



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CATAMARCA
FACULTAD DE TECNOLOGÍA Y CIENCIAS APLICADAS
CARRERA LICENCIATURA EN GEOLOGÍA



DETERMINACIÓN DE AMBIENTE CRIOGÉNICO DE MONTAÑA EN EL CERRO EL MANCHAO. DEPARTAMENTO AMBATO, PROVINCIA DE CATAMARCA R. A.

SEMINARIO

Alumno

Lionel Iván Viel MU N° 391

Directora

Lic. Nora R. Varela

Junio de 2019

Universidad Nacional de Catamarca
Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas
Departamento de Geología

**Determinación de Ambiente Criogénico de Montaña en
el Cerro El Manchao, Departamento Ambato. Provincia
de Catamarca. R. A.**

Licenciatura en Geología

Alumno:

Lionel Iván Viel

Directora:

Lic. Nora R. Varela

San Fernando del Valle de Catamarca

2019

CONTENIDO

RESUMEN	4
----------------------	---

CAPÍTULO I. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.1	INTRODUCCIÓN	6
1.2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	6
1.3	OBJETIVOS	6
1.3.1	Objetivo General	6
1.3.2	Objetivos Específicos	6
1.4	IMPORTANCIA DEL ESTUDIO.....	8
1.5	ALCANCE DEL ESTUDIO.....	8
1.6	ESTRUCTURA DEL TRABAJO	8

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1	AMBIENTE PERIGLACIAL.....	10
2.2	ZONA DE CONGELAMIENTO PERMANENTE	13
2.2.1	Procesos y geformas asociadas	13
2.2.2	Glaciares de escombros	16
2.2.3	Geoindicadores criosféricos.....	17
2.3	ZONA DE CONGELAMIENTO Y DESC. PERMANENTE	21
2.4	GEOCRIOLOGÍA EN LAS SIERRAS PAMPEANAS	22
2.4.1	Sierra de Aconquija	22
2.4.2	Naciente del río Santa María	26
2.4.3	Cumbres Calchaquíes	27

CAPÍTULO III. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE AMBATO

3.1	DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA	28
-----	-----------------------------	----

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

4.1	Recopilación de antecedentes y elaboración de mapa base	33
4.2	Relevamiento de campo	33
4.3	Trabajos de gabinete	33
4.4	Redacción del Trabajo Final	33

CAPÍTULO V. RESULTADOS ALCANZADOS

5.1	EXPOSICIÓN DE RESULTADOS	34
5.2	MODELO DE EXTENSIÓN DE PERMAFROST	45
5.3	ANÁLISIS Y DISCUSIÓN	46

CAPÍTULO VI

6.1	CONCLUSIONES	48
-----	--------------------	----

CAPÍTULO VII

7.1	BIBLIOGRAFÍA	49
-----	--------------------	----

ANEXOS

ANEXO I - GLOSARIO DE TÉRMINOS

ANEXO II - CARTOGRAFÍA

RESUMEN

La sierra de Ambato es una entidad orográfica ubicada al oeste de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca, en donde las fuentes consultadas sugieren la posible existencia de un ambiente periglacial que podría tener correlación en otras partes de las Sierras Pampeanas, lo cual despierta interés para la Ley N° 26.639 de *Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial*. Tomando como referencia el punto más alto de la sierra, se definió una pequeña cuenca de estudio que desciende desde cerro El Manchao (4.500 msnm) hasta la confluencia con el río Mardoqueo y en torno a ella se plantearon los objetivos de trabajo, para corroborar la información consultada aportando evidencias de campo de los procesos existentes.

Para dar cumplimiento a los objetivos se adoptó un tipo de investigación basada en la recopilación bibliográfica, la observación de imágenes satelitales y el levantamiento de datos del terreno, siguiendo un diseño que consta de diferentes etapas de trabajo desarrolladas en gabinete y en campo.

Por encima de los 3.870 msnm se observaron relieves característicos de los glaciares de escombros de tipo relictos o fósiles, que se habrían originado en el Pleistoceno por un retroceso de la zona de cumbre debido a procesos de macrogelivación y la formación de anfiteatros poco desarrollados. Aunque actualmente dominan los procesos de erosión fluvial o fluvio-nival, existe un sector de la ladera interna oriental, por encima de 4.000 msnm, que es compatible con una zona de congelamiento y descongelamiento de tipo irregular en la que se desarrollan procesos crionivales. Sin embargo, la presencia de agua congelada no es lo suficientemente abundante para interactuar con los detritos y configurar geoformas indicadoras de un “ambiente periglacial” como el que considera la Ley N° 26.639.

Palabras claves: Sierra de Ambato, ambiente periglacial, glaciar de escombros fósiles

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.1 INTRODUCCIÓN

La criolitósfera es la parte de la corteza terrestre que está sujeta a temperaturas bajo 0 °C por al menos una parte del año (Trombotto, Wainstein y Arenson, 2014) y que puede estar asociada a dos ambientes: glaciar y periglacial.

En las Sierras Pampeanas Noroccidentales la criolitósfera ha sido estudiada según cuencas hidrográficas en la sierra de Aconquija (Páez y Ahumada, 2006; Ahumada, Ibáñez Palacios y Páez, 2011, Ibáñez Palacios, Ahumada y Páez, 2012) y en los nevados de Catreal y Chuscha (Ahumada, Ibáñez Palacios y Páez, 2008), donde está representada por el ambiente periglacial de montaña, que se manifiesta según dos pisos altitudinales de acción criogénica, el primero, ubicado por debajo del límite inferior del permafrost, con congelamiento estacional, y el segundo, que se encuentra por encima del límite inferior del permafrost. El límite entre estas dos zonas se reconoció hasta los 4.000 msnm de altura, como nivel más bajo (Ahumada, Ibáñez Palacios y Páez, 2005a; Ibáñez Palacios y Ahumada, 2006; Ibáñez Palacios, 2007).

El sector de estudio, que está localizado en la sierra de Ambato, a la latitud del cerro El Manchao, en el departamento Ambato de la provincia de Catamarca, se dispone a 55 km de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca. Se accede por la ruta provincial N° 4 hasta la villa El Rodeo, y desde allí, se remonta a pie por la quebrada del río Ambato una distancia aproximada de 18 km, que se completa en 2 días utilizando senderos y puestos que conforman el itinerario de montañistas que se abren paso hasta la zona de cumbre (Figura 1).

El área de estudio comprende una microcuenca definida por un arroyo que desciende desde el cerro El Manchao (4.500 msnm) hasta la confluencia con el río Mardoqueo, que cuenta con buenas condiciones para la determinación de crioindicadores, aprovechando la altura de aproximadamente 1.613 m que hay entre la cabecera y la desembocadura.

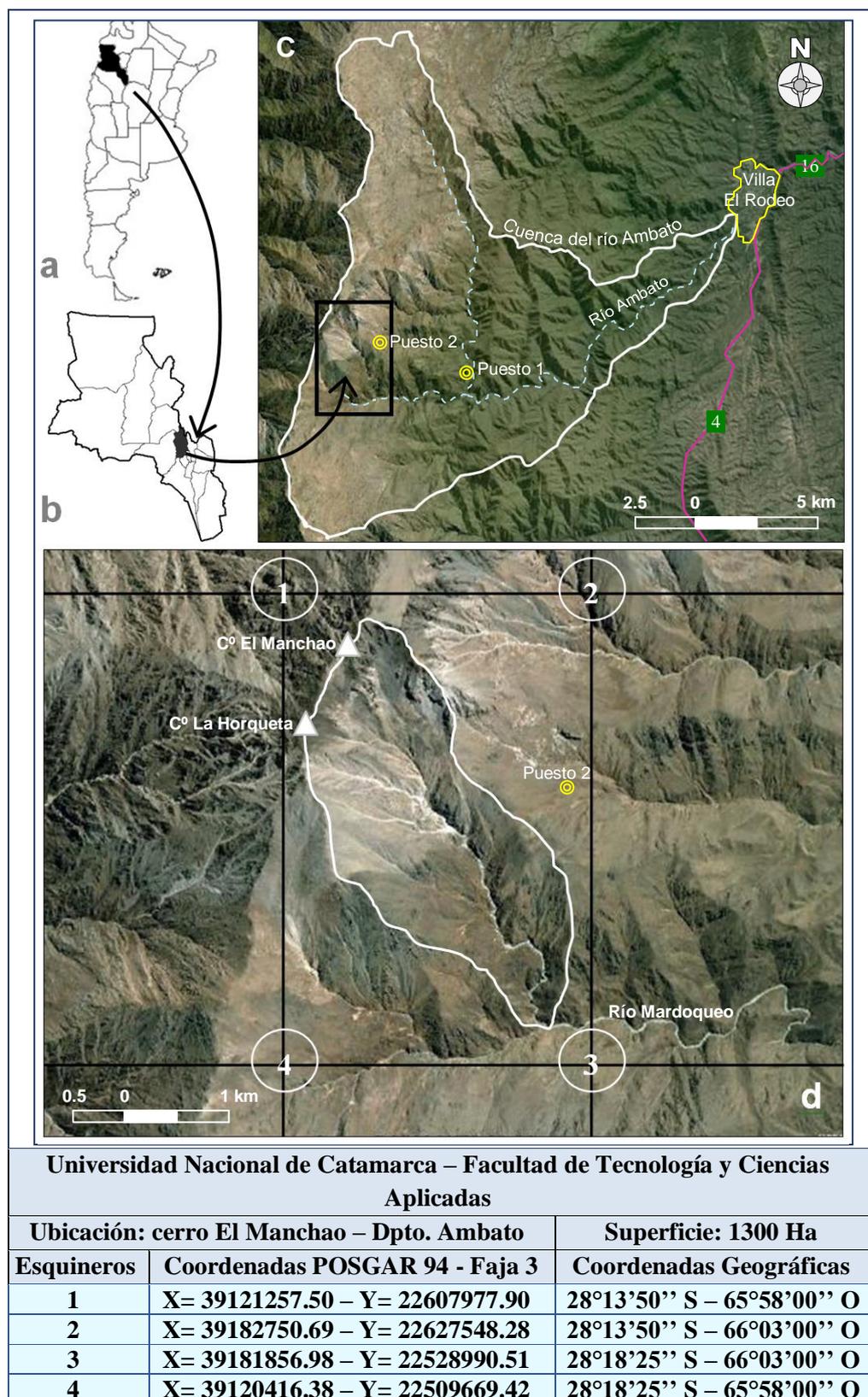


Figura 1. Área de Estudio: cerro El Manchao, departamento Ambato, provincia de Catamarca.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Según la información geológica consultada sobre la sierra de Ambato a la latitud del cerro El Manchao, predomina un ambiente fluvial junto con anfiteatros, más o menos bien desarrollados, y escombros de alta montaña asignados al Pleistoceno (González Bonorino, 1978). Sin embargo, la altura del cerro El Manchao de 4.500 msnm, sugiere la existencia de un ambiente geocriogénico, ya que se encuentra por encima del nivel inferior de la zona de congelamiento permanente que fue estimado en 4.000 msnm en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, mediante técnicas de fotointerpretación y teledetección (Ahumada, Ibáñez Palacios y Páez, 2005b; Ibáñez Palacios y Ahumada, 2006; Ibáñez Palacios, 2007). Además, una predicción realizada en el año 2012 por un modelo informático de la Universidad de Zurich, Suiza, incluyó la parte más alta de este cordón como un posible ambiente geocriogénico activo.

Por lo expuesto, se hipotetiza que el sector de la sierra de Ambato donde está ubicado el cerro El Manchao, estaría dentro de los límites de la zona geocriogénica de las Sierras Pampeanas Noroccidentales.

1.3. OBJETIVO GENERAL Y ESPECÍFICOS

1.3.1. Objetivo General

Detectar crioindicadores y compararlos con los determinados en las zonas periglaciales de las Sierras Pampeanas, para corroborar la existencia de un ambiente geocriogénico según lo que indica la metodología informática propuesta por la Universidad de Zurich.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar la geología y geomorfología del área de estudio.
- Establecer los agentes y procesos activos, como así también los factores de control.
- Describir crioindicadores en la parte alta de la subcuenca, en el sector de depositación de bloques o escombros de montaña.
- Establecer la cota de los procesos criogénicos y definir la zona de acción periglacial a la que corresponden.
- Comparar los crioindicadores presentes con aquellos que fueron previamente estudiados en las zonas criogénicas de las Sierras Pampeanas.
- Confeccionar la cartografía específica a escala 1:14.000, mediante el relevamiento de las unidades presentes.

1.4. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

En el ámbito del montañismo local se considera al cerro El Manchao (4.500 msnm) ubicado en la sierra de Ambato a los 28° 15' latitud sur, como una elevación de altura intermedia entre la alta y la baja montaña, lo que motiva la necesidad de efectuar estudios para comprender el tipo de interacción que se da entre la geología y los agentes exógenos, contribuyendo así al conocimiento del sector en el que las fuentes de información consultadas sugieren la posible existencia de un ambiente periglacial. Con esto se busca estimular la generación de nuevos proyectos de investigación.

1.5. ALCANCE

Este trabajo tiene como alcance corroborar y definir el límite inferior de acción de los procesos criogénicos en la sierra de Ambato a la latitud del cerro El Manchao y determinar la zona de acción periglacial a la que éstos corresponden, aportando descripciones, cartografía de detalle y registro fotográfico que puedan servir de referencia para futuros trabajos de investigación.

1.6. ESTRUCTURA DEL TRABAJO

El informe de trabajo está ordenado en siete capítulos y el anexo:

Capítulo 1. Generalidades del Área de Estudio

En este capítulo se presentan los aspectos generales del trabajo final, como la introducción, el planteamiento del problema, los objetivos generales y específicos, la importancia y el alcance del mismo.

Capítulo 2. Marco Teórico

Se explica el concepto de ambiente periglacial relacionado con la Ley N° 26.639 y se describen los procesos y geoformas asociadas, sobre todo los glaciares de escombros debido que son las principales mesoformas indicadoras del permafrost. También se exponen los principales sectores con ambiente periglacial dentro de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Capítulo 3. Geología de la Sierra de Ambato

Se realiza la descripción estratigráfica de la sierra de Ambato contemplando unidades del basamento paleozoico, sedimentitas terciarias y depósitos cuaternarios, y se explican los principales rasgos morfoestructurales de acuerdo a la propuesta de Sayago (1983), que establece una jerarquización de la información en distintas categorías representables a diferentes escalas, como provincia geológica, región geomorfológica, asociación geomorfológica, unidad geomorfológica y facetas del relieve.

Capítulo 4. Resultados Alcanzados

Se muestran los resultados alcanzados en función de los objetivos planteados y la metodología adoptada, haciendo énfasis en la geología de la cuenca y las diferencias geomorfológicas que se dan por la altura y por la superposición de procesos modeladores del relieve a lo largo del tiempo.

Capítulo 5. Análisis y Discusión

Se analizan y discuten los resultados alcanzados a partir de los trabajos de campo, que luego se contrastan con el modelo de permafrost de la Universidad de Zurich (Suiza) aplicado en la zona de estudio a una escala 1:14.000.

Capítulo 6. Conclusiones

Se generaron las conclusiones a partir de los objetivos planteados, en el que se establecen características ambientales del sector de estudio ubicado en el cerro El Manchao.

Capítulo 7. Bibliografía

Se relacionan las referencias citadas en el informe de trabajo final con las publicaciones consultadas, según el nombre de los autores, el año, el nombre de las publicaciones y lugar de edición.

Anexos

Se adjuntan las definiciones utilizadas en el marco teórico y la cartografía.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1. AMBIENTE PERIGLACIAL

Las altas montañas del mundo constituyen en sus máximas alturas, regiones de la criósfera que concentran importantes reservorios de recursos hídricos en estado congelado (glaciares, permafrost y nieve). En Sudamérica la criósfera se desarrolla en la alta montaña, asociada principalmente al efecto que tiene la Cordillera de los Andes sobre los factores del clima (la temperatura, radiación solar y circulación de las masas de aire a escala global). Los Andes son un cordón montañoso que se distingue de las demás cadenas montañosas por su extensión y orientación. Con más de 8.000 km de largo y una orientación general norte - sur, atraviesa regiones de Sudamérica con diferentes tipos de clima, desde el tropical, subtropical húmedo y seco hasta el subpolar y glaciario (Argollo, 2006). Pero debido a su altura, sólo la región andina tiene un clima frío de montaña en todas las latitudes (Benedetto, 2010). Las variantes principales del clima frío que se encuentran en la región andina son el glaciario y el periglacial.

El ambiente periglacial se puede definir como un ambiente de clima frío y criogénico, pero no glaciario, que está caracterizado por determinados procesos y rasgos geomorfológicos, como la presencia de suelo congelado permanente o permafrost, el dominio de ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo, y por procesos periglaciales formadores de crioformas (Trombotto, 1991, 2000, 2009).

Los ambientes periglaciares presentan una amplia variedad climática y una condición térmica especial del suelo, representada por la presencia del permafrost, que se define como el suelo o roca que permanece con temperaturas por debajo de 0 °C por dos o más años consecutivos (Van Everdingen, 1998).

La palabra permafrost significa “permanentemente congelado”, aunque estrictamente, no es indispensable que el suelo esté congelado. Su importancia como recurso hídrico será mayor, si tiene agua en estado sólido, pero técnicamente, puede haber permafrost sin hielo representativo de una condición térmica del suelo. Sin embargo, normalmente el hielo está presente en diferentes proporciones.

Trombotto (2002), presentó una clasificación del permafrost andino compuesto por seis variedades: permafrost reptante, casi continuo, insular, degradado, relíctico y seco; siendo permafrost reptante (*creeping permafrost*) el más importante desde el punto de vista hídrico, ya que está representado por el suelo con abundante cantidad de hielo permanente.

En la Cordillera de los Andes y en el resto del mundo, en los últimos años se ha reconocido la importancia del permafrost con hielo y las geoformas asociadas para el desarrollo de las regiones áridas y semiáridas, ya que constituyen reservas de agua dulce en estado sólido y un regulador del recurso hídrico debido al deshielo superficial del permafrost.

Conscientes de la importancia nacional y regional de los cuerpos de hielo en nuestra cordillera, el 28 de octubre de 2010 se sanciona la Ley 26.639 de *Presupuestos Mínimos*

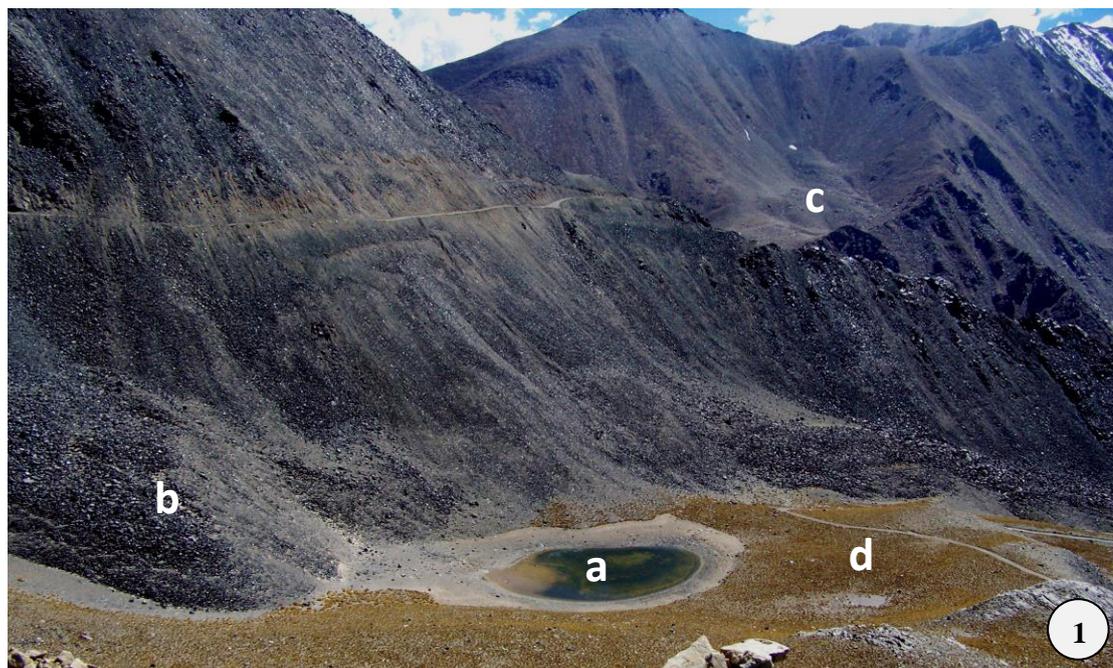
para la *Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial*, que en su contenido rescata la opinión de la mayoría de los investigadores que trabajan en la Cordillera de los Andes, que a diferencia de los geocriólogos del Hemisferio Norte, consideran al suelo perennemente congelado como un elemento fundamental del ambiente periglacial de montaña.

