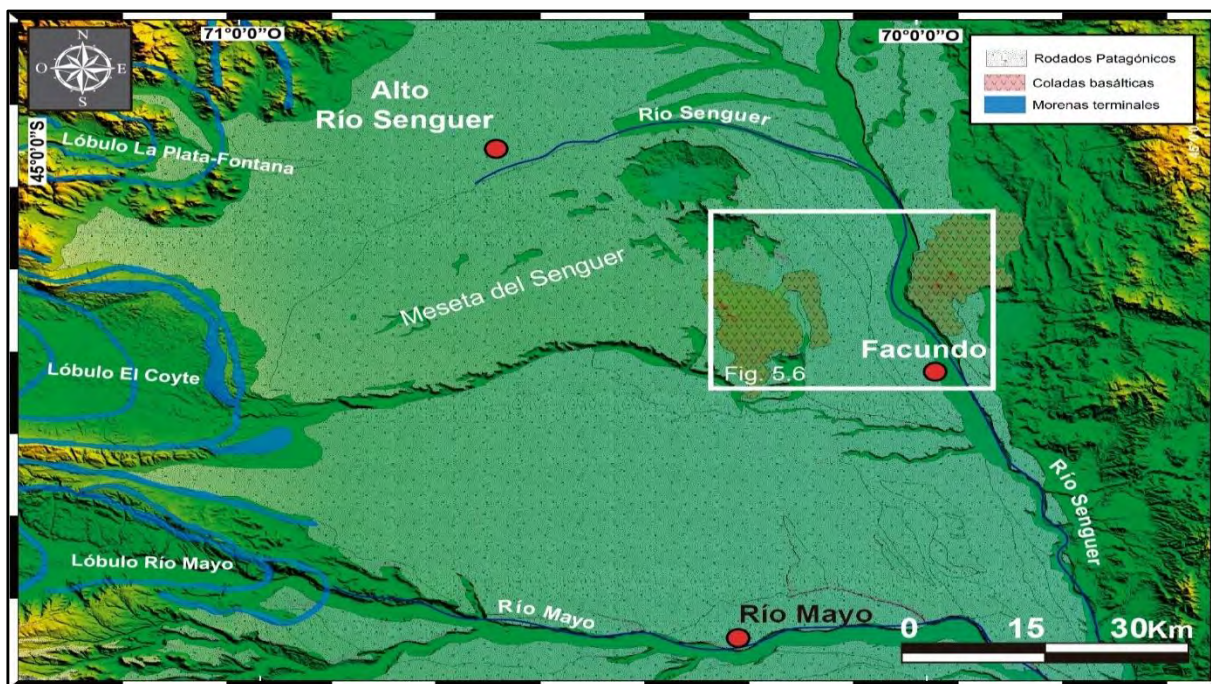


Fig.5.5. Mapa regional de los mantos de grava, donde se indican las morenas terminales de los lóbulos “La Plata-Fontana”, “El Coyte” y “Río Mayo” ([Rabassa et al., 2011](#)), donde nacen los depósitos glaciales.

En el sitio “Cantera Norte del Co. Grande”, se realizó el muestreo sobre un paquete de rodados granocrecientes, con estratificación horizontal en dirección E-O y estratificación planar en dirección N-S, con imbricación de clastos con inclinación al sur. Por debajo de la cobertura vegetal se describió un nivel de 60 cm de gravas clasto sostén, de moderada selección, calcretizado. El carbonato de calcio se encuentra recubriendo los clastos copiando la forma de la estratificación, concentrándose en el límite entre los estratos. En los niveles inferiores las gravas pasan a matriz sostén, con niveles arenosos intercalados. A lo largo de 2 m de perfil se contabilizaron al azar, 211 clastos con un tamaño promedio de 7,38 cm. La mayoría de los clastos fueron subredondeados, de esfericidad media, con un predominio, en un 80 %, de rocas volcánicas. El 26,67 % de las rocas eran de composición riolítica, 20,95 % basáltica. Las rocas plutónicas más abundantes lo constituyeron los granitos, con un 15,24 % de abundancia (Fig. 5.8). El resto de las litologías identificadas corresponden a basandesitas (~12,5%), andesitas (~12%), dacitas (2,5%), riódacitas (5%), granodioritas (1%), tonalitas (~1%), cuarcitas e ignimbritas (3,5%).

En la “Cantera sur del Co. Grande I”, se muestrearon gravas con estratificación planar, en una sección E-O. En términos generales, el perfil comienza con un nivel de gravas gruesas clasto sostén, donde los 30 cm superiores se encuentran calcretizados por carbonato de calcio. Continúan gravas medias, clasto sostén, que finalizan con un nivel arenoso constituido por una fracción clástica mezclada con material lapillítico. Hacia niveles inferiores se hace notable la presencia de matriz arenosa en los niveles de grava. Fueron muestreados 2 m de este perfil, contabilizando al azar 202 clastos de 6,83 cm de tamaño del eje mayor en promedio, con clastos redondeados de esfericidad media. Al igual que en la cantera anterior, la mayoría de los clastos corresponden a rocas volcánicas, mayormente riolitas (34,33%) y basaltos (19,90%), mientras que las rocas plutónicas más abundantes fueron los granitos (14,43%) (Fig. 5.8). El resto de las litologías reconocidas fueron basaltos (~8,5%), andesitas (~8,5%), dacitas (~5%), riódacitas (~6%), sienitas (~1%), granodiorita (~1%), otras (~2%). En la “Cantera sur del Co. Grande II” se reconoció el mismo nivel calcretizado, descrito para todos los perfiles muestreados. Este nivel afecta alrededor de 1 metro en profundidad al nivel de gravas clasto sostén. Los niveles inferiores están constituidos por gravas matriz sostén, de tamaño arena, con algunos niveles clasto sostén, intercalados. En este perfil, de 2 m de profundidad, se muestrearon 208 clastos, con un tamaño promedio del eje mayor de 7,7 cm. Los clastos fueron mayormente subredondeados de esfericidad baja. La litología predominante corresponde a rocas volcánicas, donde el 32,21 % constituyen riolitas, el 19,71% a rocas basálticas y el 13,94 % de rocas andesíticas. Las rocas plutónicas más abundantes fueron, al igual que en las anteriores canteras,

las rocas graníticas, aunque en menor proporción, constituyendo el 8,17% del total de las muestras analizadas (Fig. 5.8). Se contabilizaron, además, basandesitas (~10%), dacitas (~1,92%), riódacitas (~4,81%), ignimbritas (~2%), granodioritas (~5%), metamórficas, que incluyen principalmente a gneisses (~2%), sedimentitas (~1%) y otras rocas (~5%).

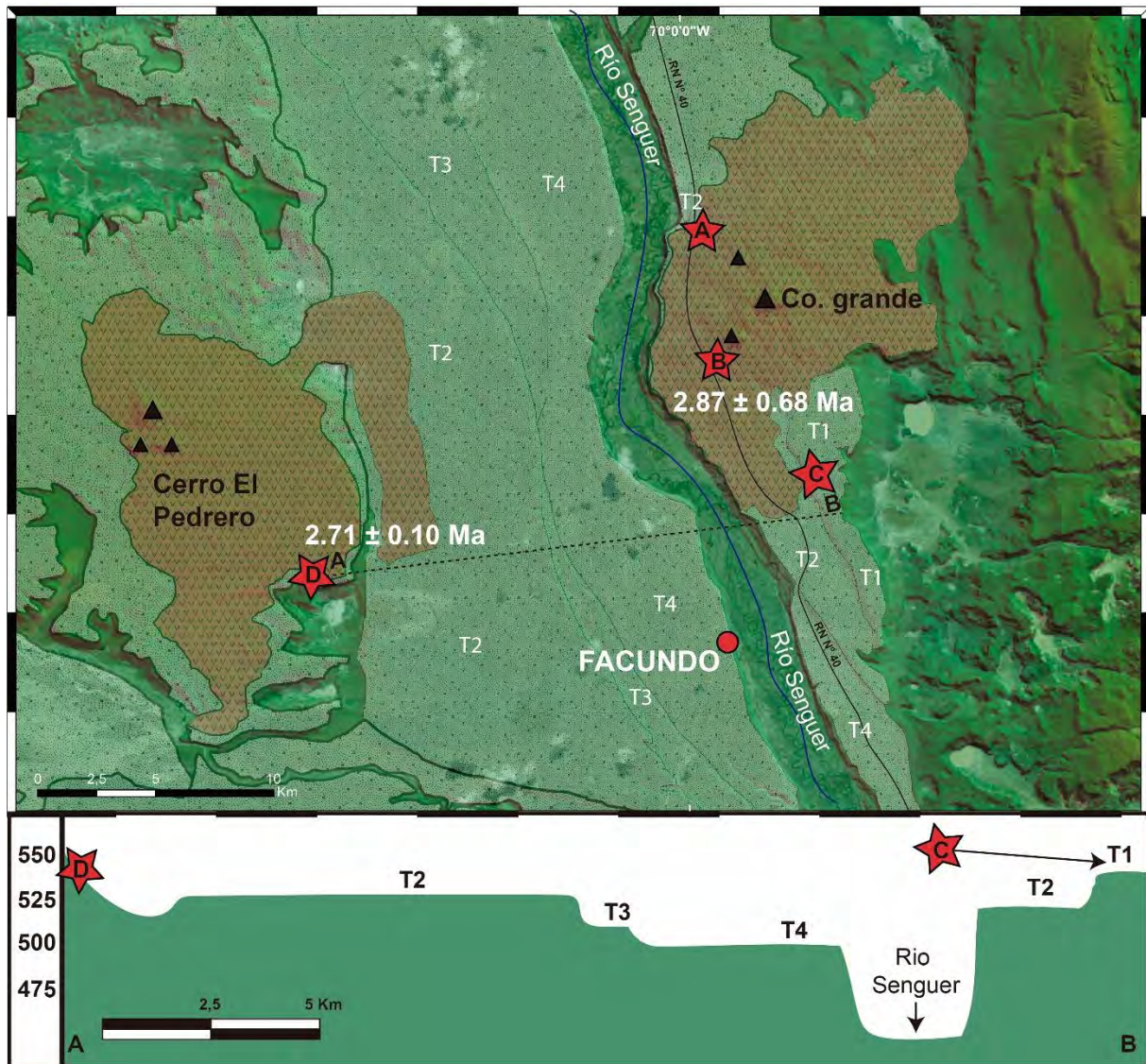


Fig. 5.6. Detalle de los sitios de muestreo y alrededores. A. Sitio “Cantera Norte del Co. Grande” basaltos del Co. Grande por encima de rodados patagónicos correspondientes a la terraza 2 (T2). B. Sitio muestreado por [Bruni \(2007\)](#), donde obtuvo una edad numérica de $2,87 \pm 0,68$ Ma. C. Sitios de muestreo para conteo de rodados “Cantera Sur del Co. Grande I y II” Cantera sobre cantera artificial en rodados patagónicos correspondientes a la terraza 1 (T1), subyacente a las coladas del Co. Grande. D. Base del Co. El Pedrero, sitio muestreado por [Bruni \(2007\)](#), quien obtuvo una edad numérica de $2,71 \pm 0,10$ Ma. en una colada suprayacente a los rodados de la meseta del Senguer (Fig. 5.5). Se muestra un perfil topográfico W-E, sobre las terrazas del río Senguer, donde fueron identificados 4 niveles de terraza.

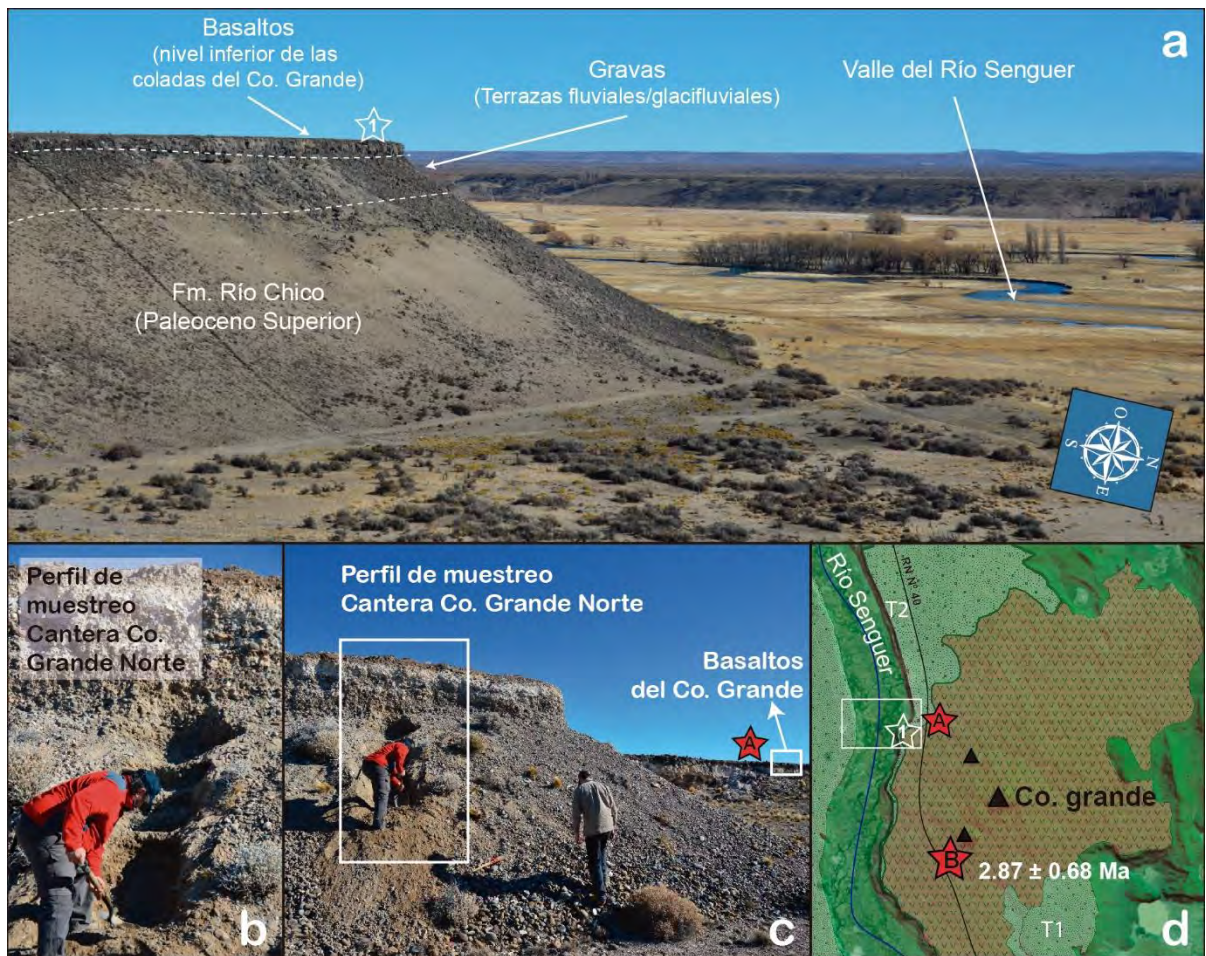


Fig. 5.7. a. Nivel de gravas, vinculado por continuidad lateral con el sitio de muestreo A, cubierto por las lavas basálticas del Plioceno, (la estrella blanca muestra la zona fotografiada), y sobrepuestas a las sedimentitas continentales de la Fm. Río Chico, en el contexto geomorfológico actual. b. Detalle del perfil muestreado para conteo de rodados. c. Perfil de muestreo, vinculado lateralmente con el sitio muestreado por A. d. Ubicación del punto 1 (estrella blanca) y punto A (estrella roja) en el contexto de las coladas basálticas datadas por Bruni (2007) en $2,87 \pm 0,68$ Ma.

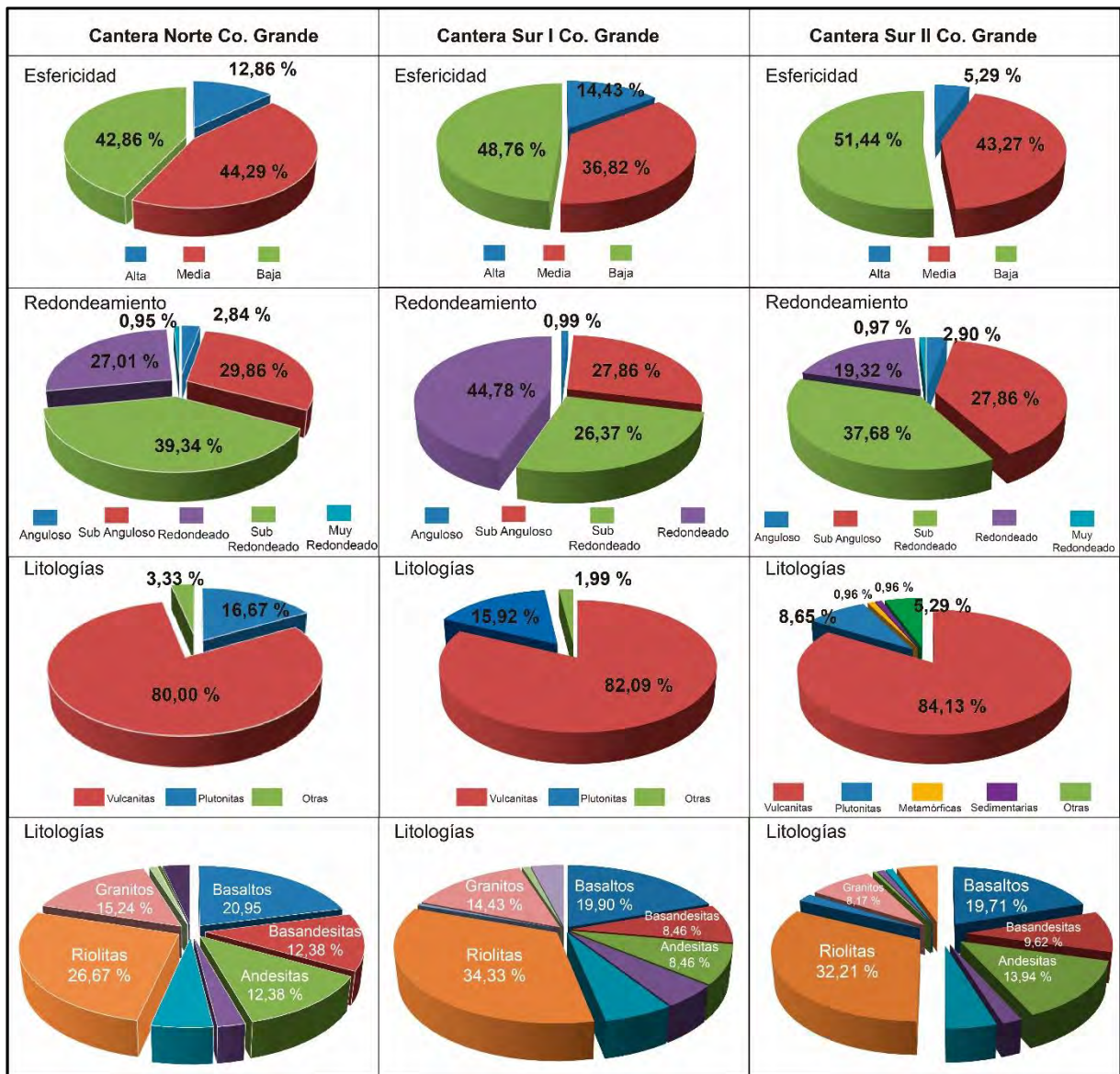


Fig. 5.8. Se resumen los porcentajes de las variables principales medidas en el conteo de rodados en la Cantera del Co. Grande Norte, y los sitios de la cantera Cerro Grande Sur I y II (Punto A y B de la Fig. 5.6)

5.3.2 Pampa de Chaliá

La Pampa de Chaliá se ubica en el suroeste de la provincia del Chubut, fuera del área específica de estudio, en una meseta elevada que alcanza los 1400 m.s.n.m (Fig. 5.1). En la región noroccidental de esta meseta se han descrito depósitos de origen glacial, por encima de sedimentitas Miocenas (Martínez *et al* 2016). En continuidad lateral, hacia el este de estos depósitos, se emplazan depósitos glaciafluviales, previamente descritos por González (1967, 1978) como Fm. Pedregoso, y por Dal Molin y Franchi (1996) como Fm. Chaliá. (Figs. 5.9 y 5.10). Estos depósitos glaciogénicos se corresponderían, al menos parcialmente, con aquellos

mencionados por [Lagabrielle et al. \(2010\)](#) y [Scalabrino et al. \(2011\)](#). Estos autores les asignan una edad Mio-Plioceno (7-3 Ma), incluyéndolos dentro del sistema de morenas de la Glaciación Chipanque ([Malagnino, 1995](#)).

