

Capítulo 2

Geología y geomorfología de la cuenca del estero Yerba Loca, Chile central

Jorge Clavero[1,2], Waldo Pérez-Martínez[1]**, Valentina Ramírez[2], Benjamín Castro-Cancino[1], Idania Briceño-De-Urbaneja[1], Paulina Vidal-Páez[1], Alejandro Tamayo[3]*
1. Hémera, Centro de Observación de la Tierra, Facultad de Ciencias, Ingeniería y Tecnología, Universidad Mayor. Camino La Pirámide 5750, Huechuraba, Santiago, Chile.
2. Amawta Geoconsultores Ltda. Almirante Pastene 185, Providencia, Santiago, Chile.
3. Gerencia de Control de Proyectos Ambientales, Anglo American Chile, Isidora Goyenechea 2800, Las Condes, Santiago, Chile.
**jclavero@amawta.cl*
***waldo.perez@umayor.cl*

RESUMEN

La cuenca del estero Yerba Loca forma parte de la cuenca alta del río Mapocho y, por ende, parte de la gran cuenca del río Maipo, Chile central. En ella, se pueden observar los resultados de la historia geológica de los últimos 40 millones de años de la evolución andina, tanto del volcanismo y sedimentación como de la tectónica y alzamiento de la cordillera. La geología del sector está marcada por la evolución de la Cuenca Abanico en el Eoceno-Oligoceno y por el magmatismo asociado al arco mioceno, eventos geológicos que generaron en la zona secuencias plegadas y falladas de origen volcánico y volcanoclástico del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (*ca.* 35-13 Ma), y una serie de cuerpos intrusivos miocenos (*ca.* 6-14 Ma) algunos de los cuales presentan localmente cuerpos de brecha hidrotermal y/o mineralización cuprífera asociada. Las estructuras del área comprenden una serie de fallas y pliegues asociados a eventos de deformación principalmente compresiva ocurridos en el Mioceno Inferior a Medio (*ca.* 17-15 Ma). En el Pleistoceno-Holoceno la evolución geológica del área de la cuenca ha estado marcada esencialmente por los procesos glaciares y de remociones en masa que han modelado y siguen modelando el abrupto, activo y dinámico paisaje cordillerano. Los parámetros morfométricos, indican que la cuenca es joven y de gran potencial erosivo, presenta un escurrimiento moderado, forma alargada, una exposición NNE-SSO y pendientes de moderadas a fuertes y altitudes que oscilan entre los 1.350 y 5.380 metros. La geomorfología del área está controlada esencialmente por la actividad asociada a siete sistemas morfogenéticos: litoestructural, glaciar, periglaciar, nival, gravitacional, aluvial y fluvial. Geomorfológicamente la cuenca se encuentra controlada en su desarrollo por estructuras geológicas, cuyo modelado del relieve responde a procesos de erosión y sedimentación (glaciar - aluvial - fluvial), caracterizados por su gran dinamismo debido a su posición morfoclimática periglaciar.

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca del estero Yerba Loca se encuentra ubicada en la parte alta de la cuenca del río Mapocho. Ambas forman parte, a su vez, de la macrocuenca del río Maipo, ubicada en Chile central. La microcuenca del estero Yerba Loca está ubicada al oriente de la ciudad de Santiago, tiene una longitud aproximada de 20 km y cubre un área de hasta 110 km^2, y forma gran parte del Santuario de la Naturaleza del mismo nombre, ampliamente visitado por turistas y amantes de la naturaleza (Figura 1).

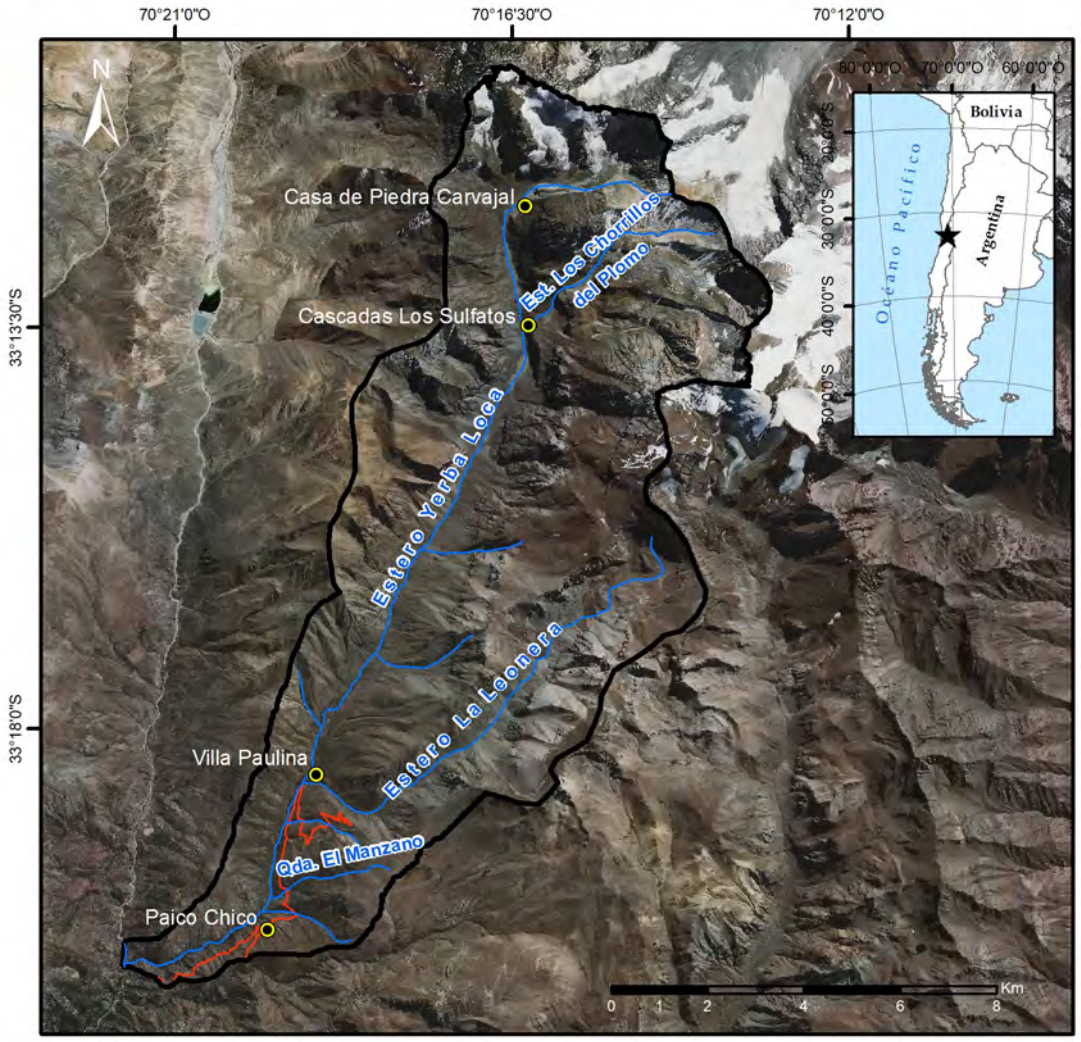


Figura 1. Ubicación de la cuenca del estero Yerba Loca. En negro se destaca la cuenca, mientras que, en rojo la red vial y en azul la red hídrica.

Las rocas y estructuras que afloran a lo largo de la cuenca representan gran parte de la evolución geológica y tectónica de los Andes de Chile central en el Cenozoico Superior, en particular los **arcos magmáticos** del Eoceno-Oligoceno y Mioceno, así como el magmatismo del Mioceno, sus depósitos minerales asociados y las estructuras asociadas a la deformación que han levantado la cordillera en este segmento andino. La geomorfología actual de la cuenca, en tanto, es reflejo no solamente de los eventos volcánicos, magmáticos y tectónicos recientes, sino también de los efectos de la ubicua actividad glaciar y de remociones en masa que han afectado el área durante el Pleistoceno Superior-Holoceno. Todo lo anterior convierte el sector de la cuenca del estero Yerba Loca en un verdadero laboratorio natural y testigo de los grandes eventos geológicos y geomorfológicos que han marcado la evolución de la cordillera de los Andes de Chile central en los últimos 40 millones de años. Este trabajo presenta nuevos antecedentes geológicos, geocronológicos y geomorfológicos que contribuyen a comprender mejor la evolución volcánica y tectónica de la precordillera de Chile central, así como de la evolución geomorfológica reciente del paisaje a través de procesos glaciares, fluviales y de remociones en masa.



En este sector, la cordillera de los Andes presenta un conjunto de características geológicas, estructurales y geomorfológicas que son consecuencia de diversos eventos geológicos relacionados con la evolución tectónica, magmática y paleogeográfica.

2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO

La cuenca del estero Yerba Loca se encuentra ubicada en la precordillera y cordillera de Chile central, al NE de la ciudad de Santiago. La morfología y estructura de la cordillera de los Andes en este segmento son el resultado del engrosamiento cortical debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana, cuyos principales rasgos morfoestructurales se han desarrollado a partir del Oligoceno Superior (p. ej. Allmendinger et al., 2005), cuando el vector de convergencia de placas se incrementó y se hizo ortogonal al margen chileno de Sudamérica (p. ej. Somoza, 1998). En particular, en este segmento de los Andes, se identifican de oeste a este, las siguientes morfoestructuras regionales (Figura 2): Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Cuenca de Antepaís, estas dos últimas con representación solamente en Argentina. La Cordillera Principal, a su vez, se puede dividir en tres subsectores: occidental, central y oriental, en donde el sector occidental comprende la zona precordillerana de elevaciones bajas a intermedias al este de la Depresión Central (Figura 2). En este sector, la cordillera de los Andes presenta un conjunto de características geológicas, estructurales y geomorfológicas que son consecuencia de diversos eventos geológicos relacionados con la evolución tectónica, magmática y paleogeográfica. En particular, la evolución de la denominada *Cuenca Abanico* formada en el Eoceno-Oligoceno y la actividad asociada al **arco magmático** del Mioceno representado por un voluminoso y extenso conjunto de rocas y centros de emisión volcánicos, paralelo al desarrollo de pequeñas cuencas intramontanas, acompañado del emplazamiento de una serie de cuerpos intrusivos plutónicos e hipabisales.