Lo que hace diferente a las zonas donde existen suelos permanentemente congelados es la combinación entre temperaturas bajo 0 °C y la presencia de agua-hielo. Si bien hay lugares donde se desarrollan procesos asociados al congelamiento y descongelamiento diario o estacional, éstos no modifican de gran manera el paisaje, como sí se observa en las áreas en donde existe o existieron suelos congelados permanentes.

En la cordillera de Argentina, Corte (1983), definió aceptablemente dos regiones de la alta montaña afectadas por condiciones criogénicas distintas: la región geocriogénica, que está dominada por el congelamiento permanente, y la región parageocriogénica, que es donde subsisten los procesos de congelamiento y descongelamiento en forma estacional.

En la región geocriogénica, las geoformas más destacadas del permafrost son los glaciares de escombros (Ahumada et al., 2009), que en función de su movimiento y contenido de hielo pueden clasificarse en activos o inactivos.

Los glaciares de escombros activos son las geoformas más importantes desde el punto de vista de reserva hídrica (Schrott, 1996; Azocar y Brenning, 2010) ya que los suelos congelados están sobresaturados en hielo (permafrost reptante). Estas geoformas contribuyen al régimen hidrológico de las cuencas donde se presentan y su condición de acuífero potencial es demostrada por los arroyos que fluyen desde sus frentes (Fotografía 1, Figura 2).



Fotografía 1. (a) Laguna post-glaciar con aporte hídrico de un (b) glaciar de escombros de talud. (c) Atrás, glaciar de escombros de lengua; (d) abajo, morrena pleistocénica. Sierra de Aconquija (Fuente: Secretaría de Minería de Catamarca).

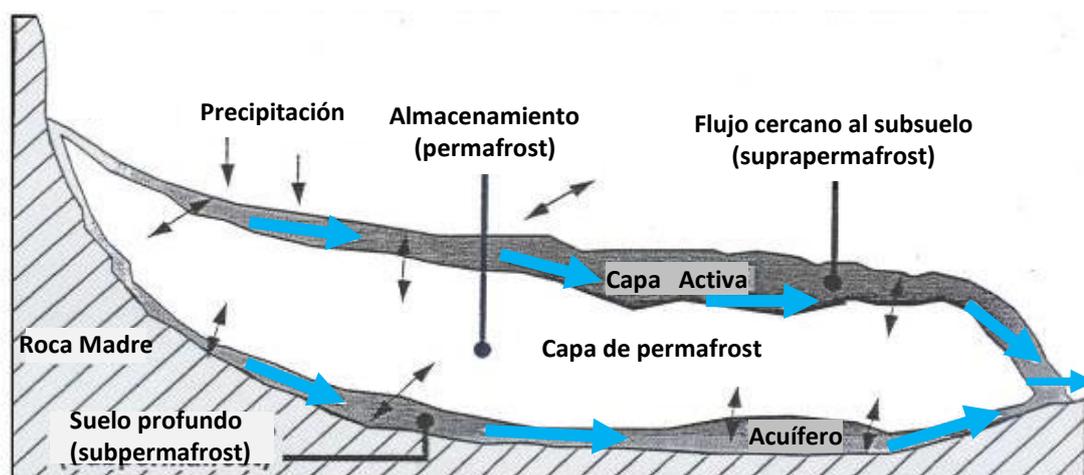


Figura 2. Modelo de circulación hídrica a través de un glaciar rocoso. Se diferencia la capa activa, el permafrost y el acuífero sub-permafrost (Giardino et al., 1992; Haerberli, 1985).

El ambiente periglacial andino depende de la distribución de los glaciares de escombros que por lo general se presentan por debajo de la línea de nieve y por arriba del límite inferior del permafrost discontinuo (Haerberli, 1985; Ahumada et al., 2010). Se habla de permafrost discontinuo cuando su aparición es fragmentada y una región presenta áreas sin él (Ibañez Palacios, 2007).

Los factores que condicionan la distribución de los glaciares de escombros en zonas definidas, como por ejemplo los Andes Centrales, son el clima y la litología (Ahumada, 1990). Warhaftig y Cox (1959) opinan desde el punto de vista geológico que los granitos, basaltos, cuarcitas y areniscas son las rocas favorables para la construcción de glaciares de escombros. Pero en los Andes Centrales las rocas formadoras son generalmente andesitas y porfiritas (Corte, 1976).

A escala de la cordillera el ambiente periglacial está representado por una franja altitudinal que decrece en altura a medida que se incrementa la latitud. Esto se debe a la variación que experimenta el clima, que afecta la isoterma de 0 °C, haciendo que desciendan los pisos criogénicos del ambiente glaciar y periglacial.

En segmentos cordilleranos cortos se puede considerar que el ambiente periglacial mantiene una altura uniforme. Así, Corte (1983), indicó que el ambiente periglacial es una franja de 1.600 m de ancho, que en el sector de la Cordillera entre los 31° y 35° de latitud sur, va aproximadamente desde los 3.200 msnm a los 4.800 msnm de altura.

Localmente el ambiente periglacial puede alejarse de la forma de zona bien definida debido a que los glaciares de escombros representan al permafrost que se presenta fragmentado (discontinuo), permitiendo la existencia de variaciones de un cerro a otro. Es decir que no necesariamente el punto más bajo de todos los glaciares de escombros es la referencia del comienzo del ambiente periglacial para un determinado lugar (Taillant, 2012).

2.2 ZONA DE CONGELAMIENTO PERMANENTE: GEOCRIOGÉNICA

2.2.1 Procesos y geoformas asociadas

A continuación, para una mejor exposición de los procesos y geoformas asociadas al ambiente periglacial, se realiza una descripción apropiada de los mismos de acuerdo al marco conceptual del tema. Los términos específicos están marcados con un superíndice numérico relacionado con el Anexo I al final del trabajo.

En el ambiente periglacial dominan los procesos de congelamiento con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo, junto con la geliflución y otros procesos criogénicos que conducen a la denominada “geomorfología periglacial”, como por ejemplo, la formación de suelos estructurados en pequeña escala o a los glaciares de escombros en una mesoescala.

La criometeorización produce la desintegración mecánica del suelo o roca como resultado de la acción del congelamiento y descongelamiento, la presión del hielo¹¹ y la hidratación (Trombotto et al., 2014). Entre los procesos que involucra, se destaca la gelivación⁶ (gelifracción o crioclastia), que produce la desintegración mecánica de las rocas como resultado de la presión del agua congelada en las cavidades. Este es el proceso de criofragmentación dominante en las regiones de alta montaña, particularmente en áreas con ciclos frecuentes de congelamiento y descongelamiento, y sobre todo cuando existen rocas previamente fracturadas.

En las laderas descubiertas, las rocas criofragmentadas desarrollan canales de avalancha nivodetríticos¹, que recolectan y distribuyen los gelifractos que se acumulan por gravedad, reptación y lavado de pendientes por flujos nivales o avalanchas, en depósitos criosedimentarios, como glaciares de roca, taludes de gelifracción y *protalus rampart*, que se ubican sobre las laderas o en el fondo de circos, valles y quebradas, donde pueden estar sometidos a otros procesos físicos, como la extrusión criogénica, la selección por congelamiento¹⁵, la crioturbación³ y el desarrollo de criotexturas, crioestructuras y fábricas criogénicas (Figura 3).

Los taludes de gelifracción, que también se llaman pendientes periglaciares o detríticas, son la expresión más común de la criometeorización predominante en el ambiente periglacial de montaña y son comunes en todas las regiones donde la criofragmentación, la gelireptación, aunadas a los procesos de nivación, son activas (Ibañez Palacios, 2007). Los constituyentes, que pueden ser escombros, crioregolito y material detrítico fino, permanecen anualmente congelados, pero sometidos en la capa activa² a procesos, como el congelamiento y descongelamiento y la acción de la helada, que se exponen a través de microformas de selección que ordenan el material grueso por encima de los finos, permitiendo la geliflución⁵ en capas, lóbulos o terrazas. Pero si el detrito fino es lavado o removido por el viento, las formas de geliflución están ausentes, y el balance entre meteorización y remoción resulta en laderas recto-lineares denominadas pendientes planas o *glatthängs* (Trombotto, 2002).

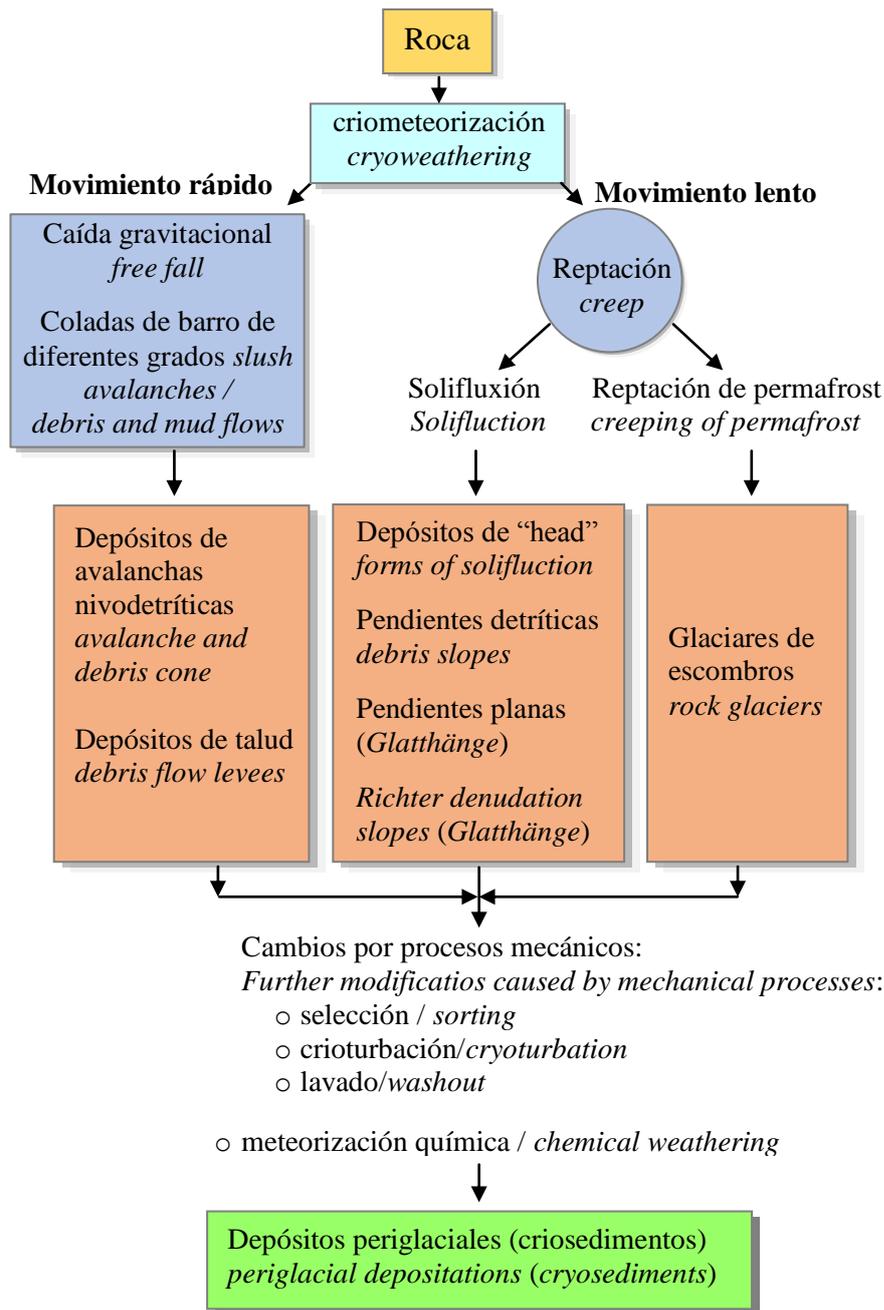


Figura 3. Procesos y Subprocesos Criogénicos: mecanismos y formas resultantes según Trombotto (2002).

La geliflucción que a menudo es definida como el movimiento de suelo más extendido en las regiones periglaciales (Lewkowicz, 1988; French, 1996 y Kinnard y Lewkowicz, 2005), puede darse junto con la gelireptación⁷, que afecta los niveles más superficiales (Iturraspe, 2011). Estos movimientos actúan conjuntamente pero la geliflucción suele ser el proceso dominante, por lo que a los resultados geomorfológicos de esta actividad se les conoce como modelados de geliflucción (Gutiérrez Elorza, 2008).

En la capa activa la geliflujión está favorecida por la acción recurrente de las heladas que producen la alteración y debilitamiento de los suelos⁴. A su vez, la helada es el agente principal de la gelireptación o creep de helada, que resulta del desplazamiento del suelo al dilatarse perpendicularmente durante la helada y asentarse en el deshielo (Washburn, 1967). A este movimiento de expansión de suelo, en forma perpendicular a la superficie del terreno, se le denomina levantamiento por congelamiento⁸ (*frost heaving*) y está relacionado con la segregación de hielo¹⁴ (*ice segregation*), el crecimiento de hielo acicular (*needle ice*) y el *pikrake*¹⁰.

La geliflujión y la gelireptación son dos tipos de flujos lentos (*creep*) que a lo largo del tiempo resaltan la importancia de la gravedad y de los ciclos de hielo-deshielo como motores del movimiento, que afectan a una increíble cantidad de material que puja por alcanzar, lentamente pero con constancia geológica, niveles inferiores y vías fluvionivales (Iturraspe op. cit.). Un tipo particular de flujo lento, que es propio del ambiente periglacial, se produce por deformación plástica de los suelos que están permanentemente congelados, cuando la pendiente es favorable. Se le denomina reptación del permafrost¹³ (*creeping of permafrost*) y es el movimiento característico de los glaciares de escombros activos. La deformación de estos cuerpos se produce por la regelación¹² inducida por el propio peso de las masas geocriogénicas.

Al pie de laderas rocosas, debajo de los manchones de nieve permanente o semipermanente, se puede formar una cresta o serie de crestas o rampa de detritos, denominada cordones de nivación o *protalus rampart*, que son alimentadas por avalanchas nivodetríticas y flujos de detrito (Washburn, 1979). Estas geoformas no presentan evidencia de movilidad y tienen aspecto de transición entre conos de talud y glaciares de escombros fósiles. Sin embargo, cuando alcanza un tamaño superior a 0,01 km² (1 hectárea) y denotan movimiento pendiente abajo ya pueden ser considerados glaciares de escombros. Por ello, algunos estudios asumen que los *protalus rampart* forman parte de la evolución de un glaciar de escombros y son una forma incipiente de éstos.

Con respecto a la nieve, aunque por definición es discontinua en el tiempo (salvo si se convierte en hielo), autores como Derroaux (1991), recomiendan incluir los procesos nivales dentro del ambiente periglacial del que no pueden separarse en el terreno. Algunas formas asociadas a la nivación son los nichos de nivación y los cordones de nivación (*protalus ramparus*) descriptos precedentemente.

Dado el efecto débil del agua corriente en el ambiente periglacial, la fusión nival se encuentra en el último orden de prioridad de los procesos dominantes de estas regiones (Peltier, 1950). Los arroyos de fusión nival tienden a seleccionar los criosedimentos por acción del lavado (*washout*), formando depósitos fluvionivales que se denominan *grèzes litées* o derrubios ordenados. Internamente estos depósitos muestran una secuencia alternante de capas de material fino y grueso producto de la selección.

2.2.2 Glaciar de escombros

Un glaciar de escombros (litoglaciar, glaciar rocoso o *rockglacier*) es un cuerpo de detrito congelado y hielo, con evidencias de movimiento por acción de la gravedad y deformación plástica del permafrost (*creeping permafrost*), cuyo origen está relacionado con los procesos criogénicos asociados con suelo permanentemente congelado y con hielo subterráneo o con el hielo proveniente de glaciares descubiertos y cubiertos, y de un área mayor o igual que 0,01 km² (IANIGLA-CONICET, 2010). Geomorfológicamente son mesoformas criogénicas del permafrost de montaña con forma de lengua o lóbulo, que pueden alcanzar morfologías muy complejas.

Existen diversos tipos de clasificaciones para glaciares de escombros: genética, dinámica y morfológica, cada una se basan en diferentes características pero todas son complementarias.

La clasificación genética está basada en el origen del agua/hielo y material detrítico que conforman el glaciar de escombros y los procesos que le dieron origen. Los geocriólogos de la Cordillera de los Andes, siguiendo a Corte (1976, 1987), clasifican genéticamente los glaciares de escombros en criogénicos y glaciogénicos. Se denominan glaciares de roca criogénicos (o de talud) a aquéllos formados por el material criogénico de ladera que baja por canaletas de avalanchas nivodetríticas en donde se origina hielo que perdura cubierto y en la matriz de los criosedimentos en un ambiente de tipo periglacial. Los glaciares de escombros glaciogénicos, en cambio, se encuentran donde estuvieron los glaciares o en donde terminan sus lenguas actuales; están constituidos por un núcleo de hielo glacial cubierto por escombros o pueden ser morenas afectadas por procesos de congelamiento propios de ambientes criogénicos, con permafrost interior, señales de reptación y zonas de *termokarst* evidenciadas por la presencia de hundimientos, lagos, cavernas, túneles y depresiones producto de la degradación del permafrost discontinuo por descongelamiento del hielo interno.

La clasificación dinámica se basa en el contenido de hielo y velocidad del cuerpo de hielo para considerar tres clases de glaciares de escombros: activos, inactivos y fósiles (Barsch, 1977). Un glaciar de escombros activo presenta evidencias de movimiento pendiente abajo y señales del mismo en superficie. Los glaciares de escombros que no presentan movimiento pendiente abajo, pero que todavía contienen hielo, se llaman inactivos; mientras que la acumulación de sedimentos que se mantiene luego de que el permafrost se ha derretido se conoce como glaciares de escombros fósiles (Haeberli, 1985; Barsch, 1996).

Desde el punto de vista geomorfológico, Domaradzki (1951), distingue entre los glaciares de roca en lengua o linguoides y glaciares de roca lobados o lobulados. Posteriormente, Wahrhaftig y Cox (1959), agregan la categoría de glaciares rocosos en espátula o espatulados. Las características que los distinguen son las siguientes: en los lobulados, la longitud es menor que el ancho; en los linguoides, la longitud es mayor que el ancho; los espatulados, son similares a los glaciares de roca en lengua pero más anchos en la parte frontal. Para estos dos autores, los glaciares rocosos lobados se situarían al pie de pendientes

abruptas y de las paredes de los circos, representando una etapa inicial de desarrollo. Los otros dos tipos se desplazarían valle abajo.

Richmond (1962) acuñó, en adición a esta clasificación, el término lóbulo de *protalus* refiriéndose a la forma incipiente de un glaciar rocoso lobulado, y distinguiéndolo de los *protalus ramparts*, que no presentan apariencia de movilidad. Los lóbulos de *protalus* serían abombamientos localizados en la parte inferior de los conos de derrubios, mientras que los *protalus ramparts* conformarían auténticas restas, transversales al eje de los conos de derrubios, pero claramente separadas de ellos por una trinchera. Washburn (1979), por su parte, señala la existencia de glaciares rocosos compuestos, formados por la superposición de varias lenguas de glaciar rocoso imbricadas.