En la región donde dominan los mantos de grava fueron realizados conteos en tres parcelas diferentes. El muestreo se realizó sobre superficies horizontales en sector, ya que no se contaba con cortes verticales. Se utilizó una cinta métrica para establecer un área de 1m², y se determinaron las variables de los clastos, tomando todos los clastos mayores a 4 cm que ocupaban dicha superficie. El promedio del tamaño de los clastos en la parcela 1, 2 y 3 fue de 12,52 cm, 12,1 cm y 14 cm respectivamente, donde la mayoría de los clastos estaban subredondeados, con una esfericidad media. En las tres parcelas analizadas, las rocas volcánicas fueron predominantes, con mayoría de clastos de composición riolítica (Parcela 1: 28,84 %, Parcela 2: 43,33 y Parcela 3: 59,37 %). El porcentaje de rocas plutónicas se mantuvo relativamente constante en las tres parcelas (Parcela 1: 17,30 %, Parcela 2: 20 % y Parcela 3: 18,75) (Fig. 5.11).

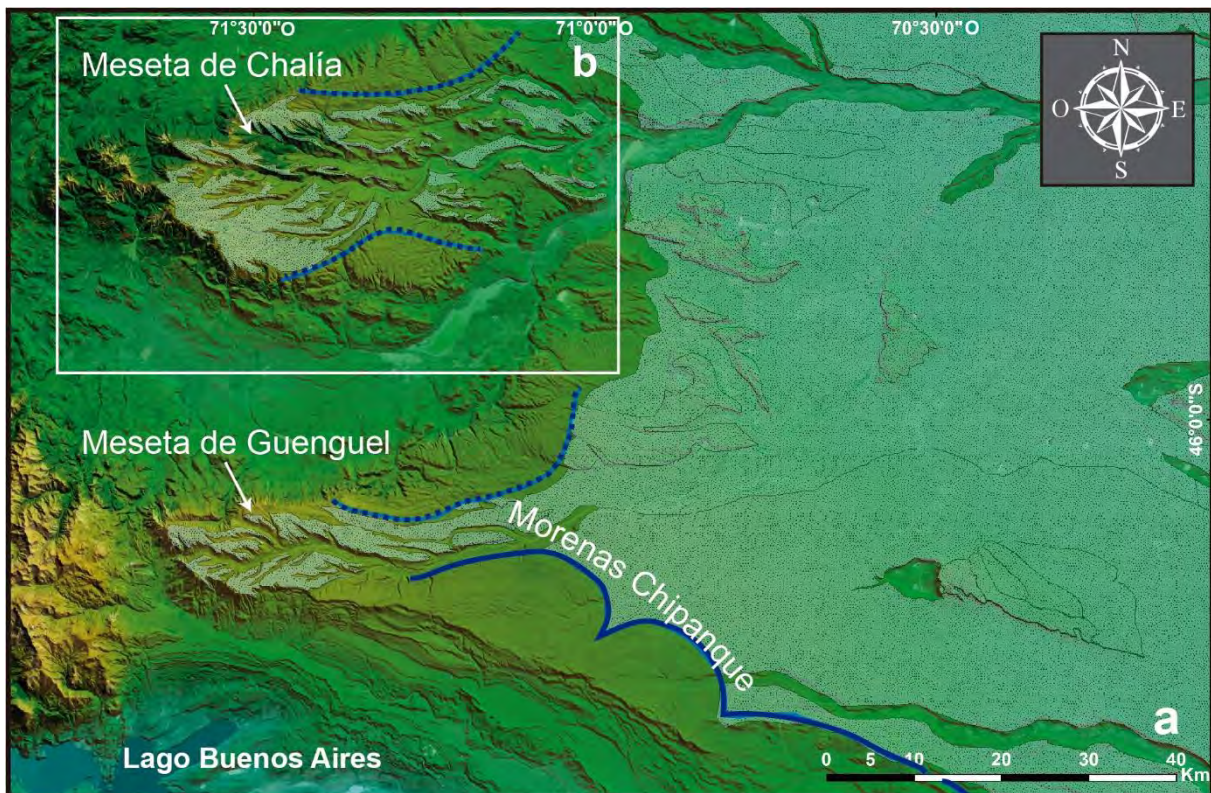


Fig. 5.9. Imagen en la que se evidencian las morenas Chipanque, de edad pliocena según [Malagnino \(1995\)](#), y los límites correlacionables con la Glaciación Chipanque, definidos por [Lagabrielle et al. \(2010\)](#) y reinterpretados y modificaciones parcialmente por [Martínez et al. \(2016\)](#), para la región norte de la Meseta de Guenguel, y para la Meseta de Chalia. Se detallan los mantos de grava que se encuentran por encima de estas morenas y límites glaciarios. Figura modificada de [Martínez et al. \(2016\)](#).

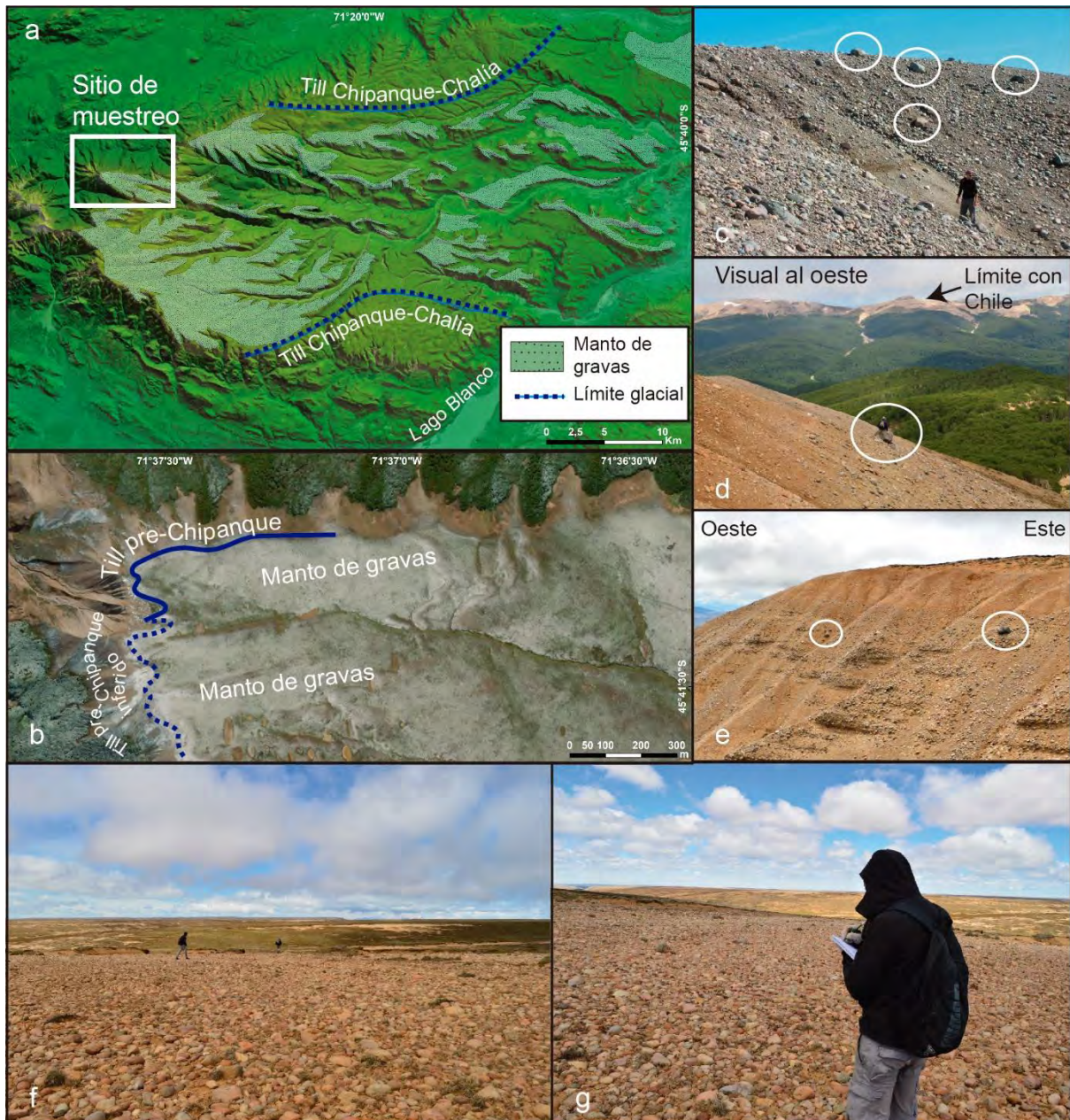


Fig. 5.10. a. Meseta de Chalia, con el mapeo de los límites glaciarios correlacionables con las morenas Chipanque (Martínez *et al.* 2016) y los mantos de grava desarrollados topográficamente por encima, asociados a una glaciación pre-Chipanque. b. Exposición occidental de la meseta de Chalia (marco blanco en “a”), donde se observan la zona del till pre-Chipanque (Martínez *et al.* 2016) expuesto en el flanco occidental. c, d y e. Evidencia fotográfica de bloques mayores 1 m², con estriaciones típicas de depósitos glaciales. f y g. Depósitos de gravas, pavimentados, muestreadas para conteo de rodados.

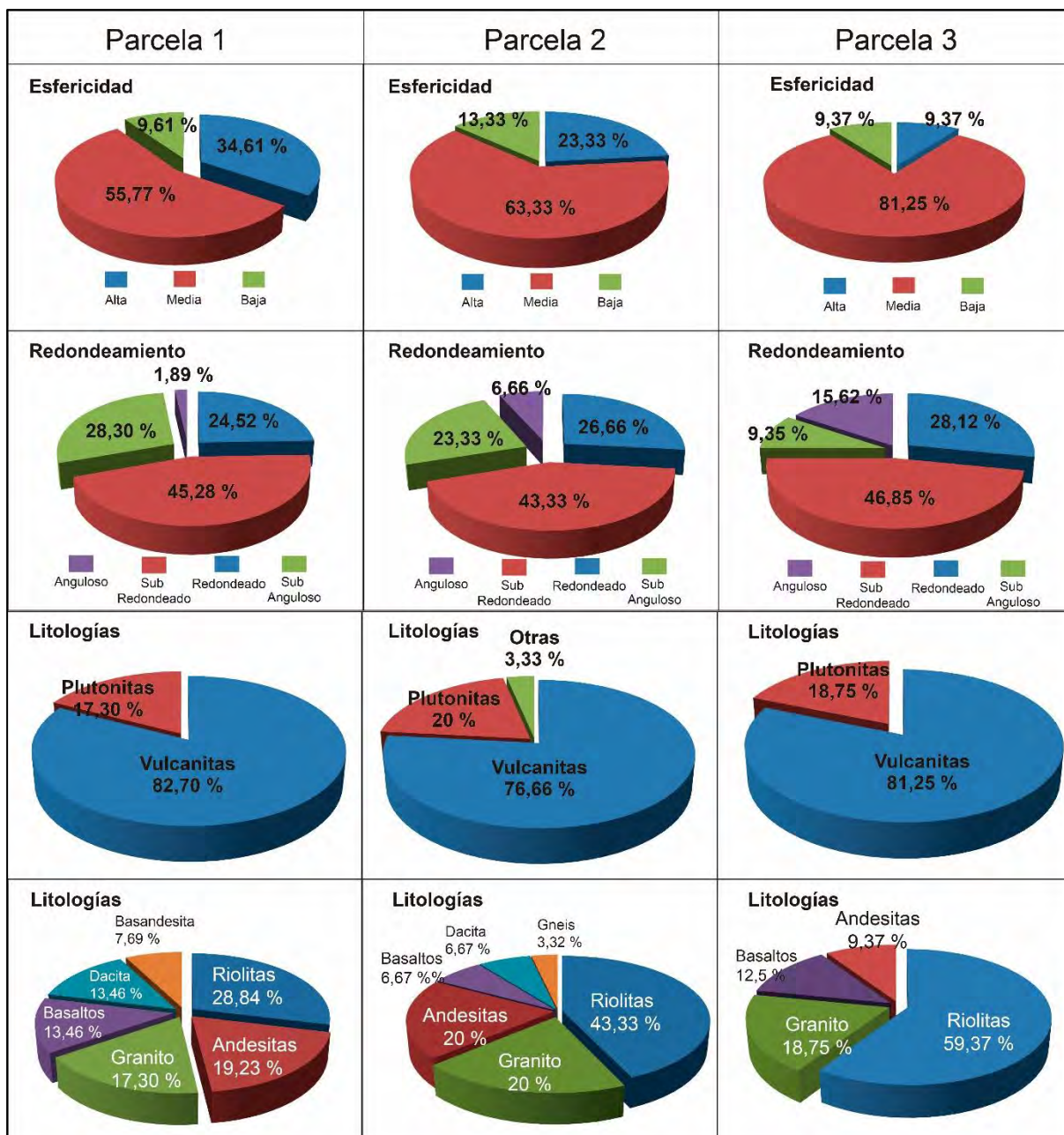


Fig. 5.11. Porcentajes de las variables principales medidas en el conteo de rodados en la meseta de Chalfá.

5.4 DISCUSIÓN

Sobre las relaciones morfoestratigráficas:

El análisis geomorfológico realizado, permitió reconocer la relación existente entre los mantos de grava mencionados en el presente capítulo, con depósitos glaciares de edad conocida o estimada por trabajos previos, o bien por límites de glaciaciones cuya edad fue reinterpretada en este capítulo. En el caso del manto de gravas muestreado en el Cerro Chenque, fue posible

reconocer mediante el análisis geomorfológico, la relación espaciotemporal de estas gravas con las morenas que reconociera [Martínez \(2002\)](#), quien propuso una edad correlacionable con la GGP. Las gravas muestreadas sobre las terrazas del río Senguer, al menos aquellas correspondientes a la terraza 4, fueron definidas en este capítulo, como de edad pliocena, como mínimo, en base al fechado $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenido sobre el basalto suprayacente por [Bruni \(2007\)](#), tanto en el Cerro Grande, como en el Cerro El Pedrero, en los alrededores de los sitios de estudio “Cantera Norte y Cantera Sur del Cerro Grande”, permitieron asignar la edad de estas gravas, también al Plioceno, y vincularlas genéticamente con las morenas frontales más orientales ubicadas sobre la meseta del río Senguer, correspondientes al paleolóbulo glacial El Coyte (Fig. 5.5). Estas morenas habían sido originalmente asociadas a eventos post-GGP o de la GGP ([Beltramone, 1991](#), [Dal Molin y González Díaz 2002](#), [Rabassa et al. 2011](#)). Las nuevas determinaciones numéricas, junto con el análisis morfoestratigráfico realizado, permite ajustar la edad de estas morenas a una glaciación pre-GGP, según [Coronato et al. \(2004 a\)](#).

Los mantos de grava muestreados en la Meseta de Chalía, por su parte, fueron asociados a un till interpretado por [Martínez et al. \(2016\)](#) como una glaciación de edad pre-Chipánque, posiblemente del Mioceno superior. Este supuesto se basa en la similitud entre las altitudes topográficas a las cuales se desarrollan estos depósitos glaciales y glacifluviales (1300-1400 ms.n.m), coincidente con aquellos depósitos de igual origen encontrados por [Lagabrielle et al. \(2010\)](#) en la Meseta de Guenguel, y aquellos depósitos glaciarios interdigitados entre lavas de 5 y 7 Ma en el extremo occidental de la meseta del Lago Buenos Aires descriptos por ([Mercer, 1983](#)).

Sobre el conteo de rodados:

El conteo de rodados, si bien no arrojó valores significativos en las variables texturales analizadas, aportó desde el punto de vista litológico información que sustenta la génesis glacial de estas gravas en los sitios analizados. La mayoría de los clastos observados son redondeados a subredondeados, de esfericidad baja a media. En todos los perfiles y parcelas estudiadas, el porcentaje de volcanitas superó ampliamente al resto de las litologías, manteniéndose entre los 80 y 83%. Respecto de las rocas plutónicas, existieron pequeñas variaciones en cada sitio analizado. En las canteras muestreadas en los alrededores de Facundo, el porcentaje de plutonitas rondó el 13,75%, siendo el valor más bajo. En el Cerro Chenque, el porcentaje de plutonitas fue de 16,46% y en las parcelas muestreadas en la pampa de Chalía, el porcentaje fue de un 18,68% (Tabla 5.1). Siguiendo las ideas propuestas por [Fidalgo y Riggi \(1965\)](#) y [Martínez et al. \(2014\)](#) aplicadas para diferenciar depósitos glacifluviales y fluviales pedemontanos en

estas latitudes, los porcentajes mayores de plutonitas indican una zona de aporte cordillerano más occidental (Fig. 5.12). También se asume que los depósitos de gravas ubicados en posiciones topográficas más elevadas son más antiguos. En el presente trabajo se interpreta que aquellos depósitos con mayor contenido de rocas plutónicas que en el área de estudio coinciden con los más occidentales, son más antiguos. Es decir que los mantos de gravas más occidentales, ubicados a mayores alturas, habrían estado asociados a glaciaciones, con una paleodivisoria más occidental, siendo el área de aporte de los materiales rocosos, las regiones de arco donde las plutonitas son más abundantes. En cambio, aquellos depósitos más orientales, no solo habrían estado vinculados a glaciaciones más jóvenes, ubicadas en posiciones topográficas inferiores, sino que la zona de aporte de sedimentos se encontraría en la región de rocas volcánicas, producto del desplazamiento hacia el este de la paleodivisoria glacial para ese momento.

La meseta de Chalfía presenta el mayor porcentaje de plutonitas de los tres sectores estudiados. Se encuentra a una altura de 1400 ms.n.m, y los depósitos glaciales y glaci-fluviales hallados en la barda occidental son asociados a glaciaciones del Mioceno (Martínez *et al.*, 2016). Los depósitos del Cerro Chenque presentan un contenido de plutonitas intermedio en sus depósitos de gravas, los cuales se encuentran expuestos a más de 1000 ms.n.m. Las morenas terminales vinculadas espacialmente a estos depósitos fueron propuestas como de edad GGP (Martínez, 2002). Sin embargo, es posible que debido a la altitud topográfica tan elevada a la cual se desarrollan estos cordones morénicos, asociados a mantos de grava con contenido elevado de rocas plutónicas, se propone una edad pre-GGP para estos depósitos de grava y las morenas terminales vinculadas.

Grupo de rocas más abundantes	Co. Chenque	Facundo			Chalfía		
	Sitio Sinchoff	Cantera Norte Co. Grande	Cantera Sur Co. Grande I	Cantera Sur Co. Grande II	Parcela 1	Parcela 2	Parcela 3
Vulcanitas (%)	83,54	80,00	82,09	84,13	82,70	76,66	81,25
Plutonitas (%)	16,46	16,67	15,92	8,65	17,30	20,00	18,75
Promedio total de Vulcanitas (%)	83,54	82,07			80,20		
Promedio total de Plutonitas (%)	16,46	13,75			18,68		

Tabla 5.1. Porcentaje de vulcanitas vs. plutonitas, siguiendo el criterio de comparación de litologías propuesto por Fidalgo y Riggi (1968) y Martínez *et al.* (2014).

5.5 CONCLUSIONES PARCIALES:

Los mantos de grava de origen glacifluvial, en la región extracordillerana del Chubut tienen una superficie aproximada de 25.000 km² y fueron acumulados por enormes y caudalosos sistemas hídricos proglaciales que tuvieron su máxima expresión durante las etapas pleniglaciales o máximos glaciales (Fig. 5.1). El principal impacto geomorfológico de estas acumulaciones ha consistido en el relleno de amplios sectores deprimidos y, por lo tanto, en un efecto de uniformización del relieve. Por otro lado, el aterrazamiento de estas pampas de rodados por la erosión hídrica durante las numerosas terminaciones glaciales complejizó dicha geomorfología generando el característico paisaje de mesetas. El contacto entre los mantos de grava con morenas marginales desde las cuales se proyectan, ha permitido verificar la génesis glacifluvial de estos depósitos. A base de relevamientos propios y a la disponibilidad de fechados aportados por otros autores (Bruni, 2007), se ha confirmado la existencia de imponentes mantos de grava glacifluviales y sus morenas parentales del Plioceno en la Meseta del Senguer, en el límite suroeste del área de estudio. Este hecho fortalece la hipótesis del desarrollo de glaciares pre-cuaternarios equivalentes o similares en tamaño y estilo a los que englazaron Patagonia oriental durante el Pleistoceno (Rabassa *et al.*, 2016 y Clague *et al.*, 2020).