El dominio *Cuenca de Abanico* corresponde a una serie de cuencas relativamente independientes entre sí, alineadas en dirección principalmente NS, desarrolladas durante el Eoceno-Oligoceno (p. ej. Jordan et al., 2001), donde se acumularon voluminosas y extensas rocas principalmente volcánicas y volcanoclásticas, y sedimentarias de origen continental (Charrier et al., 2007; Muñoz-Sáez et al., 2014). Los eventos eruptivos y magmatismo asociados al arco y la formación de estas cuencas habrían comenzado hace alrededor de 40 Ma, asociados a un cambio en el **régimen tectónico** desde uno compresivo a uno extensional (Charrier et al., 2002), en el cual se desarrolló un sistema de fallas regionales que acomodaron la extensión en los márgenes de la cuenca y fallas de movimiento esencialmente normal (Fallas San Ramón y El Diablo). Estas fallas "de borde"

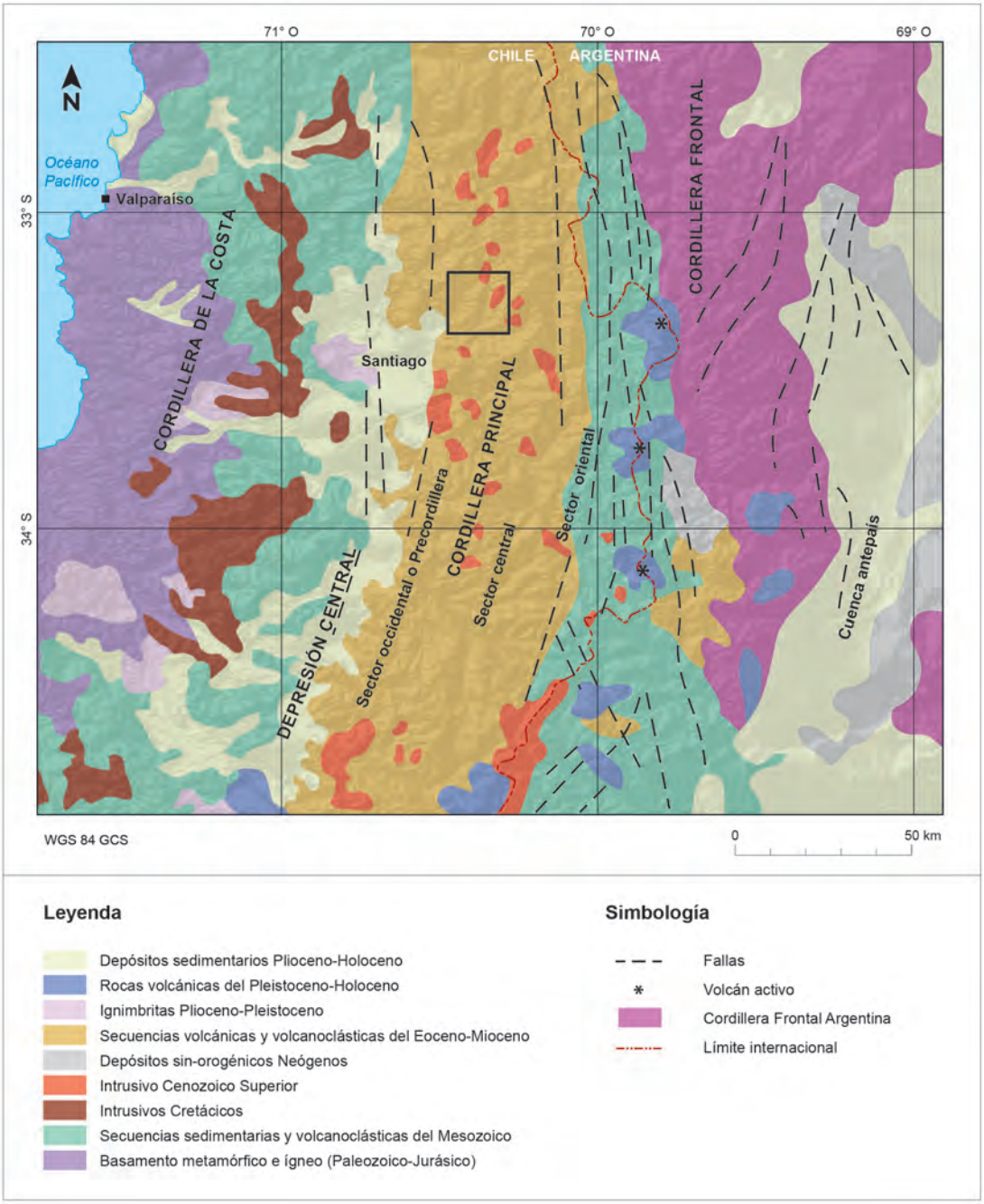


Figura 2. Marco geotectónico de Chile central y las principales morfoestructuras asociadas. Modificado de Muñoz-Sáez et al. (2014).

habrían controlado la morfología y ubicación de los depocentros, así como la depositación volcanoclástica y sedimentaria en las cuencas. Justo al sureste del área de la cuenca de Yerba Loca, en el sector del estero El Cepo, la acumulación sedimentaria habría alcanzado hasta 4.000-5.000 m de espesor (Farías, 2007; Muñoz-Sáez et al., 2014). A inicios del Mioceno (~23 Ma), nuevamente el **régimen tectónico** en Chile central cambió a uno principalmente compresivo, lo que habría generado la inversión de las fallas normales a movimiento principalmente inverso (Charrier et al., 2002). Este evento generó la deformación de las rocas ya acumuladas de la Formación Abanico y el alzamiento de estas (Muñoz-Sáez et al., 2014). El alzamiento habría ocurrido entre los 23 y 16 Ma, generando erosión y la posterior acumulación de sedimentos, que estarían representados en el área por las facies sedimentarias de la Formación Farellones (Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002). Simultáneamente, en el Mioceno Inferior a Medio (*ca.* 18 a 13 Ma) el arco magmático en este sector de los Andes estuvo muy activo y produjo grandes volúmenes de magma, cuya mayor parte emergió a la superficie formando un extenso arco volcánico, representado por las rocas de la Formación Farellones.

La simultaneidad de los eventos volcánicos y tectónicos representados por las formaciones Abanico y Farellones en este período resulta en que las rocas de ambas unidades son, en sectores, completamente concordantes, en tanto que en otros sectores presentan una fuerte discordancia angular o, incluso, **discordancias** progresivas sintectónicas (Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002), sumado al hecho que ambas unidades son probablemente diacrónicas a lo largo de su extensión NS (p. ej. Godoy, 2012). A esto se suma el hecho que el dominio volcánico de la Formación Farellones presenta notables discordancias internas de origen volcánico, a veces con ángulos superiores a 30°, de tipo depositacional volcánico y no están asociadas directamente a eventos tectónicos. Paralelamente y, como parte del mismo arco magmático mioceno, se emplaza una serie de cuerpos intrusivos de afinidad calcoalcalina y fuente mantélica. Posteriormente, debido a la gran carga de rocas volcánicas y sedimentarias, comienza a formarse la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA; Ramos et al., 1996), y la migración de la deformación hacia el este, asociada a una falla inversa de bajo ángulo relacionada con la Falla El Diablo, a lo largo del borde oriental de la cuenca (Muñoz-Sáez et al., 2014). Hacia el final del desarrollo de la FPCA, el magmatismo se caracteriza por el emplazamiento de cuerpos intrusivos, algunos relacionados al Batolito Río Blanco-San Francisco, así como otros cuerpos intrusivos de menor profundidad de emplazamiento, asociados espacial y temporalmente a diversos cuerpos de brechas hidrotermales, esencialmente de turmalina-molibdenita que están, en parte, asociadas a la mineralización cuprífera en el sector (Serrano et al., 1996; Toro et al., 2012; Deckart et al., 2014). Hacia el Mioceno Superior-Plioceno, entre los 10 y 4 Ma, comienza a terminar la migración de la deformación al este, y se produce un importante alzamiento y exhumación regional de los Andes asociado a altas tasas de erosión (Farías, 2007).

3. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DEL ESTERO YERBA LOCA

En la cuenca del estero Yerba Loca y sectores cercanos afloran unidades geológicas estratificadas e intrusivas, además de depósitos no consolidados, cuyas edades varían desde el Oligoceno Superior Inferior al Holoceno (Hémera, 2019 y referencias en ese trabajo), incluso con deslizamientos activos en tiempos históricos (Sepúlveda et al., 2020). La distribución de estas unidades se presenta en la Figura 3 en un mapa geológico simplificado del área.

La unidad estratificada más antigua que aflora en la zona del estero Yerba Loca y sectores adyacentes corresponde a la Formación Abanico (Eoceno-Oligoceno; Charrier et al., 2002). En el sector, esta unidad está representada por, al menos, tres litofacies distintas, concordante con lo propuesto por Jara y Charrier (2014). En el sector occidental, la Formación Abanico corresponde a una secuencia suavemente plegada con ejes de orientación NNE (litofacies c; Figura 3), constituida por una secuencia sedimentaria epiclástica de hasta 200 m expuestos, con capas de areniscas a limolitas hacia el techo y conglomerados finos, medios a gruesos con lentes de areniscas que, en sectores, presentan laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y en artesa. En el sector oriental, en el valle del río Olivares, afloran rocas de dos litofacies (litofacies a y b; Figura 3). La primera está constituida por una secuencia estratificada y plegada esencialmente volcánica efusiva de hasta 400 m de espesor expuesto, formada por lavas andesíticas con facies densas y brechosas autoclásticas, con bandeamiento de flujo