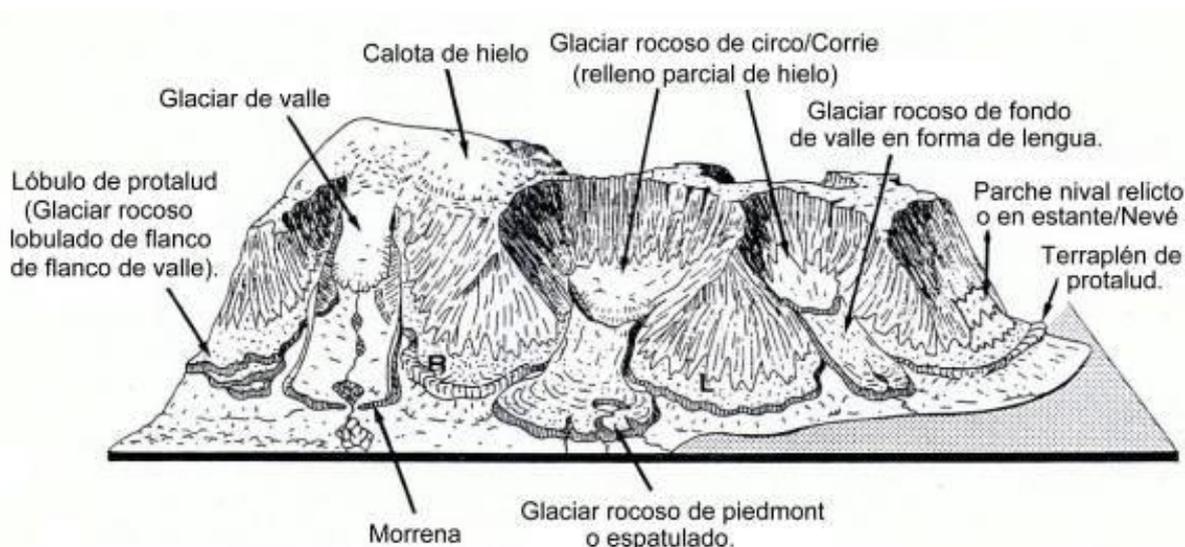


Figura 4. Características y disposición topográfica de los tipos de glaciares rocosos reconocidos por Humlum (1982).

Según la ubicación geomorfológica dentro del valle, Outcalt y Benedict (1965), crearon una nomenclatura que combina formas y origen: glaciares rocosos de fondo de circo y glaciares rocosos de pared de valle. El glaciar rocoso de fondo de circo, localizado cerca de las cabeceras de circos y en valles glaciares, sería considerado como una forma residual de un glaciar reciente (Vere y Matthews, 1985) y se correspondería con el glaciar rocoso en lengua de Wahrhaftig y Cox (1959). Un glaciar rocoso de pared de valle, por el contrario, tendría un claro origen no glaciar y se localizaría en la parte baja de las escarpadas paredes de los valles. Sería asimilable al glaciar rocoso lobulado de Wahrhaftig y Cox (Op cit.).

2.2.3 Geoindicadores criosféricos

Los crioindicadores del ambiente periglacial son medidas (magnitudes, frecuencias, tasas y series) de procesos y fenómenos geológicos de la superficie terrestre o cerca de ella, que están relacionados con la zona de congelamiento permanente.

Los indicadores a utilizar para el reconocimiento del ambiente periglacial son recomendados en primer término para su implementación y observación, en el marco de los recursos disponibles en cada caso. Deben ser elegidos en función de su importancia, facilidad de implementación, sencillez de interpretación y utilidad (Grabher et al., 2005).

Los geoindicadores criosféricos más utilizados y recomendados en las Sierras Pampeanas son los glaciares de escombros, ya que son las geoformas de permafrost más visibles y representables por mapeo. Además, cuando son activos permiten inferir el límite inferior del permafrost reptante que es un componente esencial del ambiente periglacial andino.

La actividad que presentan los glaciares de escombros se manifiesta de manera interna y externa y puede ser monitoreada mediante métodos geofísicos (sísmica, geoeléctrica, etc.) o seguida por imágenes satelitales y fotografías aéreas. Si bien debe confirmarse mediante las medidas geodésicas y/o la presencia directa de permafrost, las características morfológicas son muy útiles para inferirla visualmente (Haeberli, 1985; Trombotto, 1991; Barsch, 1996).

El movimiento de los glaciares de escombros es el responsable de generar los rasgos superficiales característicos (crestas y surcos, crestas laterales o *haldenshutt*) que permiten identificarlos en las imágenes satelitales (Haeberli, 1985; Trombotto, 1991; Barsch, 1996; Ikeda y Matsuoka, 2002). En el campo, pueden presentar una pendiente frontal mayor a 35°, ausencia de vegetación, cobertura de bloques inestables en superficie y superficies latero-frontales frescas, bordes agudos y caída de bloques en el frente.

Si los glaciares de escombros son inactivos tienen una pendiente frontal más tendida, suavización de los bordes y cobertura vegetal en el frente y costados. También pueden tener conos de detritos al pie de la pendiente frontal y bloques estables en su superficie superior. Evidencian pendientes frontales y marginales oscuras que a la identificación visual muestran poco contraste de color, lo que también se observa en el campo.

Los glaciares de escombros fósiles si bien mantienen en forma general su morfología, tienen una topografía más redondeada debido al colapso por fusión del permafrost y la vegetación cubre tanto la pendiente frontal como la superficie superior (Haeberli, 1985; Ikeda y Matsuoka, 2002; Brenning, 2005).

Giardino y Vick (1987) e Imhof (1996), presentan características relativas a aspectos puntuales asociados a la diferenciación del nivel de actividad que, específicamente, presentan los glaciares rocosos en forma de lengua de origen periglacial (Cuadro 1).

Brazier, Kirkbride y Owens (1998), establecen criterios morfológicos para determinar si estas crioformas se encuentran en estado activo o inactivo, ya sea permanente o semipermanente (Cuadro 2).

Forma	Sitios activos	Sitios fósiles
Glaciar cubierto o enterrado. (<i>Debris mantled glacier</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - hielo visible - cuerpo de hielo cubierto con detritos - ausencia de meteorización de la superficie de detritos - evidencia de flujo de hielo: grietas y/o cordones de detritos crioconitos 	<ul style="list-style-type: none"> - exposición rocosa - cobertura meteorizada y localmente vegetada - crestas morrénicas redondeadas, las vertientes pueden ser modificadas en gran medida por movimientos en masa - taludes laterales soterrando las morrenas
Glaciar rocoso lobulado de circo. (<i>Cirque floor lobes</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - morrenas laterales con crestas abruptas y vertientes interiores no estables - evidencia de flujo de hielo: arcos detríticos - frentes de los lóbulos abrupta y no meteorizada - ausencia de grandes surcos en el área de la cabecera del lóbulo 	<ul style="list-style-type: none"> - cordones interrumpidos - frente de los lóbulos meteorizada - frente ligeramente suavizado - puede estar vegetada - taludes laterales soterrando lóbulos
Glaciar rocoso de talud (<i>Talus rock glacier</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - evidencia de flujo de hielo: arcos detríticos - frente de lóbulos no meteorizada - ausencia de grandes surcos en el área de la cabecera del lóbulo 	<ul style="list-style-type: none"> - cordones interrumpidos - frente de los lóbulos meteorizada - puede estar vegetados - taludes laterales soterrando lóbulos

Cuadro 1. Criterio morfológico para formas activas y relictas (Brazier et al., 1998).

Característica	Activo	Inactivo
Pendiente del frente	En ángulo de reposo; Angulo de contacto agudo con la superficie superior; Empinada; Microformas que evidencian movimiento reciente	La pendiente alcanza valores entre 20 y 35 grados; Frente redondeado; Angulo de transición suave con la superficie superior
Líquenes y/o vegetación en la lengua	Lengua desprovista de líquenes o vegetación; Tono notablemente claro en la fotografía aérea	Presencia de líquenes y/o vegetación

Movimientos de posición de la lengua	Cambios de distancia entre la lengua y puntos fijos externos	La distancia entre la lengua y los puntos fijos no cambia
Detritos superficiales	Fragmentos rocosos con caras frescas; fragmentos volcados con líquenes por debajo y patina de oxidación por encima	Fragmentos rocosos intemperizados; Fragmentos rocosos cubiertos con liquen
Estabilidad de los bloques presentes en superficie	Bloques de varias toneladas pueden ser movidos ligeramente cambiando el peso de una persona parada sobre ellos	Bloques de varias toneladas no pueden ser movidos de esta manera
Lóbulos de empuje en la base de la lengua	Signos de deslizamiento activo en la base de la lengua	Carencia de signos de deslizamiento o formas relictas
Surcos sinuosos colapsados	Algunas veces, con presencia de hielo expuesto en el interior	Se presentan, pero el hielo interior se ha derretido causando un colapso de la superficie
Cabecera separada del circo o de la ladera	No diagnostica. El glaciar rocoso se puede estar moviendo más rápido que el aporte de detritos	No diagnostica. El aporte de detritos se ha discontinuado o el glaciar se está moviendo más rápido que el aporte de detritos

Cuadro 2. Determinación del Estado de un Glaciar Rocosos (Giardino y Vick, 1987; Imhof, 1996).

Aparte de los glaciares de escombros también existen otras geoformas que contienen hielo en su interior, aunque tienen poca importancia para el ambiente periglacial andino, debido a que son muy pequeñas y por lo tanto no representan reservas hídricas importantes en sí mismas. Por esto, no revisten importancia como indicadores.

Una geoforma periglacial que pueden ser importantes como reserva es el *protalus rampart*. Sin embargo, todavía no hay acuerdo generalizado sobre el origen de estas geoformas, que en muchos casos, asumen características transicionales con los glaciares de escombros. Aunque son muy comunes en los Andes Centrales, en general son pocos los trabajos que se le han dedicado (Tromboto, 2000).

Por último, Ahumada (2007), propone como geoindicadores criosféricos a la geliflujión y al *termokarst*. Sin embargo, su implementación tiene que ver con las reacciones del permafrost a los aumentos de temperatura, por causas antrópicas o naturales (cambio climático), que producen la reducción del ambiente periglacial.

2.3 ZONAS DE CONGELAMIENTO Y DESCONGELAMIENTO REGULAR: PARAGEOCRIOGÉNICA

El límite inferior del permafrost es el punto más bajo de la región de congelamiento permanente, y por debajo de él, se encuentra la zona parageocriogénica (Corte, 1983) que tiene influencia de los procesos de congelamiento y descongelamiento en forma regular (estacional). Se caracteriza por la ausencia de permafrost por lo menos cerca de la superficie y la ocurrencia de congelamiento y descongelamiento estacional (leve) en superficie y el congelamiento y descongelamiento esporádico en profundidad.

Los procesos generados por efecto del congelamiento estacional se manifiestan por el crecimiento de agujas de hielo, heladas superficiales y movimientos de suelos en pendiente, que producen formas de soliflucción en guirnaldas, suelos estructurados, pendientes suavizadas. Los glaciares de roca no presentan movimientos (inactivos), pero todavía pueden tener un núcleo helado cubierto por una capa externa de detritos.

Características	Pisos periglaciales	
	Geocriogénico o Periglacial	Parageocriogénico o Paraperiglacial
Límites	Por encima del límite inferior del permafrost determinado por el nivel inferior de los glaciares de escombros activos	Por debajo del límite inferior del permafrost
Temperatura	Menor a -1°C	Mayor a -1°C
Procesos	Imperan los procesos intensos de criofragmentación, crioflucción de las laderas, reptación de permafrost.	Congelamiento y descongelamiento estacional sistemático en superficie, manifestado por la criometeorización, el crecimiento acicular de hielo, heladas superficiales y movimientos de suelos en pendiente. Congelamiento y descongelamiento esporádico en profundidad
Geoformas	Macroformas	Soliflucción en guirnaldas y suelos rastrillados
Permafrost	Presencia de permafrost discontinuo	Ausencia de permafrost por lo menos cerca de la superficie
Glaciares de escombros	Activos	Inactivos
Vegetación	Ausente	Presente

Cuadro 3. Principales características de los pisos geocriogénico y parageocriogénico.

2.4 GEOCRIOLOGÍA EN SIERRAS PAMPEANAS

Dentro de las Sierras Pampeanas Occidentales la criósfera está representada principalmente por el permafrost de montaña, que se manifiesta topoclimáticamente por la presencia de glaciares de escombros y una asociación de geoformas menores generadas por el congelamiento estacional del suelo o el congelamiento permanente (Ahumada, Ibañez Palacios y Páez, 2009). Los principales sitios son la sierra de Aconquija, los Nevados de Catreál y Chuscha y las Cumbres Calchaquíes (Ahumada et al., 2009), que pertenecen al ámbito extra-andino de los denominados Andes Secos (Lliboutry y Corte, 1998).

2.4.1 Sierra de Aconquija

La sierra de Aconquija puede considerarse como una de las principales zonas de englazamiento durante el Cuaternario (Aceñolaza y Toselli, 1981). Durante la época fría del Pleistoceno se establecieron condiciones glaciarias en la alta sierra y los valles previos fueron entonces severamente erosionados. Los glaciares descendieron hasta aproximadamente los 3.700 a 3.600 msnm, pudiendo identificarse su antigua posición por la presencia de depósitos morénicos (Fauqué y Azcurra, 2009). Tapia (1925) encuentra evidencias de tres sistemas morrénicos de recesión, y posteriormente una supuesta edad Pleistocena Tardía es sustentada para estas glaciaciones (Rohmeder, 1941; Strecker et al., 1984). Estas etapas pueden haber tenido lugar dentro del período de máxima glaciación de los Andes o el de la última con sus diferentes fases (Kühn y Rohmeder, 1943). Debido a la ausencia de dataciones hasta ahora, las edades de las fases glaciares de la Sierra de Aconquija continúan siendo especulativas.

Durante el Holoceno se desarrollaron glaciares de escombros en ambas laderas de la sierra por arriba del límite inferior de las morenas y por debajo del límite de la línea de nieve permanente actual, ubicada a una altura entre 5.000 y 5.100 msnm (Fox y Strecker, 1991; Haselton, Hilley y Strecker, 2002, Ahumada et al., 2013). La elevación que alcanza la sierra (5.500 msnm en el Nevado de Cerrillos y 5.450 msnm en el Nevado del Candado), determinó que las condiciones periglaciarias continuaran hasta nuestros días en las altas cumbres.

Con el ascenso de la línea de nieves permanentes, a través del tiempo, también fue elevándose progresivamente el límite inferior del permafrost. La presencia de glaciares de roca activos, inactivos y relícticos o fósiles, permiten inferir el límite inferior del permafrost presente y pasado. Los glaciares de roca fósiles ya fueron citados, en la zona, por Czajka (1955).

En el año 2013, Ahumada et al., presentan el inventario de glaciares de escombros de la sierra de Aconquija, contemplando la distribución, localización y dimensiones, de cuerpos mayores a 0,01 km², en el ámbito de la ladera oriental, ladera occidental y extremo

sudoccidental de la sierra (Figura 5; Fotografías 2, 3 y 4). Se contabilizan 246 glaciares de escombros criogénicos (superficie: 16,46 km²) y 16 glaciares cubiertos (superficie: 1,17 km²).

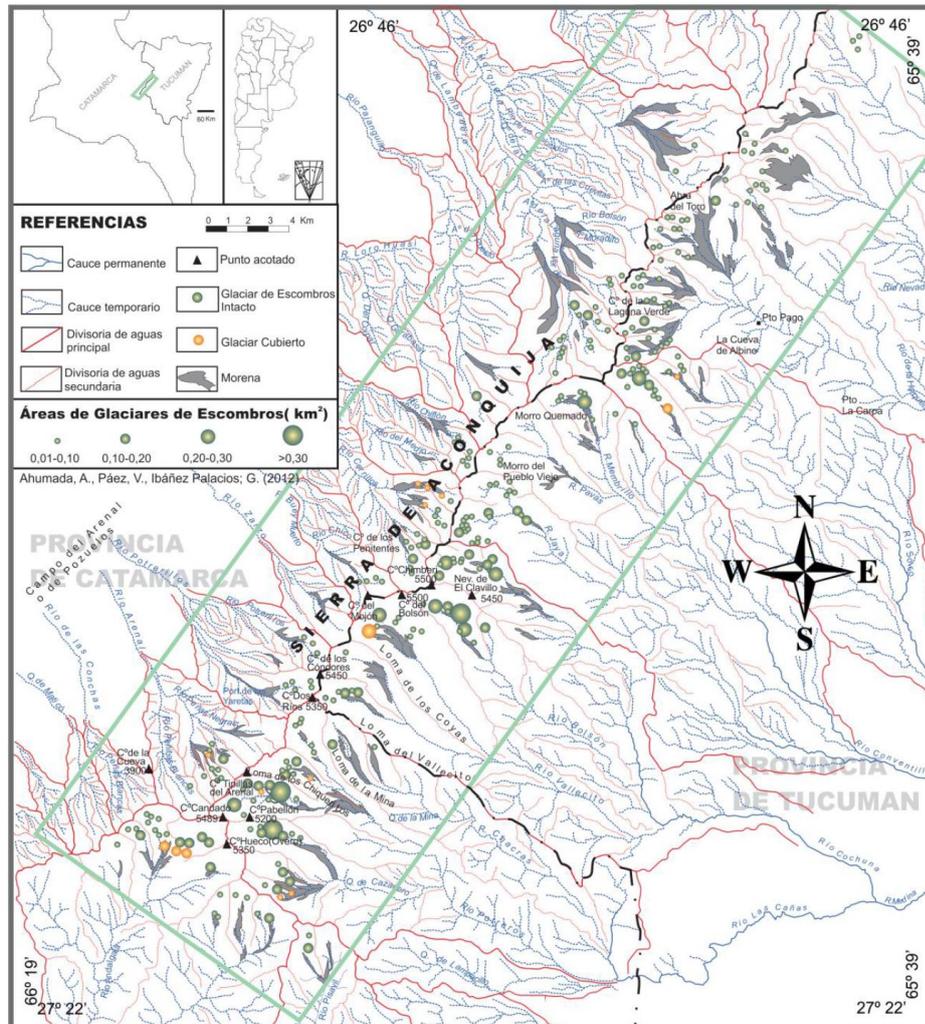
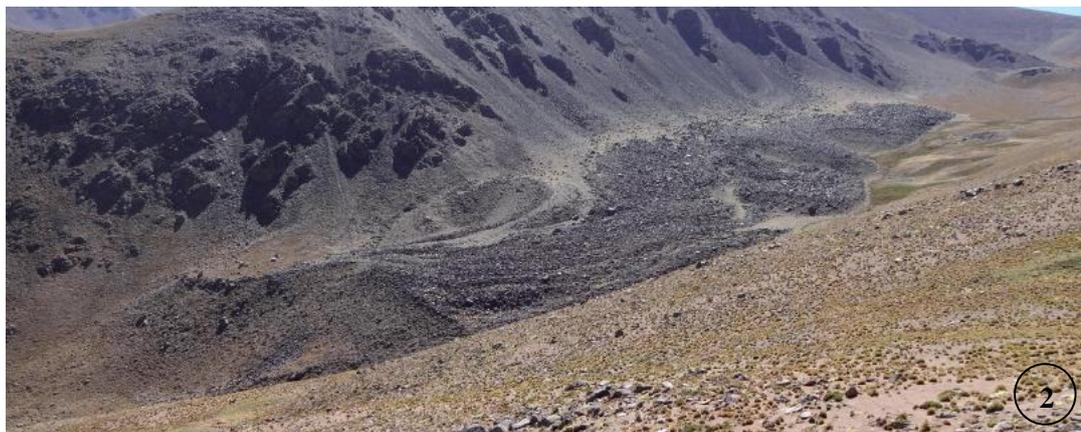


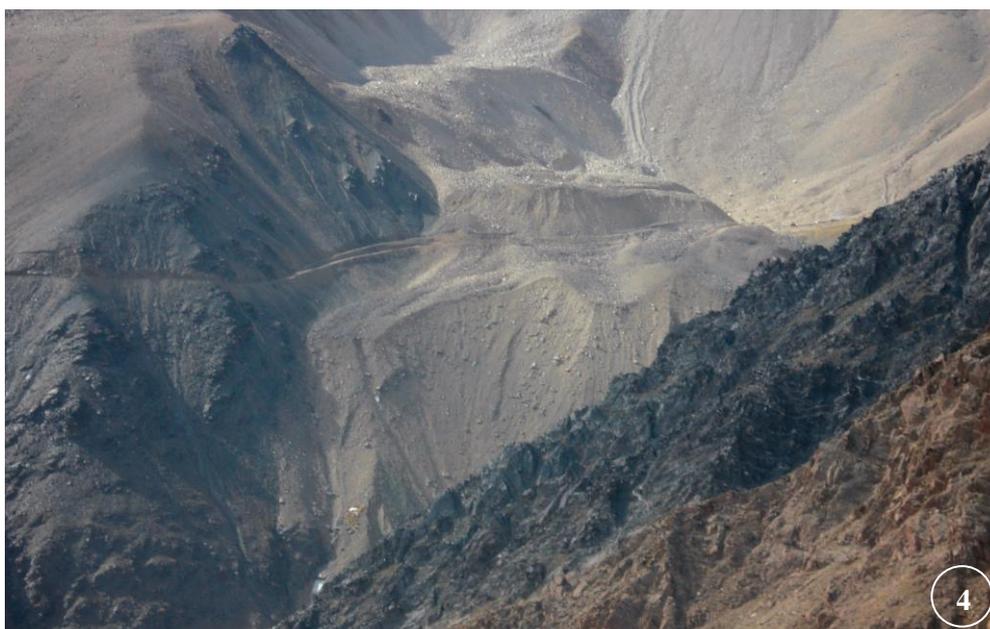
Figura 5. Inventario de glaciares cubiertos y glaciares de escombros intactos de sus rangos de superficie. Sierra de Aconquija. A. L. Ahumada et al., 2013.



