



Escuela de Ingeniería
Ingeniería Civil Geológica

**GEOMORFOLOGÍA A ESCALA 1:100.000 DE LA CUENCA DEL RÍO VOLCÁN, SAN JOSÉ DE
MAIPO, REGIÓN METROPOLITANA, Y SU RELACIÓN CON SU CONECTIVIDAD
SEDIMENTARIA.**

Diego Andrés Dintrans Valenzuela

Profesora guía: Dra. Tania Villaseñor

Miembros de la comisión:

Dr. Daniele Tardani

Marion San Juan

Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Geólogo

Rancagua, Chile
Enero de 2023

Esta memoria forma parte del proyecto Fondecyt 11220507 titulado
"Temporal and spatial variation of sediment sources and pathways in a mountain catchment and
its implications for sediment transfer dynamics in the Andes of central Chile
dirigido por Tania Villaseñor Jorquera

Agradecimientos

A mi madre y a mi padre, a los educadores y educadoras que me formaron, a la madre naturaleza, a Dios, y a mis amigos y amigas. Gracias por impulsarme, enseñarme, corregirme, motivarme a ser mejor, estar listo, seguir adelante y servir a mi comunidad.

Diego (Gota) Dintrans.

Índice

RESUMEN	4
INTRODUCCIÓN	5
HIPÓTESIS	6
OBJETIVO GENERAL	6
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
MARCO TEÓRICO Y REVISIÓN DE LITERATURA	7
LA CUENCA DEL RÍO VOLCÁN	7
UBICACIÓN, CLIMA E HIDROLOGÍA	7
ACTIVIDADES ANTRÓPICAS	8
GEOLOGÍA Y TECTÓNICA	9
ROCAS ESTRATIFICADAS Y VOLCÁNICAS	9
DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS	11
GEOMORFOLOGÍA A ESCALA 1:100.000	12
CONECTIVIDAD SEDIMENTARIA	12
MARCO METODOLÓGICO	14
RECOPILACIÓN Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN	15
DEFINICIÓN DE AMBIENTES Y UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	16
DESARROLLO DE UN MAPA GEOMORFOLÓGICO ESCALA 1:100.000	16
ANÁLISIS DE CONECTIVIDAD SEDIMENTARIA	17
RESULTADOS	17
MAPA GEOMORFOLÓGICO	24
CONECTIVIDAD SEDIMENTARIA	26
GEOMORFOLOGÍA E ÍNDICES DE CONECTIVIDAD SEDIMENTARIA	29
DISCUSIONES	30
MAPAS, AMBIENTES Y UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	30
ANÁLISIS DE CONECTIVIDAD SEDIMENTARIA	31
CONCLUSIONES	38
REFERENCIAS	39
ANEXOS	41

Resumen

La naturaleza dinámica de nuestro planeta es responsable de variados procesos de remoción y transporte de sedimentos a diferentes escalas, los que se ven condicionados y al mismo tiempo son responsables de moldear las distintas formas del relieve de un paisaje, en función de la naturaleza del mismo. De esta manera, los procesos dinámicos causados por acción eólica, fluvial, glacial, volcánica, etc., dejan a su paso estructuras geomorfológicas características que condicionan y/o facilitan la ocurrencia de nuevos procesos de movilización de sedimento (Thornbury, 1954; De Pedraza, 1996). En este trabajo se estableció una relación entre la existencia de unidades geomorfológicas de distintos orígenes con la conectividad sedimentaria del interior de la cuenca del Río Volcán, en San José de Maipo. Para esto se realizó un mapa geomorfológico escala 1:100.000 de la cuenca del río Volcán, utilizando como guía metodológica la propuesta ofrecida por el Servicio Geológico Colombiano (Leiva et al., 2012) y base al mapa geomorfológico a escala 1:100.000 realizado en la cuenca del Río Maipo por el proyecto Sistema de Información Geográfica de Multiamenaza (SIGMA) (Roldan et al., 2021), donde se encontró una alta influencia de geoformas de origen volcánico, glacial, fluvial, aluvial y denudacional, entre otros de menor frecuencia. Posteriormente, se realizó un análisis de conectividad sedimentaria en base a modelos digitales de elevación (DEM), capas vectoriales con información de la red hídrica, y el software SedInConect2.3, especializado en la materia (Crema & Cavalli, 2018).

El trabajo arrojó como resultado capas digitales con información numérica sobre la conectividad sedimentaria al interior de la cuenca, las cuales fueron cortadas según las geoformas mapeadas, analizadas de forma individual y conjunta, y correlacionadas entre sí. Finalmente se establecieron dos jerarquizaciones de unidades geomorfológicas en donde su conectividad sedimentaria tiende al crecimiento, mostrando que las geoformas de origen glacial, volcánico y denudacional, están menos conectadas a la red de drenaje de la cuenca que las de origen en las sierras cordilleranas, o ambiente aluvial, fluvial y antrópico.

Palabras clave: geomorfología, conectividad sedimentaria, sedimento, sistema fluvial, Río Volcán

Introducción

La geomorfología es una rama de las geociencias que estudia e interpreta el origen de las formas del relieve en los paisajes, las cuales son el resultado de los procesos de interacción de la superficie terrestre con fuerzas internas, tales como condiciones de presión y temperatura, y fuerzas externas tales como vientos, lluvias y mareas (Muñoz, 1993).