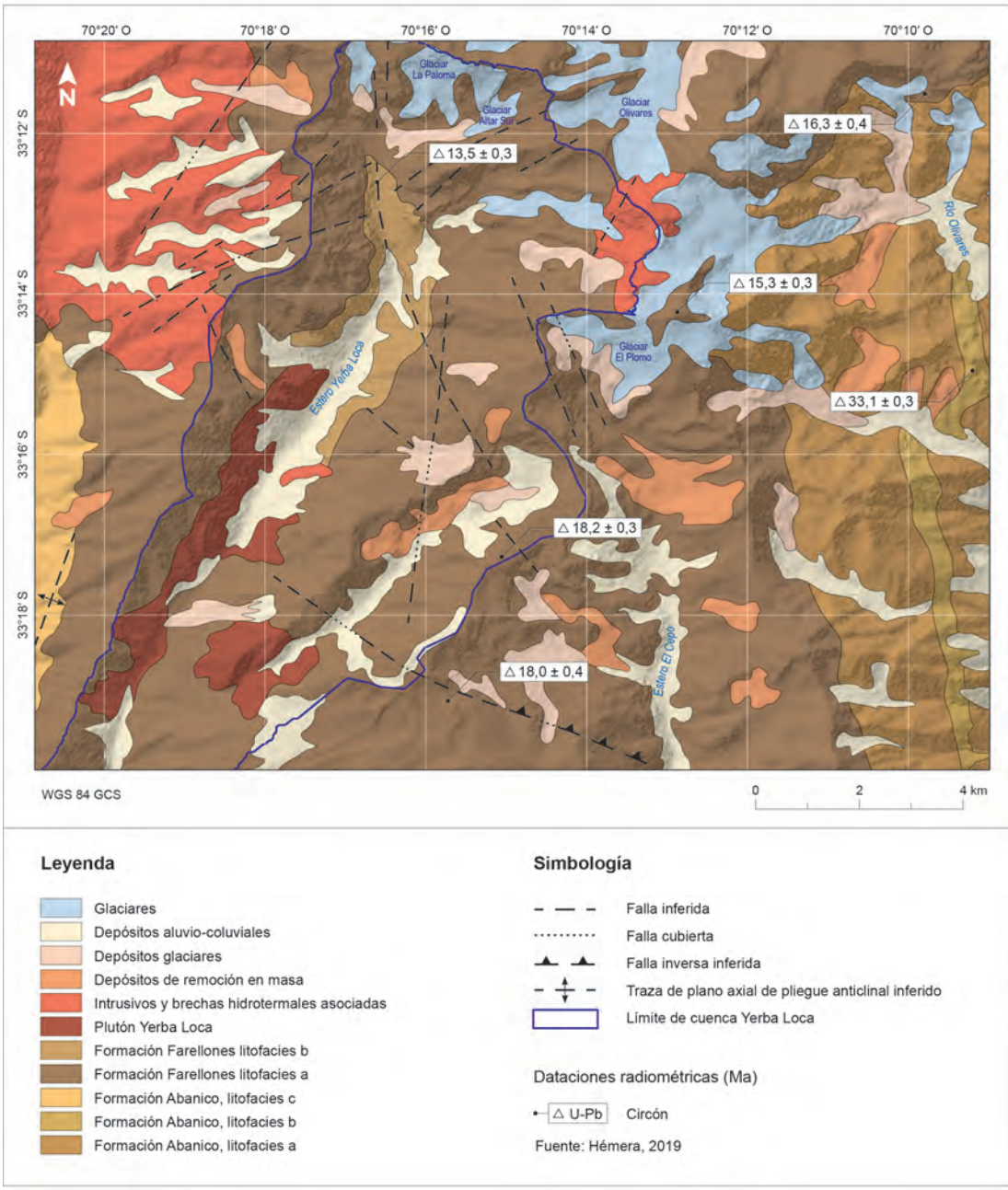


Figura 3. Mapa geológico simplificado de la cuenca del estero Yerba Loca (original a escala 1:50.000; Fuente: Hémera, 2019).

plegado bien desarrollado, con intercalaciones de tobas de ceniza a tobas de lapilli de composiciones andesítica a dacítica. Las lavas tienen textura porfírica principalmente con fenocristales de plagioclasa y piroxeno en masa fundamental afanítica, en sectores vesicular a amigdaloidal con relleno de clorita, calcita y/o esmectita. La segunda corresponde a una secuencia volcanoclástica también plegada (Figura 4 arriba izquierda y arriba derecha), de hasta 600 m de espesor expuesto, formada principalmente por rocas piroclásticas de composiciones andesítica a dacítica, en las que predominan las tobas de ceniza y las tobas de lapilli pumíceas con diversos grados de soldamiento, y con intercalaciones de conglomerados medios a limolitas rojas epiclásticos, en sectores laminados. Las tobas de lapilli fino incluyen pómez blanquecinas, fragmentos líticos porfíricos inmersos en matriz de ceniza vítrea con cristales de plagioclasa y biotita oxidada. Una nueva edad U-Pb (uranio-plomo) en circón en una toba de ceniza, obtenida por Hémera (2019) en la vertiente occidental de la parte alta de la cuenca del río Olivares, justo al este del estero Yerba Loca (litofacies b; Figura 3), entrega una edad de *ca.* 33 Ma (límite Eoceno-Oligoceno; Tabla 1), lo que indicaría que en el área las rocas de esta formación representan la parte más inicial dentro de la evolución del dominio de la Cuenca Abanico y, por ende, algunas de las cuencas iniciales que dieron lugar a la sedimentación contemporánea con el profuso volcanismo que la caracteriza.

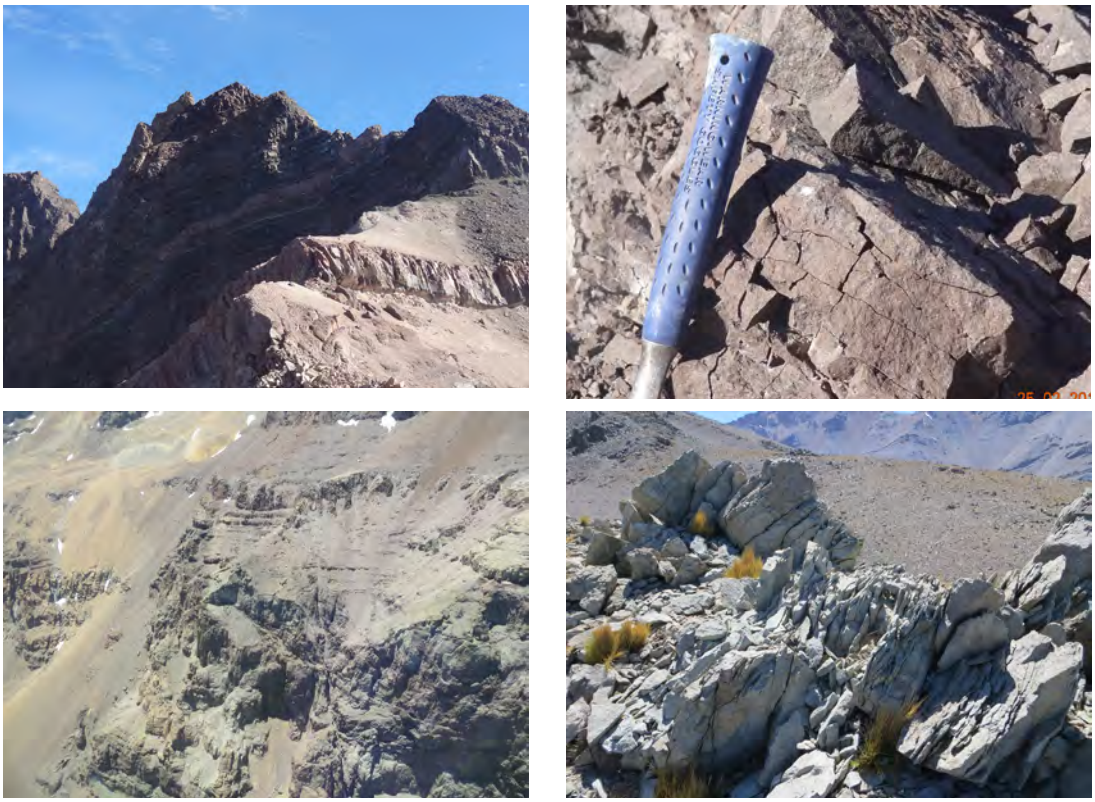


Figura 4. Fotografías representativas de las unidades volcanoclásticas estratificadas oligo-miocenas que afloran en la cuenca del estero Yerba Loca. Secuencia estratificada y ligeramente plegada de tobas con intercalaciones de areniscas y conglomerados epiclásticos de la Formación Abanico, ladera O del valle del río Olivares (arriba izquierda). Detalle de rocas sedimentarias epiclásticas de la Formación Abanico, ladera O del valle del río Olivares (arriba derecha). Secuencia volcanoclástica estratificada de la Formación Farellones en el estero Yerba Loca, formada por lavas, tobas y escasas intercalaciones (abajo izquierda). Detalle de lavas andesíticas con fracturamiento lajoso de la Formación Farellones en ladera este del estero Yerba Loca (arriba derecha).

La unidad de mayor extensión que aflora en el área de la cuenca del estero Yerba Loca corresponde a la Formación Farellones (Mioceno Inferior a Medio; Klohn, 1960). Esta unidad corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria formada por coladas de lava dacíticas a andesítico-basálticas, domos riolíticos, tobas de lapilli generalmente dacíticas, y rocas sedimentarias como brechas, conglomerados y areniscas líticas (p. ej. Thiele, 1980; Elgueta et al., 1999; Hémera, 2019). En el área de la cuenca del estero Yerba Loca, las rocas de la Formación Farellones corresponden a una secuencia gruesamente estratificada y suavemente plegada de hasta 300 m de espesor expuesto, formada por rocas esencialmente volcánicas con muy escasas intercalaciones de rocas epiclásticas, las que pueden agruparse en dos litofacies principales. La litofacies a, que aflora en gran parte de la zona entre el estero Yerba Loca y el río Olivares (Figura 3, Figura 4 abajo izquierda) está constituida por lavas de composiciones andesítica a dacítica, por domos de composición dacítica, así como escasas intercalaciones de niveles piroclásticos compuestos por tobas de ceniza media a lapilli fino de las mismas composiciones, macizas a finamente laminadas. Las lavas andesíticas presentan facies densas y brechosas autoclásticas, con bandeamiento de flujo y/o fracturamiento lajoso bien desarrollado (Figura 4 abajo derecha). Tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, anfíbola y piroxeno en masa fundamental vítrea con microlitos de plagioclasa. Los domos, de hasta 80 m de espesor expuesto, presentan facies brechosas autoclásticas y bandeamiento de flujo plegado muy bien desarrollados, facies densas con escasos fenocristales y masas fundamentales vítreas con diversos grados de vesicularidad y, localmente, con litofisas. La litofacies b aflora esencialmente en la parte alta de la cuenca del estero Yerba Loca (Figura 3) y está representada principalmente por rocas piroclásticas formadas por brechas piroclásticas monomícticas, tobas brechosas y tobas de lapilli fino pumíceas. Las brechas piroclásticas son ricas en fragmentos juveniles, con algunas pómez aplastadas y orientadas (*fiammes*) y escasos fragmentos líticos porfíricos inmersos en matriz de ceniza gruesa a lapilli fino rica en cristales de plagioclasa y anfíbola. Las tobas brechosas se componen de abundantes fragmentos líticos porfíricos inmersos en matriz de ceniza gruesa a media rica en cristales de plagioclasa y tobas de lapilli fino a medio, líticas con matriz de ceniza fina a media, en sectores fuertemente silicificada. Cinco nuevos datos geocronológicos obtenidos mediante el método U-Pb en circones (Hémera, 2019), entregan valores entre *ca.* 18 Ma y *ca.* 13 Ma para las rocas volcánicas de la Formación Farellones en el sector del estero Yerba Loca (Tabla 1).

Tabla 1. Nuevos datos geocronológicos en el área de la cuenca del estero Yerba Loca y zonas adyacentes. Fuente: Hémera, 2019.