Fotografía 2. Glaciar de escombros de talud, cabecera del río Pajanguillo, cuenca del río Santa María, ladera occidental de la Sierra de Aconquija (Ahumada et al., 2013).



Fotografía 3. Glaciar de escombros intacto en la cuenca del río Conventillo, perteneciente a la cuenca del río Salí-tramo inferior (Ahumada et al., 2013).



Fotografía 4. Glaciar de escombros de talud en la cuenca del río Andalgalá (Ahumada et al., 2013).

A diferencia del inventario definitivo, Fauqué y Azcurra (2009) y el IANIGLA-CONICET (2017), consideran que el 100% de las geoformas existentes corresponden exclusivamente a glaciares de escombros primario o criogénico.

Los glaciares de escombros de la sierra de Aconquija, en su mayoría, son cuerpos arealmente pequeños (Ahumada et al., 2011), con exposición preferencial de frentes (activos e inactivos) hacia el sur, en una fuerte dependencia con la radiación solar (Ahumada et al., 2013). El 66% de glaciares de escombros primarios se localiza en la ladera oriental de la sierra.

A partir de la distribución de glaciares de escombros activos, diferentes autores, realizan la zonificación de la ladera occidental (Fauqué, 1984; Fauqué y Azcurra, 2009) (Figura 6) y de diferentes sectores de la ladera oriental (Ahumada et al., 2000; Ibáñez Palacios, 2006, 2007; Ibáñez Palacios y Ahumada, 2006), tomando como referencia la propuesta de Corte (1983) (Cuadro 4).

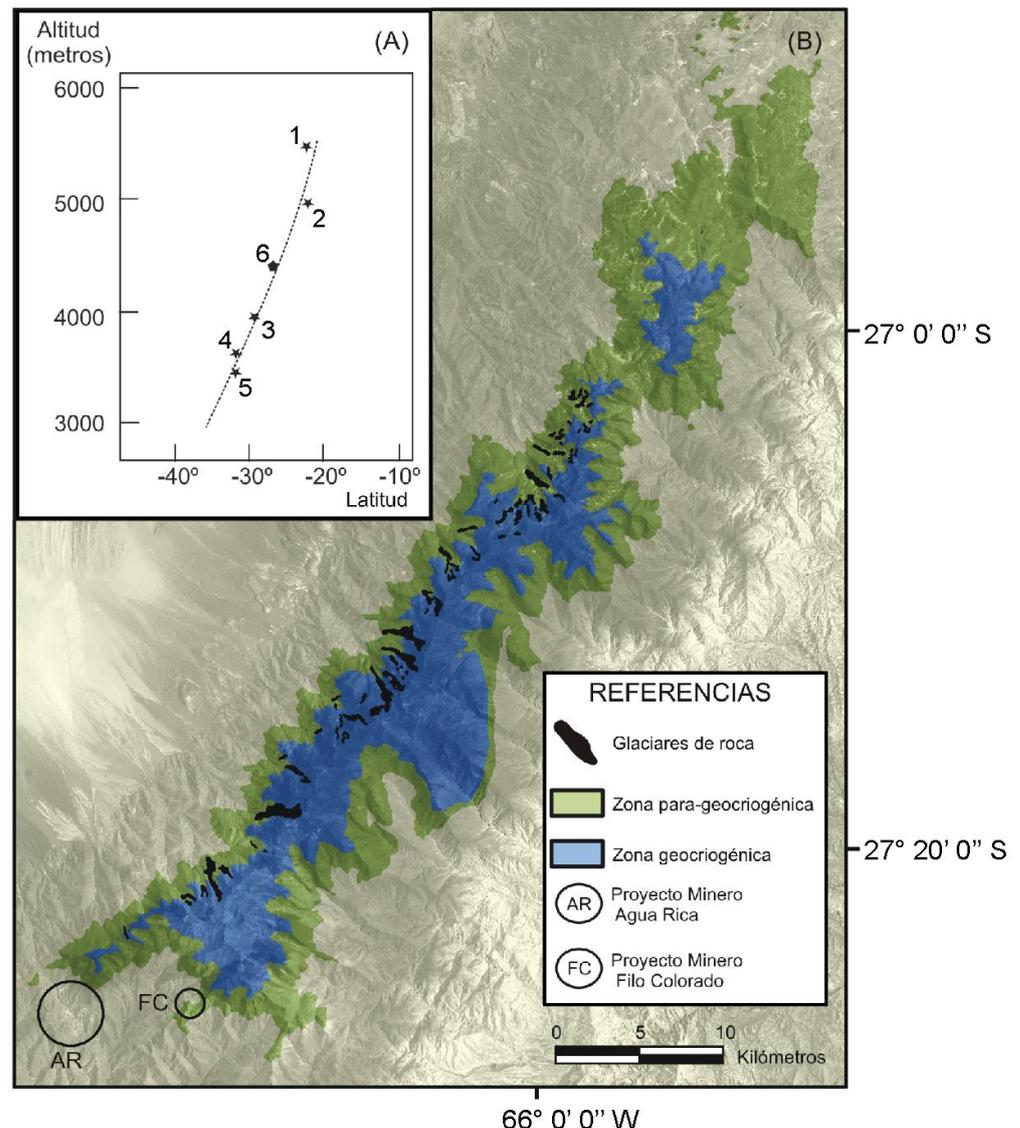


Figura 6. Zonación geocriogénica de los Nevados de Aconquija, basada en rasgos morfológicos superficiales (glaciares de roca) (Basada en Fauqué 1984).

Zonación	Ladera Occidental	Ladera Oriental
Zona geocriogénica (de congelamiento permanente)	por encima de 4.600 msnm	por encima de 4.000 msnm
Zona parageocriogénica (de congelamiento regular)	entre 4.100 y 4.600 msnm	entre 2.000 a 4.000 m
Zona de congelamiento y descongelamiento irregular	por debajo de los 4.100 msnm	no reconocida

Cuadro 4. Ladera Oriental: cuenca del río Los Reales, Parque Nacional Los Alisos y cuenca del río Conventillo

Los valores de altura de estas zonas son mayores en ladera occidental que en la ladera oriental. Además, toda la sierra se encuentra comprendida dentro de un segmento, entre los 27° 22' y los 22° 07' latitud sur, donde los glaciares de escombros activos descienden en altura norte a sur (Ahumada et al., 2009).

En el piso geocriogénico de la ladera oriental, Ibáñez Palacios (2006, 2007) e Ibáñez Palacios y Ahumada (2006), describen una asociación compuesta por pendientes lisas y pendientes detríticas con formas adosadas de geliflujión en bloques y en lenguas de bloques vegetados, suelos estructurados seleccionados activos, suelos estructurados no seleccionados con vegetación, glaciares de escombros de talud activos e inactivos y glaciares de escombros glaciogénicos. La cobertura superficial tiende a ser blocosa y angular. La fuerza de la criodinámica, su capacidad erosiva y de transporte, son las características notables de este nivel.

En el piso parageocriogénico, los procesos generados por efecto del congelamiento estacional, se manifiestan por el crecimiento de agujas de hielo, heladas superficiales y movimientos de suelos, que producen una suavización de las pendientes y una asociación de geoformas características: soliflujión en guirnaldas y suelos rastrillados.

2.4.2 Naciente del río Santa María

En las nacientes del Río Santa María, Nevados de Catedral (entre los 26° 6' y 26° 15' sur), Ahumada et al. (2008), reconocieron áreas con permafrost andino: glaciares de escombros y geoindicadores de calentamiento global, en una región que ocupa una superficie reconocida de aproximadamente 447 km². Los glaciares de escombros se determinaron según su origen: glaciario (o glaciogénico) y de talud (o criogénico). Entre los de talud, indicadores de permafrost discontinuo, se han identificado protalus, de talud, en forma de lengua y

espatulados. Los frentes activos exponen preferencialmente al SE, SW y S y a veces al NE. Altitudinalmente se encuentran entre 4.254 y 4.898 msnm.

Los glaciares de escombros secundarios (glacigénicos) presentan mayor extensión y se encuentran en niveles desde 4.300 msnm, cubriendo el fondo de antiguos valles glaciados, con facies de termocarst en coexistencia con los glaciares de escombros primarios (criogénicos).

Los depósitos morénicos de antiguas glaciaciones también fueron determinados, ya que contienen núcleos de hielo en ambientes periglaciados. Se encuentran desde alturas de 3.703 msnm.

2.4.3 Cumbres Calchaquíes

En las Cumbres Calchaquíes, en las cabeceras de cuenca que exponen al Este se han detectado glaciares de escombros activos pequeños pero significativos debido a las condiciones topoclimáticas en las que se encuentran, desde 4.260 msnm de altura (Ahumada, Ibáñez Palacios y Páez, 2009).

CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE AMBATO

3.1 DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

La sierra de Ambato se encuentra ubicada al sureste de la provincia de Catamarca dentro del dominio de las Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1988). Al norte y al sur está limitada tectónicamente por megafaulturas de rumbo noreste - suroeste que se conocen como lineamiento de Catamarca y lineamiento de Tucumán (Figura 7). Hacia el norte se continúa en la Sierra de Aconquija después de cruzar la depresión tectónica que lleva el mismo nombre. Por el este y el oeste se encuentra limitada por fallas de rumbo norte - sur. La falla principal es la que se extiende por el lado occidental y produce un importante rechazo que alcanza una altura de 4.500 msnm a la latitud del cerro El Manchao.

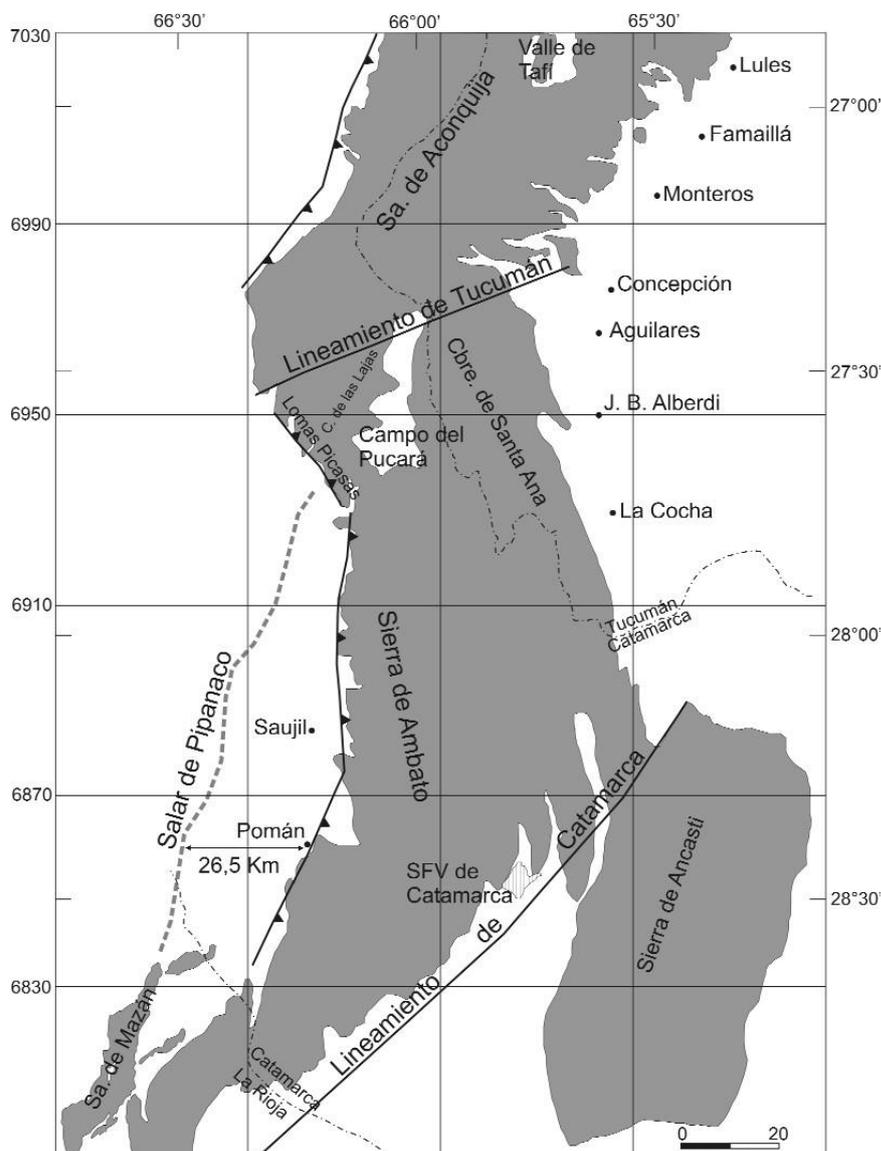


Figura 7. Bosquejo estructural de la Sierras de Ambato – Ancasti (Gutiérrez y Mon, 2008).

Las estructuras internas del basamento se deben principalmente a varias fases de plegamiento y deformación acompañadas de metamorfismo regional y migmatización (Blasco et al., 1994). Las más recientes se produce por la alteración local de foliaciones debido a intrusiones de cuerpos ígneos (Nullo, 1981) y el desarrollo de fajas de milonización y cataclasis (González Bonorino, 1978).

El estilo geomorfológico regional se debe a la orogenia Ándica y fue definido por González Bonorino (1950) como un sistema de montañas compuestas por bloques limitados por fallas inversas de rumbo norte - sur. Sin embargo, en el bloque Ambato (Gutiérrez, 1999) el aspecto morfoestructural se relaciona con un cizallamiento sinistral de rumbo noroeste - sureste, que produce procesos extensivos y transpresivos (Gutiérrez y Mon, 2008), que rotan el conjunto montañoso y truncan la orientación meridiana de las sierras, dando como resultado la alineación de bloques en sentido submeridiano noreste y noroeste.

En la sierra de Ambato cada ladera forma una asociación geomorfológica que refleja la intensidad de los movimientos ándicos. La ladera occidental, por ejemplo, representa la escarpa de un antiguo frente de falla modificado por la erosión y la ladera oriental es la superficie de un bloque de basamento elevado y basculado suavemente hacia el este.

La pendiente oriental de la sierra revela en su fisiografía el aspecto de una antigua peneplanicie retrabajada por acción fluvial (González Bonorino, 1978; Nullo op. cit.) que de acuerdo al grado de erosión puede dividirse en dos unidades geomorfológicas mayores: a) peneplanicie y b) peneplanicie fracturada y disectada (Blasco op. cit.) (Cuadro 5).

Provincia geológica	Región geomorfológica	Asociación geomorfológica	Unidades morfoestructurales	Elementos geomorfológicos recurrentes
Sierras Pampeanas Occidentales	Sierra de Ambato	Ladera oriental suavemente inclinada	Peneplanicie cumbral	Superficies de erosión suavemente onduladas
			Peneplanicie fracturada y disectada	Quebradas longitudinales y transversales de control estructural
		Ladera occidental escarpada y disectada		Quebradas de arroyos obsecuentes

Cuadro 5. Jerarquización geomorfológica de la sierra de Ambato de acuerdo a las categorías propuestas por Sayago (1983).

La peneplanicie es el remanente de una antigua semi-planicie de las Sierras Pampeanas (Sayago, 1983) que está desarrollada sobre un basamento Paleozoico afectado por la orogenia andina (Jordan et al., 1989). Para Bossi y Muruaga (2009), su formación habría tenido lugar en el lapso Pérmico superior - Triásico temprano hasta el Paleógeno.

La peneplanicie de la sierra de Ambato presenta formas suaves heredadas que se conservan sobre todo en la parte septentrional (González Bonorino, 1978) y hacia el sur se extiende por la cumbre como una estrecha faja interrumpida a la latitud del cerro El Manchao. La Figura 8, representa la extensión de la peneplanicie en la sierra de Ambato y sus alrededores.

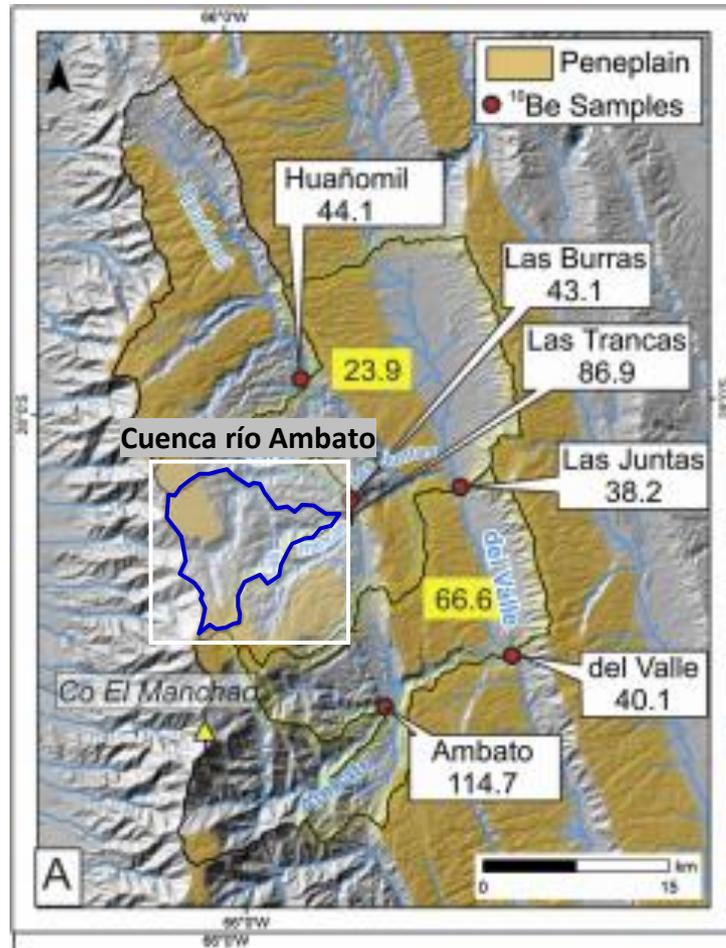


Figura 8. Tomada de Nobile, Maritini y Dávila (2017): áreas de la penillanura tal como fueron mapeadas por Bossi y Muruaga (2009).

La peneplanicie disectada se extiende sobre todo en la parte media y baja de la ladera oriental, donde se presenta recortada por quebradas longitudinal y transversal de control estructural. La erosión está controlada rígidamente por la estructura del basamento y su desarrollo depende del relieve y el clima.

En el sector central del Ambato, la ladera oriental está interrumpida a media altura por quebradas de control estructural con rumbo NNO-SSE, como en Los Ángeles y en el tramo superior del río Ambato. Dada la húmeda que prevalece en esta parte, la pendiente oriental evidencia una profunda erosión por parte de cursos consecuentes que forman hondas quebradas como la de los ríos Las Trancas, Las Salvias, Los Nogales, Ambato y El Tala (González Bonorino, 1978) (Figura 9).