Según De Pedraza (1996) los objetivos formales en la geomorfología son cualificar y cuantificar la geometría del terreno (Morfometría), delimitar fisonomías en relación al paisaje (Fisiografía), analizar la relación entre la forma del terreno y las acciones debidas a la dinámica terrestre (Morfogénesis), y establecer una secuencialidad del relieve hasta su forma actual (Morfoevolución), lo cual otorga una visión de esta ciencia como el resultado o la consecuencia de la interacción de variables dinámicas donde, por ejemplo, un valle con forma de V es asociado al resultado de un proceso de erosión de un río, y no como un condicionante para nuevas remociones de material o transporte de sedimento. Autores como Thornbury (1958), Bloom (1998) y Leiva et al. (2012) hacen mayor referencia a la energía potencial necesaria para que ocurran los procesos dinámicos que dan origen a las geoformas, incorporando conceptos como radiación solar, cambio climático, efectos de un rasgo morfológico por sobre otro y de cómo los procesos de movimiento del material y sedimento forman parte de un sistema influido por su dinámica en el pasado, e influyente en su futuro.

Mencionado lo anterior, los elementos capaces de modificar o condicionar el sistema de una cuenca permiten que los sedimentos sean transportados a través de remociones en masa, escorrentía u otros factores. En el río Volcán, tributario del río Maipo (Figura 1), se han registrado y estudiado distintos procesos de movimiento de sedimentos desde la base a la cuenca media, señalando como factores detonantes las precipitaciones, deshielos, o eventos de remoción previos, con consecuencias de flujos de detritos (Guerrero, 2019; Fernández et al., 2021) y extrema turbiedad del río (Vergara et al., 2022 a), entre otros fenómenos.

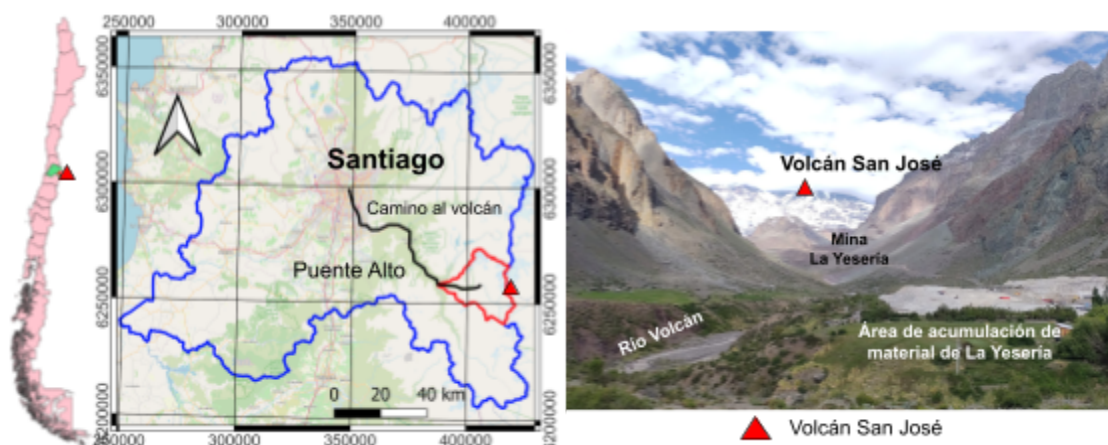


Figura 1.- Ubicación de la cuenca del río Volcán (área polígono rojo) al sureste cordillerano de Santiago, y vista al volcán San José desde el río, al este de Baños Morales.

Entendiendo que la geomorfología de una cuenca tiene relación con el material depositado o movilizado en su interior, es posible comprender que existirán diferencias en la cantidad de sedimento que las diferentes fuentes aportaran a la red de drenaje, dejando aquellos sectores encajonados, alejados o con menor pendiente menos conectados a esta, y aquellos con pendientes mayores y caídas directas sobre el río le aportarán mayor cantidad de sedimento (De Pedraza, 1996). Así, Cavalli et al. (2012) define en función de parámetros morfométricos, como pendientes, áreas y distancias a la red drenaje, el índice de conectividad sedimentaria (IC), el cual entrega un valor numérico que indica mayor o menor conectividad de los sedimentos desde un punto específico, hasta la red de drenaje,,

Siendo la geomorfología una disciplina que permite diferenciar rasgos geométricos con criterio geológico, y agruparlos y clasificarlos según origen y naturaleza de los procesos a los que se les relaciona, se trabajó en relacionar las distintas geoformas en la cuenca del río Volcán con respecto a los valores de IC en su ubicación, de tal forma de establecer una relación entre las variables cualitativas de las geoformas y ambientes geomorfológicos, con los valores cuantitativos del IC.

Hipótesis

- La naturaleza del movimiento de los sedimentos a través de una red drenaje está ligada a los procesos de formación del relieve y sus geoformas asociadas, cuyas pendientes, geometría y posición al interior de una cuenca están definidas, al igual que su manera de transportar material en distintos ambientes geomorfológicos (Thornbury, 1958; Muñoz, 1993; De Pedraza, 1996; Bloom, 1998). Es por esto que se propone que la presencia de geoformas de un mismo origen, y la conectividad sedimentaria al interior de una cuenca, están relacionadas.

Objetivo general

- Relacionar unidades geomorfológicas a escala 1:100.000 y sus ambientes de formación con los valores de índices de conectividad sedimentaria en la cuenca del río Volcán.

Objetivos específicos

- Confeccionar un mapa geomorfológico a escala 1:100.000 de la cuenca del Río Volcán.
- Realizar un análisis de conectividad sedimentaria de la cuenca del Río Volcán con su red de drenaje construida en base a cauces de distintos órdenes.
- Evaluar la existencia de una relación entre unidades geomorfológicas, su ambiente de origen y el índice de conectividad sedimentaria.