Código	Coordenada Este	Coordenada Norte	Unidad	Método	Mineral	Litología	Edad (Ma) ± Error
LBR-56	392.561	6.320.483	Formación Abanico	U/Pb	Circones	Toba dacítica	33,1 ± 0,3
LBJ-06	381.009	6.324.692	Formación Farellones	U/Pb	Circones	Andesita	13,5 ± 0,3
LBJ-38	391.571	6.326.850	Formación Farellones	U/Pb	Circones	Andesita	16,3 ± 0,4
LBJ-39a	383.519	6.316.090	Formación Farellones	U/Pb	Circones	Riodacita	18,2 ± 0,3
LBR-01	382.524	6.312.762	Formación Farellones	U/Pb	Circones	Dacita	18,0 ± 0,4
LBR-55a	386.844	6.321.768	Formación Farellones	U/Pb	Circones	Andesita	15,3 ± 0,3

Las unidades oligo-miocenas estratificadas están intruidas por una serie de cuerpos intrusivos de emplazamiento plutónico a hipabisal (Figura 3). El más antiguo de los que afloran en el sector corresponde al Plutón Yerba Loca de *ca.* 14 Ma (Mioceno Medio; Deckart et al., 2014) el cual presenta diversas litologías desde granodioritas de anfíbola y biotita hasta monzodioritas cuarcíferas de anfíbola y escasa biotita (Deckart et al., 2014; Figura 3; Figura 5 arriba izquierda y arriba derecha). Una serie de cuerpos intrusivos más jóvenes, con edades comprendidas entre *ca.* 6 y *ca.* 11 Ma (Toro et al., 2012; Deckart et al., 2014; Piquer, 2015), se disponen en la parte intermedia a alta de la cuenca (Figura 3). Muchos de estos intrusivos están espacial y genéticamente asociados a cuerpos de brechas hidrotermales, algunas de las cuales presentan alteración y mineralización cuprífera (p. ej. Piquer, 2015).

Entre los depósitos no consolidados que afloran en la cuenca del estero Yerba Loca se reconocen, principalmente, los de remociones en masa y los de tipo coluvial, fluvial y glaciar del Pleistoceno y Holoceno. Los depósitos glaciares se disponen principalmente en las partes altas de las hoyas hidrográficas del sector, en particular en la base de valles glaciares y/o de glaciares blancos o de roca aún activos (Figura 3). Depósitos de remoción en masa de tipo deslizamiento se distribuyen en las laderas de los valles a lo largo de toda la cuenca del estero (Figura 3), habiendo ocurrido incluso en años recientes en la parte media a baja de la cuenca (Sepúlveda et al., 2020). Depósitos de remoción en masa hídricas como flujos y crecidas de detritos se disponen esencialmente como relleno parcial de los fondos de valles y quebradas (Figura 3; Figura 5).



Figura 5. Fotografías representativas de unidades intrusivas miocenas y depósitos de remoción en masa pleistocenos que afloran en la cuenca del estero Yerba Loca. Plutón Yerba Loca (Mioceno Medio), fases de tonalita de anfíbola en estero La Leonera (arriba izquierda). Detalle de monzodiorita cuarcífera de anfíbola del Plutón Yerba Loca (abajo derecha). Depósitos de remoción en masa de tipo crecida de detritos, parte alta de la cuenca del estero Yerba Loca (abajo izquierda). Lóbulo lateral abrupto de depósito de remoción en masa de tipo flujo de detritos, parte media de la cuenca del estero Yerba Loca (abajo derecha).

Desde el punto de vista estructural, el área de la cuenca del estero Yerba Loca se ubica en el denominado Dominio Cuenca de Abanico (Charrier et al., 2002, 2007), cuyos límites serían la Falla San o de Ramón, por el oeste y la Falla El Diablo por el este (Farías, 2007). En este dominio, las rocas de la Formación Farellones presentan, en general, una estratificación subhorizontal, con suave basculamiento y desarrollo de pliegues y escasas fallas con expresión en superficie (p. ej. Carrizo et al., 2012; Piquer, 2015), aunque localmente presentan una serie de discordancias intra-volcánicas que, en sectores, llegan a tener más de 30°. En la cuenca del estero Yerba Loca propiamente tal, las estructuras de mayor relevancia corresponden a un pliegue sinclinal seguido de un anticlinal; ambos con ejes de orientación general NNE-SSO con bajas amplitud y longitud de onda, una de cuyas trazas coincidiría de forma aproximada con el eje del estero Yerba Loca.

4. GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA

4.1. Contexto general de la cuenca del estero Yerba Loca

La cuenca del estero Yerba Loca corresponde a un profundo valle con orientación preferente NNE-SSO. La cuenca evidencia erosión fluvial en zonas de menor altitud, mientras que hacia la cabecera presenta rasgos morfológicos glaciares asociados a las glaciaciones del Pleistoceno (Arroyo et al., 2002).

Destaca la presencia de los cerros La Paloma (4.910 m s.n.m.) y Altar (5.180 m s.n.m.) en el extremo N de la cuenca, el cordón de la Sierra Bella por el O y los cerros Leonera (4.954 m s.n.m.), Pintor (4.180 m s.n.m.) y La Parva (4.050 m s.n.m.) por el E. Las laderas presentan un aspecto escalonado y abrupto, debido a la disposición subhorizontal y variaciones locales de la estratificación del macizo montañoso (SERNAGEOMIN, 2019).

4.2. Hidrografía

La cuenca del estero Yerba Loca es de carácter exorreica y posee una superficie aproximada de 107,9 km^2. La red hidrográfica presenta un patrón de drenaje paralelo, influenciado por las estructuras geológicas presentes. El cauce principal tiene una longitud de 22 km desde su nacimiento, en el cerro La Paloma hasta la confluencia con el río San Francisco, el cual en conjunto con el río Molina dan forma al río Mapocho. Alberga dos microcuencas de orientación NE-SO que tributan al estero Yerba Loca, correspondientes a los esteros La Leonera y Los Chorrillos del Plomo.

Los glaciares y el derretimiento nival se configuran como una fuente de agua importante para la región en periodos estivales (Casassa et al., 2015), siendo relevantes en la cuenca de estudio, la presencia de los glaciares La Paloma, Del Rincón, Altar Sur y Piedra Carvajal. Según lo indicado por Clavero et al. (2021) en el área de estudio las temperaturas tendrán un aumento sostenido de hasta 3,8 °C hacia finales de siglo, acompañada de una disminución global de las precipitaciones anuales, con una alta variabilidad interanual de estas y la ocurrencia de eventos muy lluviosos de corta duración.

4.3. Morfometría

Debido a controles tectónicos y geológicos la cuenca presenta una exposición O, NO y SO, que representan el 25%, 19% y 16% de la superficie respectivamente. La Figura 6 muestra la distribución de la altitud, pendiente y orientación de las laderas en la cuenca del estero Yerba Loca. En la Tabla 2 se muestran los resultados del **análisis morfométrico**.

Los glaciares y el derretimiento nival se configuran como una fuente de agua importante para la región en periodos estivales (Casassa et al., 2015), siendo relevantes en la cuenca de estudio, la presencia de los glaciares La Paloma, Del Rincón, Altar Sur y Piedra Carvajal.

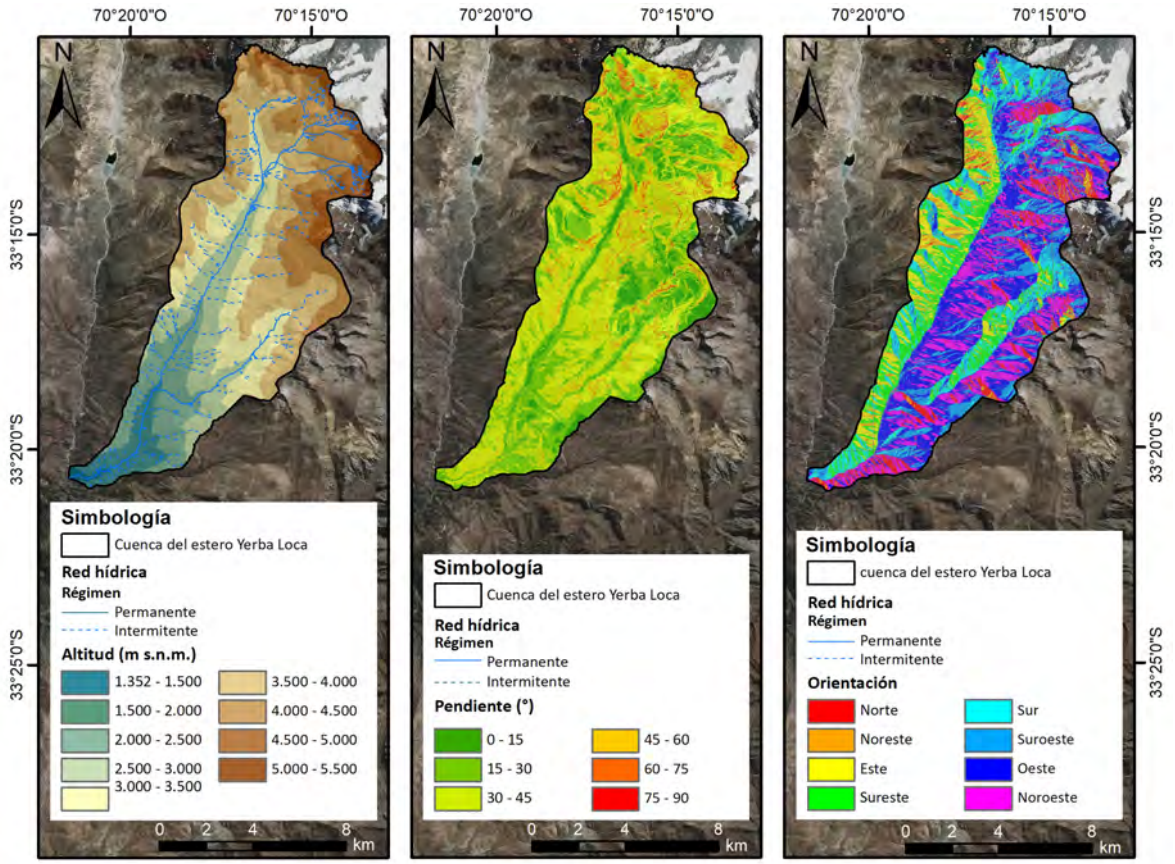


Figura 6. Altitud (m s.n.m.), pendiente (°) y orientación de las laderas de la cuenca del estero Yerba Loca. Modificado de Pérez et al. (2018).

Las altitudes de la cuenca oscilan entre los 1.350 y 5.380 m s.n.m. aproximadamente, donde el 31% de la superficie se localiza bajo los 3.000 m s.n.m., un 43% entre los 3.000 y 4.000 m s.n.m., mientras que un 26% sobre los 4.000 m s.n.m.