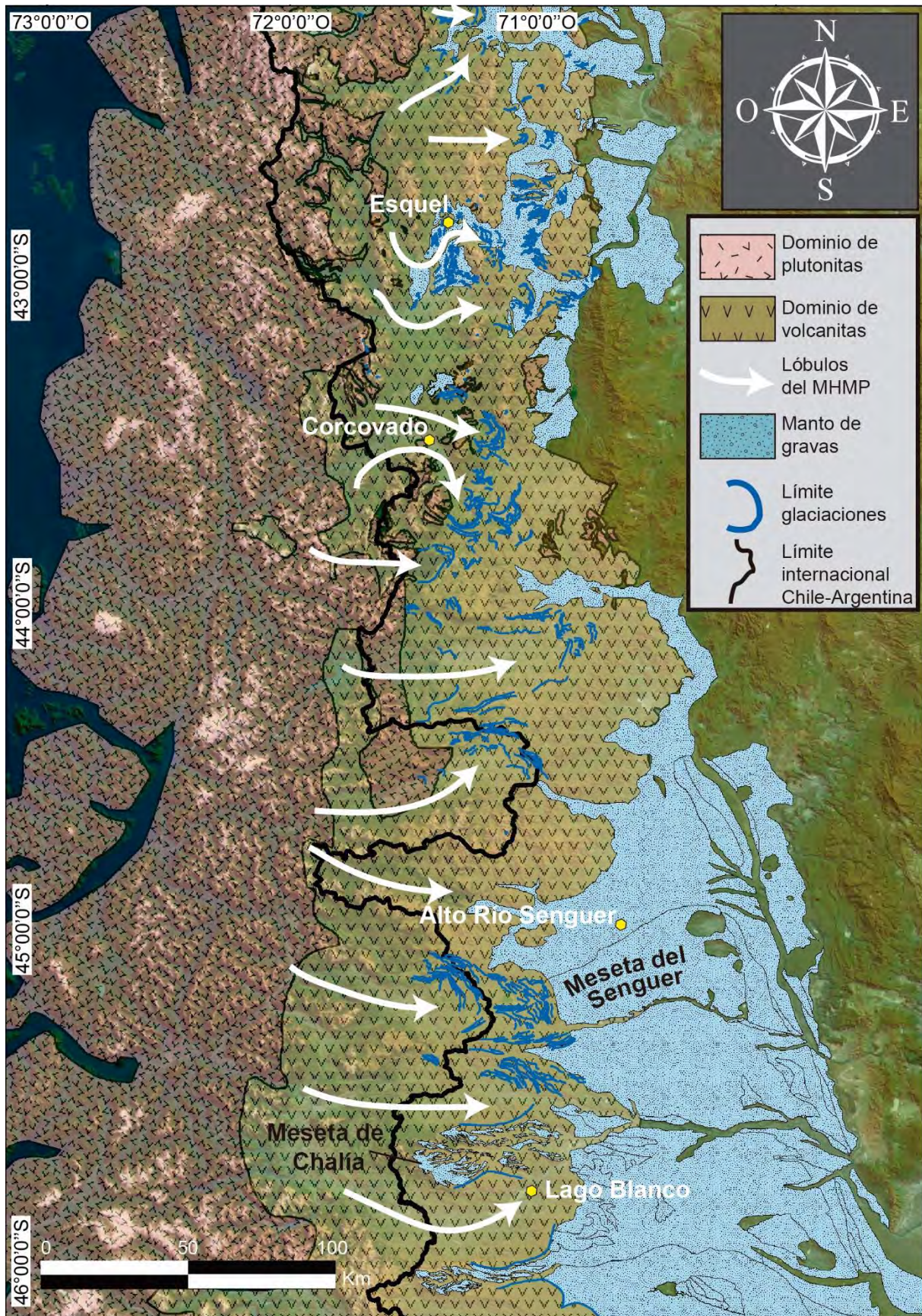
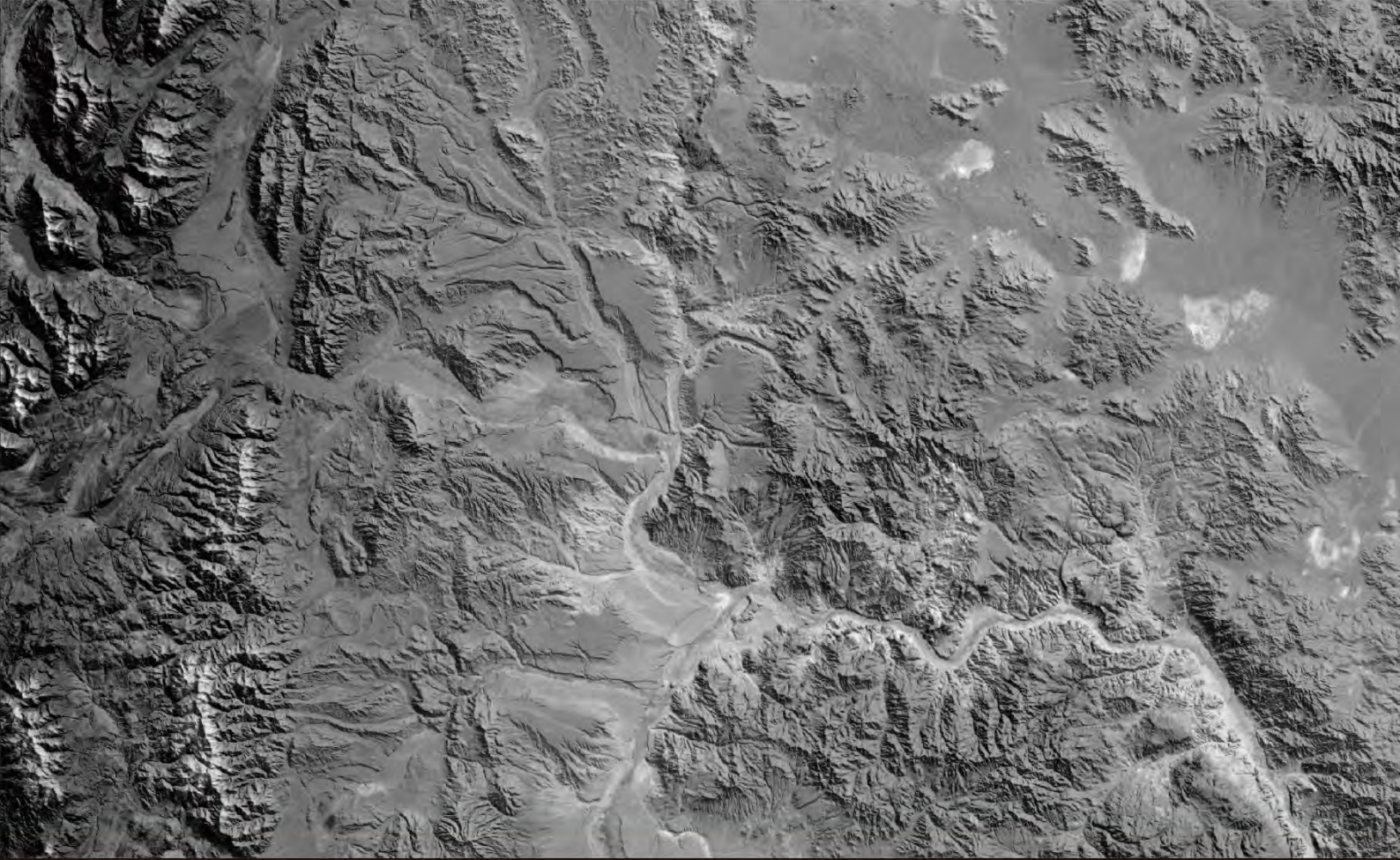


Fig. 5.12. Esquema geológico simplificado, donde se muestra el dominio de las rocas plutónicas en el extremo occidental, correspondientes en su mayoría a rocas del Batolito Andino y a otras rocas intrusivas del Cretácico

inferior y Mioceno, y el dominio de las rocas volcánicas en la franja oriental, de edad jurásica y cretácica mayoritariamente. Se muestra la posición y dirección los principales lóbulos glaciales del Plio-Pleistoceno, y los mantos de grava proglaciales hacia el este. Modificado de [Martínez *et al.* \(2012\)](#).

Los conteos litológicos, aunque han sido aplicados exitosamente por otros autores, comprenden una metodología indirecta y poco precisa, ya que exige la realización de un número muy importante de muestreos para que tenga mayor rigurosidad estadística. Sin embargo, la estimación de la abundancia de rodados graníticos en mantos de gravas de distinta edad ha permitido inferir áreas generales de proveniencia, que constituyen un punto de partida para estudios más profundos y detallados. El modelo de migraciones de las paleodivisorias de hielos establecido por estos criterios indica una posición más oriental del área de acumulación glacial para el englazamiento del Plio-Pleistoceno, representado en las inmediaciones del Cerro Grande, con respecto a la correspondiente a la del Mio-Plioceno evidenciado en la Meseta de Chalía y una nueva migración hacia el oeste de la paleodivisorio de hielos durante la Gran Glaciación Patagónica representada más al norte, a la latitud de Esquel.



CAPÍTULO 6

SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIONES

CAP. 6 SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIONES

6.1. CONSIDERACIONES GENERALES

La instauración de condiciones frías extremas, en zonas que no fueron englazadas, suelen desarrollar geoformas asociadas directa e indirectamente a climas fríos (French, 1996), donde los ambientes periglaciales, correspondientes a las regiones donde prepondera la presencia de permafrost y/o los efectos del congelamiento y descongelamiento, se combinan con otros procesos, genéticamente vinculados, como aquellos de origen paraglacial o proglacial. French (1996), French y Thorn (2006) y French (2007) ampliaron el significado de periglaciario, desarrollando el concepto de “geomorfología de climas fríos”, donde los ambientes proglaciales, paraglaciales y periglaciales son producto del descenso de la temperatura media de la atmósfera, e interactúan entre sí, generando también, procesos de tipo “azonales”, donde la acción eólica, los procesos fluviales o fluvioglaciales y los procesos de remoción en masa, tienen gran relevancia a la hora de caracterizar este tipo de ambientes. Este enfoque, permite ampliar el campo de influencia de las glaciaciones, las cuales impactan también en las regiones no englazadas. Ryder (1971) y Church y Ryder (1972) acuñaron el concepto de paraglaciario para referirse a una serie de procesos no glaciales, condicionados por las glaciaciones. El paraglaciario unifica, según estos autores, tanto a las geoformas de origen proglacial como aquellos que se forman alrededor y dentro de los márgenes de un antiguo glaciar y que son el resultado directo de la antigua presencia de hielo. Slaymaker (2011), por su parte, discute las relaciones entre los ambientes periglaciales, paraglaciales o proglaciales, encontrando los puntos en común y las principales diferencias entre ellos, concluyendo que los tres conceptos son esenciales para la comprensión integral de los ambientes glaciales. **En cualquier caso, queda claro que el efecto de las glaciaciones supera la región afectada directamente por el hielo glacial, e influye en una serie de procesos vinculados entre sí de forma directa e indirecta.**

6.2. SÍNTESIS DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS

La amplia franja oriental del centro y norte de Patagonia, aquella que no fue englazada durante el Cenozoico, constituye una excelente área de estudio para evaluar los factores responsables del modelado del paisaje durante los eventos fríos en esta región, durante ese lapso. Hasta el momento se han descrito de manera relativamente aislada, los principales ambientes

geomorfológicos representados en este sector (Cap. 2, Cap. 3, Cap. 4 y Cap. 5), proponiendo para cada uno, un esquema morfoestratigráfico correlacionable con la glaciestratigrafía existente de Patagonia y de la región (Caldenius, 1932; Feruglio, 1944; González Bonorino, 1944; Feruglio, 1950; Miró, 1967; Mercer, 1968, 1976, 1979, 1982; Flint y Fidalgo, 1964, 1968; Fleck *et al.*, 1972; Mercer *et al.*, 1975; Porter y Denton, 1976; Mercer y Sutter, 1981; Rabassa *et al.*, 1986; Sylwan, 1989; Rabassa y Clapperton, 1990; Clapperton, 1990; González Díaz, 1993 a, b; Markgraf, 1993; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996; Shackleton, 1995; Strelin, 1995; Malagnino, 1995; Aniya, 1995, 1996; Rabassa y Evenson, 1996; Rabassa *et al.*, 1996; Guillou y Singer, 1997; Ton-That, 1997; Mancini, 1998; Schellmann, 1998; Strelin *et al.*, 1999; Thon-That *et al.*, 1999; Martínez, 2002; Mancini *et al.*, 2002; Panhke *et al.*, 2003; Glasser *et al.*, 2004; Coronato *et al.*, 2004 a, b; Kaplan *et al.*, 2004; Singer *et al.*, 2004 a, b; Rabassa *et al.*, 2005; Rabassa, 2008; Lagabrielle *et al.*, 2010; Scalabrino *et al.*, 2011; Martínez *et al.*, 2016). A continuación, se pretende explicar el vínculo genético y temporal entre los distintos ambientes geomorfológicos estudiados, con las glaciaciones del Cenozoico superior, agrupando las distintas unidades morfosedimentarias en un único esquema morfoestratigráfico, que abarca desde el (Mioceno superior?) Plioceno hasta el presente, con énfasis en los eventos climáticos del Pleistoceno. La amplia variedad de geoformas desarrolladas entre la región oriental de la cordillera nordpatagónica y el sector extraandino del Chubut, se han considerado como eficientes indicadores paleoambientales, en general asociadas a condiciones de climas fríos.

Los principales resultados obtenidos en la elaboración del presente trabajo, reflejados en gran medida en la cartografía correspondiente (Figs. 2.15, 2.18, 2.31, 2.32, 3.1, 3.6, 4.2, 4.8, 4.9, 4.19, 4.20, 5.2, 5.5, 5.6, 5.9 y 5.12 y Tablas 2.6, 2.7 y 4.3 De los capítulos 2, 3, 4 y 5), ha permitido confirmar la gran influencia de los eventos climáticos fríos en la génesis de muchas de las geoformas desarrolladas durante el Cenozoico superior en la región extraandina del Chubut (Fig. 6.1). Por un lado, se deben destacar las modificaciones de sectores de altura cordilleranos orientales y precordilleranos, producto de glaciaciones locales, pero, principalmente, de la actuación de procesos periglaciales asociados a la presencia de permafrost y a la acción del congelamiento y descongelamiento de rocas y sedimentos (crioclastismo), que han dejado depósitos, agrupados como geoformas de altura, que muestran una secuencia retrogradante perfectamente conservada, desde el UMG hasta la actualidad, de geoformas más externas y de mayores dimensiones, las cuales son vinculadas a variables climáticas más extremas (menores temperaturas y/o mayores precipitaciones) que pasan gradualmente a geoformas ubicadas en posiciones más internas, de menores dimensiones, asociadas también a eventos climáticos fríos, donde las variables climáticas fueron cada vez menos extremas.

Otro proceso de gran influencia geomorfológica, concentrado en los sectores de mayores alturas y pendientes, son los gravitacionales los que implicaron la movilización de grandes volúmenes de roca. Muchos de estos procesos de remoción en masa, afectaron las laderas de los valles que fueron ocupados por los segmentos terminales de glaciares de descarga durante el Cuaternario, pudiéndose constatar que la mayoría estuvieron asociados al retiro de estos glaciares de valle y/o de los lagos proglaciales (Martínez, 1998, 2002, 2014, 2016), o incluso a la erosión fluvial en ambientes proglaciales, durante las terminaciones. Las URM que fueron consideradas de origen paraglacial, asociadas a las glaciaciones o deglaciaciones, afectaron una superficie mayor a 100 km² en el área de estudio.

Otro de los rasgos de gran importancia en la evolución del paisaje extraandino, son los bajos sin salida, muchos de los cuales han funcionado como lagunas durante el Cuaternario. Algunas de estas depresiones, probablemente las más profundas (*wannen* según Penck, 1913) son evidencia de los procesos erosivos que favorecieron su profundización y expansión debido a una mayor intensidad de la deflación por mayor influencia de los *westerlies* durante el inicio de los períodos fríos (Feruglio, 1950; Frenguelli, 1957; Fidalgo y Riggi, 1965; Fidalgo, 1972; Haller, 1982; González Díaz y Malagnino, 1984; Césari y Simeoni, 1994; Simeoni, 2008; Quartino *et al.*, 1996; Haller *et al.*, 2005; Martínez 2011, 2012; González Díaz y Di Tommaso, 2013), aunque en otros bajos, probablemente aquellos más someros (*pfannen* según Penck, 1913) la presencia de agua favoreció el desarrollo de lagos o lagunas y la formación de líneas de costa, situaciones que, aparentemente, también se generaron durante las glaciaciones (Nullo, 1983; Coira, 1979; Bilmes, 2012; Bilmes *et al.*, 2013; Reato *et al.*, 2018; González Díaz y Di Tommaso, 2013), aunque en el presente trabajo se ha observado que muchas de estas líneas de costa pueden haberse desarrollado incluso, durante etapas no glaciales, probablemente durante las terminaciones glaciales o durante interglaciales más húmedos que el actual.

Uno de los rasgos más sobresalientes de la región corresponde a los mantos de grava, los que ocupan enormes extensiones areales inmediatamente al este de la Cordillera Nordpatagónica (Martínez y Coronato, 2008), afectando una superficie superior a 25000 km² (Fig. 5.1). Estos mantos de gravas, considerados tradicionalmente como “rodados patagónicos”, se extienden desde las zonas terminales de antiguas glaciaciones en la región cordillerana, hasta los valles extraandinos, donde es posible identificar niveles de terrazas asociadas a planicies proglaciales (Caldenius, 1932; Turner, 1982; Martínez y Coronato, 2008, González, 1971; González Díaz, 1993a, b; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996; Martínez, 2002; Panza, 2002; Dal Molin y González Díaz, 2002; Martínez *et al.*, 2014).

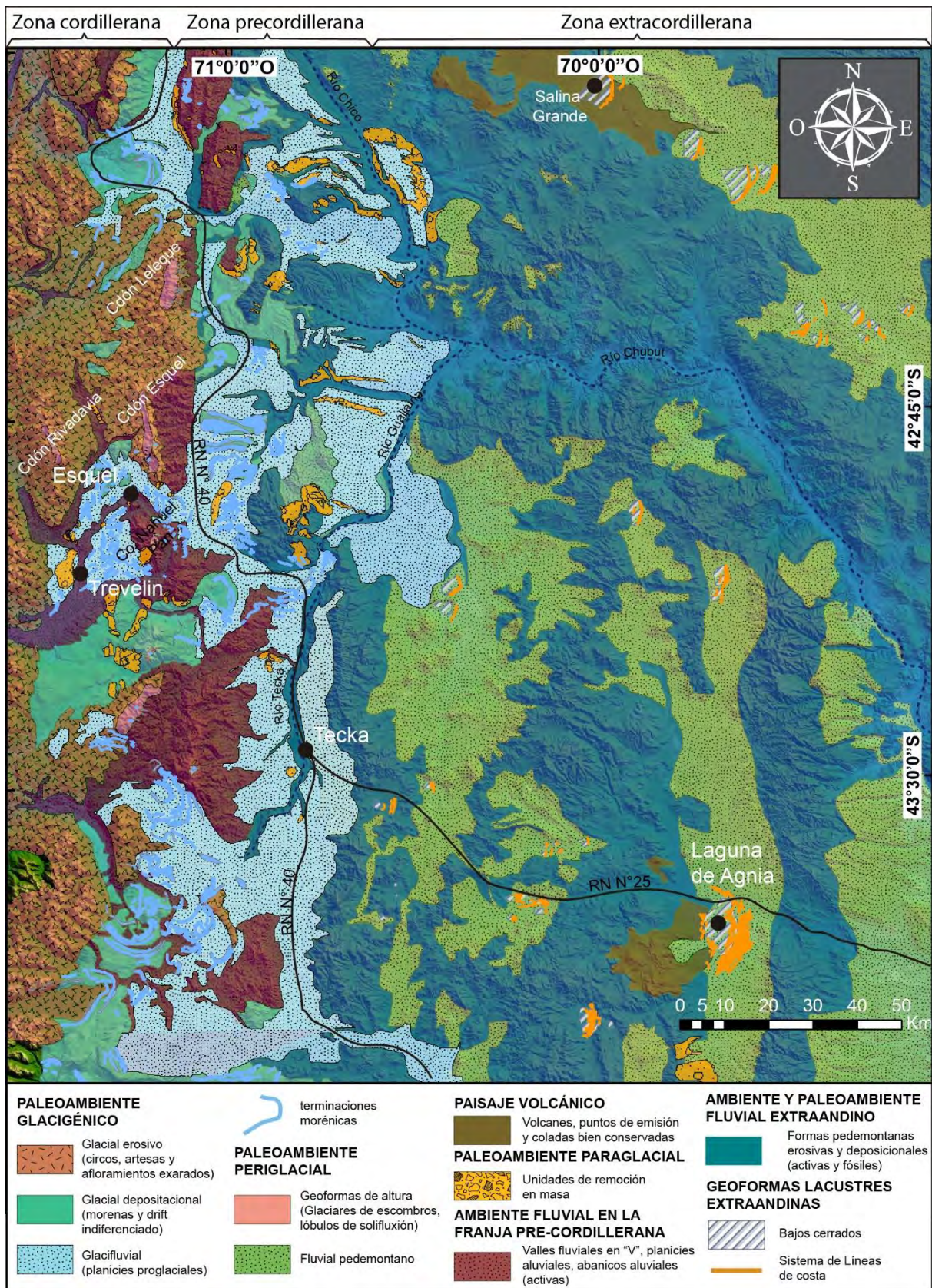


Fig. 6.1. Distribución de los principales ambientes y paleoambientes geomorfológicos en el área de estudio. Se han representado, también, algunas otras geoformas que se destacan por su extensión. Considerando que el objetivo del mapa es dividir el sector en función de las geoformas dominantes, el mismo incluye tanto unidades

geomorfológicas activas en la actualidad (Ambientes) como aquellas cuyo origen debe vincularse a condiciones ambientales pasadas (Paleoambientes) aunque en la actualidad los procesos morfogenéticos dominantes sean otros.