Marco teórico y revisión de literatura

La cuenca del Río Volcán

Ubicación, clima e hidrología

El Río Volcán se encuentra en lo alto de la cordillera de los Andes, en el sector este de la Región Metropolitana de Santiago, Chile, en la comuna de San José de Maipo, abarcando un área aproximada de 530 Km^2 entre los $33,7^\circ\text{S}$, $33,9^\circ\text{S}$, $69,9^\circ\text{W}$ y $70,2^\circ\text{W}$, desde los 1350 msnm en la base, hasta los 5800 msnm en su punto más alto. Para acceder a este río se debe recorrer desde la zona sur de la ciudad de Santiago, en la comuna de Puente Alto, la ruta denominada Camino al Volcán en dirección oriente hacia San José de Maipo, hasta el sector La Mercedita, donde el Río Volcán desemboca en el Río Maipo. Esta Ruta continua paralela al río a lo largo de la cuenca hasta llegar al Volcán San José, cerca del límite fronterizo (Figura 1).

En el área de estudio se distinguen diferentes rasgos climáticos. De acuerdo a la clasificación de Köppen (1900), desde el punto de salida de la cuenca hasta el centro del valle principal, el clima es mediterraneo de lluvia invernal por altura (Csb(h)), el cual ascendiendo en altitud transiciona a un clima mediterraneo frío de lluvia invernal (Csc). Luego, cerca del 50% del área de la cuenca de mayor altitud corresponde a clima de tundra de lluvia invernal (ET(s)), salvo por la cima del Volcán San José, donde el clima corresponde a clima Glacial de lluvia invernal (EF(s)) (Departamento de Geografía Universidad de Chile, 2020) (Figura 2a). Por otra parte, debido a la amplia diferencia de altitud a lo largo de la cuenca, la cantidad de agua precipitados en un año varía drásticamente, alcanzando 700 mm en la base, donde predomina la precipitación en fase líquida, y superando los 1500 mm aproximadamente en los dos tercios más altos de la cuenca, donde predomina precipitación en fase sólida (Figura 2b) (Dirección General de Aguas, 2022 b). En cuanto a la red de drenaje de la cuenca (Figura 2c), esta se extiende formando patrones dendríticos con orientaciones preferentes NS, y radiales en torno al Volcán San José. El cauce principal corresponde a un canal de orden 6 en la clasificación de Strahler (1957), formado por la intersección al centro de la cuenca de 3 cauces de orden 5, correspondientes al río Las Arenas, estero La Engorda, y al río de Colina. Según datos de la Dirección General de Aguas (2022 d) el caudal del río Volcán en la estación Queltehues, en la base de la cuenca, varía entre $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ en las estaciones invernales, hasta $12 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el deshielo de septiembre a enero. En zonas cercanas de igual climatología de la región metropolitana, como en los baños del Tupungato, las temperaturas promedio diarias varían entre -7°C en julio y 8°C en febrero, con mayor concentración de precipitaciones en junio donde se alcanzan los 200 mm de acumulación (Figura 2d) (Climate Data, 2022).