Las pendientes del sector fluctúan entre los 3° y 87°, clasificadas desde suaves hasta muy escarpadas (Araya-Vergara y Börgel, 1972; Ferrando, 1993). El 31% y 46% de la superficie de la cuenca presenta pendientes que oscilan entre los 15°-30° y 30-45°, respectivamente. Mientras que el 12,5% del área presenta pendientes sobre los 45°, localizadas en la cabecera de la cuenca, con superficies escarpadas que favorecen la caída y desprendimientos de roca. Las pendientes corresponden al principal factor de desarrollo y control de las formas del relieve, y permiten entender el movimiento del agua en la cuenca.

Los elementos fisiográficos como el relieve y la pendiente (Singh et al., 2011), revelan que la escorrentía e infiltración presentan un gran potencial erosivo. Esto es consistente con el Índice de Compacidad de Gravelius de 1,65 (Tabla 2), característico de una cuenca de forma alargada que posee rapidez de escurrimiento potencial moderado y un cauce principal que puede recibir aportes de manera gradual sin represamientos debido a la presencia de altas pendientes. Este índice señala una tendencia de la cuenca a concentrar grandes volúmenes de agua en su escurrimiento, lo que sumado al desnivel (4.027 m aproximados), podría provocar inundaciones en sus puntos de descarga ante eventos de precipitaciones extremas.

Por otra parte, la densidad de drenaje de 2,23 (Tabla 2) indica que la capacidad de drenaje como respuesta ante eventos climáticos extremos sería rápida, drenando el agua desde zonas elevadas en menor tiempo

Tabla 2. Parámetros morfométricos de la cuenca del estero Yerba Loca. Modificado de Pérez et al. (2018).

Parámetro morfométrico	Resultados
Lineales	
Perímetro de la cuenca	60,9 km
Longitud del cauce principal	22 km
Longitud de la red hídrica	241 km
Superficiales	
Área o magnitud de la cuenca	107,9 km^2
Densidad de la red de drenaje	2,23
Coeficiente de compacidad	1,65
Forma de la cuenca	Alargada
Tiempo de concentración	83,43 min
Relieve	
Altitud	Entre 1.350 – 5.380 m
Desnivel	4.026,97 m
Pendiente (°)	3 – 87°
Pendiente promedio (°)	31°
Rapidez de escurrimiento potencial	Moderado
Curva hipsométrica	Paisaje joven y gran potencial erosivo

que cuencas con densidades de drenaje menores (Strahler, 1964). En la cuenca del estero Yerba Loca las altas densidades de drenaje estarían asociadas a la presencia de rocas débiles, vegetación escasa y relieve montañoso.

Finalmente, los parámetros morfométricos medidos muestran coherencia con la información de la **curva hipsométrica** (Figura 7), donde se observa que la cuenca se caracteriza por ser geomorfológicamente joven, capaz de movilizar grandes volúmenes de sedimentos y bloques de rocas.

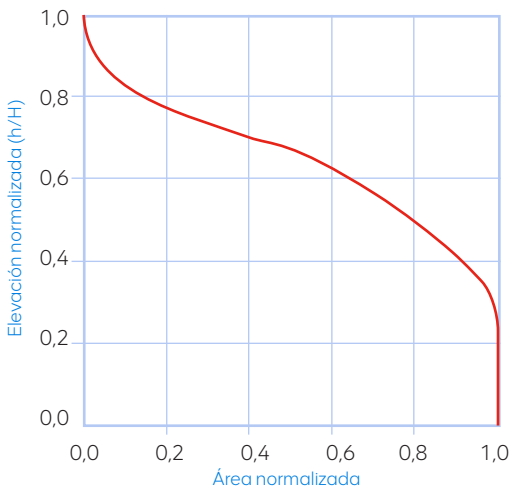


Figura 7. Curva hipsométrica de la cuenca del estero Yerba Loca. Se observa que aproximadamente más del 69% de la superficie de la cuenca presenta altitudes superiores a 3.000 m s.n.m. y valles alargados de origen fluvial.

4.4. Sistemas geomorfológicos y geoformas de la cuenca del estero Yerba Loca

El valle principal del estero Yerba Loca, desde la confluencia del río San Francisco hasta los 2.500 m s.n.m. presenta una marcada morfología fluvial, con un perfil transversal en forma de "V". Las quebradas tributarias se desarrollan de manera incisa como canales de flujo que transportan sedimentos en temporadas invernales o lluviosas, con depósitos aluviales y coluviales en sus bases.

Desde los 2.500 hasta los 2.800 m s.n.m. los rasgos de erosión fluvial son menos evidentes y el modelado glaciar aparece de manera incipiente, con laderas cóncavas en su base y abundante presencia de depósitos gravitacionales y aluviales en las laderas. Las quebradas tributarias se desarrollan como canales incisos, con depósitos aluvio-coluviales en sus bases y, en menor medida, como valles colgados con presencia de glaciares rocosos y depósitos glaciares en su base.

Desde los 2.800 m s.n.m. hacia la cabecera de la cuenca se evidencia una marcada morfología en "U". La base de las laderas es cóncava y los afloramientos rocosos presentan pendientes abruptas, formando cornisas y circos glaciares que caracterizan la cabecera de las quebradas. Por otro lado, desde los 3.400 m s.n.m. hacia arriba se desarrollan glaciares de valle y rocosos en el fondo de las quebradas.

Tabla 3. Sistemas geomorfológicos y geoformas de la cuenca del estero Yerba Loca. Modificado de Pérez et al. (2018).

Sistema geomorfológico	Geoformas
Litoestructural	Cornisas Escarpes litológicos
Glaciar	Glaciar de montaña Glaciar de valle Glaciarete Glaciar rocoso Morrena de fondo Morrena central Morrena lateral Roca aborregada Grietas glaciares Circo glaciar Circo glaciar degradado Cordón morrénico Hombrera glaciar Escarpe frontal Escarpe de erosión glaciar
Periglaciar	Rampas de protalud Lóbulos de gelifluxión Lago periglaciar
Nival	Nichos de nivación
Gravitacional	Cono coluvial Conos coluviales coalescentes **Hummocks** Corona de deslizamiento
Aluvial	Cono aluvio-coluvial Conos aluvio-coluviales coalescentes Abanico aluvial Canal de flujo Escarpe de flujo
Fluvial	Llanura fluvio-aluvial Terraza fluvio-aluvial Escarpe de erosión fluvial

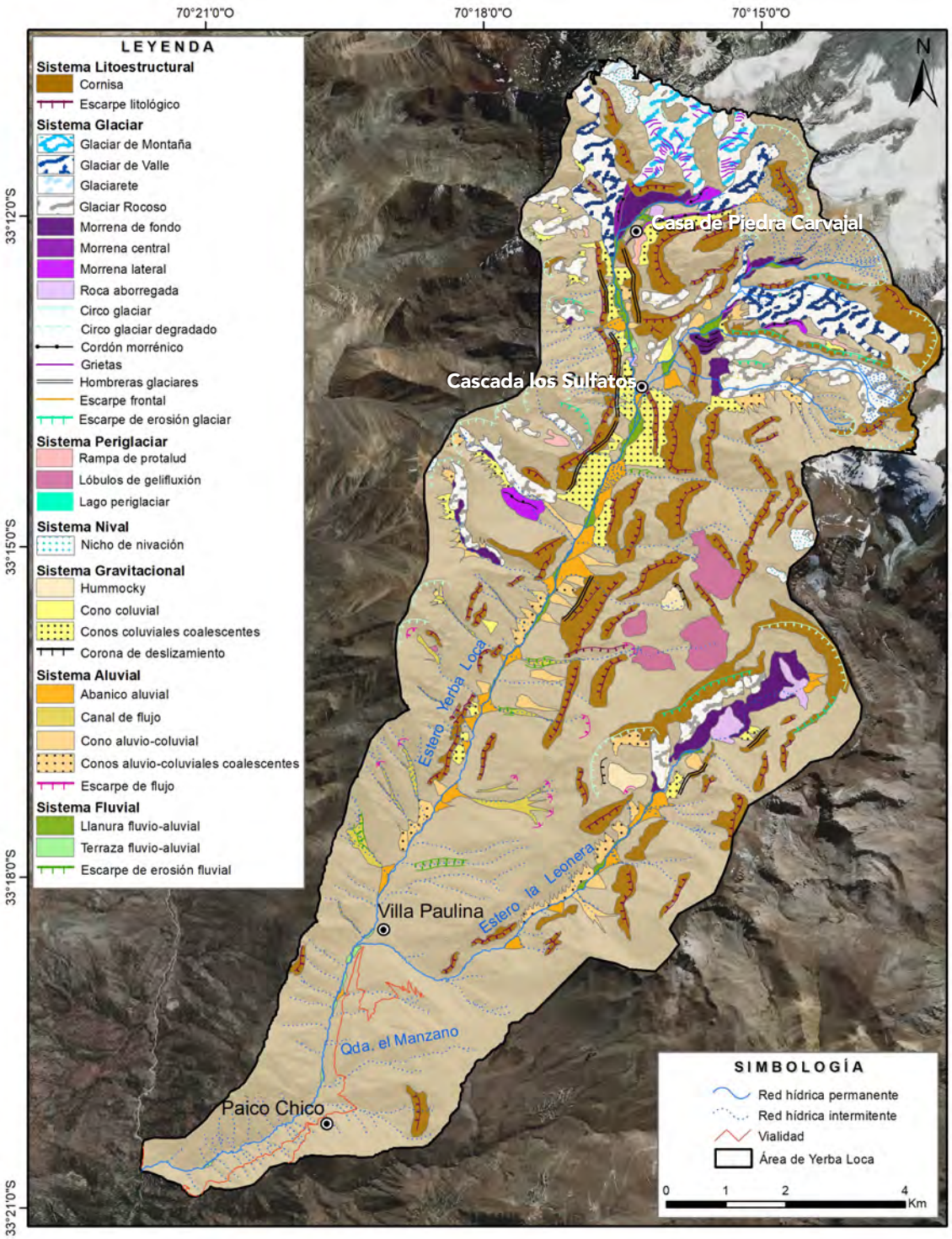


Figura 8. Mapa geomorfológico de la cuenca del estero Yerba Loca. Modificado de Pérez et al. (2018).

Los **sistemas geomorfológicos** y las **geoformas** identificados en la cuenca representan los procesos y factores que interactúan en el sector andino de Chile central, con una fuerte influencia estructural y tectónica, que determina la orientación de los valles, los cuales se encuentran modelados por procesos glaciares, periglaciares, gravitacionales, aluviales y fluviales (Pérez et al., 2018).