Por último, cabe destacar la acción del crioclastismo, que afectó extensas superficies en las regiones no englazadas durante las glaciaciones, y es considerado uno de los principales procesos, junto con la erosión glacial, en producir materiales posibles de movilizar, ya sea por transporte eólico, fluvial, o por procesos de remoción en masa.

6.3. ESQUEMA MORFOESTRATIGRÁFICO

Los resultados e interpretaciones realizadas en el presente trabajo han permitido confeccionar un modelo morfoclimático en una transecta Oeste-Este en el área de estudio, influenciado fuertemente por el patrón climático de Patagonia (precipitaciones que disminuyen de oeste a este, y la constancia e intensidad de los *westerlies*, Prohaska, 1976), donde se definieron tres grandes zonas: **Zona cordillerana**, que comprende la región occidental y central de la cordillera nordpatagónica, afectada mayormente por procesos glaciarios. La **zona precordillerana**, que ocupa el extremo oriental de la cordillera nordpatagónica, en el límite con la zona esteparia, y la **zona extraandina**, que constituye toda la superficie de tierra que queda inmediatamente al este de la zona precordillerana, donde dominan condiciones áridas. Estas regiones se han visto afectadas de diferentes maneras y a diferentes escalas, por los eventos glaciales del Cenozoico superior.

A los fines de estructurar este modelo, se puede asumir de manera simplificada, que cada glaciación, asimilable a un estadio glacial (Estadio de Isótopos de Oxígeno Marino - EIO -), comprende un mínimo de tres etapas: 1) El descenso relativamente rápido de la temperatura media de la atmósfera y la instauración de condiciones climáticas propicias para el desarrollo y expansión de los glaciares (etapa “Anaglacial”); 2) La estabilización, durante un período de tiempo variable, de esas condiciones climáticas (etapa “Pleniglacial”) y 3) La Terminación glacial debido al aumento usualmente rápido de la temperatura, (etapa “Cataglacial”).

Correlación de distintas geoformas durante las distintas etapas climáticas:

1-Instauración de condiciones frías. Etapa inicial de la glaciación o “Anaglacial” (Fig. 6.2)

Zona cordillerana: Avance lento de los glaciares existentes y generación de nuevos glaciares de circo, asociado al descenso de la línea de equilibrio glacial (LEG).

Zona precordillerana: Instauración de condiciones periglaciales en los sectores más altos y generación de permafrost (formación de glaciares de escombros)

Zona extraandina: Instauración de condiciones periglaciales rigurosas, (mayor aridez, mayor intensidad de los vientos) erosión eólica y formación/profundización de bajos sin salida.

2-Glaciaciones. Estabilización de condiciones climáticas. Máximo glacial o “Pleniglacial”. (Fig. 6.3)

Zona cordillerana: Glaciares en su máxima extensión (glaciares de circo y de valle, que alimentan al manto de hielo de montaña, que descarga en lóbulos extracordilleranos). Paleolínea de equilibrio estabilizada en su cota más deprimida. Desarrollo de morenas marginales.

Zona precordillerana: Ocasionales glaciares locales de circo o de valle menores. Formas de origen periglacial en su máxima expresión en zonas de baja humedad. Máxima depresión de la ALPM. Glaciares de escombros activos. Fondo de valles ocupados por las áreas terminales de los lóbulos de descarga cordilleranos. Desarrollo de planicies de outwash.

Zona extraandina: Comportamiento muy variado de las cuencas cerradas; Dominio de la deflación donde se produce desecamiento total, generalmente en los bajos más profundos, con la consecuente formación de líneas de costa en las depresiones someras que permanecen inundadas. Máximo crioclastismo y erosión eólica. Generación, profundización y expansión de bajos sin salida. Máximo desarrollo de las planicies outwash (mantos de gravas).

3-Terminaciones glaciares o “Cataglacial”. (Fig. 6.4)

Zona cordillerana: Retroceso muy rápido de los glaciares debido al ascenso de la línea de equilibrio glacial. Ocasional desarrollo de grandes lagos proglaciales. Desarrollo de formas de remoción en masa de gran escala de origen paraglacial.

Zona precordillerana: Retroceso de los frentes glaciares. Desintegración del permafrost de montaña y generación de GE inactivos/fósiles. Erosión (generación de escarpas y formación de terrazas) de mantos de grava proximales y generación de nuevos mantos de grava en posiciones distales. Desarrollo de formas de remoción en masa paraglaciales.

Zona extraandina: Desarrollo de mantos de grava fluvioglaciales encajonados en los más antiguos (generación de escarpas y formación de terrazas) asociado a la producción extraordinaria de agua de fusión glacial. Caída del nivel de pelo de agua en lagunas cerradas.

4-Interglaciares. Condiciones similares a las actuales. (Fig. 6.5)

Zona cordillerana: Glaciares retraídos al sector más occidental de la cordillera, en las zonas de altura.

Zona precordillerana: Conservación de permafrost de montaña muy poco probable. Acción nival (desarrollo de nichos y protalus ramparts).

Zona extraandina: escasa erosión eólica en bajos sin salida, leve depositación en los escasos cuerpos de agua.

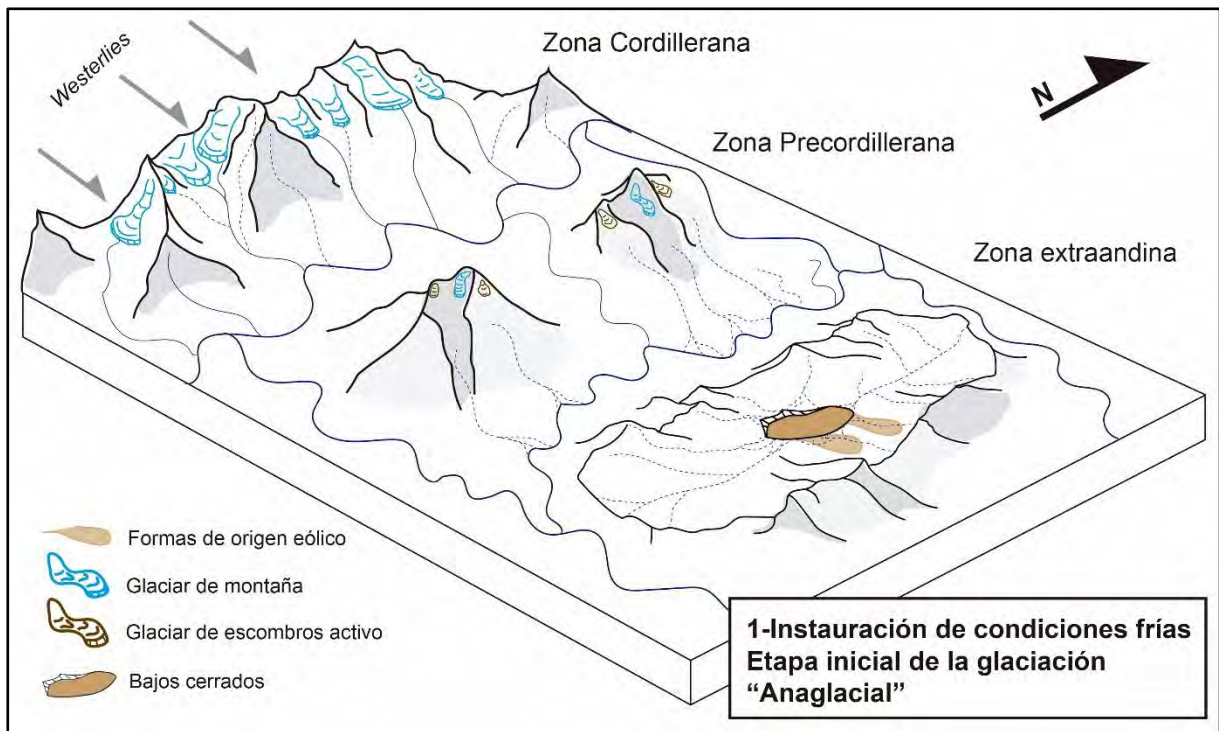


Fig. 6.2. Esquema gráfico de los principales productos geomorfológicos durante la etapa “Anaglacial”. Zona cordillerana: Avance lento de glaciares existentes, generación de nuevos glaciares de circo, asociado al descenso de la ELA. Zona precordillerana: Instauración de condiciones periglaciales en los sectores más altos, presencia de permafrost. Zona extracordillerana: Instauración de condiciones periglaciales rigurosas (mayor aridez y mayor intensidad de los vientos), erosión eólica y formación/profundización de bajos sin salida.

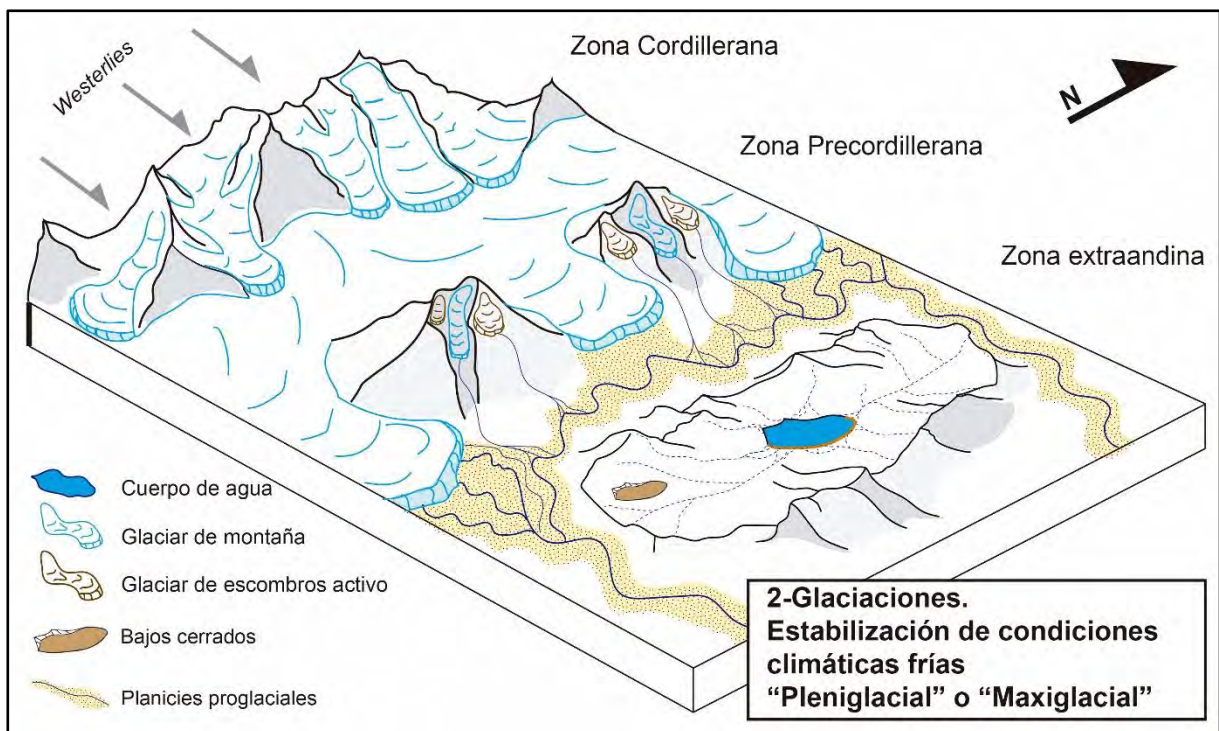


Fig. 6.3. Esquema gráfico de los principales productos geomorfológicos durante la etapa “Pleniglacial”. Zona cordillerana: Glaciares en su máxima extensión y desarrollo del Manto de Hielo de Montaña. Zona precordillerana:

Desarrollo de morenas marginales. Glaciares locales de circo o de valle menores. Formas periglaciales en su máxima expresión. Crioclastismo. Glaciares de escombros activos. Fondo de valles ocupados por las áreas terminales de los lóbulos de descarga cordilleranos. Desarrollo de planicies proglaciales. Zona extracordillerana: Dominio de la deflación y desecación total de bajos profundos, generación, profundización y expansión de bajos sin salida. Formación de líneas de costa en bajos someros permanentemente inundados. Máximo crioclastismo y erosión eólica. Máximo desarrollo de las planicies proglaciales.

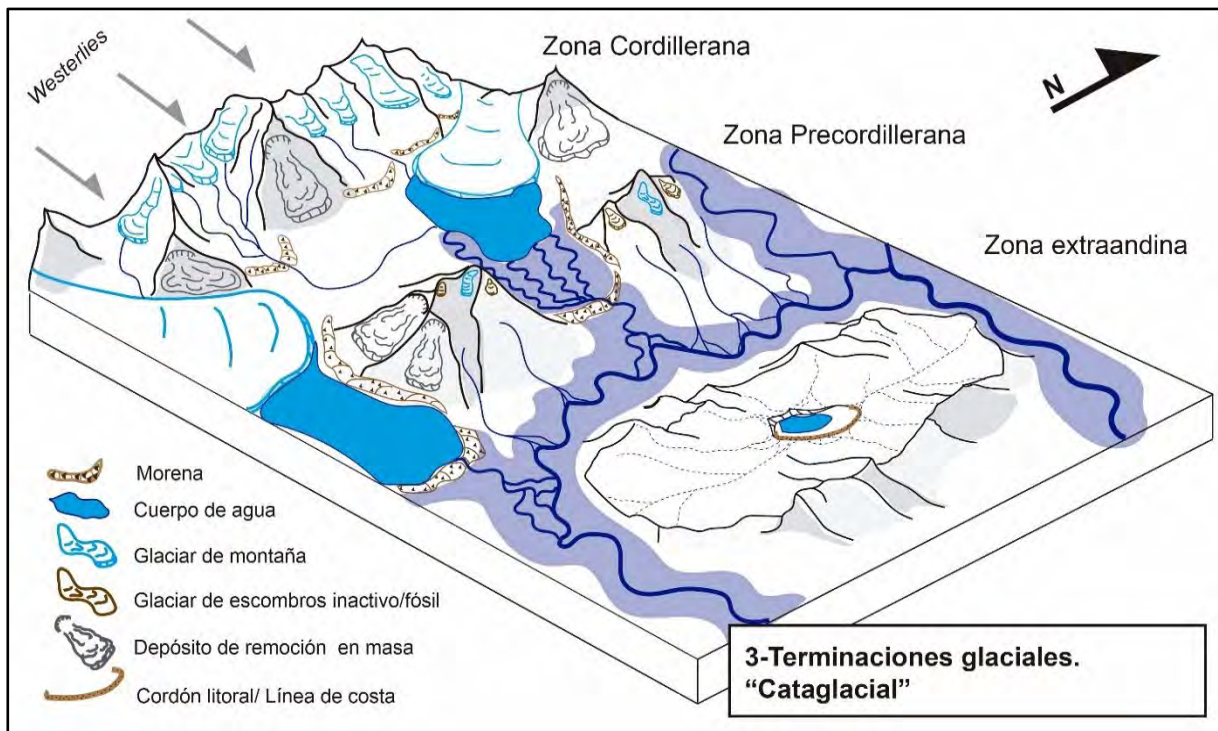


Fig. 6.4. Esquema gráfico de los principales productos geomorfológicos durante la etapa "Cataglacial". Zona cordillerana: Desarrollo de Unidades de Remoción en Masa. Zona precordillerana: Desarrollo de Unidades de Remoción en Masa. Zona Extracordillerana: Depositación de gravas y formación de mantos de rodados en encajonados en los valles. Desecación de las lagunas.

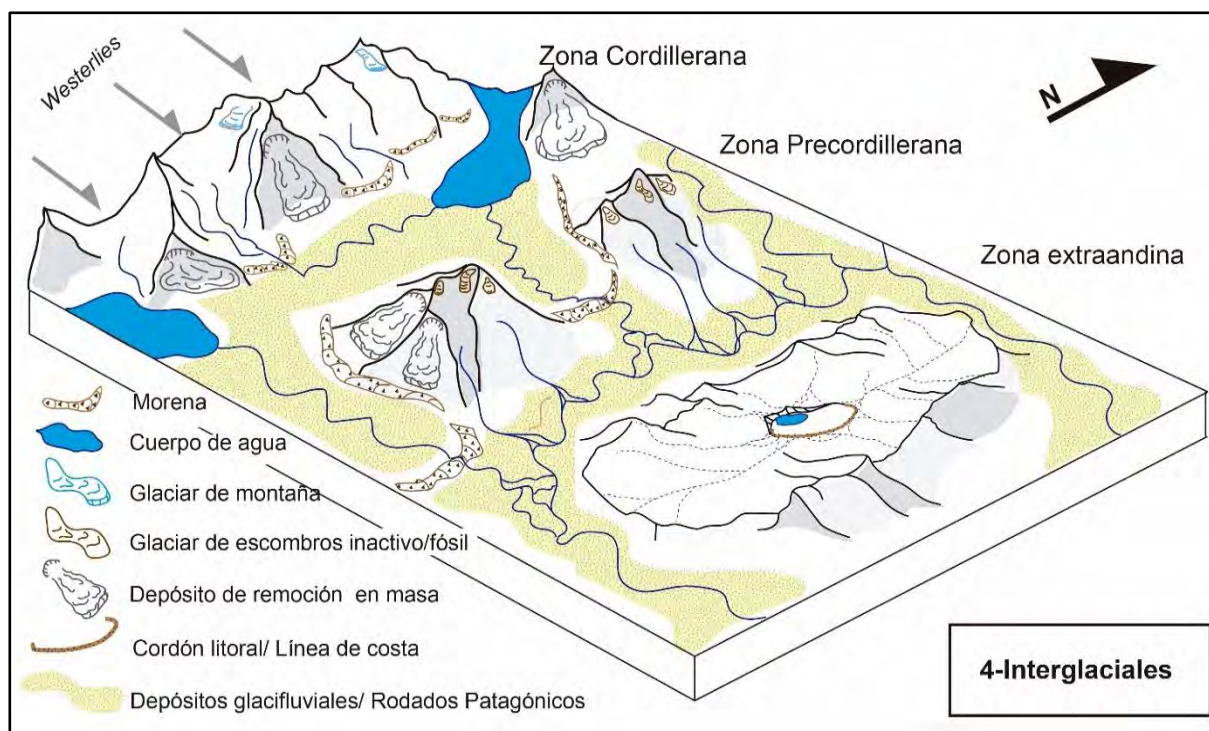


Fig. 6.5. Esquema gráfico que replica el paisaje de un interglacial, similar al paisaje actual en la región del noroeste del Chubut.