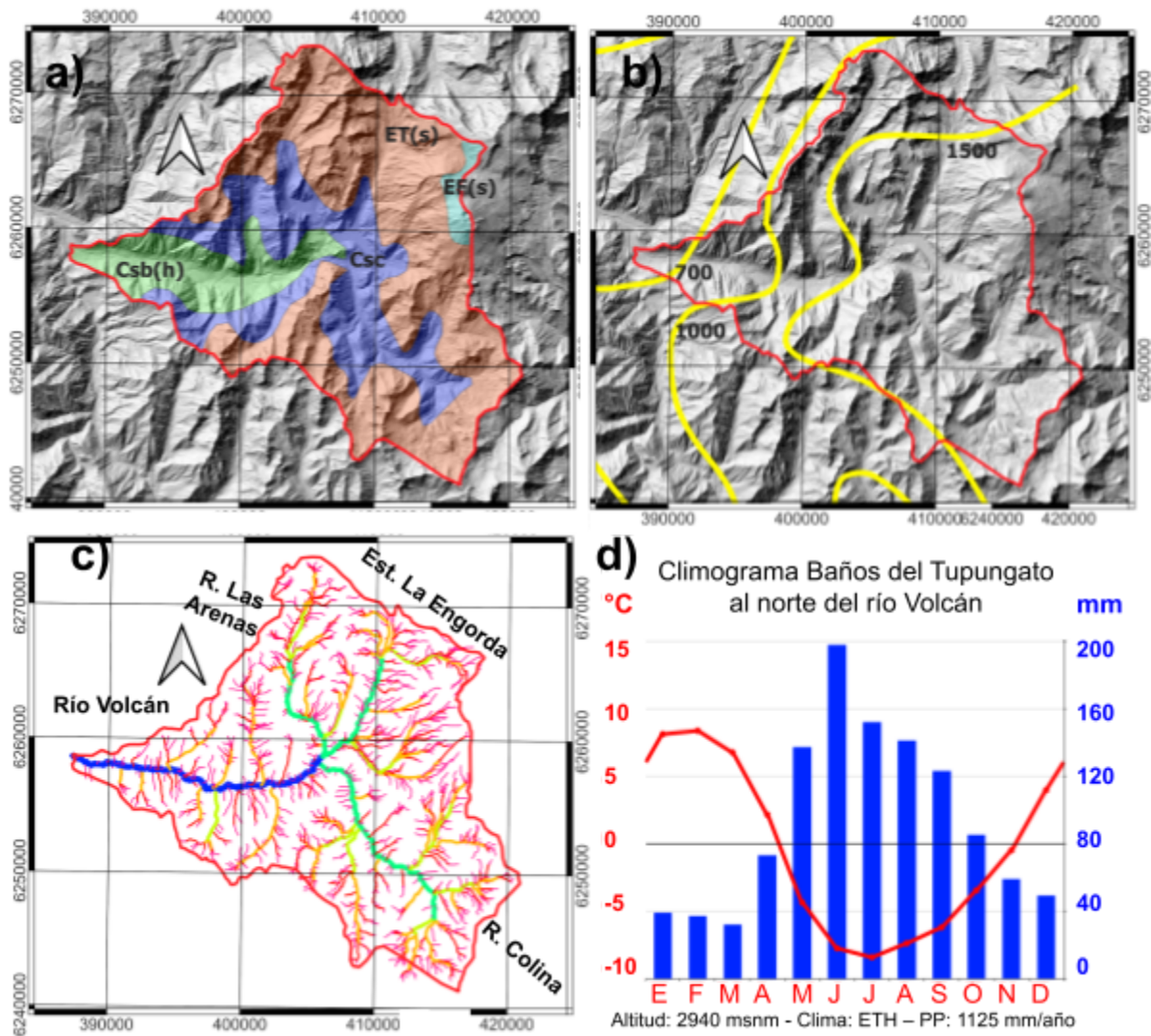


Figura 2.- Clima e Hidrología de la cuenca del río Volcán. a) Climas según clasificación de Koppen (Departamento de Geografía Universidad de Chile, 2020). b) Isoyetas de precipitación anual en mm (Dirección General de Aguas, 2022 b). c) Red de drenaje clasificada según ordenes de Strahler (1957): 1 lila; 2 rojo; 3 naranja; 4 amarillo; 5 verde; 6 azul. d) Climograma de Baños del Tupungato, cuenca al norte del río Volcán (Modificado de Climate Data, 2022).

Actividades antrópicas

Al centro de la cuenca se ubica Baños Morales (Figura 4), un pueblo con 40 habitantes en cuya área se registran 186 viviendas según el Censo de 2017 (Instituto Nacional de Estadística, 2019), donde se centra el comercio entre habitantes y visitantes de la zona gracias a su cercanía a campings, baños termales, hotelierías, instalaciones industriales y áreas agrícolas de la zona. Respecto a los suelos agrícolas, estos se concentran en la base de la cuenca junto al río principal, en la zona climática Csb(h) y se utilizan para la producción arborícola hasta aproximadamente los 1500 msnm.

Con respecto a las industrias de la zona, las principales actividades corresponden a la extracción de yeso desde el cerro llamado La Yesería, al suroeste del volcán San José, cuyo material es transportado para ser almacenado al centro de la cuenca pocos kilómetros al este de Baños Morales, y a la instalación de bocatomas de centrales hidroeléctricas de pasada de las empresas Alto Maipo SPA y AES Gener S.A. (Figura 4), que extraen $23,170 \text{ m}^3/\text{s}$ de agua desde los cauces de orden 5 y 6 de la cuenca, y retornados kilómetros aguas abajo en el río Maipo, manteniendo caudales ecológicos entre $0,24$ y $0,95 \text{ m}^3/\text{s}$ (Dirección General de Aguas, 2022 a).

Geología y tectónica

La Cordillera de los Andes se alza en Chile en un margen tectónico convergente, donde la placa Nazca subduce bajo la placa Sudamericana, generando volcanismo y condiciones de esfuerzos capaces de modificar la forma del terreno. En la cuenca del río Volcán los efectos de la subducción produjeron una faja plegada y corrida (Gianbiagi, 2003) que condiciona estructuralmente el terreno en la zona (Figura 3)

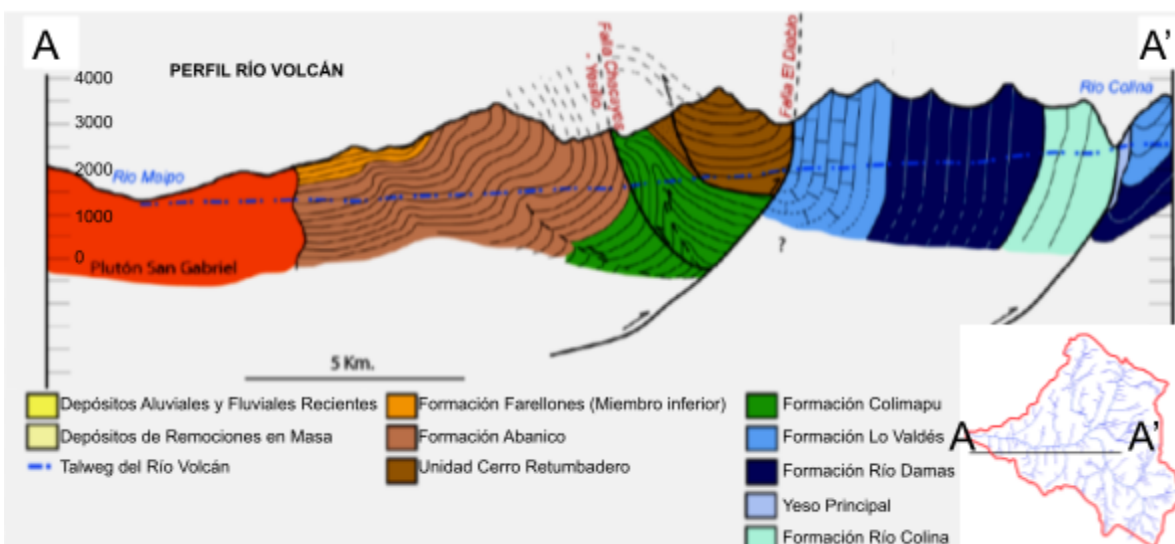


Figura 3.- Perfil geológico A-A', paralelo río Volcán. Modificado de Fock (2005).