Los procesos erosivos se evidencian mediante la presencia de escarpes, asociados a la erosión diferencial de afloramientos rocosos que actúan como fuente de sedimentos para la formación de geoformas depositacionales. El transporte y posterior depositación de los sedimentos se expresa en la generación de morrenas a partir de glaciares en la base de las quebradas sobre los 3.500 m s.n.m.; la formación de conos coluviales en la base de las laderas por procesos gravitacionales; y depósitos aluviales próximos a los cauces con formas de abanicos y conos producto de la interacción de procesos gravitacionales e incorporación de agua en el transporte de los sedimentos.

Los sistemas y geoformas identificados en la cuenca del estero Yerba Loca se muestran en la Tabla 3 y Figura 8.

1. Sistema Litoestructural

El sistema litoestructural es consecuencia de procesos tectónicos que exponen afloramientos de roca y determinan su disposición y orientación. Las distintas litologías determinan la competencia de las rocas, que controla el aspecto en que se encuentran en superficie. Las geoformas asociadas a este sistema corresponden a cornisas y escarpes litológicos (Figura 9a).

Las cornisas se presentan como afloramientos rocosos expuestos en las laderas, en forma de voladizos elongados con abruptos escarpes. Se ubican preferentemente en las laderas de exposición O del valle principal y quebradas tributarias. La presencia de estas geoformas está condicionada por los planos estratificados de las rocas pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones, y a la competencia de los estratos ante los procesos erosivos.

Los escarpes litológicos se encuentran asociados al desarrollo de las cornisas que configuran la zona de origen de conos coluviales y aluvio-coluviales individuales y coalescentes. Estos se forman en respuesta a la erosión diferencial que sufren los afloramientos rocosos, generando pendientes superiores a 65°.

2. Sistema Glaciar

El sistema glaciar es consecuencia de los procesos erosivos y de depositación glaciar que ocurren como resultado de la dinámica del hielo glaciar (Hughes y Woodward, 2009). Asociado a los procesos erosivos, se reconocen valles en forma de "U", valles colgantes, rocas aborregadas, hombreras glaciares, circos glaciares y escarpes de erosión glaciar. Agrupados en los procesos de depositación se distinguen las morrenas de diverso tipo (fondo, laterales y frontales).

Los glaciares identificados en la cuenca cubren 9,5 km^2 del área y corresponden a cuatro glaciares de montaña, tres glaciares de valle, dos glaciaretes y 21 glaciares rocosos (DGA, 2008). En la cabecera de la cuenca, a 4.486 m s.n.m., destaca el glaciar La Paloma, con un área de 1,2 km^2 (Figura 9b) cuya superficie presenta grietas transversales y longitudinales, las que marcan el límite entre las zonas de acumulación y ablación (DGA, 2008). Los glaciares rocosos se disponen de manera lingüiforme y lobulada, ubicados en quebradas tributarias entre los 3.800 y 5.000 m s.n.m. Se componen por detritos pobremente clasificados, los límites frontales y laterales son escarpados, con variaciones en la coloración que marcan el límite entre la capa activa superior y la zona inferior compuesta comúnmente por detritos de menor tamaño (Figura 9c).

Los circos glaciares se reconocen por su morfología semicircular en planta y escarpes pronunciados generados por la erosión mecánica de los glaciares. Se ubican en la cabecera de las quebradas tributarias, desde los 3.600 hasta los 4.600 m s.n.m. Al ser formas labradas sobre afloramientos rocosos, en sus bases se identifican depósitos coluviales y aluvio-coluviales (Figura 9d).

Las hombreras glaciares se reconocen como la zona de inflexión en la pendiente de las laderas, se observa que el perfil cóncavo en el tramo inferior cambia a un perfil rectilíneo o convexo hacia la zona superior. La erosión glaciar en las laderas del valle principal se observa entre los 2.700 hasta los 3.500 m s.n.m. en el sector de Casa de Piedra Carvajal. Asociados al límite de los afloramientos rocosos en las laderas, se desarrolla una cobertura detrítica de conos coluviales y aluvio-coluviales (Figura 9e).

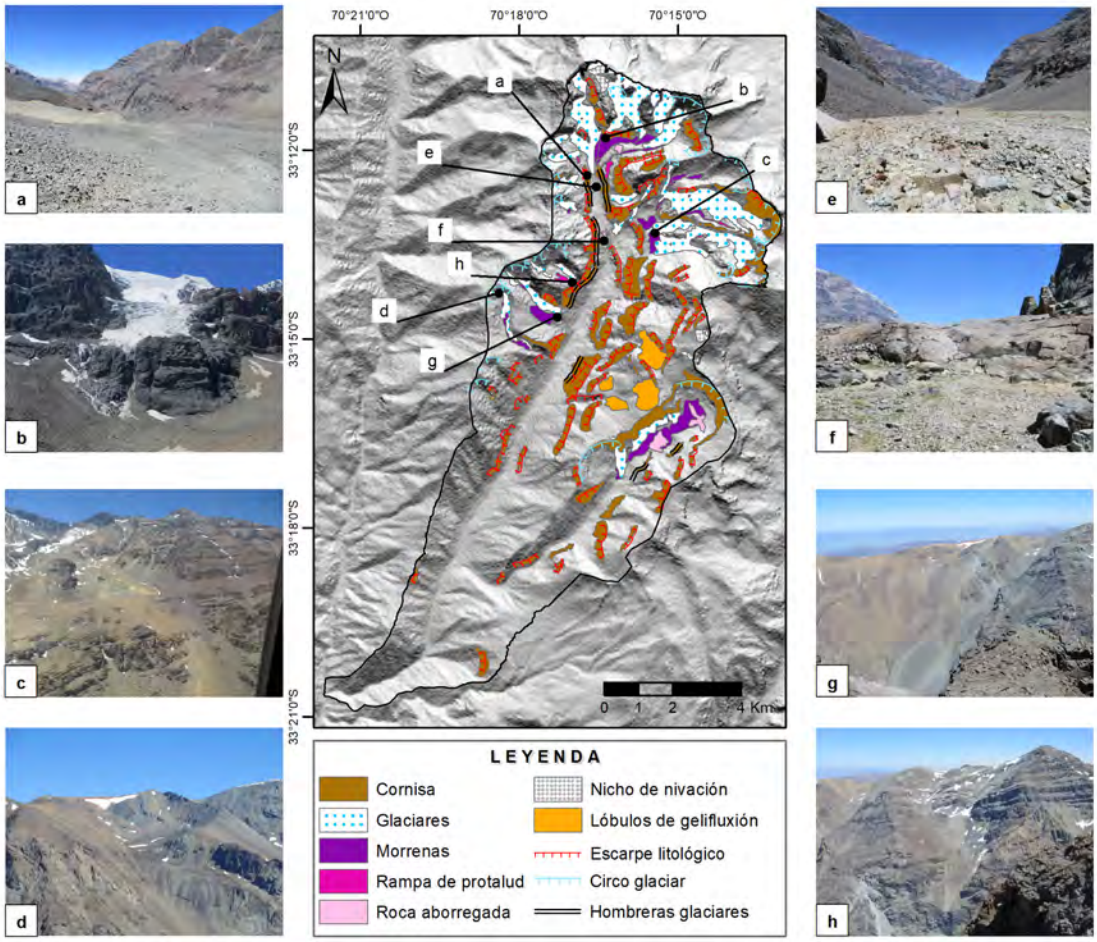


Figura 9. Distribución de las geoformas en los sistemas litoestructural, glaciar, periglaciar y nival. **a)** Cornisas y escarpes litológicos; **b)** Glaciar La Paloma; **c)** Glaciares rocosos; **d)** Circo glaciar y nicho de nivación; **e)** Valle glaciar en forma de "U" y hombreras glaciares; **f)** Roca aborregada; **g)** Morrena lateral; **h)** Rampa de protalud. Modificado de Pérez et al. (2018).

Las rocas aborregadas, identificadas en el sector de Casa de Piedra Carvajal (3.600 m s.n.m.) y en la cabecera del estero la Leonera (3.500 m s.n.m.), corresponden a afloramientos rocosos ubicados en la base de las quebradas, rodeados por morrenas de fondo cuya superficie se encuentra pulida debido a la erosión glaciar (Figura 9f).

Las morrenas se localizan en el sector alto de la cuenca y en quebradas tributarias, a partir de los 3.300 m s.n.m. Se pueden identificar tres tipos: morrenas de fondo, morrenas laterales y morrenas centrales. Las morrenas laterales ubicadas en el sector de Casa Piedra Carvajal tienen una orientación NE-SO, con extensiones máximas de 2 km y se encuentran bien preservadas, con una morfología elongada y cordones morrénicos claros y bien definidos. Las morrenas de fondo se ubican desde los 3.400 m s.n.m., donde las de mayor extensión se reconocen aguas abajo del glaciar La Paloma y en la zona superior de la quebrada del estero la Leonera, caracterizadas por su superficie lobulada y la presencia de bloques heterométricos redondeados a subangulosos inmersos en una matriz fina con abundante fracción de limo-arcilla (Figura 9g).

3. Periglaciar

El sistema periglaciar es consecuencia de los procesos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y parte superior del suelo, permitiendo el modelado de la geomorfología en regiones andinas mediante procesos de solifluxión y otros procesos criogénicos (Trombotto et al., 2014). Las geoformas ubicadas en el área, generadas a partir de estos procesos, corresponden a rampas de protalud, lóbulos de gelifluxión y lagos periglaciares.

Las rampas de protalud se reconocen como terrazas elongadas de acumulación de detritos con marcado escarpe frontal, ubicados en la base de las laderas. En su superficie presentan surcos y crestas incipientes, de orientación paralela a las laderas en que se encuentran. Corresponden a cinco geoformas con exposición E, O y N, que cubren 0,14 km^2, ubicadas en el sector de Casa de Piedra Carvajal y en las quebradas tributarias desde los 3.600 m s.n.m.(Figura 9h).

Los lóbulos de gelifluxión se presentan como superficies rugosas inclinadas con desarrollo de lóbulos con exposición preferente hacia el oeste. Se ubican en la ladera oriental del valle principal a 3.600 m s.n.m. y cubren 1,4 km^2.

Los lagos periglaciares corresponden a dos cuerpos de agua ubicados en el glaciar Del Rincón en la cabecera de la cuenca y en el glaciar de valle ubicado al sureste de Casa de Piedra Carvajal. Cubren un área de 4.000 m^2 con forma circular en planta y se caracterizan por ser depresiones sobre los glaciares de valle rellenas de agua, posiblemente asociadas a depresiones de *thermokarst*.