Al sur de la sierra de Ambato el grado de disección tiende a incrementarse a medida que el clima aumenta en aridez (González Bonorino, 1978) resaltando una red de drenaje regulada por fracturas con diseño rectangular y quebradas consecuentes es norte - sur (Nullo op. cit.).

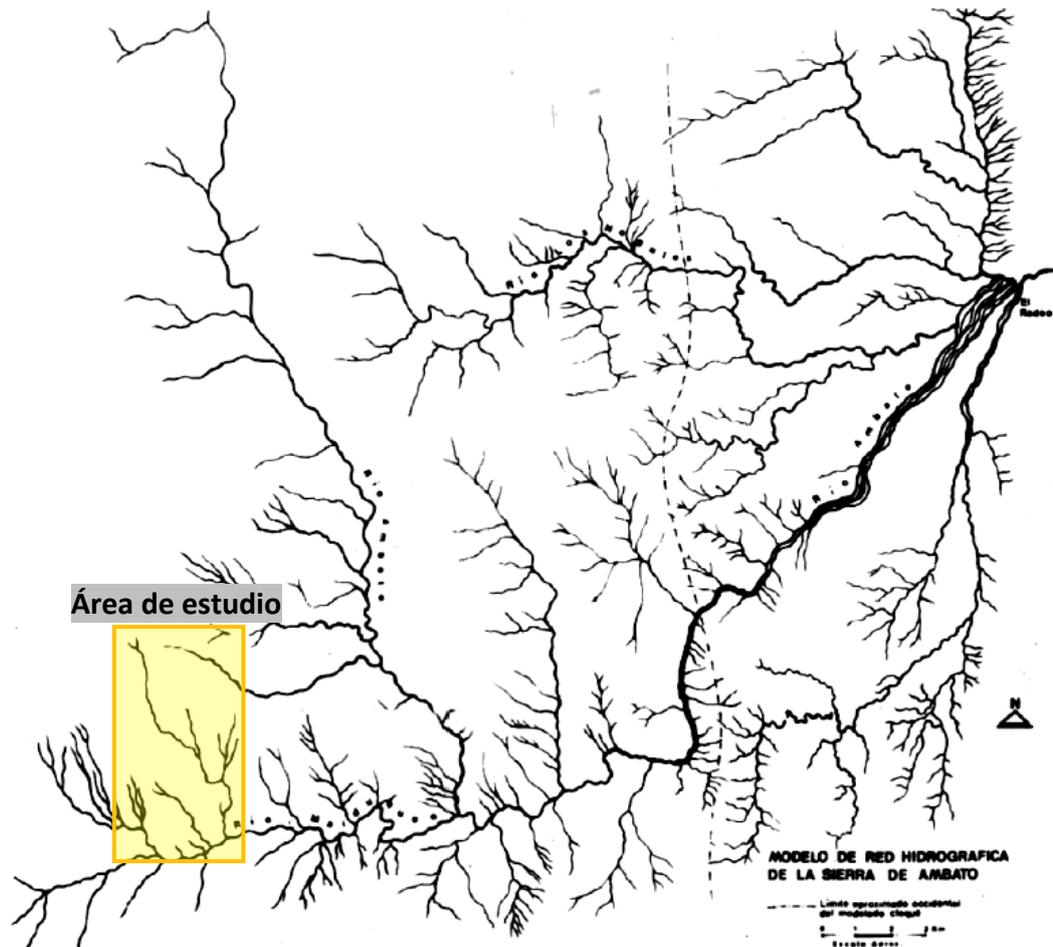


Figura 9. Modelo de red hidrográfica de la cuenca del río Ambato (Pasotti, Canoba y Albert, 1975).

El basamento de la sierra de Ambato es un zócalo cristalino formado por rocas ígneas y metamórficas de grado bajo, mediano y alto, como filitas, esquistos y gneises, que presentan límites transicionales o encubiertos por migmatización y milonitización. Las migmatitas están bien difundidas y tienen continuidad litológica con los gneises y esquistos mostrando un cambio transicional en el grado metamórfico. Una menor distribución areal la presentan los calcosilicatos y mármoles, las anfibolitas y los metaconglomerados (Coco y Lapidus, 1946; Durand, 1990).

Tonalitas y granodioritas sin y tardío tectónicas intruyen a las metamorfitas como cuerpos concordantes y subconcordantes, mientras que plutones más jóvenes, tardío tectónicos, compuestos por tonalitas y granodioritas biotíticas y por granitos biotíticos-moscovíticos-granatíferos aparecen emplazados como cuerpos discordantes. Las últimas manifestaciones plutónicas son pegmatitas portadoras de moscovita, espodumeno, berilo y turmalina.

En diferentes sectores se han reconocido fajas de cizalla representativas de un metamorfismo de tipo dinámico (González Bonorino, 1978; Córdoba, 1994). La zona de cizalla más importante coincide con el margen occidental de la sierra de Ambato (González Bonorino, 1953).

En la salida de la quebrada de Los Ángeles afloran conglomerados con rodados del basamento y escasa matriz arenosa (Fm Sanca; Miró, 1972) cubiertos por fanglomerados (Fm Concepción; Nullo op. cit.) con presencia de limo y vidrio volcánico que provienen de aportes eólicos formadores de loess. Recortando los fanglomerados se aprecian depósitos de limos arenosos, limos e intercalaciones lenticulares de fanglomerados (Fm Coneta; Nullo op. cit.).

En la zona de cumbre se aprecian remanentes de depósitos eólicos (loess) (Eremchuk y Papetti, 2004) y acumulaciones de escombros de alta montaña relacionadas con procesos de escarchamiento (*frosting*) (González Bonorino, 1978).

Los valles intermontanos como el de Las Juntas, El Rodeo y Los Ángeles se encuentran rellenos por depósitos fluviales compuestos por rodados del basamento.

Unidad/Formación	Edad / Autores	
Depósitos fluviales	Cuaternario	Holoceno
Formación Coneta		Holoceno (Blasco <i>et al.</i> , 1994)
		Pleistoceno superior (Miró y Candiani, 2012)
Escombros de montaña		Pleistoceno (González Bonorino, 1978)
Loess		Pleistoceno (González Bonorino, 1978)
Formación Concepción		Pleistoceno (Nullo, 1981; Blasco <i>et al.</i> , 1994)
	Plioceno – Pleistoceno inferior (Miró y Candiani, 2012)	
Formación Sanca	Terciario	Terciario (Nullo, 1981)
Basamento cristalino	Paleozoico	

Cuadro 6. Edades de las unidades descritas en el texto según diferentes autores.

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

En el presente trabajo se adoptó un tipo de investigación basada en la recopilación bibliográfica, la observación de imágenes satelitales y el levantamiento de datos del terreno, siguiendo un diseño que consta de cuatro etapas de trabajo desarrolladas en gabinete y en campo.

4.1 Etapa I: Recopilación de antecedentes y elaboración de mapa base

En esta primera etapa se realizó la recopilación de antecedentes bibliográficos y el análisis de bibliografía especializada a fin de ajustar la metodología para definir geformas propias del ambiente periglacial, particularmente glaciares de escombros. Así mismo, a partir del análisis e interpretación de imágenes satelitales CNES/Airbus de Google Earth y Bing Maps de Microsoft se confeccionó una cartografía base con topografía, red de drenaje y geología a escala 1:14.000, utilizando Global Mapper Versión 10 y Google Earth, dicha cartografía sirvió de apoyo para diseñar la sistemática del relevamiento en terreno, donde fueron volcados los datos relevados en campo.

4.2 Etapa II: Relevamiento de campo

En la segunda etapa se realizaron dos campañas de campo, en primavera y verano, para levantar datos directamente del terreno tomando como referencia la cartografía base que sirvió como herramienta de control. Se tuvo en cuenta en todo momento la altitud y la utilización de criterios e indicadores del ambiente periglacial que fueron proporcionados en el capítulo 2 referido al Marco Teórico (página 17). Los elementos de trabajo utilizados en forma continua fueron GPS, cinta, brújula, cámara fotográfica digital, piqueta y anotador.

4.3 Etapa III: Trabajos de gabinete

En esta etapa se procedió a la confección de la cartografía definitiva a escala 1:14000 y se trabajó con el modelo de permafrost de la Universidad de Zurich en formato KML, el cual fue analizado e interpretado junto con los datos obtenidos en las etapas anteriores, recurriendo nuevamente a consultas bibliográficas a fin de lograr una correcta definición de los agentes, los procesos y el tipo de ambiente que corresponden al área de estudio.

4.4 Etapa IV: Redacción del Trabajo Final

En base a la información obtenida se redactó el trabajo final con las conclusiones de acuerdo a los objetivos planteados en el sector del cerro El Manchao.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS ALCANZADOS

5.1 EXPOSICIÓN DE RESULTADO

El área de estudio comprende una microcuenca (4,5 km²) de forma alargada con rumbo NO-SE que comprende dos laderas internas con diferentes grados de exposición solar: la ladera interna oeste es solana y la ladera interna este es umbría. Debido a que la ladera interna oeste es más alta y tendida, se produce una marcada desigualdad en el desarrollo de la red de drenaje a ambos lados del colector principal. Todos los arroyos convergen en un colector de diseño recto que se encuentra desviado por un recodo encajonado en la parte baja, cercana a la desembocadura (Figura 10).

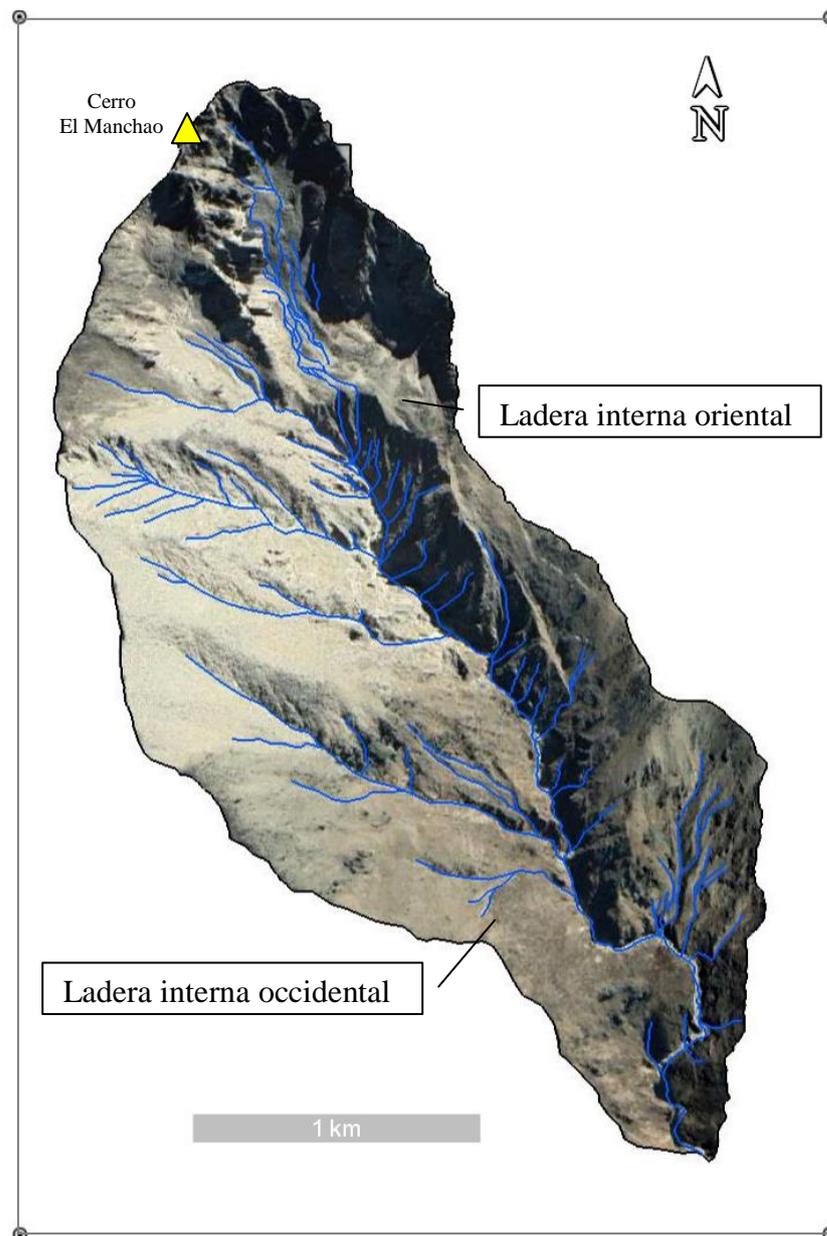
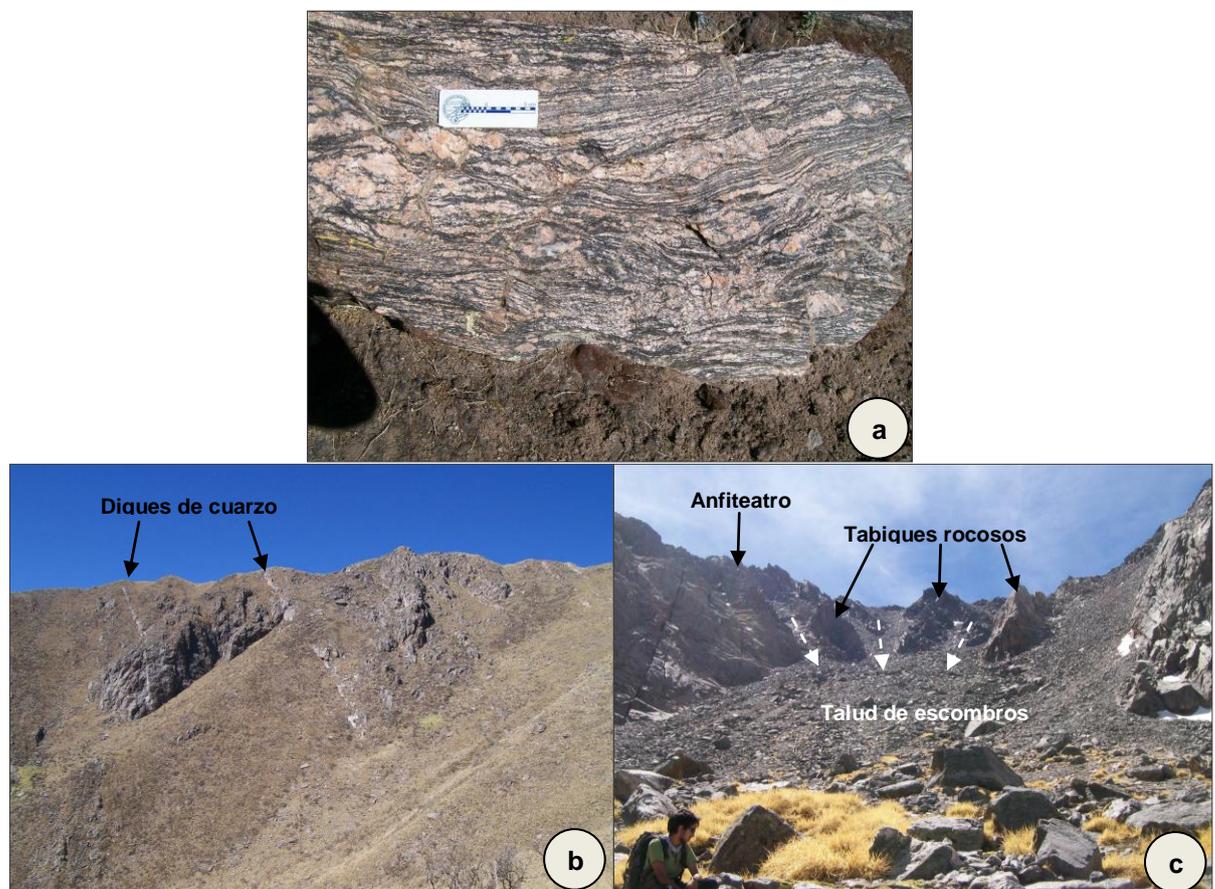


Figura 10. Red de drenaje de la microcuenca de estudio.

El sustrato geológico está dado por un basamento cristalino propio de las Sierras Pampeanas Occidentales, integrado por granitos y migmatitas (Fotografía 5a).

Los granitos pertenecen al plutón del cerro El Manchao que está representado macroscópicamente por granitos biotíticos-moscovíticos de color gris a rosado con textura porfiroide, alojados en migmatitas con textura bandeada clasificadas como metatexitas (Fotografía 5a). La relación entre estas unidades es discordante en la parte superior y por falla en la parte inferior.

Las metatexitas mejor desarrolladas se encuentran en la parte baja de la zona de estudio, donde las laderas aparecen cubiertas por rodados, regolito y limos eólicos, con escasos afloramientos, a excepción de algunos filones de cuarzo que intruyen el sector (Fotografía 5b). En la cumbre también se aprecian metatexitas en un colgajo de 1.200 m con rumbo NE-SO llamado Filo de las Peñas Negras, a lo largo del cual, procesos de macrogelivación esculpieron anfiteatros poco desarrollados, como el que se forma en la intersección con el denominado Filo de las Torres (Figura 11). El relleno sedimentario está compuesto por bloques angulosos de talud provenientes de las canaletas de meteorización que resaltan la presencia de tabiques rocosos verticales (Fotografía 5c).



Fotografía 5. (a) Migmatita con bandeo macroscópico (escala 10 cm); (b) Afloramientos de metatexitas con cobertura sedimentaria; (c) Afloramientos migmatíticos en anfiteatro cumbral.