Rocas estratificadas y volcánicas

Las rocas estratificadas de la cuenca corresponden a secuencias del mesozoico al cenozoico con orientación NS, y son descritas en detalle por González (1963), Thiele (1980) Álvarez et al. (1997), Fock et al. (2005), Calderon et al. (2009), González (2010), Salazara & Stinnesbeckb (2015), Pairoa (2018) y Roldan et al. (2021) (Figura 4). De base a techo se describen las siguiente secuencia:

Mapa geológico de la cuenca del río Volcán

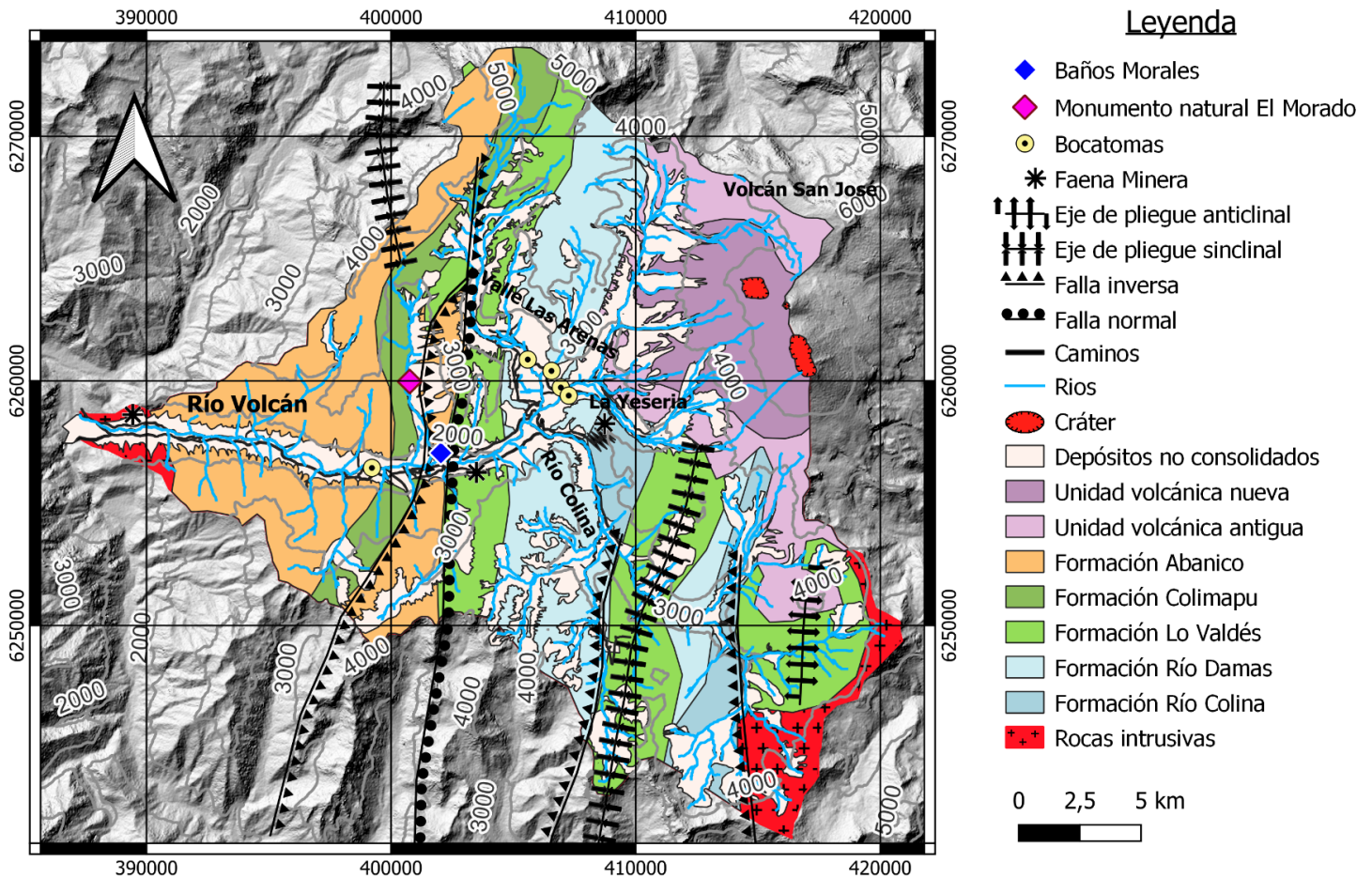


Figura 4.- Mapa geológico de la cuenca del río Volcán (Modificado de Thiele (1980); SERNAGEOMIN (2003); Fock et al. (2006)).

Formación Río Colina (González, 1963): Secuencia de rocas sedimentarias marinas con contenido faunístico del Oxfordiano superior (Jurásico superior). Calizas y lutitas calcáreas oscuras de estratificación fina, areniscas y conglomerados de grano fino con intercalaciones de lavas andesíticas. Tiene interestratificación e intrusiones de yeso. Aflora en la parte oriental de la cuenca, al sur oeste del volcán San José. Su espesor varía entre 500 (Moreno et al.1991) a 700 m como mínimo (González, 1963). Su techo es concordante con la Formación Río Damas.

Formación Río Damas (González, 1963). Secuencia de rocas sedimentarias clásticas continentales del Kimmeridgiense (Jurásico superior). Intercalación de brechas y conglomerados gruesos a finos, areniscas, fangolitas y escasas intercalaciones volcánicas y lentes de yeso menores. Su espesor alcanza los 3000 metros aproximadamente. Su techo es concordante con la Formación Lo Valdés (Moreno et al., 1991).