6.4. MODELO PALEOAMBIENTAL

El orden morfoestratigráfico de las unidades descriptas para los distintos ambientes y paleoambientes, permitió elaborar a su vez, un modelo paleoambiental, que expresa la evolución temporal de las principales unidades morfosedimentarias dentro del área de estudio, lo que permitió tener un panorama de la evolución paleoclimática en esta región (Tabla 6.1).

Glaciaciones (Miocenas?) Pliocenas

En la región noroccidental de la meseta de Chalía, se reconocen depósitos de origen glacial, por encima de sedimentitas Miocenas (Martínez *et al.*, 2016). En continuidad lateral, hacia el este de estos depósitos, se emplazan depósitos glaciales, previamente descriptos por González (1967, 1978) como Fm. Pedregoso, y por Dal Molin y Franchi (1996) como Fm. Chalía. (Fig. 5.9 y 5.10). Estos depósitos glaciogénicos se corresponderían, al menos parcialmente, con aquellos mencionados por Lagabrielle *et al.* (2010) y Scalabrino *et al.* (2011) para la meseta de Guenguel y del Lago Bs. As. Estos autores los ubican en el Mio-Plioceno según las relaciones topográficas y morfológicas con los depósitos glaciales descriptos por Mercer (1976), quien los dató en (7-3 Ma), en la zona occidental de la meseta del Lago Buenos Aires.

Glaciaciones Pliocenas

Los productos geomorfológicos más representativos de esta edad son los correspondientes a las terrazas fluvio-glaciales y los mantos de grava, que se encuentran directamente vinculados a frentes morénicos en las inmediaciones del río Senguer, sobre la meseta del Senguer (Fig. 5.5). La edad de estas gravas fue determinada según fechados preexistentes, obtenidas por [Bruni \(2007\)](#), de $2,87 \pm 0,68$ Ma en el Co. Grande y de $2,71 \pm 0,10$ Ma en el Monte Pedrero (Fig. 5.6), en lavas ubicadas por encima de los depósitos de gravas. Esto permitió asignarles una edad Pliocena a las morenas frontales del lóbulo El Coyte, las cuales habían sido interpretadas como morenas post-GGP ó GGP ([Beltramone, 1991](#); [Dal Molin y González Díaz 2002](#); [Rabassa et al., 2011](#)).

Glaciaciones Pleistocenas

Son las más representadas en esta región, ya que en la mayoría de los ambientes estudiados se encuentran productos relacionados a las glaciaciones pleistocenas, con un amplio registro geomorfológico y morfoestratigráfico. Aunque la glaciestratigrafía de la región estudiada hace mención de alrededor de cinco glaciaciones pleistocenas ([Martínez, 2002](#)), los productos geomorfológicos acá analizados hacen referencia a la GGP, al UMG y al Tardiglacial, sin reconocer otros episodios climáticos intermedios.

GGP:

[Martínez \(2002\)](#) asumió una edad GGP para las morenas ubicadas en el Co. Chenque (Figs. 5.2 y 5.3), por su ubicación oriental dentro de la cordillera, y su localización topográfica, a ~1000 m.s.n.m. Los depósitos de grava, vinculados lateralmente a estas morenas (Figs. 5.2 y 5.3), los cuales forman planicies glaci-fluviales, corresponderían a depósitos de la misma edad.

Pre-UMG:

El pavimento glacial expuesto en el VON del Co. Nahuel Pan (Fig. 2.17) se ubica por debajo del frente terminal de la morena lateral NPG01 (Fig. 2.17), considerada como UMG (Evento A, Fig. 2.31 y Tabla 2.6), por lo tanto es evidencia de glaciaciones anteriores a este evento, quizás correspondiente a las glaciaciones comprendidas entre la GGP y el UMG, reconocidas por [Martínez \(2002\)](#) para el área de estudio.

La erosión eólica, acentuada durante las glaciaciones ([Martínez, 2012](#)), habría favorecido la profundización de bajos preexistentes. Este proceso probablemente se repitió en todas las glaciaciones.

UMG:

Las morenas laterales con mayor desarrollo, ubicadas en los cerros Nahuel Pan, La Hoya y en otros valles del Cordón Esquel, cuyas ELAs promediaban las menores alturas (promedio de 1635,8 m.s.n.m, Fig. 2.15), fueron vinculados en base a análisis geomorfológicos (Ver Cap. 2) al UMG (Evento A, Figs. 2.31, 2.32 y Tablas 2.6 y 2.7).

Las paleolíneas de costa más externas y antiguas de la Laguna de Agnia, (evento C, Cap. 5. Figs. 4.9, 4.19 y 4.20), y aquellos correlacionados a estas en otras lagunas, dentro y fuera del área de estudio (Figs. 4.19 y 4.20), corresponderían a estabilizaciones del UMG. El fechado obtenido en una de las líneas de costa (número 22, Fig. 4.9, ubicado entre los Eventos C y D), correspondiente al Tardiglacial (Figs. 4.16 y 4.19) permite tener un control sobre este supuesto (Ver Cap. 4), por ubicarse en una posición interna a los cordones interpretados como Evento C. Esto es fortalecido por las observaciones geomorfológicas y correlaciones en otras lagunas con antecedentes y fechados (Galloway *et al.*, 1988; Cartwright *et al.*, 2011; Bilmes *et al.*, 2017), que fueron correlacionadas a las estabilizaciones de la Laguna de Agnia (Cap. 4, Figs. 4.19 y 4.20 y Tabla 4.3).

Los mantos de grava que constituyen las zonas más deprimidas, asociados a las terrazas de menor altura y vinculados lateralmente a las crestas morénicas del UMG, aquellas que definieran como de edad Pleistocena otros autores en el área de estudio (Caldenius, 1932; González, 1971; Lapido y Page, 1979; Lapido, 1981; González Díaz, 1993a, b; González Díaz y Andrada de Palomera, 1996; Martínez y Coronato, 2008; Martínez *et al.*, 2014), también corresponden a unidades morfológicas y depósitos de esta edad.

postUMG:

Aquellos depósitos de remoción en masa que se formaron en las laderas que estuvieron cubiertas por el hielo glacial del UMG, o afectadas por lagos proglaciales durante la deglaciación de los lóbulos glaciares correspondientes al UMG (Martínez, 1998; Martínez, 2002), o incluso aquellos depósitos de remoción en masa que se formaron en laderas vinculadas lateralmente con cursos fluviales, que funcionaron como canales de descarga durante la deglaciación (González Díaz, 1995; González Díaz, 1993b) (Fig. 3.6). La mayoría de los depósitos de remoción en masa hallados en el sector occidental dentro del área de estudio parecen estar vinculadas a la deglaciación del UMG.

Tardiglacial:

Las geoformas de altura ubicadas estratigráficamente hacia adentro de los límites del UMG parecen haberse desarrollado durante este evento climático. Algunas morenas cuyas paleELAs se encuentran a alturas más altas (ELAs que promedian los 1758,5 m.s.n.m., Fig. 2.15) y la gran mayoría de los glaciares de escombros y muchos de los lóbulos de soliflucción (geoformas interpretadas como evento B en Figs. 2.31, 2.32 y Tabla 2.6 y 2.7).

En la Laguna de Agnia, una de las líneas de costa desarrollada entre los eventos interpretados como C y D (Línea de costa n° 22, Fig. 4.9 y tabla 4.3), datada por C¹⁴ en 14.240 ± 150 ka., es correlacionable al evento Tardiglacial, por lo que se asume que en otras lagunas circunscriptas dentro del área de estudio podrían haberse estabilizado en un nivel del pelo de agua superior al actual, durante este evento climático.

Glaciaciones Holocenas

Algunos de los glaciares de escombros y lóbulos de soliflucción, de pequeño tamaño, retraídos hacia las cabeceras y en posiciones morfoestratigráficas internas respecto a los eventos A y B (Tabla 2.6), podrían corresponder a las neoglaciaciones o incluso a la PEH (Eventos C y D de las Figs. 2.31, 2.32, y Tablas 2.6 y 2.7). Este análisis tiene en cuenta toda la secuencia de geoformas de altura correlacionada a estos eventos, desarrolladas en los cerros analizados en el presente trabajo, pero principalmente en las observaciones llevadas a cabo en los cerros Nahuel Pan y La Hoya.

Existe un gran número de líneas de costa conservadas hacia el interior de la línea de costa asociada al Tardiglacial, que son evidencia de estabilizaciones del pelo de agua, en posiciones más altas al nivel actual, vinculadas muy probablemente a las neoglaciaciones o a la PEH (líneas de costa correspondientes al Evento E, Fig. 4.9 y tabla 4.3).

Actualidad

Se reconoce actividad periglacial leve, en los cerros y sierras occidentales del área de estudio, evidenciada en los Cerros Nahuel Pan y La Hoya, donde se identificaron procesos de congelamiento y descongelamiento y el movimiento superficial del suelo (Figs. 2.25, 2.26, 2.27 y 2.28). También existen cordones litorales muy retraídos en contacto con el nivel actual de las lagunas cerradas, ubicadas dentro de la zona de estudio, que se encuentran en formación en la actualidad.

Evento climático	Ambiente geomorfológico	Unidades Morfológicas o depósitos vinculados a climas fríos del Cenozoico superior en la Patagonia extraandina		Ubicación de UM dentro del área de estudio
		UM ordenadas en base a fechados numéricos ó por criterios geomorfológicos	UM ordenados cronológicamente en base a relaciones morfoestratigráficas con aquellas que tienen control numérico o geomorfológico	
Actual	Glacial y periglacial	Laderas y lóbulos de soliflucción, protalus Rampart o crestas de nivación (Evento E en Figs. 2.31, 2.32, y Tablas 2.6 y 2.7)		Co. Nahuel Pan y Co. La Hoya y otros cerros dentro del área de estudio.
	Bajos sin salida	Líneas de costa en contacto con el nivel actual de las lagunas (Evento E, Fig. 4.9 y Tabla 4.3)		Laguna de Agnia Otras lagunas dentro del área de estudio?
PEH	Morfogénesis glacial y periglacial		Morenas, glaciares de roca y lóbulos de soliflucción (geoformas interpretadas como evento D en Figs. 2.31, 2.32, y Tablas 2.5 y 2.6)	Co. Nahuel Pan y Co. La Hoya y otros cerros dentro del área de estudio.
	Morfogénesis litoral (Bajos sin salida)		Líneas de costa (líneas de costa ubicadas entre D y E , Figs. 4.9, 4.19 y 4.20 y Tabla 4.3)	Laguna de Agnia y otras lagunas dentro del área de estudio
Neoglaciaciones	Morfogénesis glacial y periglacial		Morenas, glaciares de roca y lóbulos de soliflucción (geoformas interpretadas como evento C en Figs. 2.31, 2.32 y Tablas 2.5 y 2.6)	Co. Nahuel Pan y Co. La Hoya y otros cerros dentro del área de estudio.
	Morfogénesis litoral (Bajos sin salida)		Líneas de costa (líneas de costa ubicadas entre D y E , Figs. 4.9, 4.19 y 4.20 y Tabla 4.3)	Laguna de Agnia y otras lagunas dentro del área de estudio
Tardiglacial	Morfogénesis glacial y periglacial		Morenas, glaciares de roca y lóbulos de soliflucción (geoformas interpretadas como evento B en Figs. 2.31, 2.32 y Tablas 2.6 y 2.7)	Co. Nahuel Pan y Co. La Hoya y otros cerros dentro del área de estudio.
	Morfogénesis litoral (Bajos sin salida)	Línea de costa n° 22, entre los eventos C y D (Fig. 4.9 y Tabla 4.3, 14.240 +- 150 Ma , Este trabajo)		Laguna de Agnia
Terminación del UMG	Morfogénesis Paraglacial		Unidades de remoción en masa (Fig. 3.5)	Laderas de cerros que estuvieron en contacto con los lóbulos de descarga del MHMP del UMG ó en contacto con productos proglaciales (ríos o lagos de origen glacial)
UMG	Morfogénesis glacial y periglacial	Morena lateral en Co. Nahuel Pan	Morenas (Vinculadas a evento A en Figs. 2.31 y 2.32 y Tablas 2.6 y 2.7)	Co. Nahuel Pan y Co. La Hoya y otros cerros dentro del área de estudio.
	Morfogénesis litoral (Bajos sin salida)		Cordones litorales más externos (Fig. 4.9)	Laguna de Agnia Otras lagunas dentro del área de estudio?
Pre-UMG	Morfogénesis glacial y periglacial		Superficies exharadas (Fig. 2.31)	Co. Nahuel Pan
GGP	Morfogénesis Glacifluvial		Depósitos y mantos de grava (Figs. 5.2 y 5.3)	Co. Chénque
Plioceno	Morfogénesis Glacifluvial	Depósitos y mantos de gravas (2.87±0.68 Ma.-2.71±10 Ma. Bruni 2007 , Fig. 5.5)		Meseta del Senguer, Terrazas del Río Senguer
	Morfogénesis glacial y periglacial	Morenas (Vinculadas a mantos de grava Pliocenos (Fig. 5.5))		Meseta del Senguer
Mio-Plioceno?	Morfogénesis glacial y periglacial		Depósitos de Till (Figs. 5.5, 5.6 y 5.7)	Ladera occidental de la meseta de Chalia
	Morfogénesis Glacifluvial		Depósitos y mantos de gravas vinculados espacialmente a los depósitos de till (5.9, 5.10)	

Tabla 6.1. Resumen cronológico de las principales geoformas descritas para el área de estudio (y para aquellos sitios seleccionados fuera del área)



CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES FINALES

CAP. 7. CONCLUSIONES FINALES

Se resume a continuación, las principales conclusiones extraídas para cada capítulo analizado:

Sobre las geoformas de altura nivales, glaciales y periglaciales:

Las secuencias de geoformas de altura (erosivas y morfosedimentarias), activas e inactivas estudiadas, constituyen uno de los registros más completos y detallados de los eventos climáticos que afectaron el área de estudio desde el UMG y representan condiciones glaciales, periglaciales y nivales. Estas asociaciones de geoformas han sido representadas en la cartografía de detalle correspondiente, lo que ha permitido establecer confiables correlaciones con los modelos morfoestratigráficos de las otras localidades y ambientes estudiados.

Sobre las unidades de remoción en masa paraglaciales:

Un número importante de unidades de remoción en masa dentro del área de estudio, que yacen en distintas serranías en el ambiente precordillerano, son vinculadas, en este trabajo, a procesos gravitacionales en un contexto paraglacial, desencadenados por el retroceso de los lóbulos de descarga glacial, por el vaciamiento de los lagos proglaciales y por la erosión fluvial durante las terminaciones glaciales.

Sobre los Sistemas de Líneas de Costa lacustres y bajos sin salida profundos:

Se ha podido confirmar que muchas de las depresiones cerradas del área de estudio, que funcionaron y/o funcionan como playas pedemontanas y que fueron ocupadas por cuerpos lénticos someros desarrollaron, a sotavento (sobre sus márgenes orientales), sistemas de paleolíneas de costa que indican estabilizaciones del nivel del lago en el pasado. Los estudios de detalle llevados a cabo en el entorno de la Laguna de Agnia y las edades numéricas obtenidas en rocas y sedimentos en ese sitio confirman la concordancia temporal entre estos procesos constructivos perilacustres y el lapso Pleistoceno superior alto / Holoceno el cual se caracterizó por la ocurrencia de pulsos climáticos fríos, durante estadiales o subestadiales glaciales. Esta interpretación concuerda con las propuestas de otros autores para otras cuencas lacustres someras de Patagonia. Si bien no se ha podido establecer una relación estricta y directa entre la construcción de cada cordón litoral con un pulso climático frío, se puede asumir que bajo estas condiciones climáticas i) la disponibilidad de agua en la cuenca ocasionó el aumento del nivel del lago y la estabilización prolongada del mismo, debido a la escasa evapotranspiración durante estos períodos de baja temperatura, y que ii) la construcción de líneas de costa,

producidas por el oleaje, se maximizó por una mayor intensidad de los *westerlies*. Por otro lado, se sostiene la idea, mayoritariamente aceptada por la comunidad científica, de que los eventos glaciales cenozoicos se manifestaron en Patagonia extraandina, con un aumento de la deflación, lo que significó la generación y profundización de los bajos sin salida profundos, debido a la escasa disponibilidad de agua en estas depresiones con reducidas áreas de aporte.

Sobre los mantos de gravas glacifluviales:

Los mantos de grava en el área de estudio, ocupan un área de más de 25.000 km² de extensión y cubren sectores precordilleranos y extraandinos. La gran mayoría se corresponden con planicies glacifluviales generadas durante el Pleistoceno. Esta cubierta sedimentaria, que debe ser considerada una verdadera unidad estratigráfica (lito o alostratigráfica) ejerció un efecto de colmatación y relleno de depresiones que modificó drásticamente el paisaje patagónico extraandino, efecto que fue fortalecido por el proceso de “pavimentación” por acción eólica de estas superficies. Por otro lado, el aterrazamiento de la mayoría de estas planicies se habrían producido por erosión hídrica durante las terminaciones glaciales. Estudios litológicos complementarios de estos depósitos glacifluviales, realizados dentro y fuera del área de estudio, permitieron reconocer de manera preliminar, una posición más oriental de la paleodivisoria de hielo para el englazamiento del Plio-Pleistoceno, con respecto a la del Mio-Plioceno y una nueva migración hacia el oeste de la paleodivisoria de hielos durante la Gran Glaciación Patagónica.

Sobre las glaciaciones pliocenas:

Las observaciones realizadas en sectores extraandinos al suroeste del área de estudio permitieron confirmar la existencia de grandes geoformas glaciogénicas, que incluyen morenas frontales y sus planicies proglaciales parentales, de edad pliocena, constituyendo un hallazgo de gran trascendencia, sugiriendo que las glaciaciones de esa época, presentaron extensiones equivalentes a las glaciaciones del Pleistoceno.

Sobre la edad de las cuencas extraandinas en el área de estudio:

Los estudios geológicos, sedimentológicos y geomorfológicos realizados en el entorno de la Laguna de Agnia y el fechamiento obtenido en una colada basáltica que converge hacia esa depresión exigen una reformulación de la estratigrafía del área e indican una edad mínima oligocena superior para esa cuenca. Esto constituye un dato relevante que amerita su

confirmación mediante nuevos estudios, considerando que se han propuesto, por otros autores, edades máximas durante el Mioceno para cuencas cercanas y similares.

El análisis integral de todos los ambientes y paleoambientes estudiados permitió concluir de manera general, para el área de estudio que:

Las glaciaciones del Cenozoico superior en la Patagonia introdujeron notables modificaciones geomorfológicas en la región extraandina del Chubut, en una escala similar a aquellas generadas en la zona cordillerana, donde se alojaron los mantos de hielo de montaña en reiteradas oportunidades durante ese lapso.

Estos impactos en el relieve extraandino se expresaron, esencialmente, como acumulaciones de mantos de gravas glacifluviales y su posterior aterrazamiento, generación/profundización de los “bajos sin salida” asociada a procesos de inversión del relieve, construcción de sistemas de líneas de costa lacustres en muchos de los bajos del tipo somero y generación de unidades gravitacionales paraglaciales y periglaciales especialmente en el ambiente precordillerano. **Estas geoformas y unidades geológicas son la respuesta a la instalación de distintas y sucesivas condiciones ambientales, y se entienden como el producto de procesos morfodinámicos complejos, controlados por los eventos glaciales, al menos desde el Plioceno.**

La morfoestratigrafía propuesta en este trabajo para cada una de las localidades y ambientes estudiados permite reconocer, que, al menos desde el Último Máximo Glacial, los pulsos de clima frío (Tardiglacial, Neoglaciaciones, Pequeña Edad del Hielo) se manifestaron sucesivamente con menor intensidad, con un patrón regresivo, a medida que la Línea de Equilibrio Glacial (ELA) y la Temperatura del Aire Media Anual (TAMA) se ubicaban a mayores alturas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO:

Adams, K.D. 2010. Lake levels and sedimentary environments during deposition of the Trego Hot Springs and Wono tephras in the Lake Lahontan basin, Nevada, USA. *Quaternary Research*, 73: 118–129.

Ahlmann, H.W. 1948. *Glaciological research on the North Atlantic Coasts*. Royal Geographical Society. (Research series 1), London.