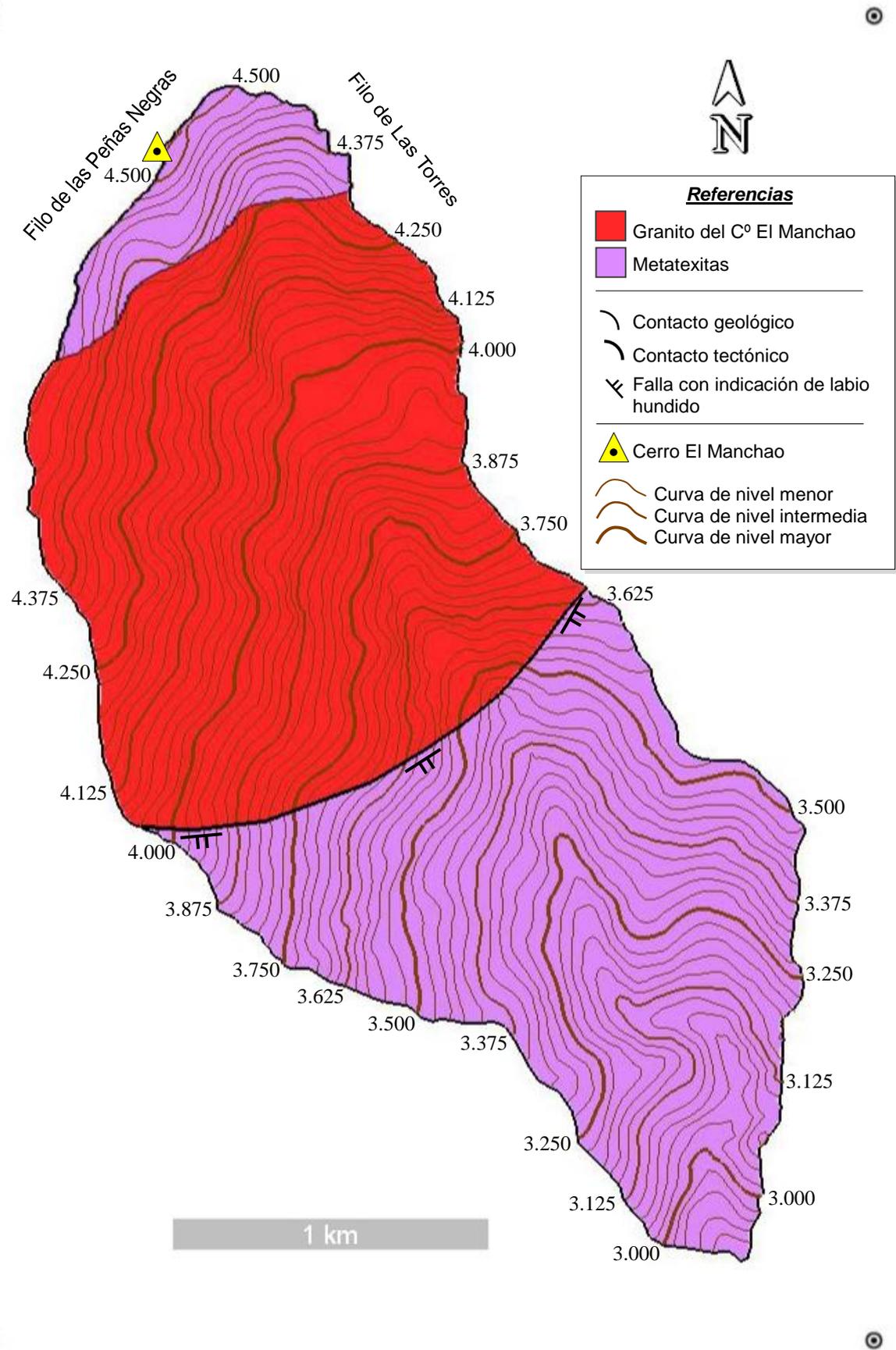
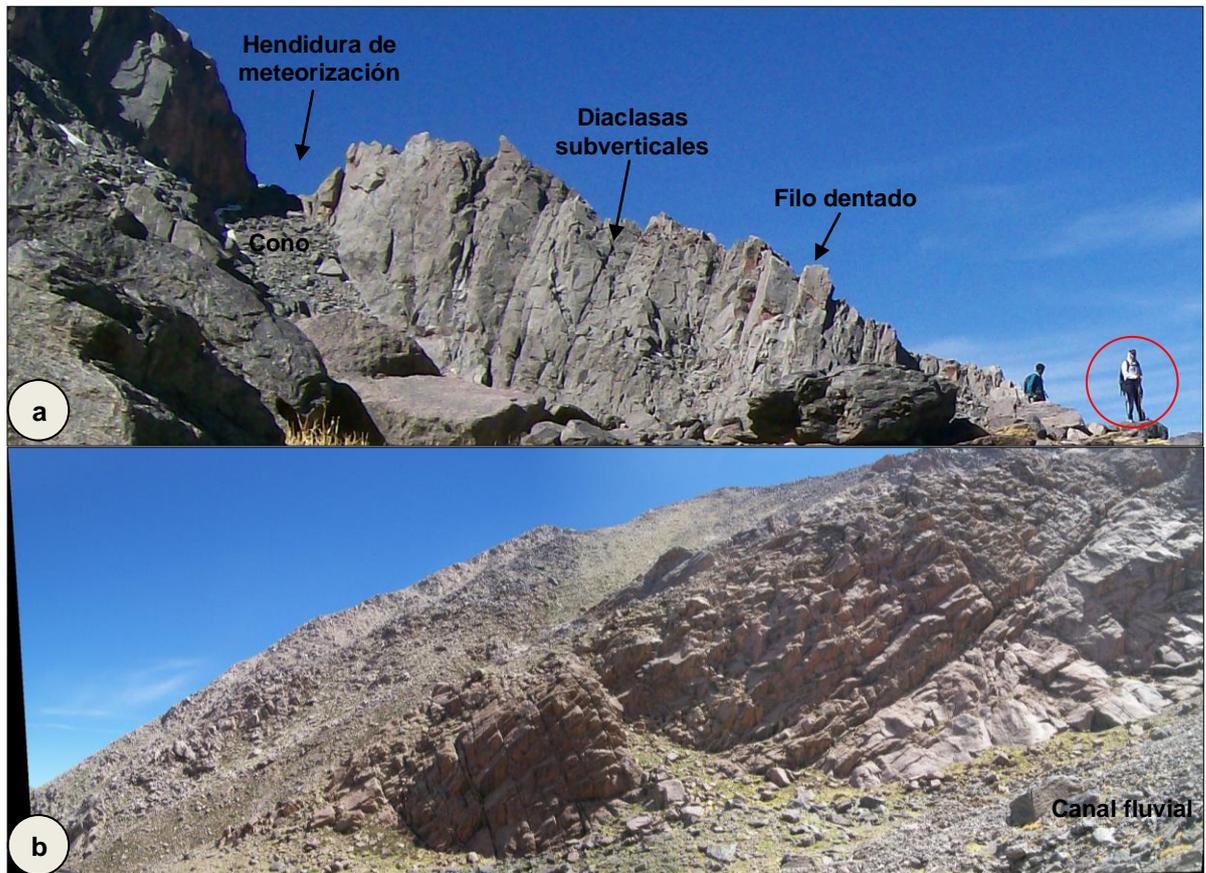


Figura 11. Mapa geológico del área de estudio. Equidistancia de la curvas de nivel cada 25 m.

El granito del cerro El Manchao aflora principalmente a partir de 3.870 msnm exhibiendo modelados diferentes entre la ladera umbría y solana. Por un lado, en el tramo inferior del Filo de las Torres (ladera interna este) los procesos de criometeorización controlados por diaclasas subverticales (de rumbo NE-SO y NO-SE) permitieron la formación de paredes escarpadas con filos dentados o recortados por canaletas de meteorización (Fotografía 6a). En el frente, la ladera interna oeste es más tendida y muestra perfiles convexos junto con marcas de erosión y superficies de desgaste redondeadas (Fotografía 6b).



Fotografía 6. (a) Ladera interna oriental escarpada, dentada y recortada por meteorización. (b) Ladera interna occidental erosionada.

Por encima del basamento se asientan sedimentos escombrosos con diferentes grados de erosión según la altura (Figura 12): entre 3.870 y 4.040 msnm, la erosión es sólo de tipo superficial, entre 3.690 y 3.960 msnm (Fotografía 7a), los materiales están recortados por barrancas profundas que convergen hacia el colector principal (Fotografía 7b), y entre 2.892 y 3.870 msnm, se encuentran retazos de escombros en el fondo de la quebrada y sobre las laderas; en este último caso, formando terrazas angostas y discontinuas que se extienden más allá del área de estudio (Fotografía 7c). Entre los escombros hay materiales intersticiales de tipo limo-arenosos que desaparecen a medida que aumenta la altura, produciendo transiciones de textura matriz-soportante a clasto-soportante seguidas por cambios en la vegetación debido a que las raíces requieren de material fino para su fijación.

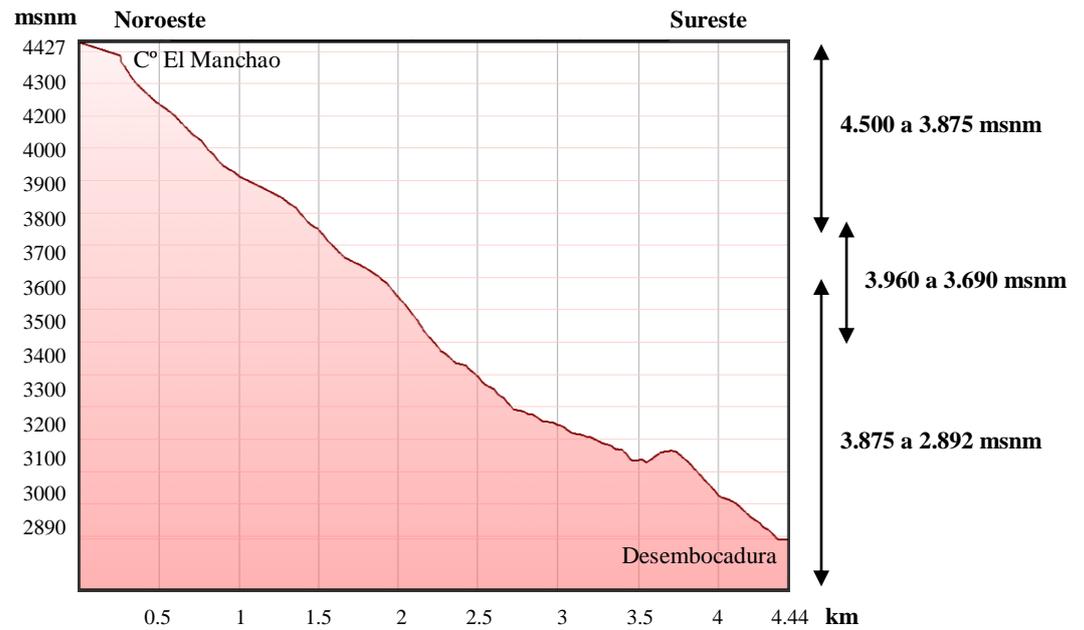


Figura 12. Perfil topográfico longitudinal de la microcuenca.



Fotografía 7. (a) Depósitos pefíticos de la zona cumbral. (b) Cicatriz de erosión activa. (c) Vista hacia el sur desde los Acarreos del Manchao en la que se ven dos terrazas que descienden en primer plano por las laderas internas este y oeste.

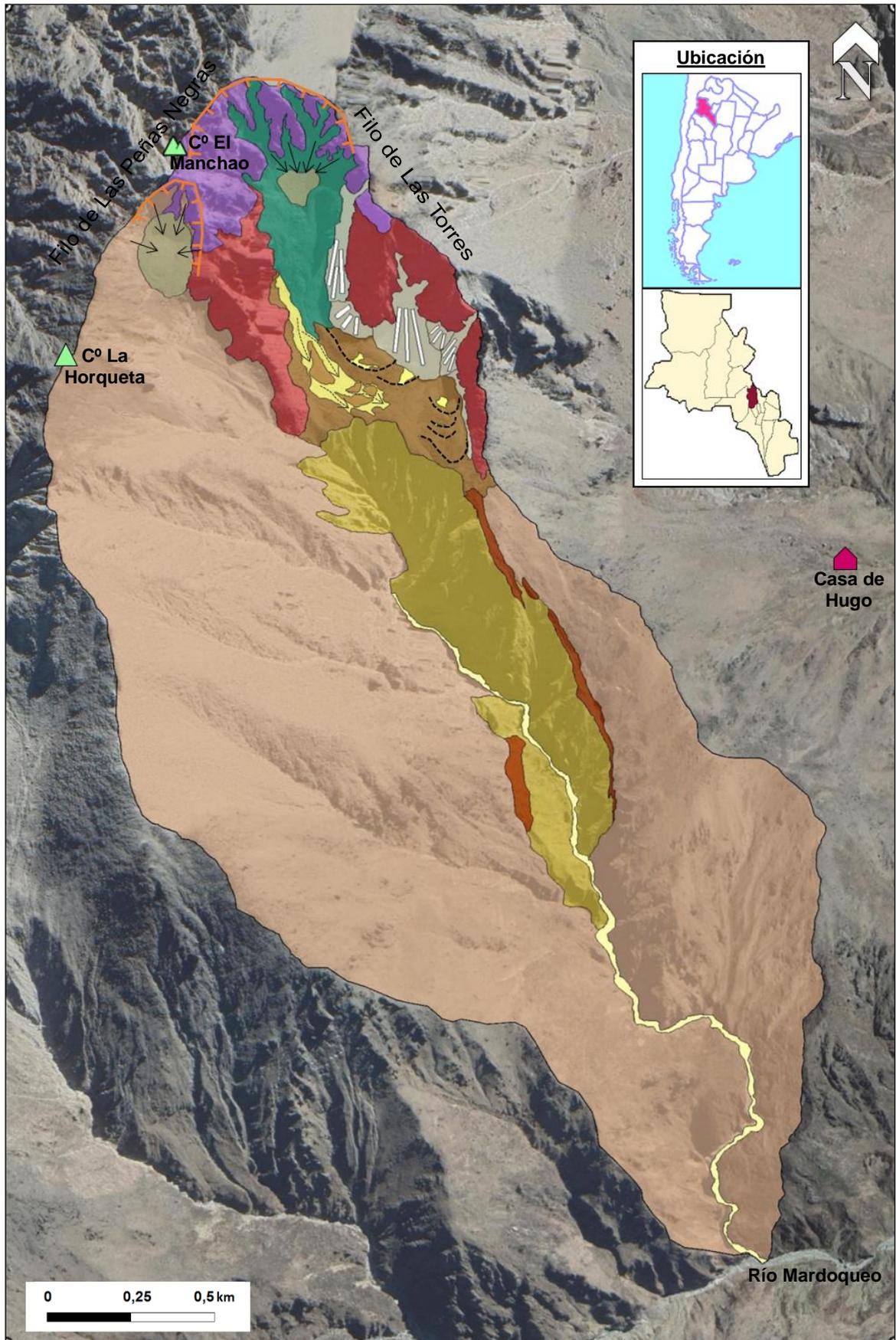


Figura 13. Mapa geomorfológico del área de estudio.

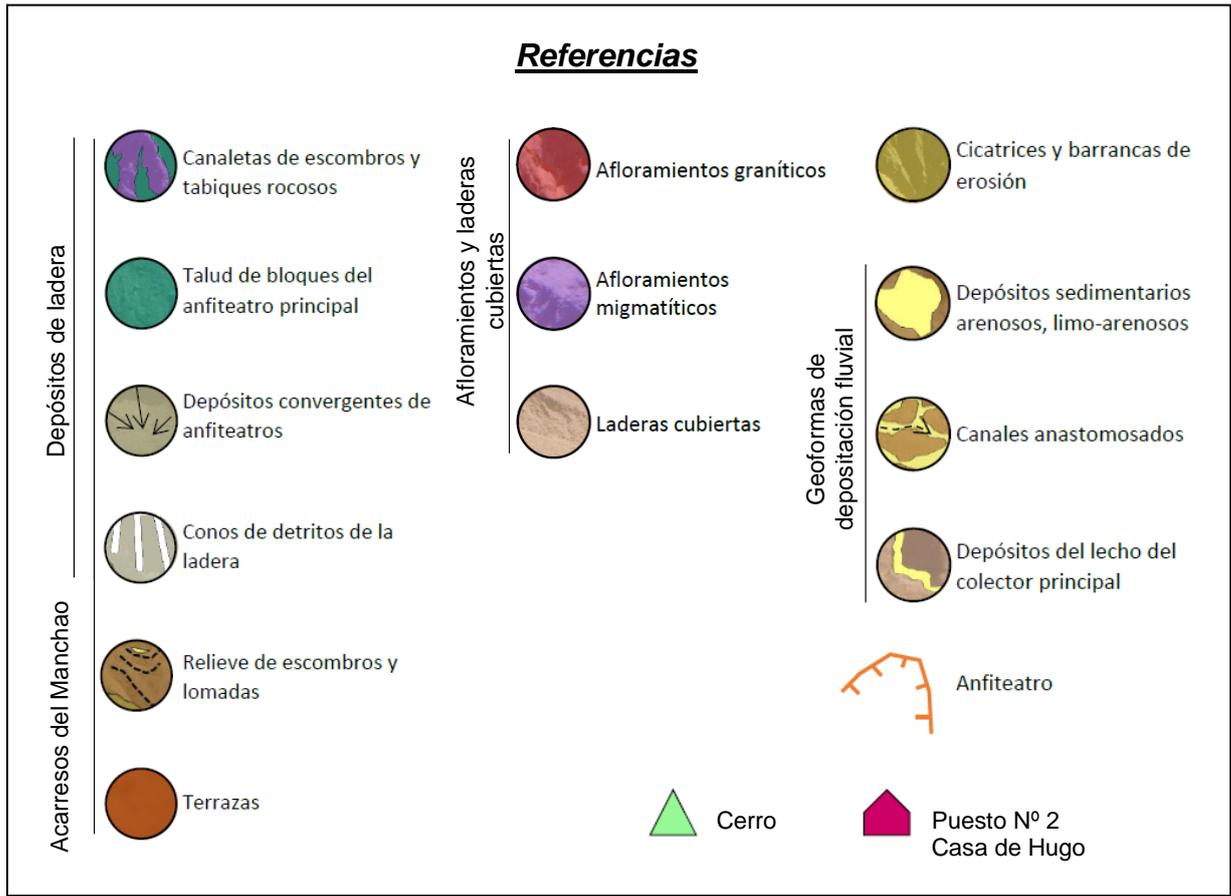
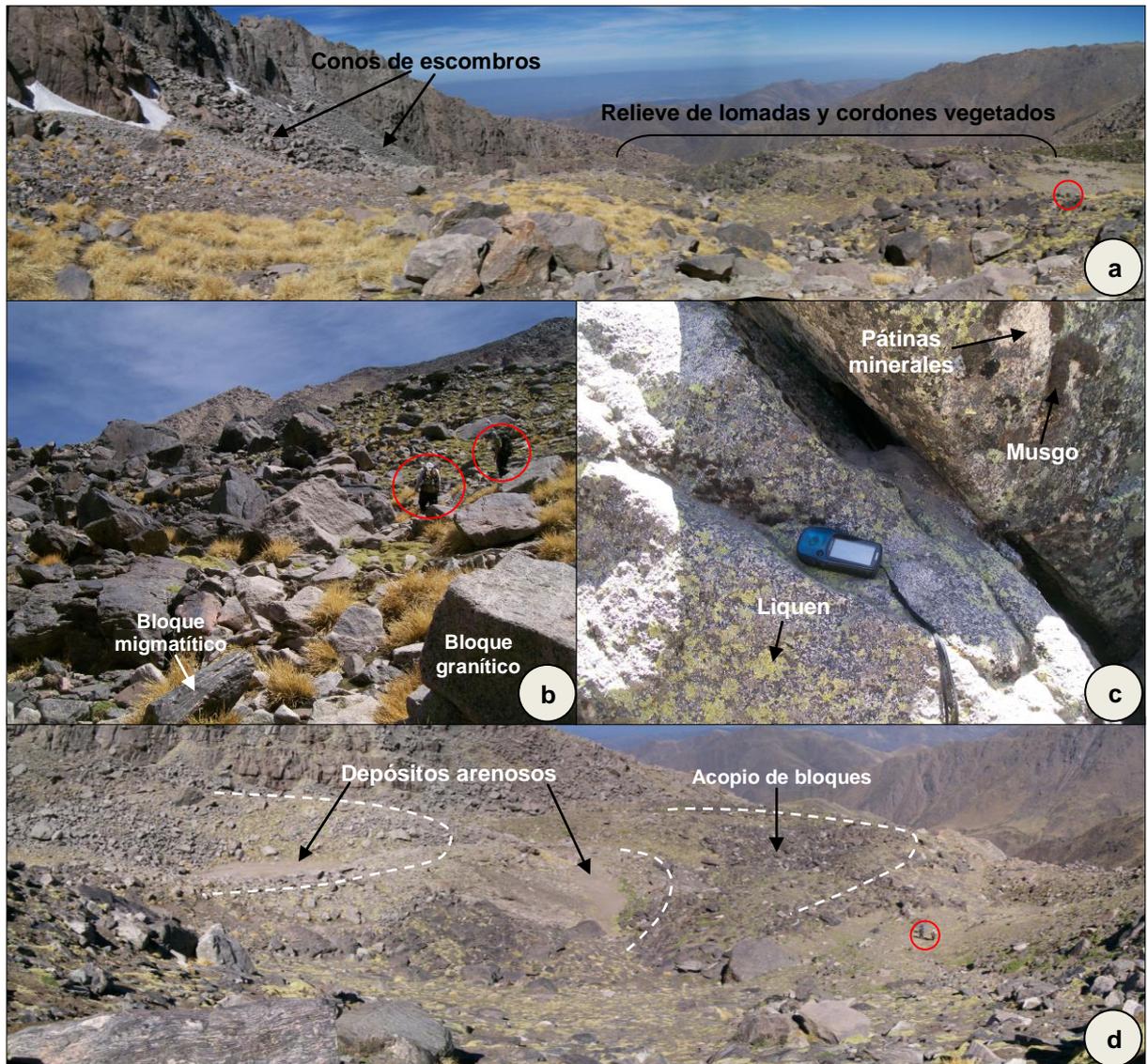


Figura 14. Referencias del mapa geomorfológico.