Formación Lo Valdés (Thiele, 1978). Secuencia de rocas sedimentarias marinas, continentales y lavas, asignada por su contenido faunístico al lapso entre el Titoniano medio (Jurásico superior) y el Valanginiense (Cretácico inferior). Posee intercalaciones fosilíferas de calizas grises a azules, lutitas y areniscas calcáreas con intercalaciones de lavas andesíticas. Su espesor alcanza al menos los 1200 metros (González, 1963). Su techo es concordante con la Formación Colimapu.

Formación Colimapu (Fock, 2005). Secuencia de rocas sedimentarias continentales del del Hauteriviense (Cretácico inferior). Corresponde a una intercalación de areniscas y lutitas rojizas, conglomerados arenosos, tobas y lavas andesíticas. Su espesor alcanza los 2000 metros (Thiele, 1980). Su techo es discordante con la Formación Abanico.

Formación Abanico (Fock, 2005): Secuencia de rocas sedimentarias continentales del lapso del Eoceno al Mioceno. Compuesta por tobas y brechas volcánicas, de colores predominantes púrpura y gris, con intercalaciones de lavas andesíticas a riolíticas y rocas volcanoclásticas. En la parte inferior predominan brechas y tobas gruesas por sobre lavas y rocas volcanoclásticas. Su espesor alcanza los 2000 metros.

Unidad Volcánica (Thiele, 1980): Correspondiente principalmente al edificio volcánico del volcán San José y otros. Se identifica una subunidad antigua y otra nueva, la primera formada por coladas andesíticas rojizas y amarillentas provenientes de volcanes extintos, y la segunda definida por el registro histórico de actividad volcánica sobre la unidad antigua.

Depósitos no consolidados

Depósitos fluviales, glaciofluviales y aluviales: Se caracterizan por material que fluye de tamaño variable entre bloques, grava, arenas, limos y arcillas. Estos depósitos forman terrazas y abanicos. En el área de estudio los depósitos fluviales tienden a glaciofluviales aguas arriba, pero mantienen sus características esenciales similares (Thiele, 1980; Gonzalez, 2010; Roldan et al. 2021).

Depósitos gravitacionales: Se encuentran presentes en las laderas de los valles interiores de la cuenca y pudiendo extenderse a lo largo del valle al tratarse de eventos mayores. Los de mayor relevancia son los productos de remociones tales como deslizamientos, avalanchas de rocas y coluvios. Generan acumulaciones en forma de lóbulo o abanico en la base de las pendientes (Thiele, 1980; Gonzalez, 2010; Roldan et al. 2021).

Depósitos glaciales: Se observan en casi todos los nacimientos de esteros y ríos de la zona sobre los 2.500 msnm Mayoritariamente son morrenas y acumulaciones de detritos que provienen de glaciares de roca que se ubican en circos en las altas cumbres, pudiendo extenderse por varios kilómetros valle abajo (Thiele, 1980; Gonzalez, 2010; Roldan et al. 2021).

Geomorfología a escala 1:100.000

Según Salinas et al. (2013), la delimitación de unidades de paisaje y sus criterios son en función de la escala de trabajo, de tal manera que su representación cartográfica se al menos similar a un polígono de $4 \times 4 \text{ mm}^2$. Llevado este criterio al contexto de este trabajo a escala 1:100.000, todas aquellas morfologías definidas en la cuenca cuya área real es inferior a 0.16 km^2 no fueron consideradas en el estudio.

Las principales fuentes de información utilizadas fueron los trabajos realizados por Roldan et al. (2021), el cual incluye un mapa digital del contexto geomorfológico de la cuenca del río Maipo abarcando un área de 15.000 km^2 , lo cual en comparación a la cuenca del río volcán de tan solo 530 Km^2 , implica mayor diversificación de las unidades geomorfológicas identificadas, González (2010), el cual entrega un mapa geomorfológico en escala 1:20.000 del centro de la cuenca, en donde el estero La Engorda, río Las Arenas y río Colina tributan al río Volcán, y de la Dirección General de Aguas (2022 c), en su Inventario Público de Glaciares (IPG), donde se identifican y clasifican todas las masas glaciares de Chile.

En base a estos trabajos se identificaron los principales ambientes morfogenéticos de la cuenca, los cuales corresponden a ambiente Glaciar, Periglaciar, Fluvial, Aluvial, Volcanico, Denudacional y Antrópico, a los cuales se les relaciona diversos elementos o unidades geomorfológicas que pueden alcanzar tamaños superiores a los 400 metros de longitud y se definen criterios para su identificación (Muñoz, 1993; De Pedraza, 1996; Leiva et al., 2012; Uagoda, 2014).

Conectividad sedimentaria

Los sedimentos finos son los más fácilmente transportados por el flujo superficial de agua, y otorgan turbiedad a los ríos en función de la concentración de material transportado (Vergara et al. 2022 b), cuya variación es observable, en general, gracias a cambios estacionales, precipitaciones o remociones en masa, pudiendo también verse fuertemente influenciada por factores como la dinámica del hielo y la erosión (Delaney & Adhikari, 2020).

En la cuenca del Río Maipo, aguas abajo del Río Volcán, se han registrado niveles de extrema turbiedad en el agua debido a eventos de desglaciación en la parte alta de cuenca (Vergara et al., 2022 a), y se ha mostrado que en la cuenca del Río Aconcagua, 100 km al norte de la cuenca del Río Volcán, existe una relación directa entre la concentración de sedimentos en suspensión en el río con la ocurrencia de deslizamientos y remociones en masa (Vergara et al. 2022 b).