4. Sistema Nival

Corresponden a depresiones cóncavas abandonadas por los hielos cuaternarios, en ocasiones asociados a los circos glaciares, donde se acumula nieve y se conserva debido a la depresión en la que se depositan (Figura 9d). Este sistema también se desarrolla en zonas llanas elevadas producto del antiguo modelado glaciar. La acumulación nival expuesta en las zonas de sotavento aumenta su potencial de riesgo cuando la nieve es empujada, potenciada por la inclinación y formas de las laderas (Acosta, 2006).

La pérdida de cobertura de hielo expone los materiales del sustrato y de las formaciones superficiales a otros procesos. En el extremo altitudinal inferior y por el aumento de la temperatura, ocurren procesos de fitocolonización, con especies pioneras herbáceas. Se hacen evidentes los depósitos morrénicos, abandonados en el pasado reciente de los glaciares. Se puede observar los nichos de acumulación nival en la ladera este del valle principal a 4.500 m s.n.m. y en la cabecera de la cuenca, entre los glaciares La Paloma y Del Rincón.

5. Sistema Gravitacional

El sistema gravitacional tiene una gran extensión a lo largo de la cuenca y se reconoce sobre los 2.400 m s.n.m. Se expresa en forma de conos coluviales y conos coluviales coalescentes dependiendo de las condiciones morfoestructurales. Además, destaca la presencia de un depósito de deslizamiento con morfología tipo *hummocky* (cerrillos) ocurrido en el año 2018, descrito por SERNAGEOMIN (2019) y estudiado por Sepúlveda et al. (2020).

Los conos se caracterizan por presentar fuertes pendientes (>30°) y, en sus porciones distales, se observan grandes bloques procedentes de afloramientos rocosos expuestos sobre estas geoformas. La ladera O del valle principal presenta una cobertura continua de conos coluviales coalescentes, que se desarrollan desde los 2.800 hasta los 3.500 m s.n.m. en el sector de Casa de Piedra Carvajal (Figuras 10a y 10b).

Las laderas desarrolladas sobre los 2.800 m s.n.m. marcan una disimetría con las laderas expuestas a menores elevaciones, debido a procesos glaciares pasados y periglaciares actuales. El desarrollo de los conos coluviales tiene directa relación con la exposición de afloramientos rocosos tras el retiro de las masas de hielo glaciar.

El depósito con morfología *hummocky* asociado al proceso de remoción en masa de tipo deslizamiento, ocurrido durante el año 2018, se localiza en la ladera este del valle principal, entre las coordenadas 382.121 E – 6.319.331 N y tiene una superficie de 0,1 km^2. Presenta una superficie escalonada perpendicular a la dirección de movimiento E-O y una corona de deslizamiento principal de 580 m de extensión (Figura 10c, extraída de SERNAGEOMIN, 2019).

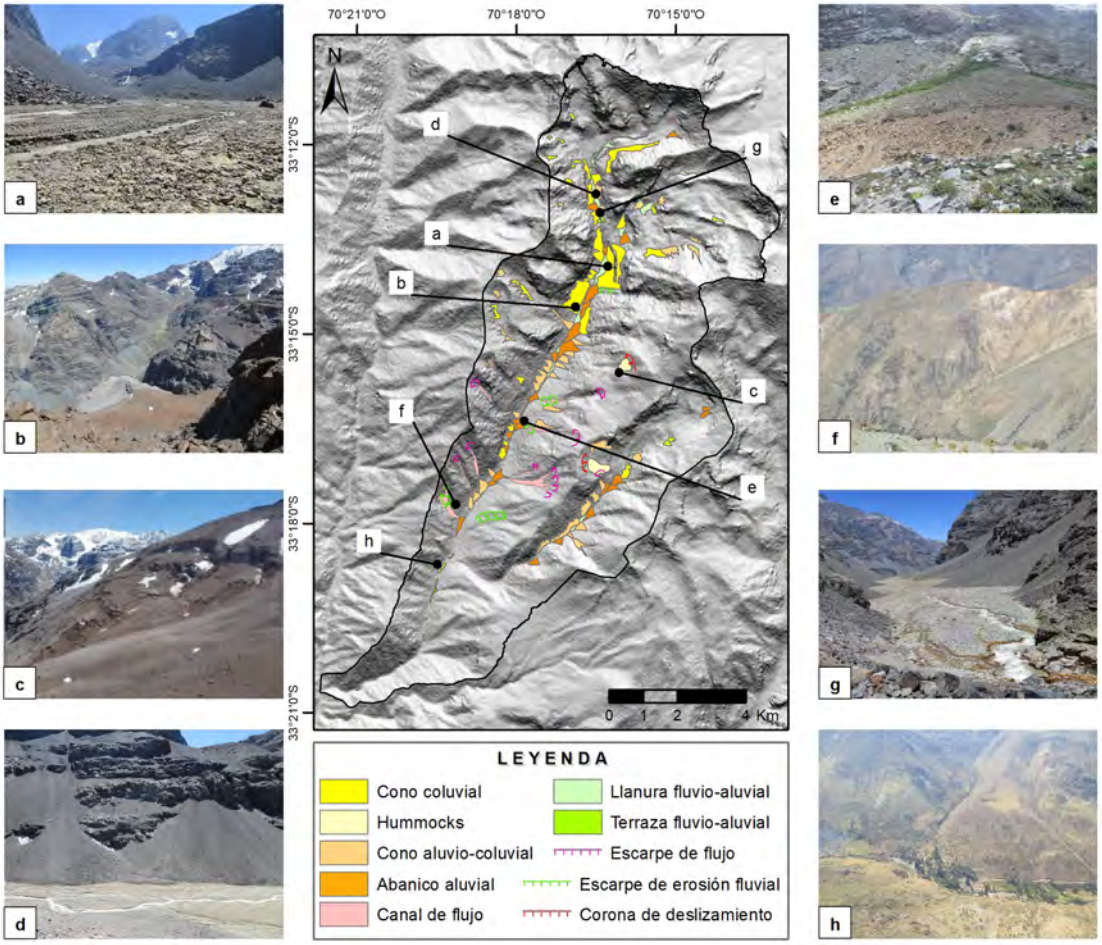


Figura 10. Distribución de las geoformas en los sistemas gravitacional, aluvial y fluvial: **a)** Conos coluviales y llanura fluvio-aluvial; **b)** Conos coluviales coalescentes; **c)** *Hummocks* (cerrillos) y corona de deslizamiento (extraída de SERNAGEOMIN, 2019); **d)** Conos aluvio-coluviales coalescentes; e) Abanico aluvial; **f)** Canal de flujo y escarpes fluviales; **g)** Llanura fluvio-aluvial y conos aluvio-coluviales; **h)** Terraza fluvio-aluvial con vegetación. Modificado de Pérez et al. (2018).

6. Sistema Aluvial

En el sistema aluvial se observan conos aluvio-coluviales y abanicos aluviales, constituidos por sedimentos originados por distintos procesos de transporte torrencial, depositados en las partes más bajas de los valles y a los pies de las laderas. En este sistema, destaca la presencia de canales de flujo y escarpes asociados a la proveniencia del material que rellena las quebradas y alimenta los abanicos.

Los conos aluvio-coluviales presentan pendientes aproximadas de 20° y se originan a partir de procesos mezclados de flujos aluviales en altas pendientes y caída de rocas. Se disponen de manera aislada, como también de manera coalescente. Se ubican en el valle principal desde los 2.100 m s.n.m., mientras que en la quebrada del estero La Leonera se hacen presentes desde los 2.600 m s.n.m. Los conos aluvio-coluviales aislados alcanzan extensiones máximas de hasta 800 m (Figura 10d).



Los abanicos aluviales tienen pendientes de reposo entre 5° y 15°, se ubican preferentemente en la base del estero Yerba Loca desde los 1.800 m s.n.m. y, en la base de la quebrada del estero La Leonera desde los 2.500 m s.n.m.

Los abanicos aluviales tienen pendientes de reposo entre 5° y 15°, se ubican preferentemente en la base del estero Yerba Loca desde los 1.800 m s.n.m. y, en la base de la quebrada del estero La Leonera desde los 2.500 m s.n.m. Se reconocen por su morfología de abanico, en donde el ápice se encuentra asociado a quebradas profundas tributarias y en su superficie, generalmente suave, destaca la presencia de incisiones asociadas a canales que descienden desde las quebradas (Figura 10e). El material que compone los abanicos se asocia a escarpes de flujo reconocidos aguas arriba de los depósitos. Las quebradas por las que se transportaron los sedimentos se reconocen como canales de flujo, las cuales presentan morfologías elongadas y lobuladas (Figura 10f).

7. Sistema Fluvial

A partir de los procesos de depositación fluvial, en este sistema se reconocen las terrazas y llanuras fluvio-aluviales mientras que, asociado a los procesos erosivos, se reconocen los escarpes de erosión fluvial.

Las llanuras fluvio-aluviales se originan a partir del proceso de desborde ocasional de los esteros y quebradas que permite la depositación de sedimentos finos en zonas con pendientes máximas de 5°. Estas llanuras son afectadas y alimentadas por procesos aluviales causados por flujos provenientes de quebradas tributarias y conos aluvio-coluviales que se entrelazan en las partes externas de las llanuras. Se ubican en el valle principal del estero Yerba Loca, distribuidos en tres sectores a lo largo del estero entre los 2.500 y 4.000 m s.n.m., y cubren una superficie aproximada de 0,83 km^2. En el sector alto de la cuenca (entre los 3.200 y 4.000 m s.n.m.) la llanura fluvio-aluvial se encuentra fuertemente influenciada por la fusión del hielo glaciar (Figura 10g).

Las terrazas fluvio-aluviales corresponden a superficies planas con pendientes de hasta 5°, adyacente a los esteros y quebradas compuestos por sedimentos de origen fluvial y aluvial. Se ubican en el valle principal del estero Yerba Loca, desde los 1.400 m s.n.m., 1 km hacia el este de la confluencia con el río San Francisco hasta los 1.900 m s.n.m. en el sector de Villa Paulina. Se caracterizan por estar ubicadas por sobre el nivel actual del estero, con un desnivel aproximado entre 5 y 10 m (Figura 10h).