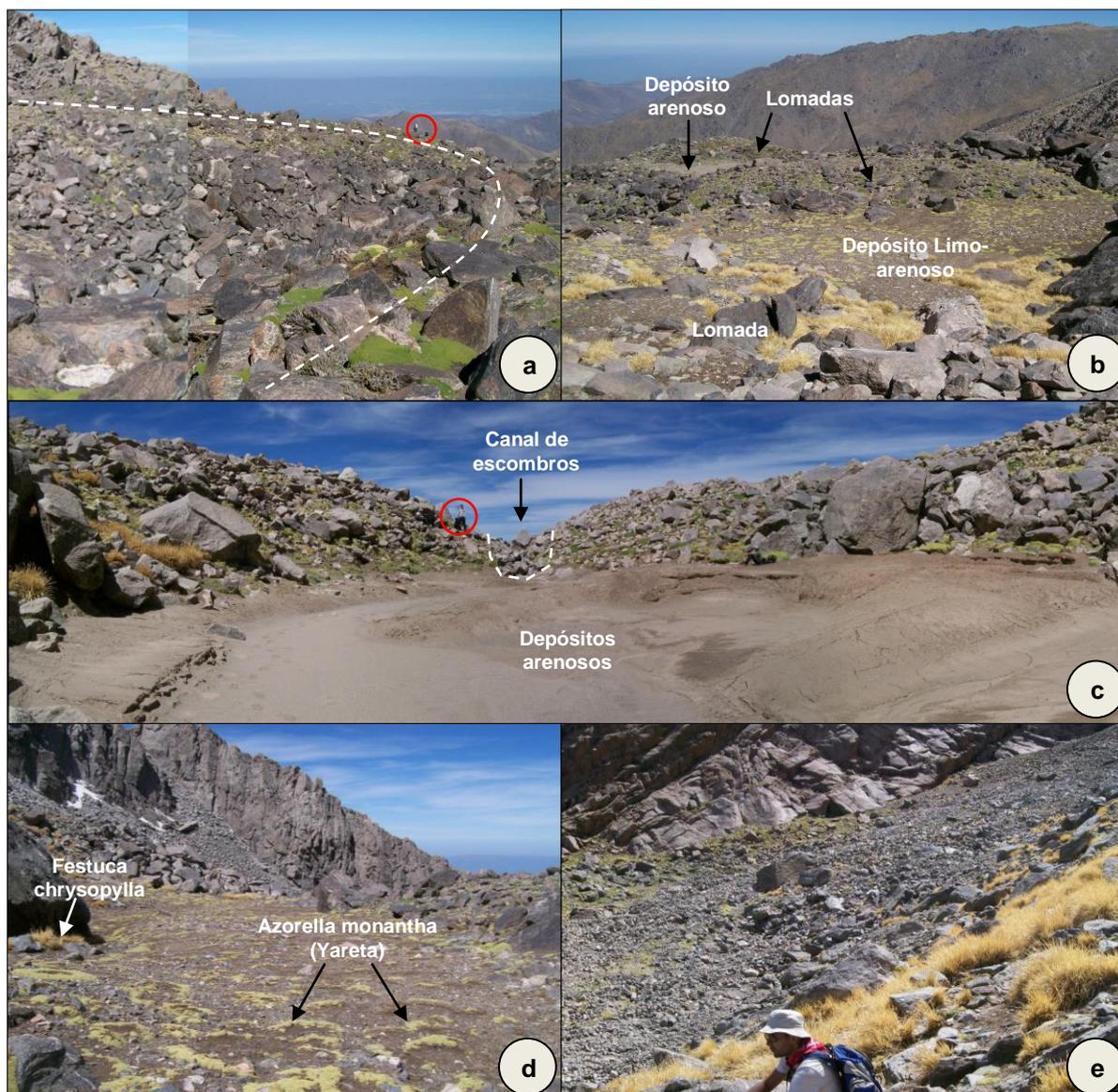
Existen materiales escombrosos por encima de 3.870 msnm que los montañistas locales le denominan Acarreos del Manchao, tomando el término “acarreo” de los andinistas, que se refieren a los depósitos de escombros que caen y se acumulan al pie de las altas laderas montañosas donde predomina la desintegración mecánica de las rocas.

Además de depósitos de ladera, en los Acarreos del Manchao también se aprecia un relieve escalonado de lomadas y cordones que están compuestos por materiales psefíticos con matriz limo-arenosa y texturas simples de tipo clasto portante o matriz soportante, con escasa vegetación (Fotografía 8a). Los clastos más gruesos son bloques angulosos a subangulosos de basamento, con diámetros representativos de la categoría *boulder* (256 a 4.096 mm) y *fine block* (4,1 a 8,2 m) en la escala textural de Blair y McPherson (1999). Las caras clásticas presentan pátinas minerales de oxidación e incrustaciones de líquen o musgo (Fotografía 8 b y c). En un sector cercano a los 3.870 msnm, se observa una sucesión de cordones con formas de medialuna, orientados hacia el S y SE de acuerdo con la pendiente del terreno. En la parte frontal, el cordón que encabeza las estructuras tiene 10 m de alto por 200 m de largo, que es aproximadamente el doble del resto de las estructuras que están separadas entre sí por distancias de 60 a 140 m (Fotografía 8 d).



Fotografía 8. (a) Vista hacia el sur de los Acarreo del Manchao. (b) Tamaño y morfología de bloques según el tipo de roca (En círculo se identifican dos personas). (c) Aspecto superficial de los bloques graníticos con incrustaciones vegetales y pátinas minerales. (d) Tren de cordones escalonados con forma de medialuna (El círculo de la derecha indica dos personas de referencia).

Se observan evidencias de erosión superficial superpuesta al relieve de cordones y lomadas que se manifiestan por la interacción con sedimentos finos a través del lavado, transporte y acumulación de los mismos, produciendo hundimiento de terreno, disección de cordones y el relleno de depresiones con sedimentos arenosos; en este último caso, cuando el material arenoso se mezcla con limos y arcillas adoptan un microrelieve en cojín en el que se destaca una asociación de camefitos dada por *Azorella monantha* y *Festuca chrysopylla* (Fotografía 9 a, b, c y d). El efecto más notable de la erosión superpuesta se observa al pie de la ladera oeste donde los acarreo están recortados por canales entrecruzados entre los que emergen retazos de las lomadas subyacentes. Los materiales de transporte fluvial son gravas, bloques finos y arena.



Fotografía 9. (a) Cordón frontal de la fotografía 8a, donde se aprecia el lavado de matriz y la acumulación de bloques, con el consiguiente hundimiento del terreno detrás de la cresta señalada con línea de trazos (Dos personas de referencia en el círculo). (b) Disposición escalonada de lomadas con depositación intermedia de sedimentos con presencia de vegetación y sin ella. (c) Vista posterior de un cordón colapsado por el agua endicada, que se abrió paso a partir del hundimiento producido por la erosión de los sedimentos finos (En círculo se aprecia una persona de pie). (d) vegetación de estepa altoandina (e) Canal con rodados en la parte baja de la ladera interna occidental.

Los depósitos de ladera como los conos y taludes se erigen al pie del Filo de las Torres, debajo de recovecos y hendiduras de gelifracción que protegen la nieve de la radiación solar. Los conos de mayor desarrollo longitudinal (>100 m) muestran una selección burda entre la zona apical, con crioclastos finos (≤ 256 mm) de fractura fresca y matriz clastosoportante, y la base, donde predominan crioclastos gruesos (4,1 a 8,2 m) con espacios intersticiales amplios que permiten la acumulación y conservación de las precipitaciones sólidas

(Fotografía 10a, b y c). La nieve que se acumula contribuye con la humedad de los materiales intersticiales limo-arenosos junto con el agua de descongelamiento que se infiltra en las zonas apicales. La retención de humedad también se produce internamente por recongelamiento de canales de agua a nivel superficial (Fotografía 10d).



Fotografía 10. (a) Selección granulométrica entre la base y la zona apical de los conos. (b) Crioclastos graníticos en la zona apical de un cono. (c) Dimensión de los espacios intersticiales en la base de los conos. (d) Recongelamiento de un canal de agua en el espacio de bloques.

Los suelos en su mayoría de composición limo-arenosos son de color oscuros y presentan buen contenido de humedad, sobre todo en cercanías de la ladera interna oriental donde el agua que se infiltra en la base de los conos sustenta una comunidad de plantas representadas principalmente por la *Azorella monantha* y *Festuca chrysopylla* (Fotografía 11 b - h). En superficie se observan evidencias de insolación y de helada, como grietas de desecación y arreglos de suelo (gaps) que se dan por el levantamiento por congelamiento de los elementos más finos que rodean a los clastos más gruesos (Fotografía 11 a y b). El debilitamiento estructural que se relaciona con la acción de la helada hace que el suelo resuene y se hunda fácilmente ante las pisadas.



Fotografía N° 11. (a) Arreglo de tipo gaps (b) Grietas de desecación y Yareta (*Azorella monantha*) (c) *Phacelia pinnatifida* (Putina). (d) Tola (*Parastrephia* sp). (e) *Lycopodium saururus* (Pillijai o cola de quirquincho) y *Festuca chrysopylla*. (f) *Tetraglochin ameghinoi*. (g) Monte blanco (*Artemisa* sp). (h) *Lupinus* (fabaceae).

5.2 MODELO MUNDIAL DE EXTENSIÓN DE PERMAFROST

Según el modelo informático desarrollado por Gruber (2012), denominado Modelo PZI (*Permafrost Zonation Index*), la microcuenca de estudio (4,5 km²) posee un sector cumbre de 0,59 km² (13%) con posibilidad de contener suelos congelados y otros sectores, que en total cubren 0,85 km² (18,8%), donde la posibilidad de encontrar suelos congelados es incierta (Figura 15). La superficie comprendida por los Acarreos del Manchao se encuentra contemplada por la predicción teórica a excepción de la parte baja del Filo de las Torres que queda por fuera. El área de posibilidad de contener permafrost tiene una distribución que la ubica mayormente por encima de la curva de nivel de 4.250 msnm, mientras que el área de incertidumbre muestra poca relación con la distribución de las curvas de igual altura.

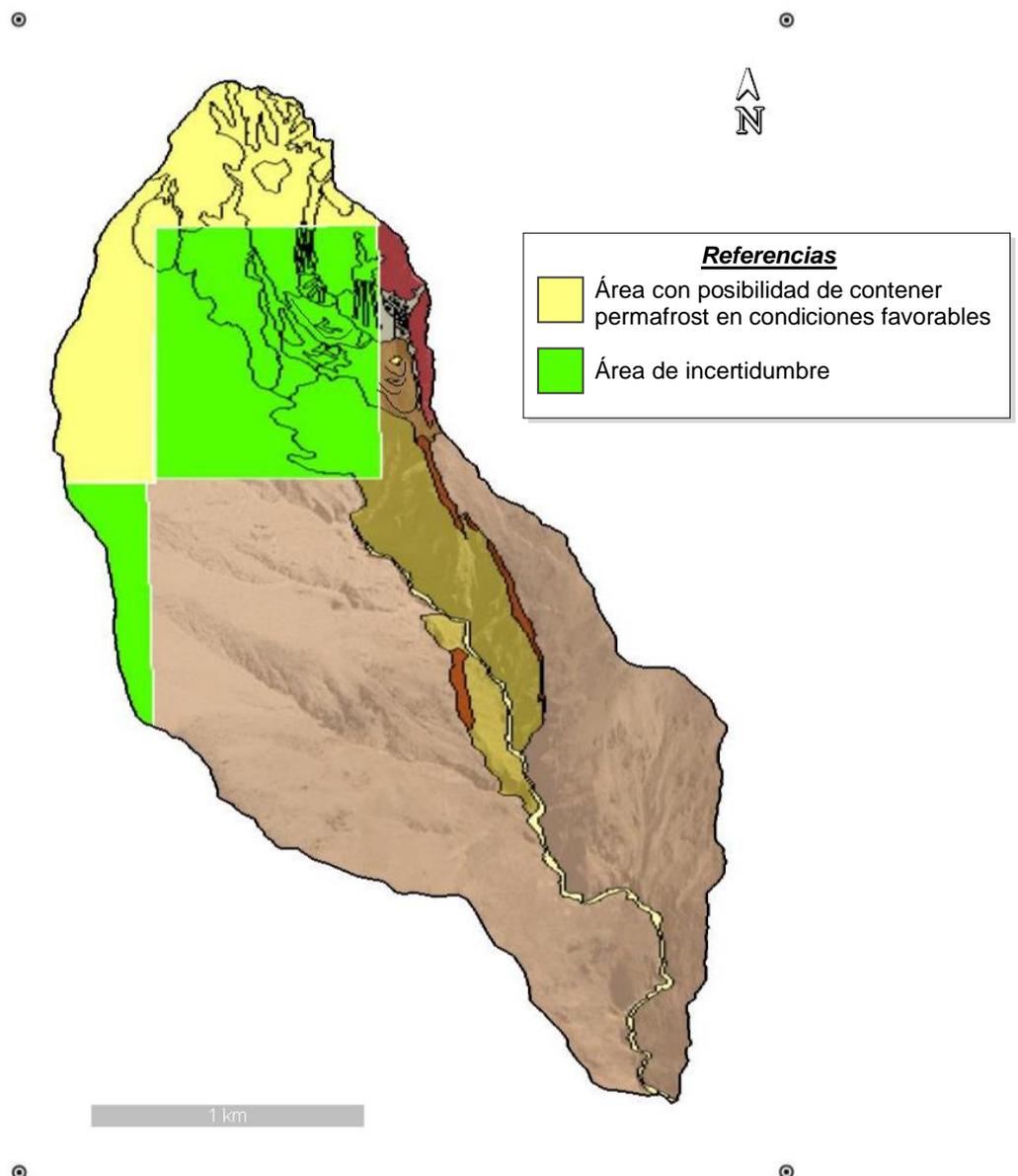


Figura 15. Zonación establecida por el Modelo PZI dentro del área de estudio.

5.3. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

El análisis de imágenes satelitales de los Acarreos del Manchao permitió observar rasgos del relieve que son propios del movimiento de los glaciares de escombros, como cordones y surcos, que según los criterios de campo proporcionados por Brazier, Kirkbride y Owens (1998), se clasifican desde un aspecto dinámico en criofORMAS relictas o fósiles.

Los bloques con diámetros de 256 mm a 8,2 m concuerdan con los escombros de montaña citados por González Bonorino (1978), que él atribuye a fenómenos de congelamiento y descongelamiento del Pleistoceno.

A partir de la descripción litológica, se relacionó la abundancia de los gelifractos con el retroceso del filo de Las Torres y el filo de Las Peñas Negras debido a procesos de macrogelivación que concuerdan con la formación de anfiteatros poco desarrollados.

En relación a los fenómenos actuales se observó un predominio del ambiente fluvial (González Bonorino, 1978) y evidencias de procesos de congelamiento - descongelamiento representadas por micromovimientos de suelos y la generación de detritos (microgelivación).

Los detritos más jóvenes (< 256 mm) se interpretaron como el resultado de un atenuamiento en la criometeorización que se dio en la ladera interna este, porque es allí donde se confinaron formando una lluvia de clastos finos en la parte apical de los conos.

Por encima de la cota 4.000 msnm se estimó una superficie de 0,25 km² en el tramo superior del filo de Las Torres (Anexo II - Cartografía), donde la gelifracCIÓN es activa y el aporte de detritos está favorecido por los espacios de ladera que acumulan nieve y ofrecen resguardos de la radiación solar, pero en condiciones de frío que subyacen a un nivel periglacial.

Ante la posibilidad de que exista un nivel parageocriogénico se realizó una consulta de la bibliografía especializada, la cual resalta como característica general, el desarrollo de geoformas de geliflujión que le otorgan al terreno un aspecto más geodinámico al que se pudo observar en los relictos escombrosos del cerro El Manchao.

En sectores de la ladera occidental de la sierra de Aconquija, Fauqué y Azcurra (2009), identificaron una zona (<4.100 msnm) por debajo del nivel geocriogénico y parageocriogénico, en la que coexisten procesos irregulares de congelamiento y descongelamiento junto con criofORMAS relictas (morrenas antiguas y glaciares de escombros fósiles) parecidas a las del cerro El Manchao.

Los glaciares de escombros relictos no se utilizan como indicadores del permafrost debido que están en desequilibrio con la isoterma de 0° C. Los demás elementos, como el levantamiento por congelamiento o la gelifracCIÓN, tampoco entran en la categoría de crioindicadores debido a la definición de ambiente periglacial tomada de la Ley N° 26.639 que es muy restringida.

Respecto a la confiabilidad del Modelo de Permafrost PZI para la búsqueda de áreas periglaciales, autores como Taillant (2012) y García, Milana y Ulloa (2017), realizaron estudios en el ámbito de los Andes Desérticos para corroborar su exactitud, obteniendo

resultados aceptables debido al reconocimiento de geoformas del ambiente periglacial incluso en la zona de incertidumbre y la zona de baja probabilidad del mismo.

A nivel global la exactitud del Modelo PZI puede variar dependiendo de muchos factores como la utilización de modelos globales de temperatura que no siempre funcionan bien en algunas zonas cuando hay baja densidad de estaciones meteorológicas.

En el caso particular de este trabajo la utilización del modelo presentó un problema de resolución debido a que el tamaño de pixel es muy grande para el área de estudio seleccionada. Dado que cada pixel mide 30 segundos de arco (<1 km) en una rejilla latitud – longitud WGS84 y que la cuenca tiene apenas $4,5$ km², lo más recomendable es considerar los límites de las zonas modeladas en forma orientativa y no como una referencia exacta.

En el Filo de las Peñas Negras a pesar de la altura (~ 4.500 msnm) y la mejor predisposición teórica para el permafrost, se observó una condición local poco favorable para el desarrollo de un ambiente frío, dada por la orientación preferencial de la ladera interna oeste hacia los rayos solares. Mientras que en la ladera interna este las condiciones son más favorables debido a que las características del relieve permiten la acumulación ligera de hielo (precipitado y/o recongelado) y su conservación fuera de la época invernal, en un sector que sólo está contemplado parcialmente por el modelo.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

- Las características geológicas y geomorfológicas del área de estudio permiten definir el sector de los Acarreos del Manchao, compuesto por bloques de edad pleistocena con un relieve propio de los glaciares de escombros de tipo relictos o fósiles.
- La proliferación de grandes escombros se debe a la prominencia del cerro El Manchao y las condiciones del Pleistoceno, por un retroceso de la zona de cumbre debido a procesos de macrogelivación y la formación de anfiteatros poco desarrollados.
- Altitudinalmente existen tres niveles de erosión retrocedente como resultado de la sobreimposición de una red de canales y un colector principal vinculados al Holoceno.
- El ambiente que predomina en el área de estudio está dominado por los procesos de erosión fluvial.
- El sector comprendido por los Acarreos del Manchao está en un equilibrio inestable con la erosión y constituye una fuente potencial de sedimentos muy gruesos, ubicada por encima de los 3.870 msnm.
- El relieve y la orientación de la cuenca controlan el desarrollo de procesos débiles de congelamiento y descongelamiento de origen crionival, en un sector de la ladera interna oriental (mayor a 4.000 msnm) que es compatible con una zona de congelamiento - descongelamiento de tipo irregular.
- La presencia de hielo dentro del área de estudio concuerda con la predicción del modelo PZI de la Universidad Zurich, pero no es lo suficientemente abundante para interactuar con los detritos y configurar geoformas indicadoras del ambiente periglacial.
- Lo que indica la metodología informática de la Universidad de Zurich se ve afectado en este estudio por una pérdida de resolución debido a la escala utilizada (1:14.000) y por la presencia de condiciones locales no contempladas desde el punto de vista predictivo.
- A partir de los resultados obtenidos no se puede validar la hipótesis de este trabajo relacionada con la existencia de un ambiente periglacial como el que considera la Ley N° 26.639 – *Régimen de Presupuestos Mínimos para la Protección del Ambiente Glaciar y Periglacial*.
- El área de estudio del cerro El Manchao no muestra una correlación periglacial con los sectores geocriológicos reconocidos en las Sierras Pampeanas Noroccidentales.