En relación a cómo las características del paisaje afectan la conectividad de un sedimento con una red de drenaje, mediante el uso Sistemas de Información Geográfica (SIG) y modelos digitales de elevación (DEM), Borselli et al. (2008) definió el índice de conectividad sedimentaria (IC) como un valor adimensional que estima la conexión entre los sedimentos erosionados y una red de drenaje cercana que pueda transportarlos, cuya información es representable a través de capas raster (Figura 5). Posteriormente, Cavalli et al. (2013) hizo modificaciones a la definición de Borselli et al. (2008), y redefinió el IC utilizando parámetros morfométricos y vecindades estadísticas, lo cual fue simplificado con el desarrollo del software SedInConnect (Crema & Cavalli, 2018), el cual realiza de forma semiautomatizada los cálculos necesarios para obtener capas raster y estadística sobre la conectividad sedimentaria de una cuenca (Figura 6), previa obtención de capas con información geoespacial a través de un SIG.



Figura 5.- De izquierda a derecha: representación de la significancia del IC como un indicador de la conexión de un sedimento a una red de drenaje, ubicación de un área cuenca hidrográfica estudiada en Italia, e imagen raster resultante (Borselli et al., 2013).

La metodología de Crema & Cavalli (2018) fue puesta en marcha para estudiar cambios en la conectividad sedimentaria de la cuenca del río Blanco (Región de Los Lagos, Chile), luego de la erupción del volcán Chaitén en 2008, la cual modificó el paisaje producto de coladas de lavas y lahares que fluyeron al interior de la cuenca. Los resultados de la comparación de los cálculos del índice de conectividad (IC) en la cuenca, antes y después de la erupción del volcán Chaitén mostraron alteraciones difícilmente apreciables en la conectividad sedimentaria de la cuenca, pero estrechamente correlacionadas a las áreas afectadas (Martini et al., 2019).

Finalmente, Gonzalez et al. (2015) expone que producto de las bocatomas de Alto Maipo S.P.A., los aportes de sedimento en la base de la cuenca disminuyeron en un 22%, equivalente a 3 millones de toneladas al año (IDIEM, 2008), y APR ingeniería S.A. (2015), en su Estudio Sedimentológico Avanzado del Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo, indica reducciones de hasta un 72% del transporte efectivo de fondo en lo alto de la cuenca, y de hasta un 36% antes de su desembocadura en el río Maipo, lo cual implica que aquellos sedimentos provenientes aguas arriba de las bocatomas, disminuyan sus posibilidades su concentración natural en los cauces.

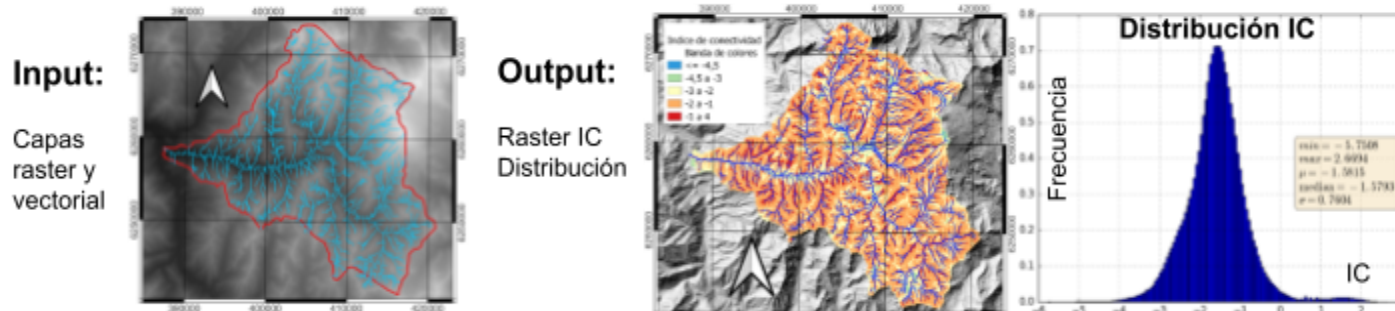
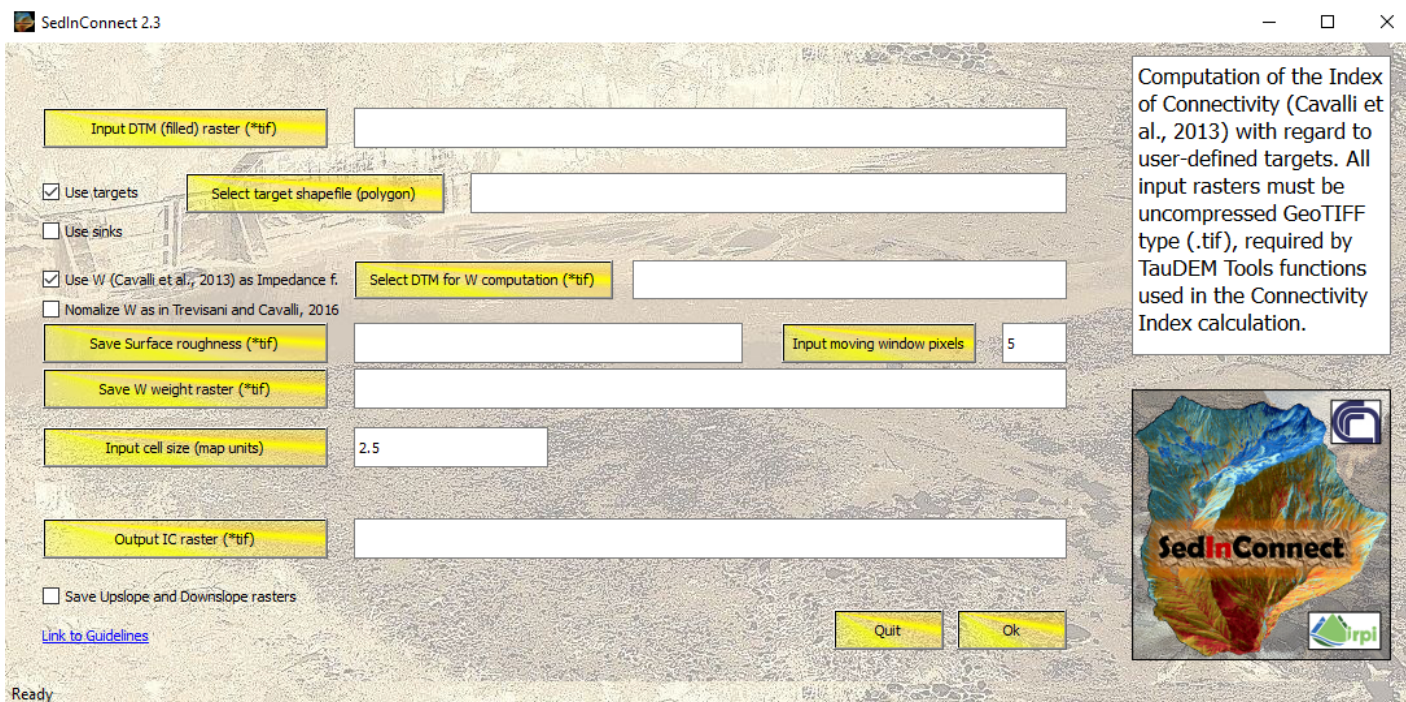