Allard, J., Giacosa, R. y Paredes, J.M. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 988-989, Neuquén.

Alonso, R.N., y Wayne W.J. 1992. Riesgos geológicos en el norte argentino. Congreso Geológico Boliviano, Boletín 27: 213-216.

Ameghino, C. 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Boletín Instituto Geográfico Argentino, 11 (1): 1-40. Buenos Aires.

Andrada de Palomera, R.P. y González Díaz, E.F. 1996. Geomorfología de la zona comprendida entre las localidades de Leleque y Esquel, Noroeste del Chubut, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 333-343.

Andrada de Palomera, R.P. 2002. Geomorfología del valle de Esquel y alrededores de las lagunas Willimanco, Zeta y Carao, noroeste del Chubut. XV Congreso Geológico Argentino, Actas CD: artículo 52, El Calafate.

Aniya, M. 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 27 (4): 311–322.

Aniya, M. 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, Southern Patagonia. *Holocene*, 6: 247-252.

Anselmetti, F.S., Ariztegui, D. y Lezaun, J. 1998. Patagonian Lake Drilling Transect: Seismic stratigraphy and short cores of Lagunas Cari-Laufquen Chica and Grande, Argentina. *EOS Transactions, AGU 1998 Fall Meeting*, 79: F579.

Ariztegui, D., Anselmetti, F., Kelts, K., Seltzer, G. y D'Agostino, K. 2001. Identifying paleoenvironmental change across South and North America using high-resolution seismic stratigraphy in lakes. In V. Markgraf (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, 1: 227-240.

Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Gilli, A. y Waldmann, N. 2008. Late Pleistocene environmental changes in Patagonia and Tierra del Fuego; A limnogeological approach. In: Rabassa, J. (Ed.), *The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. *Developments in Quaternary Sciences Series 11*, Elsevier Science, Oxford, 241–253.

ASAGAI (Argentinean Association of Applied Geology and Engineering). 2004. Special Issue n.º4. Buenos Aires: ASAGAI.

- Auer, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: the ice and interglacial ages. *Annales Academia Scientiarum Fennicae*, AIII: (45): 1–222.
- Auer, V. 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary problems of southern South America. *Annales Academia Scientiarum Fennicae*, AIII 100: 1–60.
- Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935–2017.
- Barsch, D. 1978. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost, Proceedings 1*: 349–353 p. Ottawa, Canada.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers*. Springer, 331 p. Berlin Benn and Gemmell 1997
- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A. y Reches, Z. 2002. Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research*, 57: 9–21.
- Barsh, D. y King L. 1975. An attempt to date fossil rock glaciers in Grison, Swiss Alps. *Quaest Geogr* 2:5–14.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41–43 S): Paleogeographic and tectonics implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 52: 72–93.
- Beltramone, C. 1991. Estratigrafía glacial del valle de Río Mayo, Provincia de Chubut, Argentina. In: *Congreso Geológico Chileno*, ed. Santiago, Chile: Vol. 1. Resúmenes Expandidos: 58–6.
- Bendle, J. Thorndycraft, V. y Palmer, A. 2017. The glacial geomorphology of the lago Buenos Aires and lago Pueyrredón ice lobes of central Patagonia, J. Maps, 13: 654–673.
- Benn, D.I. y Gemmell, A.M.D. 1997. Calculating equilibrium line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet; *Glacial Geology and Geomorphology*.
- Benn, D.I. y Evans D.J.A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London: 734 pp.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education, London, 802 pp.
- Benson, L., Currey, D., Dorn, R., Lajoie, K., Oviatt, C., Rombinson, S., Smith, G. y Stine, S. 1990. Chronology of expansion and contraction of four Great Basin lake systems during the past 35,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78: 241–286.
- Benson, L.V. y Paillet, F.L. 1989. The use of total lake-surface area as an indicator of climatic changes: Examples from the Lahontan basin. *Quaternary Research*, 32: 262–275.
- Beraza, L. y Vilas J. 1989. Paleomagnetism and relative age from Pleistocenian end moraines at Río Pico valley, Patagonia, Argentina. *International geological congress*. Washington, DC: *International Geological Congress*, 28 (1): 128–129.
- Beres, M., Gilli, A., Ariztegui, D. y Anselmetti, F.S. 2008. The Lago Cardiel basin, Argentina (49°S): Origin and evolution revealed by high-resolution multi-channel seismic reflection studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 74–85.

Bilmes, A. 2012. Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias del Río Negro y del Chubut. 1a ed.: Universidad Nacional de La Plata. EDULP, 219 pp., La Plata.

Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J., Veiga, G.D. y Hernandez, M. 2013 Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics*, 601: 98-111.

Bilmes A. y Veiga G. 2016. Linking mid-scale distributive fluvial systems to drainage basin area: geomorphological and sedimentological evidence from the endorheic Gastre Basin, Argentina. *Geological Society of London Special Publication*.

Bilmes A., Veiga G.D., Ariztegui D., Castellort S. D'Elía L. y Franzese J.R. 2017. Quaternary base-level drops and trigger mechanisms in a closed basin: Geomorphic and sedimentological studies of the Gastre Basin, Argentina. *Geomorphology*, 283: 102 – 113.

Blair, T.C. 1999. Sedimentology of gravelly Lake Lahontan highstand shoreline deposits, Churchill Butte, Nevada, USA. *Sedimentary Geology*, 123: 199–218.

Blisniuk, P.M. y Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B. y Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 125–142.

Bonarelli, G. y Nágera, J. 1922. Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, Boletín 27B: 39 pp., Buenos Aires.

Bradbury, J.P., Grosjean, M., Stine, S. y Sylvestre, F. 2001. Full and late glacial records along the PEP1 transect: Their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. In: Markgraf, V. (ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, CA. p. 265–292.

Braithwaite, R. 2002. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring, *Progress in Physical Geography*, 26: 76-95

Broecker, W. y Kaufman, A. 1965. Radiocarbon chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville II. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 537–566.

Brückner, E. 1886. Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung, *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins*, 17: 163-187.

Brückner, E. 1887. Die Höhern der Schneelinie und ihre Bestimmung, *Meteorologische Zeitschrift*, 4: 31-32.

Brückner, E. 1906. Die Höhe der Firnlinie im allgemeinen, *Vierteljahrsschrift d. Natur. Ges. Zürich*, 51: 50-54.

Bruni, S. 2007. The Cenozoic back-arc magmatism of central Patagonia (44° –46°S): Activation of different mantle domains in space and time, Ph.D. thesis (inédita), 159 pp., Univ. di Pisa, Pisa, Italy.

Bucher, J. 2018. Tectónica, Sedimentación y Volcanismo del Antepaís Roto Durante la Inversión Andina en la Zona Central de Chubut. PhD thesis (inédita), 191 pp, Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina.

Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14, 1–164. Also published in Dirección General de Geología y Minería, *Anales*, 95: 1–150. Buenos Aires.

Caldenius, C. 1940. The Tehuelche or Patagonian shingle-formation. A contribution to the study of its origin. *Geografiska Annaler*, 22: 160-181

Camino, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 310, 73 pp., Buenos Aires

Cartwright, A., Quade, J., Stine, S., Adams, K.D., Broecker, W. y Cheng, H. 2011. Chronostratigraphy and lake-level changes of Laguna Cari-Laufquén, Río Negro, Argentina. *Quaternary Research*, 76: 430-440.

Césari, O. y Simeoni, A. 1994. Planicies fluvioglaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I. Stuttgart*. 155-164.

Church, M. y Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America, Bulletin*, 83: 3059–3071.

Church, M. y Gilbert, R. 1975. Proglacial fluvial and lacustrine environments. In *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Jopling AV, MacDonald BC (Eds), Special Publication 23. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: Tulsa, OK; 155–176.

Ciesielki, P., Ledbetter, M.T. y Elwood, B.B. 1982. The development of Antarctic Glaciation and the Neogene palaeoenvironment of the Maurice Ewing Bank. *Marine Geology*, 46: 1–51.

Clague, J.J., Barendregt R.W., Menounos B., Roberts, N.J., Rabassa J., Martínez O.A., Ercolano B., Corbella H., Hemming S.R. 2020. Pliocene and Early Pleistocene glaciation and landscape evolution on the Patagonian Steppe, Santa Cruz province, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 227: 105992.

Clapperton, C. 1990. Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. *Quaternary Science Reviews*, 9: 229–252.

Clapperton, C. 1991. Glacier fluctuations of the last glacial- interglacial cycle in the Andes of South America. *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 183–208.

Clapperton, C. 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam. 779 pp.

Coira, B. 1979. Descripción de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 168: 1-101

Coronato, A.M.J., Martínez, O. y Rabassa, J. 2004a. Glaciations in Argentine patagonia, Southern South America. In: Ehlers, J. and Gibbard, P. (Eds), *Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Quaternary Science*, 2: 49–66.

Coronato, A., Meglioli, A. y Rabassa, J. 2004b. Glaciations in the Magellan straits and Tierra del Fuego, Southern South America. In: Ehlers, J. and Gibbard, P. (Eds), *Quaternary Glaciations – Extent*

and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. *Developments in Quaternary Science*. Elsevier, 2c: 45–48.

Coronato A., Mazzoni, E., Vázquez, M. y Coronato, F. 2017. *Patagonia: una síntesis de su geografía física* (1ed.). Río Gallegos, Argentina: Universidad Nacional de la Patagonia Austral.

Corte, A. 1968. Informe preliminar del progreso efectuado en el estudio de las estructuras de crioturbación pleistocénicas fósiles en la provincia de Santa Cruz. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo II: 9–19.

Corte, A. E. 1976. The hydrological significance of rock glaciers. *J. Glaciology*, 17: 157-158.

Corte, A. E. 1980. Glaciers and glaciolithic systems of the Central Andes. *World Glacier Inventory*. IAHS-AISH Publ., 126: 11-24.

Corte, A. E. 1990. *Geocriología. El frío en la Tierra*. Ediciones Culturales de Mendoza. 444 pp.

Corte, A. E. 1997. *Geocriología. El Frío en la Tierra*. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, 398 pp. Mendoza.

Corte, A. y Beltramone C. 1984. Edad de las estructuras geocriogénicas de Puerto Madryn, Chubut, Argentina. *Acta Geocriogénica*, 2: 67–72, Mendoza.

Cortelezzi, C., De Salvo, O. y De Francesco, F. 1965. Estudio de las gravas Tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro, desde la costa de la Provincia de Buenos Aires hasta Choele-Choele. *Acta Geológica Lilloana*, 6: 65-86.

Cortés, J.M. 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín 202*, 68 pp., Buenos Aires.

Coviaga, C., Cusminsky, G., Pérez, A.P., Schwalb, A., Markgraf, V. y Ariztegui, D. 2018. Paleoenvironmental changes during the last 3000 years in Lake Cari-Laufquen (northern Patagonia, Argentina), inferred from ostracod paleoecology, petrophysical, sedimentological and geochemical data. *The Holocene*, 10: 1-13.

Cowardin, L.M., Carter, V., Golet, F.C. y LaRoe, E.T. 1979. Classification of Wetlands and Deepwater Habitats of the United States. *U.S. Fish and Wildlife Service FWS/OBS*, 79: 31-103.

Croce, F. y Milana J.P. 2002. Estudio de la capa activa, el permafrost y la hidrología del glaciar de escombros El Paso, Agua Negra, San Juan. *XV Congreso Geológico Argentino, Calafate*, en prensa.

Croll, J. 1875. *Theory of Seucular changes of the Earth Climate, Climate and Time in their Geological Relations*, Appleton, New York.

Currey, D.R. 1994. Hemiarid lake basins: Geomorphic patterns. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (eds.). *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, p. 422–444.

Cusminsky, G., Schwalb, A., Pérez, A.P., Pineda, D., Viehberg, F., Whatley, R., Markgraf, V., Gilli, A., Ariztegui, D. y Anselmetti, F.S. 2011. Late Quaternary environmental changes in Patagonia as inferred from lacustrine fossil and extant ostracods. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 397–408.

- Cusminsky, G.C. y Whatley R.C. 1996. Quaternary non-marine ostracods from lake beds in northern Patagonia. *Revista Española de Paleontología*, 11: 143–154.
- Czajka, W. 1955. Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Geographica* 14 (10): 121-140, Helsinki. Dal Molin y González Díaz 2002.
- Dahl, S.O. y Nesje, A. 1992. Paleoclimatic based on equilibrium line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque in Inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 94: 87-97.
- Dal Molin, C. y Franchi M. 1996. Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas terciarias del sudoeste de Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino, (Buenos Aires), Actas 1: 473-478.
- Dal Molin, C.N. y González Díaz, E.F. 2002. Geomorfología del área comprendida entre el Río Senguerr y el Lago Blanco, sudoeste de la Provincia del Chubut. En: Cabaleri N, Cingolani CA, Linares E, López de Luchi MG, Osera HA, Panarello HO, eds. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. CD-ROM, Artículo 284, El Calafate.
- Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A. and Kraker, G.P. 1981. Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the geological survey TRIGA reactor. In: USGS Professional Papers. U.S. Geological Survey, Reston, VA, United States, 1176: 29.
- Darwin, C. 1835. Geological notes made during a survey of the east and west coasts of South America in the years 1832, 1833, 1834 and 1835. *Proceedings of the Geological Society* 2 (1838): 210-212, London.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and Co. 280 p., London.
- Darwin. C. 1848. On the distribution of the erratic boulder and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London* 6 (1842): 415-431.
- del Valle, H.F. y Cambra, H. 1978. Reconocimiento geomorfológico de la provincia del Chubut, mediante el empleo de imágenes satelitarias correlacionadas con fotografías aéreas. Iº Simposio de Análisis de Información Landsat, Buenos Aires, 33 pp.
- del Valle, H. y Beltramone, C. 1987. Morfología de las acumulaciones calcáreas en algunos paleosuelos de Patagonia oriental (Chubut). *Ciencia del Suelo*, 5: 77-87.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia). Entrega III, *Geología*: 295-530, Buenos Aires.
- Eardley, A., Gvosdetsky, V. y Marsell, R. 1957. Hydrology of Lake Bonneville and sediments and soils of its basin. *Geological Society of America Bulletin* 68: 1141–1201.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677-678: 99-114.

- Eddy, J.A. 1976. The Maunder Minimum. *Science*, 192: 1189-1202.
- Ehlers, J. y Gibbard, P. L. 2004. Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica. *Developments in Quaternary Science*, vol. 2c. Elsevier, Amsterdam.
- Embleton, C. y King, C.A.M. 1968. *Glacial and periglacial geomorphology*. Arnold, London, 608 pp.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 538–578.
- Evans, D.J.A., Clark, C.D. y Mitchell, W.A. 2005. The last British Ice Sheet: a review of the evidence utilized in the compilation of the Glacial Map of Britain. *Earth Science Reviews*, 70: 253–312.
- Feruglio, E. 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín Academia Nacional Ciencias de Córdoba* 37, 1–208. Córdoba, Argentina.
- Feruglio, E. 1947. Descripción Geológica de la Hoja 40b, San Carlos de Bariloche, Río Negro, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, scale 1:200,000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.
- Feruglio, E. 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). 3, Ediciones Coni, 431 p., Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C. 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 273-325.
- Fidalgo, F. 1972. Consideraciones sobre los BSS situados al norte de la provincia de Santa Cruz. Vº Congreso Geológico Argentino, Actas V: 123-137, Córdoba.
- Fidalgo, F. y Rabassa, J. 1984. Los depósitos cuaternarios. In Ramos, V.A. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 301-316, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C. 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 430-443.
- Fielding, H. 1908. A proof of Kurowski rule for determining the height of the névé- line on glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Kleine Mitteilungen*: 142-145.
- Fígari, E.G. y Courtade S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 66-77.
- Fleck, R.J., Mercer, J.H., Nairn, A. E. M. y Peterson, D. N. 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth Planetary Science Letters*, 16: 15–22.
- Flint, R.F. 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. John Wiley, New York.
- Flint, R.F. y Fidalgo, F. 1964. Glacial Geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39°00' S and latitude 41°00' S. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 335–352.

Flint, R. y Fidalgo, F. 1968. Drift Glacial al Este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 119.

Flint, R.F. y Fidalgo, F. 1969. Glacial Drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41° S and latitude 43° S. Geological Society of America Bulletin, 80: 1043–1052.

Fogwill, C. y Kubik, P. 2005. A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (51° S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. Geografiska Annaler, 87A: 403–408.

Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. Journal of South American Earth Sciences, 32(4): 531-546.

Folguera, A., Gianni, G., Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Novara, I., Colavitto, B., Alvarez, O., Orts, D., Tobal, J., Giménez, M., Introcaso, A., Ruiz, F., Martínez, P. y Ramos, V.A. 2015. A review about the mechanisms associated with active deformation, regional uplift and subsidence in southern South America. Journal of South American Earth Sciences, 64: 511-529.

Fontugne, M., Kuzucuoglu, M., Karabiyikoglu, C., Hatte, C. y Pastre, J. 1999. From Pleniglacial to Holocene: A 14C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. Quaternary Science Reviews, 18: 573–591.

French, H.M. 1996. The Periglacial Environment, 2nd edn. Addison Wesley Longman, Harlow, 341 pp.

French H.M. 2007. The Periglacial Environment, 3rd. edn. Wiley, Chichester.

French H.M. y Thorn C., 2006. The changing nature of periglacial geomorphology. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 3: 1–33.

Frenquelli, J. 1931. Nomenclatura estratigráfica patagónica. Anales de la Sociedad Científica, 3: 115 p., Santa Fe.

Frenquelli, J. 1946. Las grandes unidades físicas del Territorio Argentino. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 3, 114 pp., Buenos Aires

Frenquelli, J. 1957. Geografía de la República Argentina. Neozoico. 2(3), 218 p., Buenos Aires.

Furbish, D.J. y Andrews, J.T. 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. Journal of Glaciology, 30: 199–211.

Galloway, R.M., Markgraf, V., Bradbury, J.P. 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Science, 1: 195–198.

García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retroarc area between 38°15' and 40°S latitude. Tectonophysics, 499: 1-21.

García Morabito, E., y Ramos, V. A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38 30'–40 30' S). Journal of South American Earth Sciences, 38: 13-30.

Garibotti, I.A., Villalba, R. 2009. Lichenometric dating using Rhizocarpon subgenus Rhizocarpon in the Patagonian Andes, Argentina. Quaternary Research 71: 271-283.

Giacosa, R. y Heredia, N. 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes. Patagónicos entre los 41° y 42° S, SO de Argentina. En Busquets, P., Colombo, F., Pérez-Estaún, A., Rodríguez Fernández, R. (eds.) Geología de los Andes Centrales Argentino-Chilenos, Acta Geológica Hispánica, 32(1-2): 103-111.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, A., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics, 649: 81- 99.

Gilli, A., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Beres, M., McKenzie, J.A. y Markgraf, V. 2005a. Seismic stratigraphy, buried beach ridges and contourite drifts: The Late Quaternary history of the closed Lago Cardiel basin, Argentina (49°S). Sedimentology 52: 1–23.

Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F., McKenzie, J., Markgraf, V., Hajdas, I. y McCulloch, R. 2005b. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America; Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). Global and Planetary Change, 49: 75–93.

Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V. and Aniya, M. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. Global and Planetary Change 43, 79–101.

Glasser, N.F. y Jansson, K.N. 2005. Fast-flowing outlet glaciers of the Last Glacial Maximum Patagonian Icefield Quaternary Research, 63: 206– 211.

Glasser, N., Jansson C., Harrinson S. y Kleman J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. Quaternary Science Reviews, 27: 365–390.

Godsey, H., Currey, D., Chan y M. 2005. New evidence for an extended occupation of the Provo shoreline and implications for regional climate change, Pleistocene Lake Bonneville, Utah, USA. Quaternary Research, 63: 212–223.

González Bonorino, F. 1944. Descripción Geológica y petrográfica de la Hoja 41b Río Foyel, provincia de Río Negro. Dirección Nacional Geología e Hidrogeología, Boletín 56: 1-130.

González Bonorino, F. y J. Rabassa. 1973. La laguna Carrilafquen Grande y el origen de los BSS patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XXVIII (1): 314-318. Comentarios.

González Díaz, E.F. 1993a. Nuevas determinaciones y mayores precisiones en las localizaciones de los términos glaciares del “Inicio” y “Daniglacial” en el sector de Cushamen (Chubut), Noroeste del Chubut. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas T° VI: 48-55.