CAPÍTULO 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. y Toselli, A. 1981.** Geología del Noroeste Argentino. Public. Esp. De Cs. Nat., Univ. Nac. Tuc., N° 1287, S. M. de Tucumán.
- Ahumada, A. L., Trombotto D., Ibañez Palacios G. P. y Jiménez M. J. 2000.** Guía de campo. Curso de Postgrado “Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación”. Fundación Miguel Lillo – Universidad Nacional de Tucumán (Inédita), 11 pp.
- Ahumada, A. L., Ibañez Palacios, G. P. y Páez, S. V. 2005a.** High mountain permafrost in the argentine subtropics. *19th Colloquium on Latin American Geosciences*. Potsdam, Berlin. Terra Nostra 1:9.
- Ahumada, A. L., Ibañez Palacios, G. y Páez, S. V. 2005b.** Los glaciares de escombros en el NW argentino, acuíferos de altura en riesgo ante los cambios globales. Presentado en CONAGUA 2005. Mendoza. CD Versión.
- Ahumada, A. L., Ibañez Palacios, G. P. y Páez, S. V. 2008.** Reconocimiento de permafrost andino en las nacientes del río Santa María, Catamarca. *IV Congreso Iberoamericano de Ambiente y Calidad de Vida. 5º Congreso de Ambiente y Calidad de Vida*. Catamarca 24 al 26 de septiembre de 2008: 345.
- Ahumada, Ibañez Palacios y Páez, 2009.** El permafrost andino, reducto de la criósfera en el borde oriental de la Puna. XXIV Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas y Primer Taller de Trabajo de Estaciones Continuas GNSS de América y del Caribe, Centro de Convenciones, Mendoza.
- Ahumada, A. L., Páez, S. V., Ibañez Palacios, G. 2011.** Los glaciares de escombros en la alta cuenca del Río Andalgalá, SE de la Sierra de Aconquija, Catamarca. XVIII Congreso Geológico Argentino, Mayo 2011, (Eds. Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik), Neuquén, Argentina, p: 1266-1267.
- Ahumada, A. L., Páez, S.V., Ibañez Palacios, G. 2013.** Los glaciares de escombros en la Sierra de Aconquija. *Acta Gelógica Lilloana*, Vol. XXV(1-2), p:49-68.
- Argollo, J. 2006.** Aspectos geológicos. In: M. Moraes, B. Øllgaard, L. Kvist, F. Vorchsenius & H. Balslev (eds.). *Botánica Económica de los Andes Centrales*. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 557 pp.
- Barsch, D. 1996.** *Rockglaciers*. Springer, Berlin, p. 331.
- Barsch, D. 1977.** “Ein Permafrostprofil aus Graubuenden, Schweizer Alpen” *Zeitschrift fuer. Geomorphologie* 21(1): 79-86.
- Benedetto, J. L. 2010.** “El Continente Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica”. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. Argentina.
- Blasco G., Caminos R.L., Lapido O., Lizuaín A., Martínez H., Nullo F., Panza J.L., Sacomani L., Barber, E.L., Chipulina, M.A. y del V. Martínez, L. 1994.** Hoja Geológica

2966-II, San Fernando del Valle de Catamarca. Boletín 212, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires.

Bossi, G. E. y Muruaga, C. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rift' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology* 36: 311-341.

Brazier V., Kirkbride M. P. y Owens I. F. 1998. The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Geografiska Annaler, 80 A (3-4):* 193 – 207.

Brenning, A. 2005. Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33°-35°). *Permafrost Periglacial processes* 16: 231-240.

Brenning, A. y Azócar, G. F. 2010. Statistical Analysis of topographic and Climatic Controls and Multispectral Signatures of Rock Glaciers in the Dry Andes, Chile (27°-33°S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 54-66.

Coco, A. L. y Lapidus, A. 1946. Bosquejo geológico de la falda occidental de la sierra de Ambato entre Michango y La Calera, a propósito de la existencia de un nuevo elemento petrográfico. Univ. Nac. Córdoba, Fac. Cienc. Exactas, Fís. y Nat., Bol. 9 (4), Córdoba.

Córdoba, G. del V. 1994. Contribución al conocimiento petrológico del basamento-plutónico- metamórfico en el Cerro de Los Ángeles. Sierra de Ambato, provincia de Catamarca, Argentina. Tesis doctoral. Biblioteca Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas. Universidad Nacional de Catamarca, 207 p.

Corte, A. E. 1976. Rock Glaciers. *Biuletyn Periglacialny* 26: 157-197.

Corte, A. E. 1978. Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover a an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentine. En *Third International Conference on Permafrost*, p. 262-269. Ottawa.

Corte, A. E. 1983. Los conceptos geocriogénico-parageocriogénico y glacial-paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, lat. 30°. *Act. Para. Run. Grupo Periglacial Argentino, IANIGLA, Anales (5):* 48-61, Mendoza.

Czajka, W. 1955. Rezente und Pleistocene Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Geographica, N° 14:* 121-140. Helsinki.

Derroaux, M. 1981. Geomorfología. *Obras Básicas Series.* Editorial Ariel. Barcelona. 528 p.

Domaradzki, J. 1951. Blockströme im Kanton Graubünden. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchung des schweizerischen nationalparks.* Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, III/24, 177-235 p.

Durand, F. R. 1990. Los conglomerados del Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli, (Eds), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino.* Serie Correlación Geológica, 4: 61-69. Tucumán.

Eremchuk, J. y Papetti, L. 2004. Evidencias de neotectónica en el borde oriental de la sierra de Ambato. Provincia de Catamarca. *Revista de Ciencia y Técnica* 9(11): 7 p. Editorial

Científica Universitaria, Universidad Nacional de Catamarca. Edición online: <http://editorial.unca.edu.ar/RecCyT11.htm>.

Fauqué L. 1984. Estudio geomorfológico de la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija como posible fuente de abastecimiento de agua para el Proyecto Bajo de la Alumbraera. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito, Buenos Aires.

Fauque L. y Azcurra D. 2009. Condiciones periglaciares en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija. Catamarca Argentina. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago.

Fox, A. y Strecker, M. 1991. Pleistocene and modern snoelines in the Central Andes. *Bamberger Geographische Schriften*. Vol. 11, p. 169-182.

French, H. M. 1996. The Periglacial Environment. Longman, Essex (341 p.).

Giardino J. R. y Vick S. G. 1987. Geologic engineering aspects of rock glaciers. In: Giardino, J. R. et al (Eds.). *Rock Glaciers*. Allen and Unwin. London, pp. 265-287.

Gonzalez Bonorino, F. 1950. Geología y Petrología de la hoja 12c, Capillitas y 13d Andalgalá, provincia de Catamarca. . Dir. Gral. Ind. Min.,Bol. 70, Buenos Aires.

González Bonorino, F. 1953. Los supuestos depósitos de caolín en la falda occidental del Codrón Ambato (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7(3): 157-189.

González Bonorino, F. 1978. Descripción geológica de la hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca y Tucumán. *Boletín Servicio Geológico Nacional* 160:84 p. Buenos Aires, Argentina.

Grabher, G., B. Gurung, J. P. Dedieu, W. Haeberli, D. Hohenwallner, A. Lotter, Nagy, L., Harald, P. y Pseunner, R. 2005. Long-term environmental observations in Mountain Biosphere Reserves: Recommendations from the Euglochamore Project, *Mountain Research and Development*, 25: 376-383.

Gutiérrez, A. A. 1999. Tectonic geomorphology of the Ambato block (Northwestern Pampeanas Mountain Ranges, Argentina). 4th Andean Geodynamic Symposium, Göttingen, Germany, 307–310.

Gutiérrez, A. A. y Mon, R. 2008. Macro indicadores cinemáticos en el bloque Ambato, Provincias de Tucumán y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1):24–28.

Gutiérrez Elorza, M. 2008. Geomorfología. Editorial Pearson Education, S.A., Madrid, 898 pp.

Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich*, 77: 1–142.

Haselton, K., Hilley G., y Strecker, M. R. 2002. Average Pleistocene climatic patterns in the Sothern Central Andes: controls on mountain glaciation and palaeoclimate implications. *Journal of Geology* 110: 211-26.

Humlum O. 1982. Rock glaciers types. Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift* 82: 59-66.

IANIGLA-CONICET, 2010. Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamento y cronograma de ejecución. Mendoza, Argentina, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

IANIGLA-CONICET, 2017. Informe de la Subcuenca del Río Andalgalá, cuenca Salar de Pipanaco. Catamarca, Argentina. Instituto Argentino de Nivología Glaciología y Ciencias Ambientales – IANIGLA, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Ibáñez Palacios, G. P. 2006. Zonación altitudinal de los procesos criogénicos en el Parque Nacional Los Alisos, Tucumán. Jornada Geológica. Fundación Miguel Lillo. Año del LXXV Aniversario. 22 de Junio de 2006. Resúmenes: 43-44.

Ibáñez Palacios G. P. y Ahumada A. L. 2006. Delimitation of the geocryogenic processes and associated geomorphic belts in Los Alisos National Park, Tucumán. *International Symposium: Regional Climate Variations in South America over the late Holocene*. Malargüe, Argentina: 76.

Ibáñez Palacios G. P. 2007. Zonación altitudinal de los procesos criogénicos en la cuenca alta del río Conventillo, Tucumán, Argentina. *Acta geológica lilloana* 20 (1): 73-82.

Ibáñez Palacios G. P., Ahumada A. L. y Páez S. V. 2012. Patrimonio geológico en una región de la sierra de Aconquija, provincia de Tucumán y Catamarca, Argentina. *Revista de Turismo y Patrimonio Cultural, Vol. 10* (N° 1), p. 75-87.

Ikeda A. y Matsuoka, N. 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 99-113.

Imhof M. 1996. Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps, Western Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 267-280.

Iturraspe, R. J. 2011. Glaciares de Tierra del Fuego. Ed. Dunken. Buenos Aires, p. 79.

Jordan, T. E., Zeitteir, P., Ramos, V., y Gleadow A. J. W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (3): 207 – 222.

Kinnard, C. y Lewkowicz A. G. 2005. Movement, moisture and thermal conditions at a turf banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 261-275.

Kühn, F. y Rohmeder, G. 1943. Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán. 2da. Ed. Universidad Nac. de Tucumán, Fac. De Filosofía y Letras. Inst. Geogr. Mon. N° 3, 104 p.

Lewkowicz, A. G. 1988. Ablation of massive ground ice, Mackenzie Delta. *Permafrost; Fifth international conference, Proceedings*. Trondheim, Norway. Aug. 2-5, 1988. K. Senneset. Trondheim, Norway: Tapir Publishers. 1: 605-610.

- Lliboutry L. y Corte A. 1998.** Glaciers of South America- Glaciers of Chile and 68 A. L. Ahumada et al.: Los glaciares de escombros en la sierra de Aconquija, Argentina Argentina. En «Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America», United States Geological Survey. Professional Paper 1386-I En: Williams, R. y Ferrigno, J. (Editores): 109-206. Washington. Minetti, J. L., Acuña.
- Nóbile, J., Martini, M. A., Davila, F. M. 2017.** Cosmogenic ^{10}Be denudation rates and geomorphometric analysis in the Ambato range (28° - 29°S), Sierras Pampeanas, Argentina; Pergamon-Elsevier Science Ltd; Quaternary International; 438; A; 5-2017; 80-91.
- Nulló, F. (1981).** Descripción geológica de la hoja 15f, Huillapima (Provincia de Catamarca). Boletín del Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, 178.
- Outcalt, S. E. y Benedict, J. B. 1965.** Photointerpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A.. Journal of Glaciology, 5(42): 849-856.
- Páez, S. V. 2006.** Geoformas criogénicas en la Alta Cuenca del Río Cerrillos, Vertiente occidental de la Sierra de Aconquija, Provincia de Catamarca. Jornada Geológica. Fundación Miguel Lillo. Año del LXXV Aniversario. 22 de Junio de 2006. Resúmenes: 63-64.
- Páez S. V. y Ahumada A. L. 2006.** Rock glaciers in the Río Cerrillos Basin, Catamarca province. *International Symposium: Regional Climate Variations in South America over the late Holocene*. Malargüe, Argentina: 76.
- Pasotti, P., Canoba, C. A. y Albert, O. A. 1975.** Aporte a la geología de las Sierras Pampeanas de la Provincia de Catamarca (Ancasti, Gracián, Ambato). Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología 59, Rosario.
- Peltier, L. C. 1950.** The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Symposium on geomorphology in honor of William Morris Davis. K. Bryan. Washington, DC, United States: Association of American Geographers. 40: 214-236.
- Ramos, V. 1988.** The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S Latitude. Geological Society of America, Special Paper (218).
- Richmond, 1962.** Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 324, 135 p.
- Rohmeder, W. 1941.** Die diluviale Vereisung des Anconquija-Gebirges in Nordwest-Argentinien- Peterm. Geogr. Mitt., 12: 417-433.
- Sayago, J. M. 1983.** Geomorfología de la Sierra de Ancasti, en: Aceñolaza, G., Miller, H. y Toselli, A. (eds); Geología de la Sierra de Ancasti. Münster Forschungen zur Geologie u. Palaentologie. Heft 59: 265-284. Münster.
- Schrott, L. 1996.** Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). Z.Geomorph. n.F. Suppl. Db. 104. 161-173p . Berlin-Stuttgart.
- Strecker, M., Bloom, A., Carrión, M., Villanueva, A. y Naeser, C. 1984.** Piedmont terraces in the Santa María Valley and in the front of southwestern sierra de Aconquija,

Province of Catamarca, Tucumán y Salta, Northwestern Argentina. Congr. Geol. Arg., Actas II: 448-465, Bs. As.

Taillant J. D. 2012. El ambiente periglacial y la minería en la república argentina, la ley de glaciares y los suelos congelados. *Revista del Centro de Derechos Humanos y Ambientales (CEDHA). Serie: Glaciares y Minería.* Versión: 9 de noviembre de 2012.

Tapia, A. 1925. Apuntes sobre el glaciario pleistocénico del Nevado del Aconquija. Anal. GAEA, 1 (4): 313-365, Buenos Aires.

Toledo M. A., Ahumada A. L., Páez S. V., Ibáñez Palacios G. P. y Carilla J., 2014. Identificación y Caracterización de Glaciares de escombros cuenca La Horqueta, Catamarca, Argentina. V Jornadas de la Asociación de Profesionales en Sistemas de Información Geográfica. San Miguel de Tucumán. ISSN 2250 – 6977.

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

Trombotto, D. 2000. Survey of cryogenic processes, peri-glacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico* 21: 33-55, São Paulo.

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(3-4): 171-180.

Trombotto D., Wainstein P. y Arenson L. 2014. *Guía terminológica de la geocriología sudamericana.* 1ª ed.-Luján de Cuyo: Editorial Vazquez Mazzini.

Van Everdingen, R. 1998. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. The University of Calgary-Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center/ World data Center for Glaciology, pp 207.

Vere, D. M. y Matthews, J. A. 1985. Rock glacier formation from a lateral moraine at Bukkeholsbreen, Jotunheimen, Norway: a sedimentological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29: 397-415.

Wahrhaftigh, C. y Cox, A. 1959. Rock Glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin* 70: 383-436.

Washburn, A. L. 1967. "Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig District, northeast Greenland." *Meddelelser om Gronland* 166(4): 296.

Washburn, A. L. (1979). *Geocryology.* E. Arnold, London: 406 pp.

TRABAJOS CONSULTADOS EN INTERNET

Gruber S. (2012). Global Permafrost Zonation Index Map. Zurich, CH.: University of Zurich Department of Geography. http://www.geo.uzh.ch/microsite/cryodata/pf_global/

ANEXOS

ANEXO I - GLOSARIO DE TÉRMINOS

- 1. Canales de gelifracción:** Estos canales o hendiduras que son indicadores del área de aporte de material detrítico de las geformas de origen criosedimentario. También indican los lugares donde se concentra o acentúa la criometeorización, la presencia de estructuras previas (fallas, diaclasas, contactos).
- 2. Capa activa:** es la capa superficial del terreno que sufre ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento en áreas con permafrost subyacente.
- 3. Crioturbación (*cryoturbation*):** Término general usado para describir todo movimiento de suelo debido a su congelamiento independientemente de la presencia de permafrost. El levantamiento por congelamiento está comprendido dentro de la crioturbación, también la consolidación por descongelamiento y todos los movimientos diferenciales, incluyendo la expansión y contracción resultantes de cambios de temperatura y el crecimiento o desaparición de cuerpos de hielo, perennes o estacionales.
- 4. Debilitamiento por descongelamiento (*thaw weakening*):** Es la reducción de resistencia al corte debido a la generación y disipación lenta de las presiones intersticiales en exceso durante el descongelamiento de suelos que contienen hielo. Las consecuencias principales del debilitamiento por descongelamiento son una reducción considerable de la capacidad de resistir carga y un incremento de la inestabilidad del suelo. Un suelo es estable en estado descongelado si es que no es afectado por debilitamiento por descongelamiento.
- 5. Geliflucción:** que las masas de suelo saturado con agua de deshielo se deslicen lentamente sobre el suelo helado inferior (permafrost).
- 6. Gelifracción/Gelivación (*frost shattering*):** Es la desintegración mecánica de la roca como resultado de la presión del agua congelada en los poros y a lo largo de los contornos de los granos de sedimentos. La gelifracción puede ser el proceso erosivo dominante en regiones de alta montaña, particularmente en áreas con ciclos frecuentes de congelamiento y descongelamiento, y de tipos de rocas frágiles o previamente facturadas.
- 7. Gelireptación (*frost creep*):** Es el desplazamiento lento, ladera abajo, que ocurre cuando un suelo durante un ciclo de congelamiento y descongelamiento, se levanta perpendicularmente a la superficie del terreno y se asienta en una dirección casi vertical.

- 8. Levantamiento por congelamiento (*frost heaving*):** Es el movimiento vertical hacia arriba o hacia afuera de la superficie del terreno, causado por la formación de hielo en el suelo. La acción del congelamiento en suelos de granulometría fina, aumenta el volumen del suelo no sólo por el congelamiento del agua intersticial in situ (~9% de expansión) sino también por la atracción de agua hacia el frente de congelamiento, donde se forman lentes de hielo.
- 9. Nichos de nivación:** Son nivaciones en depresiones cóncavas en pendiente, que con el tiempo ganan profundidad por consecuencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento en el nivel basal. Se desarrollan en sitios en los que la nieve se acumula por largos períodos, que en ocasiones abarcan más de un ciclo anual.
- 10. Pikrake (o piprake), hielo acicular (*needle ice*):** El pikrake es una forma de hielo acicular que crece perpendicularmente al terreno.
- 11. Presión de congelamiento (*freezing pressure*):** Es la presión positiva que se desarrolla en las interfaces agua-hielo en un suelo en congelación.
- 12. Regelación (*regelation*):** Proceso de fusión y recongelamiento del hielo cuando es sometido a presión, como en el interior de un cuerpo glaciario, y es el mecanismo por el cual se explica el movimiento de los glaciares. El punto de fusión del hielo sometido a presión es más elevado que sin ella. En suelos congelados este proceso explica la migración del agua y el movimiento continuo de las moléculas de hielo.
- 13. Reptación del suelo congelado (*creeping of permafrost*):** Es la lenta deformación del suelo que resulta de la larga aplicación de una fuerza que es demasiado pequeña como para producir una falla instantánea en el material congelado. En suelos congelados las deformaciones de reptación resultan principalmente de la reptación del hielo intersticial y de la migración del agua líquida intersticial. En suelos saturados, ricos en hielo, la mayor parte de la reptación son distorsionales y no involucran un mayor cambio volumétrico. En suelos congelados con gran contenido de agua líquida, o en suelos congelados no saturados, también se presentan deformaciones lentas debido a la consolidación del material y reptación resultante de cambios volumétricos. Normalmente grandes partes de las deformaciones por reptación son permanentes.
- 14. Segregación del hielo (*ice segregation*):** Es la formación de capas discretas o lentes de hielo segregado en suelos minerales u orgánicos en congelación, como resultado de la migración y subsecuente congelación del agua intersticial.
- 15. Selección por congelamiento (*frost sorting*):** Es el movimiento diferencial vertical y horizontal de los sedimentos de diferentes granulometrías como resultado de la acción del congelamiento.