5. CONCLUSIONES

La cuenca del estero Yerba Loca forma parte del sector occidental de la Cordillera Principal en este segmento andino, comprendida entre la Depresión Central por el oeste y la parte central de la Cordillera Principal por el este. Las unidades y estructuras geológicas que afloran en este sector representan esencialmente el dominio tectono-magmático de la Cuenca de Abanico del Eoceno-Oligoceno, así como del arco magmático del Mioceno y de la deformación principalmente compresiva del Mioceno Inferior a Medio (*ca.* 17-15 Ma), todo representado en el sector por secuencias estratificadas y plegadas, asignadas a las formaciones Abanico y Farellones. Las rocas de la Formación Abanico se agrupan en tres litofacies en el sector, una formada por rocas volcánicas esencialmente efusivas (litofacies a), otra formada por rocas piroclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias epiclásticas (litofacies b) y otra constituida por rocas principalmente sedimentarias, muchas de ellas de origen epiclástico (litofacies c). Una nueva edad obtenida en tobas en la parte alta de la cuenca del río Olivares, indica una edad de *ca.* 33 Ma para la litofacies b. Las rocas de la Formación Farellones en el sector se agrupan en dos litofacies, una formada principalmente por rocas volcánicas efusivas, andesíticas a dacíticas, y escasas intercalaciones piroclásticas (litofacies a), y otra constituida esencialmente por rocas piroclásticas, andesíticas a dacíticas (litofacies b). Cinco nuevas edades en diversas rocas de esta unidad entregan valores entre *ca.* 18 Ma y *ca.* 13 Ma. Estas unidades estratificadas están localmente intruidas por una serie de cuerpos intrusivos de emplazamiento plutónico a hipabisal, cuyas edades varían de *ca.* 14 Ma (Plutón Yerba Loca) a *ca.* 6-11Ma (cuerpos intrusivos de la parte media a alta de la cuenca), algunos de los cuales presentan cuerpos de brechas hidrotermales y mineralización cuprífera asociada. Las unidades geológicas más jóvenes corresponden a aquellas que modelan hasta el día de hoy el dinámico y activo paisaje precordillerano de la cuenca del estero, los que corresponden esencialmente a depósitos de origen glaciar, fluvial, coluvial y depósitos de remoción en masa de diversos orígenes.

Del punto de vista geomorfológico, la cuenca corresponde a un relieve joven y geomorfológicamente activo, con un potencial de escurrimiento moderado y la movilización de grandes volúmenes de sedimentos como consecuencia de la evolución tectónica de las rocas deformadas de las formaciones Abanico y Farellones, principalmente. El modelado geomorfológico de la zona es el resultado del desarrollo de glaciaciones durante el Pleistoceno Superior y las condiciones periglaciares preponderantes posteriores, donde el retroceso de las masas glaciares habría expuesto afloramientos rocosos que favorecen la generación de conos coluviales y aluvio-coluviales que cubren las laderas y los glaciares de valle. El transporte de sedimentos ocurre por procesos gravitacionales, aluviales y fluviales, fuertemente condicionados por las características climáticas, litológicas y estructurales del área.

La taxonomía de las formas del relieve, en función de los procesos geomorfológicos identificados, fueron asociados a siete sistemas geomorfológicos: litoestructural, glaciar, periglaciar, nival, gravitacional, aluvial y fluvial. Las geoformas del sistema litoestructural (cornisas y escarpes litológicos) son las de mayor cobertura dentro de la cuenca (13,3 km^2) y se presentan como respuesta a los procesos erosivos que afectan a las rocas y se constituyen, además, como fuente de sedimentos para la generación de geoformas depositacionales. El sistema glaciar constituye el segundo sistema de mayor cobertura (12,6 km^2), mientras que, los sistemas gravitacional y aluvial cubren 2,9 y 4,2 km^2 respectivamente, siendo estos últimos los sistemas de transferencia de sedimentos más recientes y activos, en respuesta a los procesos de erosión y a aquellos asociados a eventos climáticos extremos.

Debido a que el área de estudio consiste en un relieve joven y geomorfológicamente activo, con una alta disponibilidad de sedimentos y afloramientos expuestos, se espera que la cuenca siga siendo una zona susceptible a la generación de procesos de remociones en masa ante el escenario de cambio climático global proyectado, que generaría el aumento de la temperatura, el retroceso de los glaciares y el aumento en la recurrencia de eventos climáticos extremos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a B. Droguett, G. Anabalón, R. Quiroga, y R. Arcos de Amawta Geoconsultores, R. Börgel y L. Sánchez de la Universidad Mayor, por sus contribuciones en las etapas iniciales del estudio.

REFERENCIAS

Acosta, E. (2006). *Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de roca en el Valle de Benasqué (Pirineo Aragonés)* (Tesis doctoral). Instituto Geológico y Minero de España, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

Allmendinger, R. W., González, G., Yu, J., Hoke, G., y Isacks, B. (2005). Trench-parallel shortening in the northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Geological Society of American Bullettin, 117*, 89-104. https://doi.org/10.1130/B25505.1

Araya – Vergara, J. F., y Börgel. (1972). *Definición de parámetros para establecer un Banco Nacional de Riesgos y Amenazas Naturales. Criterios para su Diseño*. ONEMI/PNUD Uchile/92/009/A. Chile. pp. 219.

Arroyo, M., Marticorena, C., Matthei, O., Muñoz, M., y Pliscoff, P. (2002). Análisis de la contribución y eficiencia del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, 33º S, en la protección de la flora vascular regional (regiones Metropolitana y Quinta de Chile). *Revista Chilena de Historia Natural, 75*(4), 767-792. http://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2002000400012

Casassa, G., Apey, A., Bustamante, M., Marangunic, C., Salazar, C., y Soza, D. (2015). Contribución hídrica de glaciares en el estero Yerba Loca y su extrapolación a la cuenca del Río Maipo. Enviado a XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

Carrizo, D., Comte, D., y Silva, W. (2012). Estructura del distrito cercano Los Bronces, Anglo American Chile: tectónica y tomografía sísmica. Reporte confidencial, Anglo American CAT4, 27 pp.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., y Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33º-36º S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3

Charrier, R., Pinto, L., y Rodriguez, M. P. (2007). *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. En Moreno, T. y Gibbons, W. (Eds.). *The Geology of Chile* (21-114). The Geological Society, London. https://doi.org/10.1144/GOCH.3

Clavero, J., Droguett, B., Bambach, N., Pérez-Martínez, W., Aguirre, I., Ramírez, V., Vidal-Páez, P., Briceño-Urbaneja, I., y Tamayo, A., (2021). Remociones en masa asociadas a lluvias intensas (rainfall-induced) en escenarios de cambio climático en la cuenca del estero Yerba Loca, Chile central. En F. Orrego. (Ed), *Ecosistemas de montaña de la cuenca alta del río Mapocho* (82-11). Anglo American, Chile.

Deckart, K., Silva, W., Spröhnle, C., y Vela, I. (2014). Timing and duration of hydrothermal activity at the Los Bronces porphyry cluster: an update. *Mineralium Deposita, 4*(5),5-35. http://dx.doi.org/10.1007/s00126-014-0512-9

Dirección General de Aguas (DGA). (2008). *Identificación de glaciares de roca*. S.I.T. 167 (4), Recuperado de: https://bibliotecadigital.ciren.cl/bitstream/handle/20.500.13082/33083/DGA_2008_Identificacion_glaciares_roca.pdf?sequence=4&isAllowed=y

Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G., y Vatin-Perignon, N. (1999). *Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, Central Chile*. Enviado a Symposium International on andean Geodynamics (p. 228-231), Göttingen, Germany.

Farías, M. (2007). *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno* (Tesis doctoral). Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago.

Ferrando, F. (1993). Clasificación hidrodinámica de Chile. *Cuadernos I. Geográfica*, 57-74. https://doi.org/10.18172/cig.1003

Godoy, E. (2012). Sobre el variable Marco Geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35º Lat. S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69* (4), 570 – 577.

Hémera. (2019). Estudio de geología, geomorfología y peligros naturales en el sector alto de la cuenca del río Mapocho. Facultad de Ciencias, Universidad Mayor, Reporte confidencial para Anglo American Chile. Julio, 2019.

Hughes, P. D., y Woodward, J. C. (2009). Glacial and Periglacial Environments. En J. C. Woodward (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean Basin* (353-383), Oxford University Press, Oxford.

Jara, P., y Charrier, R. (2014). Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology, 41* (1), 174-209.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., y Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics, 20*, 308-324. http://doi.org/10.1029/1999TC001181

Klohn, C. (1960). Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Santiago, Boletín 8, 95.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., y Nalpas, T. (2014). Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene – Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33º - 35ºS). *Andean Geology, 41*(1),1-28. http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a01

Pérez, W., Briceño, I., y Vidal, P. (2018). Caracterización geomorfológica de la microcuenca del estero Yerba Loca mediante imágenes de alta resolución. En C. Mena Frau, Y. Ormazábal Rojas, V. Barrientos Lardinois (Eds.), *Geomática Aplicada* (188-196). Editorial Universidad de Talca.

Piquer, J. (2015). *Structural Geology of the Andes of Central Chile: Controls on Magmatism and the Emplacement of Giant Ore Deposits* (Tesis doctoral). ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES), School of Physical Sciences, University of Tasmania, Australia.

Ramos, V. A., Aguirre Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M. I., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J., (1996). Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 24. Buenos Aires, Argentina.

Sepúlveda, S., Alfaro, A., Lara, M., Carrasco, J., Olea-Encona, P., Rebolledo, S., y Garcés, M. (2020). An active large rockslide in the Andean paraglacial environment: the Yerba Loca landslide, central Chile. *Recent landslides, 18,* 697-705. https://doi.org/10.1007/s10346-020-01564-7

Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., Aguilar, C., Galeb, M., Holgrem, C., Contreras, A., Godoy, S., Vela, I., Skewes, A., y Stern, C. (1996). The late miocene Río Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes. *Society of Economic Geologists, Special Publication, 5*(5) 119-130.

Servicio Nacional de Geología y Minería. (2019). Remoción en masa en Santuario de la Naturaleza Yerba Loca. INF-2019. Metropolitana-01. Gobierno de Chile.

Singh, P. K., Suyash, K., y Singh, U. C. (2011). Groundwater resource evaluation in the Gwalior area, India, using satellite data: An integrated geomorphological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal, 19*(7), 1421-1429. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-011-0758-6

Somoza, R. (1998). Update Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean Region. *Journal of South American Earth Sciences, 11*, 211-125. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1

Strahler, A. N. (1964). Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks. En V. T. Chow (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology,* 4, 39-76.

Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana, Escala 1:250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* Nº 29, 21 p.

Toro, J. C., Ortúzar, J., Zamorano, J., Cuadra, P., Hermosilla, J., y Spröhnle, C. (2012). Protracted Magmatic-Hydrothermal History of the Río Blanco-Los Bronces District, Central Chile: Development of World's Greatest Known Concentration of Copper. *Society of Economic Geologists*. https://doi.org/10.5382/SP.16.05

Trombotto, D., Wainstein, P., y Arenson, L. U. (2014). *Guía Terminológica de la geocriología Sudamericana*. Vazquez Mazzini Editores. Buenos Aires, Argentina.