González Díaz, E.F. 1993b. Mapa Geomorfológico del Sector de Cushamen (NO de Chubut): reinterpretación genética y secuencial de sus principales geoformas. XII Congreso Geológico Argentino. Acta VI: 56-65, Mendoza.

González Díaz, E.F. 1993c. Propuesta evolutiva geomórfica para el sector de Cushamen (NO de Chubut) durante el lapso Terciario Superior-Cuaternario. XII Congreso Geológico Argentino. Acta VI: 66-72, Mendoza.

González Díaz, E.F. y Andrada de Palomera, R.P. 1995. Los “sistemas de morenas terminales” de Caldenius al sur de la localidad de Ñorquinco, sudoeste de la Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 212-218.

González Díaz, E.F. y Andrada de Palomera, R.P. 1996. Nueva propuesta genética y evolutiva geomórfica de la “pampa” de Gualjaina, NO del Chubut extrandino. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 221-230.

González Díaz, E.F. 1995. Sobre la presencia de flujos laháricos en los márgenes del río Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 276-279. Nota Breve.

González Díaz, E.F. y Malagnino, E.C. 1984. Geomorfología de la Provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 154 pp., Bariloche.

González Díaz, E.F. y Tejedo, A. 2002. Mapa geomorfológico de la Hoja 4569-IV, Escalante, Provincia de Chubut. 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 667- 671.

González Díaz, E.F. y Di Tommaso, I. 2013. La depresión del “Bajo del Diablo” (NE del Chubut): una propuesta geomórfica acerca de su origen y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70: 279-290.

González R.R.L. 1967. Geología de la región de Lago Blanco y paso Río Mayo (Chubut). *Act. Geol. Lilloana IX*: 45-65, San Miguel de Tucumán.

González, R.R.L 1971. Descripción Geológica de la Hoja 49c, Sierra de San Bernardo, Provincia de Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 112, 103 p., Buenos Aires.

González, R.R.L. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 49 a, Lago Blanco y 49 b, Paso Río Mayo. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Provincia del Chubut. Boletín 154 y 155, 53 p. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional

Gorbunov, A.P. 1978. Permafrost investigation in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10(2): 283-294 p.

Groeber, P.F. 1936. Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno. *Revista Centro Estudiantes de Ciencias Naturales* 1, 2. Buenos Aires.

Groeber P.F. 1950. Quartäre Vereisung Nordpatagoniens. Sonderdruck der Zeitschrift "Südamerika", 6 S., Buenos Aires.

Grosjean, M. 1994. Paleohydrology of Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89–100.

Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M. y Riquelme, R. 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics*, 28(2): TC.

Guillou, H. y Singer, B. 1997. Combined unspiked K-Ar and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of Late Quaternary lavas. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union, Abstracts*, 78 (46), F771.

Gutiérrez Elorza, M. 2008. Geomorfología. Pearson/Prentice Hall, Madrid, 898 pp.

Haeberli, W. 1983. Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, 415-420. Fairbanks Alaska.

Haeberli W. 1985. Creep of mountain permafrost. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zurich, 77: 142.

Haeberli, W. y Burn, C. 2002. Natural hazards in forests - glacier and permafrost effects as related to climate changes. In: Sidle, R.C. (ed.) Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests. IUFRO Research Series, 9: 167-202

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. y Vonder Muhll, D. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics, Permafrost Periglac., 17: 189–214.

Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. y Ariztegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. Quaternary Research, 59: 70–78.

Haller, M.J. 1981. Estructura y Mineralización en la Cordillera Patagónica. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, 124 pp., (inédita). Buenos Aires.

Haller, M. 1982. Descripción geológica de la Hoja 43h, Puerto Madryn, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 184, 50 p. Buenos Aires.

Haller, M.J. 2002. Descripción geológica de la Hoja 4372-IV/IV Trevelin. Servicio Geológico y Minero.

Haller, M., Meister, C., Monti, A. y Weiler, N. 2005. Hoja Geológica 4366-II, Puerto Madryn. Provincia de Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 289, 39 p. Buenos Aires.

Haller, M.J., Pécskay, Z., Németh, K., Gmélíng, K., Massafferro, G.I., Meister, C.M. y Nullo, F.E. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. 3rd International Maar Conference, Abstracts, 40-41.

Haller, M.J., Lech, R.R., Martínez, O., Meister, C.M., Poma S. y Viera R. 2010. Hoja Geológica 4373-III/IV, Trevelin, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 322, 86 p. Buenos Aires.

Hamilton, S.J. y Whalley, W.B. 1995. Rock glacier nomenclature: A re-assessment. Geomorphology, 14(1): 73-80.

Harris, C. y Corte. A.E. 1992. Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water: Permafrost and Periglacial Processes, 3: 103-110.

Harris, S.A. y Pedersen, D.E. 1998. Thermal Regimes Beneath Coarse Blocky Materials. Permafrost Periglacial Processes, 9: 107-120.

Hartley, A. 2003. Andean uplift and climate change. Journal of the Geological Society, 160: 7–10.

Hatcher, J.B. 1897. On the geology of southern Patagonia. American Journal of Science, 4: 23, 327–354.

- Hawkins, F.F. 1985. Equilibrium-line altitudes and paleoenvironments in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 31: 205–213.
- Hein, A., Dunai, T., Hulton, N., y Xu, S. 2011. Exposure dating outwash gravels to determine the age of the greatest Patagonian glaciations, *Geology*, 39: 103–106.
- Hein, A., Coge, A., Darvill, C., Mendelova, M.R., Kaplan, M., Herman, F., Dunai, T., Norton, K., Xu, S., Christl, M., y Rodes, A. 2017. Regional Mid-Pleistocene glaciation in central patagonia, *Quaternary Sci. Rev.*, 164: 77–94.
- Heusser, C.J. 1987. Quaternary vegetation of Southern South America. *Quaternary of South America & Ant- arctic Peninsula 5*. A.A. Balkema Publishers, Rotter- dam, 197–221.
- Heusser, C.J. 1993. Late-Glacial of Southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 12: 345–350.
- Heusser, C.J. 2003. *Ice Age Southern Andes*. Elsevier, Amsterdam. *Developments in Quaternary Sciences 3*.
- Heusser, C.J. y Streeter, S. 1980. A temperature and precipitation record of the past 16,000 years in Southern Chile. *Science*, 210: 1345–1347.
- Heusser, C.J. y Rabassa, J. 1987. Cold climate episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature*, 328: 609–611.
- Hoinkes, H. 1970. Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6(2): 37-90, Innsbruck.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S. M. y Zimmerman, S.R.H. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4).
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2018. Informe de la cuenca del río Futaleufú. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 67 pp.
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2017a. Informe de la subcuenca lago Puelo Superior, Cuenca de los ríos Manso y Puelo. Provincias de Río Negro y del Chubut. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 50 pp.
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2017b. Informe de las subcuencas de los ríos Manso, Villegas y Foyel, Cuenca de los ríos Manso y Puelo Provincia de Río Negro. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación 53 pp.
- IANIGLA, 2010. *Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamentos y Cronograma de Ejecución*.
- Ikeda, A. y Matsuoka, N. 2002. Degradation of Talus-derived Rock Glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes* 13: 145-161.
- Jennerjahn, T., Ittekkot, V., Arz, H., Behling, H., Patzold, J. y Wefer, G. 2004. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. *Science*, 306: 2236–2239.

Jirikowic, J.L. y Damon P.E. 1994. The Medieval Solar Activity Maximum, Climatic Change, 26: 309-316

Johnson, D.W. 1919. Shore Processes and Shoreline Development. Wiley, New York.

Kaplan, M., Ackert Jr., R., Singer, B., Douglass, D. y Kurz, M. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during isotope stage 2 in Patagonia. Geological Society of America Bulletin, 116: 308–321.

Kaser, G. y Kerschner, H. 1994. Equilibrium line altitudes of Younger Dryas glaciers in the Alps as paleoclimatic information sources. Annales Geophysicae, 12(2): 386.

Kaufman, A., Yechieli, Y. y Gardosh, M. 1992. Re-evaluation of the lake-sediment chronology in the Dead Sea basin, Israel, based on new $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates. Quaternary Research, 38: 292–304.

Keidel, J. 1917-1919. Ueber das patagonische Tafelland, das patagonische Gëroll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen im argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschrift Deutsche Wissenschaftliche Verein, 3(5-6): 219-245.

Keidel, J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 25: 239-368, Córdoba.

Kennett, J.P. 1995. A review of polar climatic evolution during the Neogene, based on the marine sedimentary record. In: Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C. and Burckle, L.H. (eds.), Paleoclimate and Evolution, with Emphasis on Human Origins. Yale University Press, New Haven and London, 49–64.

Kuhle, M. 1986. The Upper Limit of Glaciation. GeoJournal, 13(4): 331-346, Dordrecht.

Kuhle, M. 1988. Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of paleo and recent glaciations. GeoJournal, 17(4): 545-568, Dordrecht.

Kuhn, M. 1980. Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaswankungen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie, 16(2): 241-254, Innsbruck.

Kuhn, M. 1981. Climate y Glaciers. En: Sea Level, Ice and Climatic Change. 131 Symposium International Association of Hydrological Sciences Publication (1979), pp 3-20, Camberra.

Kuhn, M. 1989. The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: Theory and observations. En Glacier Fluctuations and Climate Change (Oerlemans, J. ed.). Kluwer, pp. 407 – 417, Dordrecht.

Kuiper, K. F., Deino, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P. R. y Wijbrans, J. R. 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. Science, 320: 500–504.

Kurowski, L. 1891. “Die Höhe der Schneegrenze”, Penck’s Geographische Abhandlungen, 5: 119-160.

Lagabrielle, Y., Scalabrino B., Suarez, M. y Ritz J.F. 2010. Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. Andean Geology, 37(2): 276-299.

Lage, J. 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 189. Buenos Aires.

Langbein, W.B. 1961. Salinity and Hydrology of Closed Lakes. U.S. Geological Survey, Professional Paper 412, 20 p.

Lapido, O.R y Page, R. 1979. Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada (Provincia de Chubut). VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas, Tomo 1: 299-313.

Lapido, O.R. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 44g -Cañadón Iglesias-, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 185. Buenos Aires.

Lapido, O.R, Beltramone, C. y Haller, M.J. 1989. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 43°300 South. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6: 257-266.

Lapido, O.R., Beltramone, C.A. y Haller, M.J. 1990. Glacial Lago, M.I., 1983. Geología de la zona comprendida entre el río Languiño y la estribación oriental del cerro Los Menucos. Departamento de Languiño. Trabajo final de licenciatura, (inédito). Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Lapido, O.R. y Pereyra, F. 1999. Cuaternario de la Patagonia Argentina. In: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales. Buenos Aires, 23(7): 704-709.

Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B. y Kim, J.S. 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 4507-4512.

Le Roux, J.P. 2012. A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: continental conditions. *Sedimentary Geology*, 247: 21-38.

Leanza, H.A. y Hugo, C. 2005. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, Provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275, 1-132. Buenos Aires.

Lichtenecker, N. 1938. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. En: *Verhandl.d.III. Intern.Quartär-Konferenz (1936)*, pp141-147.

Liss, C.CH. 1969. Fossile Eiskeile an der patagonischen Atlantikküste, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge, Band 13, Heft 1, 109- 114.

Lizuaín, A. 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo. Provincia del Chu- but. 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 607-616, Buenos Aires.

Lizuaín, A. y Viera, R. 2010. Hoja Geológica 4372 I y II, Esquel, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 369, 72 p., Buenos Aires.

Lizuaín, A., Ragona, D. y Folguera, A. 1995. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, República Argentina. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires.

Lizuaín, A., Silva Nieto, D.G., Marquéz, M.J., Parisi, C., y Ardolino, A.A. 2018. Gastre. Hoja Geológica 4369-I. Carta Geológica de la República Argentina. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Louis H. 1955. Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geographisches Taschenbuch*, 1954(55): 414-418.

Lozinski, W.von. 1909. Uber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemassigten Klima. *Academie des Sciences de Cracovie, Bulletin Internationale, Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles*, 1: 1–25.

Luckman, B.H. y Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the last millennium. En: V. Markgraf (Editor), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego (EEUU), 119-140.

Malagnino, E. 1995. The discovery of the oldest extra- Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula 9*. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, 69–83.

Malagnino, E.C. 1989. Paleoformas de origen eólico y sus relaciones con modelos de inundación de la Provincia de Buenos Aires. 4º Simposio Latinoamericano de Percepción Remota and 9º Reunión Plenaria Selper (Bariloche), *Actas 2*: 611-620.

Mancini, M.V. 1998. Vegetational changes during the Holocene Extra-Andean Patagonia, Santa Cruz Province, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 138, 207– 219.

Mancini, M.V., Paez, M.M. y Prieto, A.R. 2002. Paleoenvironmental changes during the last 7000 14C years in the forest-steppe ecotone, 47–48jS, Santa Cruz Province, Argentina. *Ameghiniana*, 39: 151– 162.

Marden, C. 1997. Late-Glacial fluctuations of South Patagonian Icefield, Torres del Paine National Park, southern Chile. *Quaternary International*, 38/39: 61-68

Markgraf, V. 1993. Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South-America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 102: 53– 68.

Markgraf, V., Bradbury, P.J., Schwalb, A., Burns, S., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S. y Maidana, N. 2003. Reconstructing Holocene limnological and paleoenvironmental changes in Patagonia: paleoclimatic history of Lago Cardiel, Argentina (49- S). *The Holocene*, 13: 597–607.

Martínez, O. 1998. Depósitos y geformas cuaternarias en Sierra Colorada y Lago Rosario, Noroeste del Chubut, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 334-339, Buenos Aires.

Martinez, O. 1999. Geformas geocriogénicas y depósitos de remoción en masa fósiles en la precordillera de Chubut. Primer Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, *Actas*: 39-42, Santa Rosa

Martínez, O. 2002. Geomorfología y geología de los depósitos glaciares y periglaciares de la región comprendida entre los 43° y 44° lat. sur y 70°30' y 72° long. oeste, Chubut, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia (Inédita), 216 pp., Comodoro Rivadavia.

Martínez, O. 2005a. Geomorfología y geología de los depósitos glaciares y periglaciares de la región comprendida entre los 43° y 44° lat. sur y 70°30' y 72° long. oeste, Chubut, República Argentina. *Naturalia Patagónica*, 1: 108-112.

Martínez, O. 2005b. Incisión fluvial y glaciaciones durante el Pleistoceno a los 43° l.s., noroeste de la Provincia de Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 135-140, La Plata.

Martínez, O. 2011. Una revisión y actualización del conocimiento sobre el origen y la edad de los “bajos sin salida” en la Patagonia Extraandina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Resumen. CD. 1223-1224.

Martínez, O. 2012. Los Bajos Sin Salida (BSS) del centro-norte de Patagonia y su relación con los ciclos climáticos del Cenozoico superior. En: V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Acta de Trabajos: 175-185.

Martínez, O. 2014. Edad y génesis de las principales Unidades Gravitacionales en los alrededores de Esquel. XIX Congreso Geológico Argentino, Actas CD: S19-10, Córdoba.

Martínez, O. 2016. Unidades Gravitacionales en los Alrededores de Esquel: Clasificación, Origen Y Edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73 (3): 319–329.

Martínez, O. y Coronato, A. 2008. The Late Cenozoic fluvial deposits of Argentine Patagonia. En *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Editado por J. Rabassa. Series Developments in Quaternary Sciences 11. Elsevier Publisher, Amsterdam. 205-226.

Martínez, O., Rabassa, J. y Coronato, A. 2009. Charles Darwin and the first scientific observations on the Patagonian Shingle Formation (Rodados Patagónicos). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 (1): 90-100.

Martínez, O., Coronato, A. y Rabassa, J. 2011. Pleistocene glaciations in northern Patagonia, Argentina: an updated review. En: Ehlers, J., Gibbard, P.L. y Hughes, P.D. (eds.), *Quaternary glaciations - extent and chronology, Part IV - a closer look*. Elsevier, *Developments in Quaternary Science*, 15: 729-734, Amsterdam.

Martínez, O. y Kutschker, A. 2011. The “Rodados Patagónicos” (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. En: *Biological Journal of the Linnean Society. Special Issue: Palaeogeography and Palaeoclimatology of Patagonia: Implications for Biodiversity*, 103 (2): 336-345.

Martínez, O., González M., Toppazzini M., y Kutschker A. 2014. Mantos de Grava y Evolución del Paisaje en el Suroeste de la Provincia del Chubut (Argentina), Desde el Mioceno hasta el Presente. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2).

Martínez, O.A., Reato, A., Cano, D.M. y González Ruiz, L. 2016. Observaciones sedimentológicas en depósitos glaciogénicos mio-pliocenos de la Pampa de Chalia, suroeste del Chubut.

VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes, pp 114.

Martinez, O. A., Reato, A. y Serrat, D. 2017. Geomorfología de “La Hoya”, Cordón Esquel, Noroeste de Chubut. XX Congreso Geológico Argentino, S7: 94-95.

Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Lascano, M.E., Delgado, S., y Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia, *Global Planet. Change*, 60: 85-100.

Massaferro, G.I., Haller, M.J., Prez, H., Simeoni, A., Meister, C. 2015. Estudio comparativo de morfometría e historia erosiva en campos volcánicos monogenéticos intracontinentales de la Patagonia septentrional. *Contribuciones científicas G/EA*, 27: 133-150.

McCulloch, R., Bentley, M., Purves, S. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15: 409–417.

Meglioli, A. 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. Thesis (inérita), Lehigh University, Bethlehem, USA, 216 pp.

Meierding, T.C. 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18 (3): 289- 310.

Meijerink, A.M. J. 1988. Data acquisition and data capture though terrain mapping unit. *ITC Journal*, 1: 23-44.

Mercer, J.H. 1968. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *American Journal of Science* 266: 91-109.

Mercer, J.H. 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. *American Journal of Science* 269: 1-25.

Mercer, J.H. 1976. Glacial History of southernmost South America. *Quaternary Research*, T. 6: 125-166.

Mercer, J.H. 1979. Chronology of the last glaciation in Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 61: 113-120.

Mercer, J.H. 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae*, 18: 35–40.

Mercer, J.H. 1983. Cenozoic glaciation in the southern hemisphere. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 11: 99–132

Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A., y Sander, W. 1975. Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago, in *Quaternary Studies*, editado por R.P. Guggatze y M.M. Cresswell, pp. 223–230, R. Soc. of N. Z., Wellington.

Mercer, J.H. y Sutter, J. 1981. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: implications for global ice-sheet history. *Palaeogeography, Palaeo- climatology, Palaeoecology*, 38: 185-206.

- Mercerat, A. 1893. Contribuciones a la geología de la Patagonia. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 36: 65–103, Buenos Aires.
- Mergili, M., Marchant C., Moreiras S. 2015. Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina. *Revista Colombiana de Geografía, Colombia*. 24 (2):113-131.
- Methol, E.J. 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 295-311.
- Miall, A.D. 2006. Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90: 989–1002.
- Milankovitch, M.M. 1941. *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem*, Konigliche Serbische Akademie, Beograd, 484 pp.
- Miró, R. 1967. Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén. *Asociación Geológica Argentina*, 22: 177–202.
- Moreno, F.P. 1876. *Viaje a la Patagonia Austral*. Editorial El Elefante Blanco - Imprenta de La Nación, 480 p., Buenos Aires.
- Moreno, F.P. 1897. *Apuntes preliminares sobre una excursión al Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz*. Editorial Elefante Blanco (ed. 1999), Buenos Aires, 192 pp.
- Moreno, F.P. 1900. Exploraciones en Patagonia. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino*, XX: 342-394, Buenos Aires.
- Mörner, N.A. y Sylwan, C. 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 385-389.
- Mourguiart, P. Argollo, J., Corregge, T., Martin, L., Montenegro, M., Sifeddine, A., Wirmann, D. 1997. Changements limnologiques et climatologiques dans le bassin du lac Titicaca (Bolivie) depuis 30.000 ans. *Earth and Planetary Sciences* 325: 139–146.
- Nesje, A. 1992. Topographical effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers. *GeoJournal*, 27 (4): 383-391, Dordrecht.
- Nordenskjöld, O. 1897. Algunos datos sobre la naturaleza de la región Magallánica. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 44: 190-240.
- Nullo, F.E. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. *Boletín*, 199: 99 pp. Buenos Aires.
- Ohmura, A., Kasser, P. y Funk, M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38 (130): 397-411
- Ortiz-Jaureguizar, E. y Cladera, G.A. 2006. Paleoenvironmental evolution of Southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments*, 66: 498–532.

- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics* 31 (3): TC3012.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Vera, E.A. R., y Klinger, F. L. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics*, 86: 26-41.
- Outcalt, S.E., Benedict J.B. 1965. Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, USA. *Journal of Glaciology*, 5: 849–856.
- Oviatt, C., Currey, D., Sack, D. 1992. Radiocarbon chronology of Lake Bonneville, eastern Great Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 225–241.
- Page, R. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 43g, Bajo de la Tierra Colorada, Provincia de Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 200, 85 pp., Buenos Aires.
- Palazzesi, L., Barreda, V. 2012. Fossil pollen records reveal a late rise of open-habitat ecosystems in Patagonia. *Nature communications*, 3: 1294.
- Panhke, K., Zahn, R., Elderfield, H. and Schulz, M. 2003. 340.000-year centennial scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillations. *Science*, 301: 948–952.
- Panza, J.L. 1994a. Hoja Geológica 4969 – II, Tres Cerros, Provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 213: 1-103, Buenos Aires.
- Panza, J.L. 1994b. Hoja Geológica 4966 – I y II, Bahía Laura, Provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 214: 83 pp. Buenos Aires.
- Panza, J.L. 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. In: Haller, M.J. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio. El Calafate, Argentina*, 1 (17): 259-284.
- Panza, J.L. y Yrigoyen, M.V. 1994. Hoja Geológica 4969-IV, Puerto San Julián, Provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 211: 1-77. Buenos Aires.
- Pasuto, A. y Soldati, M. 1999. The use of lands- lide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites. *Geomorphology*, 30: 53-64.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers*. Pergamon, Oxford, 495pp.
- Paterson, W. S.B. 2001. *The Physics of Glaciers*. Tercera Edición. Pergamon Press, 480 p., Oxford.
- Penck, A. 1913. Die Formen der Land overfläche und Verschiebunsen der Klimagürtel. *Sitzungsber der Konigliche Preussische Akademie Der Wissenchaft*, 76-97, Berlin
- Pereyra, F. y Roverano, D. 2010. Glaciares de Roca Fósiles y otras formas criogénicas en San Carlos de Bariloche, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 430-437.
- Pereyra, F., Fauqué, L., González Díaz, E.F. 2002. Geomorfología. In: Haller, M.J. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio. El Calafate, Argentina*, 1 (21): 325-352.

Péwé, T.L. 1969. The periglacial environment, in Péwé, T.L., ed., *The periglacial environment. Past and present*: Montréal, McGill-Queen's University Press, 1-9.

Piovano, E., Ariztegui, D. y Damatto Moreira, S. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49: 1371–1384.

Piovano, E.L., Ariztegui, D. 2006. Cold-dry vs warm-wet events in the South American extratropics since the Last Glacial Maximum. ICDP Workshop PASADO. *Terra Nostra – Schriften der Alfred-Wegener, Stiftung, Berlin*, 14-15.

Placzek, C., Quade, J. y Patchett, P.J. 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 515–532.

Ploszkiewicz, J.V. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 47c, Apeleg, Provincia de Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín N° 204.

Porter, S.C. y Denton, G.H. 1967: Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265: 177-210.

Porter, S.C. 1975. Equilibrium line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5: 27-47.

Porter, S.C. 1977. Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, USA: topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications. *J. Glacio* I, 18:101-115.

Porter, S.C. 1981. Pleistocene glaciations in the southern Lake District of Chile. *Quat. Res.* 16: 263–292.

Prohaska, F. 1976. Climates of Central and South America. In: Schwerdtfeger, W. (ed.), *World Survey of Climatology*. Elsevier, Amsterdam, 13-72.

Proserpio, C.A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159, Buenos Aires.

Quade, J. y Kaplan M.R. 2017. Lake-level stratigraphy and geochronology revisited at Lago (Lake) Cardiel, Argentina, and changes in the Southern Hemispheric Westerlies over the last 25 ka. *Quaternary Science Reviews*, 177: 173–188.

Quartino, B.J., Malagnino, E. y Olivero E. 1996. Origen y evolución del Bajo de La Cancha, Prov. de Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 231-236.

Rabassa, J. 1975. Geología de la Región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (Inédito), La Plata y Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicaciones, 17: 1–128, San Carlos de Bariloche.

Rabassa, J. 1983. INQUA Commission on lithology and genesis of Quaternary deposits: South American Regional Meeting, Argentina, 1982. In: Evenson, E.B., Schlu'chter, C. and Rabassa, J. (Eds), *Tills and Related Deposits*. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, 445–451.

- Rabassa, J. 1984.
- Rabassa J. 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa J, ed. Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, *Developments in Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier, 11: 151–204.
- Rabassa, J. y Clapperton, C.M. 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153–174.
- Rabassa, J. y Coronato, A. 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. In: Haller, M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1, 19, Asociación Geológica Argentina, El Calafate, 303–315.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Stephens, G.C. 1986. Nuevas evidencias del englazamiento Plioceno-Pleistoceno inferior en los Andes Patagónicos Septentrionales: Cerro Tronador, Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 41, 405–409. Buenos Aires.
- Rabassa, J. y Evenson, E.B. 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro, Argentina). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 4: 327, Buenos Aires.
- Rabassa, J., Roig, C. y Singer, B. 1996. Bloques erráticos y rasgos periglaciales observados en el Cerro del Fraile, Lago Argentino (Santa Cruz, Argentina). *XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso Exploración Hidrocarburos*, Actas 4: 345, Buenos Aires.
- Rabassa, J., Coronato, A. Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81–104.
- Rabassa, J., Coronato, A. y Martínez, O. 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103 (2): 316-335.
- Rabassa, J., Clague, J., Barendregt, R. Martínez, O., Ercolano, B., Griffing, C. y Corbella, H. 2016. Pliocene Glaciations in the Lago Viedma area (Southern Patagonia, Argentina). *50th Annual Meeting of Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 48: 5.
- Raigemborn, M.S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Peral, L.E.G., Zucol, A.F., Zapata, L., y Sial, A.N. 2018. Multiproxy studies of Early Miocene pedogenic calcretes in the Santa Cruz formation of southern Patagonia, Argentina indicate the existence of a warm temperate vegetation adapted to a fluctuating water table. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 500: 1-23.
- Ramos, V. 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *Congreso Nacional de Geología Económica*. 2 (1): 107-124.
- 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*, 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(12): 317–346.

- Ramos, V.A. y Drake, R. 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico) lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10º Congreso Geológico Argentina, Actas 1:143-147.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A. y Ghiglione M.C. 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. In: Rabassa J, ed. *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier, 4: 57-71.
- Ramos, M., Tobal, J., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D., Giménez, M. y Ramos, V. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 467–485.
- Ravazzoli, I.A., y Sesana, F.L. 1977. Descripción geológica de la hoja 41c-Río Chico. *Minist. Econ. Secr. Estado Minería, Boletín* 148: 1–80.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. En H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments. Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 154-231.
- Reato, A., Martínez, O.A., Serrat D. y Cano D.M. 2017. Glaciarismo y Periglaciarismo Cuaternario en el Cerro Nahuel Pan, Sector Extraandino del Chubut, Argentina. *XX Congreso Geológico Argentino. Sesión Técnica*, 18: 78-83, Tucumán.
- Reato, A., Martínez O.A., Beilinson E., Cottescu A., Cuevas C., Barendregt R. y Clague J. 2018. Geomorfología litoral en la Laguna de Agnia. Su utilidad en la reconstrucción paleoambiental. *VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Naturalia Patagónica*, 10: 38-40, Puerto Madryn.
- Richmond, G.M. 1986. Stratigraphy and correlation of glacial deposits of the Rocky Mountains, the Colorado Plateau and the Ranges of the Great Basin. *Quaternary Science Reviews*, 5: 99-127.
- Richter, E. 1885. Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. II. Die Gletscher der Ötzhaler Gruppe im Jahre 1883. *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 16: 54-65, Innsbruck.
- Richter, E. 1888. Die Gletscher der Ostalpen. J. Engelhon, Stuttgart.
- Rovereto, G. 1912. Studi di geomorfologia argentina. III. La valle del Río Negro: 2. Il Lago Nahuel Huapi. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, 31: 181-237.
- Ruiz, L., Trombotto, D. y Hernández J. 2009. Indicios de la presencia de permafrost de montaña en el NW de Chubut, Argentina. *Acta de Resúmenes ICES-5*, 114-115, Malargüe.
- Ruiz, L. y Trombotto Liaudat, D. 2012a. Mountain Permafrost Distribution in the Andes of Chubut (Argentina) based on a Statistical Model. 10th International Permafrost Conference. Salekhard, Yamal-nenets Russia, Vol. I, 365-370.
- Ruiz, L. y Trombotto Liaudat, D. 2012b. Glaciares de escombros fósiles en el Cordón Leleque, Noroeste del Chubut: significado paleoclimático y paleogeográfico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (3): 418 – 43.

Ruiz, L., Masiokas, M.H. y Villalba, R. Fluctuations of Glaciar Esperanza Norte in the north Patagonian Andes of Argentina during the past 400 yr. 2012. *Climate Past*, 8: 1079-1090.

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 pp., Buenos Aires.

Ryder, J.M. 1971a. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 279–298.

Ryder, J.M. 1971b. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 1252–1264.

Sack, D. 2001. Shoreline and basin configuration techniques in paleolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 1, Basin Analysis, Coring, and Chronological techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands

Scalabrino, B., Ritz, J.F. y Lagabrielle Y. 2011. Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: evidence from glacial morphology in Central Patagonia. *Terra Nova*, 23: 3-69.

Schellmann, G. 1998. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen*. *Essener Geographische Arbeiten*, 29: 218 pp.

Schellmann, G. 1999. Landscape evolution and glacial history of Southern Patagonia (Argentina) since the Late Miocene-some general aspects. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie, Teil I (7/8)*: 1013–1026, Stuttgart.

Schellmann, G. 2003. Südpatagonien: Gletschergeschichte in einem Trockengebiet der südhemisphärischen mittelbreiten. *Geographische Rundschau*, 55 (2): 22–27.

Schrott, L. 1991. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the central Andes, Argentina: a progress report. - *Permafrost and Periglacial Processes* 2 (1): 59-66.

Schrott, L. 1994. Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). *Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft*, 94: 199pp.

Schuster, M. y Nutz, A. 2017. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: Modern to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System, Kenya). *Journal of Paleolimnology*, 59: 221–243.

Scott, K.M., Macías J.L., Naranjo J.A., Rodríguez S. y McGeehin J.P. 2001. Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment and Mitigation Strategies". *USGS Professional Paper*, 1630:1-59.

Seltzer, G., Rodbell, D., Baker, P., Fritz, S., Tapia, P., Rowe, H. y Dunbar, R. 2002. Early warming of tropical South America at the last glacial–interglacial transition. *Science*, 31: 1685–1686.

Serrano-Cañadas, E. y González-Trueba, J.J. 2004. El método AAR para la determinación de paleo-ELAs. Análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). Cuadernos de Investigación Geográfica, 30: 7-34.

Shackleton, N.J. 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C. and Burckle, L.H. (Eds), *Paleoclimate and Evolution, with Emphasis on Human Origins*. Yale University Press, New Haven and London, 242-248.

Shackleton, N.J. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215: 15-17.

Shackleton, N.J., Berger, A. y Peltier, W. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleis- tocene timescale based on OPD site 677. *Transactions of the Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*, 81: 251-261

Shackleton, N.J., Crowhurst, S. y Hagalberg, T. 1995. A new late Neogene time scale: application to LEG 138 sites. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138: 73-90.

Silva Nieto, D. 2005. Hoja Geológica 4369 - III, Paso de Indios, Provincia del Chubut Vol. 265. Instituto Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, 72 p, Buenos Aires.

Simeoni, A. 2008. Mesetas y BSS de la Patagonia central extraandina. La Inversión del Relieve. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Tomo II - Sur: 729-745.

Singer, B., Ackert, R., Kurz, M., Guillou, H. y Ton-That, T. 1998. Chronology of Pleistocene glaciations in Patagonian: a ^3He , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and K-Ar study of lavas and moraines at Lago Buenos Aires, 46°S , Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 30: 299.

Singer, B., Brown, L., Guillou, H. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and paleomagnetic data from Cerro del Fraile, Argentina: further constraints on timing of reversals during the Matuyama Chron. IUGG Meeting, Abstracts Volume.

Singer, B, Ackert, R.P. y Guillou, H. 2004a. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society America Bulletin*, 116: 434-450.

Singer, B., Brown, L.L., Rabassa, J. y Guillou, H. 2004b. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Late Pliocene and Early Pleistocene Geomagnetic and Glacial Events in Southern Argentina. AGU Geophysical Monograph Timescales of the Internal Geomagnetic Field, dedicated to N. D. Opdyke, 176-190.

Slaymaker, O. 2011. Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. *Quaestiones Geographicae*, 1(30): 85-94.

Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15: 431-451.

Solís, N., Chayle W. Ramírez. A. 2004. ¿Qué características tiene la remoción en masa en el noroeste argentino? En *Peligrosidad geológica en Argentina: Metodologías de análisis y mapeo*, editado

por M. González y N. J. Bejerman, Publicación especial 4: 366-377. Buenos Aires: Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería.

Starck, D., y Anzótegui, L.M. 2001. The late Miocene climatic change. Persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 763-774.

Stern, L.A., Blisniuk, P.M. 2002. Stable isotope composition of precipitation across the southern Patagonian Andes. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 107 (D23): 4667 pp.

Stine, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during medieval time. *Nature*, 369: 546-549.

Stine, S., Stine, M. 1990. A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. *Nature*, 345: 705-708.

Stipanovic, P.N., Methol, J.E. 1972. Comarca Norpatagónica. En *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias Córdoba: 1071-1097.

Strelin, J. 1995. New evidence on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Rio Santa Cruz area. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 105-116. Rotterdam, Balkema.

Strelin, J., Re, G., Keller, R. y Malagnino, E. 1999. New evidence concerning the Plio-Pleistocene landscape evolution of Southern Santa Cruz region. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 333-3421.

Strelin, J., Denton, G. 2005. Las morenas de Puerto Bandera. XVI Congreso Geológico Argentino & IV Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 129-134, La Plata.

Strelin, J., Malagnino, E.C. 2000. Late-glacial history of Lago Argentino, Argentina, and age of the Puerto Bandera moraines. *Quaternary Research*, 54: 339-347.

Sugden, D., Bentley, M. y Fogwill, C. 2005. Lateglacial glacier events in Southernmost South America: a blend of “northern” and “southern” hemispheric climatic signals? *Geografiska Annaler*, 87 (A): 273-288.

Sylwan, C. 1989. Paleomagnetism, Paleoclimate and Chronology of Late Cenozoic Deposits in Southern Argentina. *Meddelanden Stockholms Universitets Geologiska Institute*, 277: 1-110.

Talbot, M.R. y Allen, P.A. 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Malden, pp. 83-123.

Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J. 1998. Cartografía geomorfológica morfogenética a escala 1:100,000 de la Vertiente Tributaria Oriental del ex-Lago de Texcoco, in Álvarez, S.A.; Ferrari, L., Nieto Samaniego, A.F., Ortega Rivera, M.A. (eds.), *Primera reunión nacional de Ciencias de la Tierra*, Libro de Resúmenes: México, Sociedad Geológica Mexicana, Instituto Nacional de Geoquímica, Sociedad Mexicana de Geomorfología, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, p. 49.

Tapia-Varela, G. y J. López-Blanco. 2002. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades Morfogenéticas a escala 1:100 000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 19, núm. 1, Sociedad Geológica Mexicana e Instituto de Geología-UNAM, México, pp. 50-65.

Tejedo, A. y Pereyra, F. 2009. Carta Geomorfo- lógica. Carta de Peligrosidad Geológica, Esquel, 4372-II y I. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Ton-That, T. 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basaltic lava flows and the geology of the Lago Buenos Aires region, Santa Cruz province, Argentina. Unpublished Diploma Thesis, Université de Genève, Switzerland, 51 pp.

Ton-That, T., Singer, B., Mörner, N. y Rabassa, J. 1999. Datación de lavas basálticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y geología glacial de la región del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352.

Torfstein, A., Gavrieli, I., Katz, A., Kolodny, Y. y Stein, M. 2008. Gypsum as a monitor of the paleolimnological–hydrological conditions in Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2491-2509.

Tricart, J. 1968. Periglacial landscapes. In: Fairbridge, R.W., ed., *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, pp. 829–833.

Tricart J. 1970. *Geomorphology of cold environments*. Translated by E. Watson. New York, Macmillan, St Martin's Press, 320 pp.

Trombotto, D. 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 90: 171 pp, Heidelberg.

Trombotto, D. 1998. Palaeo-permafrost in Patagonia. *Bamberger Geographische Schriften*, 15: 133–148.

Trombotto, D. 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science*, 98: 171- 180.

Trombotto Liaudat, D. 2008. Geocryology of Southern South America. En Jorge Rabassa (Editor) "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego". *Developments in Quaternary Sciences*, 11: 255-268.

Trombotto Liaudat, D. 2014. Environmental Status of the Cryogenic Permafrost Conditions in the Last Decade in the Central Andes, One Example: Morenas Coloradas Rockglacier, Mendoza, Argentina. *Global chryospheric watch (GCW), CryoNet South America Workshop*, Santiago de Chile, Chile, pp. 27/29.

Turner, J.C. 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, 180: 1–92.

- Úbeda, J. 2011. El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú), Universidad Complutense de Madrid, 558 pp.
- Uriarte Cantolla, A. 2003. Historia del clima sobre la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 306 pp.
- Villagrán Moraga, C. 1995. El Cuaternario en Chile: Evidencias de cambio climático. In: Argollo, J., Mourguiart, P. (eds.), *Climas Cuaternarios en América del Sur*, 191-214.
- Vizán, H. 1988. Geomorfología en las márgenes del Río Gualjaina (paralelo 43°S S.L.) Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLIII (3): 412-414.
- Vogt, T. 1992. Western Anti-Atlas (Morocco) and Central Patagonia (Argentina) calcretes: the calcium carbonate origin. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd.*, 84: 115-127.
- Vogt, T. y del Valle, H. 1994. Calcretes and cryogenic structures in the area of Puerto Madryn (Chubut, Patagonia, Argentina). *Geografiska Annaler*, 76 (A1-2): 57-75.
- Volkheimer, W. 1963. El Cuaternario Pedemontano en el noroeste de Chubut (zona Cushamen). 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 439-457.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la región extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 85-107.
- Volkheimer, W. 1965a. El Cuaternario pedemontano en el noroeste del Chubut (zona Cushamen). 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 439-451.
- Volkheimer, W. 1965b. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 326-350.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1): 1-13. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y Lage, J. 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia de Chubut. Secretaría de Estado de Minería, Boletín 181, 71 pp., Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1972. Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia Extraandina Septentrional. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27: 410-412.
- Wahrhaftig, C. y Cox, A. 1959. Rock glaciers in the Alaska range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70 (4): 383-436.
- Washburn A.L. 1979. *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London: 406 pp.
- Weng, C., Bush, M., Curtis, J., Kolata, A., Dillehay, T. y Binford, M. 2006. Deglaciation and Holocene climate change in the western Peruvian Andes. *Quaternary Research*, 66: 87-96.
- Wenzens, G., Wenzens, E. y Schellmann, G. 1996. Number and types of the piedmont glaciations east of the Central Southern Patagonian Icefield. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie I*: 779-790.

Wenzens, G. 1999a. Evidences of pliocene and early quaternary glaciations east of Lago Viedma (Patagonia, Argentina). *Zentralblatt Geologie und Palaontologie I* (7/8): 1027-1049.

Wenzens, G. 1999b. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research*, 51: 238–247.

Wenzens, G. 2000. Pliocene piedmont glaciation in the Río Shehuen Valley, Southwest Patagonia, Argentina. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32 (1): 46–54.

Whalley, W.B. y Martin, H. E. 1992. Rock glaciers: II models and mechanisms: *Progress in Physical Geography*, 16(2): 127-186.

White, S.E. 1986. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5: 201-205

Willis, B. 1914. Physiography of the Cordillera de los Andes between latitudes 39 and 44 South. 12th International Geological Congress, Canada, *Comptes- Rendu*, 733-756.

Windhausen, A. 1931. *Geología Argentina*. Editorial Peuser, 2, 486 pp., Buenos Aires.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686-693.