Figura 6.- Interfaz del software SedInConect (Crema & Cavalli, 2018), para el cálculo de índices de conectividad sedimentaria y ejemplos de capas de entrada tipo raster y vectorial, y resultados raster y estadísticos.

Marco metodológico

El reconocimiento de geoformas es un trabajo que debe realizarse con datos que den cuenta de la geometría tridimensional de las formas de relieve, lo cual es posible realizar de forma remota gracias a modelos digitales de superficie (DSM), de elevación (DEM), y uso de imágenes satelitales que ofrezcan contexto a la observación. El acceso a esta información y el uso de criterio basado en discusiones y trabajos anteriores son esenciales para el reconocimiento de unidades geomorfológicas a diferentes escalas (Roldan et al., 2021).

Como bases metodológicas se utilizaron la propuesta ofrecida por el Servicio Geológico Colombiano para la generación de mapas geomorfológicos en escala 1:100.000 (Leiva et al., 2012), la cual entrega una guía detallada paso a paso sobre los elementos a considerar en cada etapa de la elaboración de un mapa de estas características (Anexo 1), y la ofrecida por Crema & Cavalli (2018) a través del software SedInConnect para obtener capas raster con información espacial de los índices de conectividad de la cuenca.

A continuación se indican las etapas generales del trabajo realizado, y una descripción detallada de cada etapa incluida.

Recopilación y análisis de información

El trabajo inicial correspondió a la recopilación de información y trabajos anteriores afines al estudio a realizar, lo cual incluye informes, capas digitales, uso de software, revisión de literatura y definición de criterios de trabajo, en su mayoría descritos anteriormente. Dicho esto, para el cumplimiento de los objetivos propuestos fueron necesarios los siguientes insumos básicos (Leiva et al., 2012):

- Sistema de información geográfica (SIG): Para la digitalización, georreferenciación y modelamiento de variables. Se utilizó el software libre QGIS, disponible desde el siguiente enlace: <https://qgis.org/es/site/index.html>.
- Modelo digital de elevación (DEM): Herramienta básica para el modelado de otras variables tales como curvas de nivel, redes de drenaje, mapas de sombras, entre otras. Corresponde a una capa raster donde la elevación es representada por píxeles cubriendo áreas rectangulares (Leiva et al., 2012). Se utilizó un DEM con píxeles de tamaño 12.5 m.
- Planchas cartográficas básicas del área de estudio escala 1:100.000: En formato análogo o digital, cartografías con información del relieve, obras, construcciones, vegetación, entre otros elementos del área de estudio (Leiva et al., 2012). Se obtuvieron a partir del modelo digital de elevación capas para análisis de relieve, curvas de precipitaciones anuales (Dirección General de Aguas, 2022 c), mapas de zonas climáticas (Departamento de Geografía Universidad de Chile, 2020), y representaciones cartográficas de las actividades y obras de plantas hidroeléctricas dentro de la cuenca (APR Ingeniería S.A., 2012).
- Mapa de pendientes escala 1:100.000: Capa raster de variable cuantitativa y continua derivada del modelo digital de elevación (DEM). Permite diferenciar zonas planas o levemente inclinadas (0 a 5°) de zonas escarpadas de mayor inclinación (45° o más), y diferenciar rasgos geométricos del terreno (Leiva et al. 2012).
- Sensores remotos y fotografías aéreas: Son herramientas capaces de detectar señales y energía de la superficie terrestre y presentar la información registrada en una imagen sencilla o tipo raster. Las fotografías satelitales o aéreas constituyen un registro en el tiempo de los cuerpos terrestres y su evolución causada por fenómenos dinámicos como vulcanismo, glaciación, erosión de costas, procesos fluviales, remociones en masa, urbanización, etc. (Leiva et al. 2012). Se utilizaron para este trabajo modelos de terreno e imágenes de los satélites Bing, ESRI, Google y Landsat.

- Mapas técnicos, geológicos, geomorfológicos y de fallas escala 1:100.000: Los mapas geológicos contienen, información litológica y estructural de una zona que permite la caracterización litoestratigráfica de las unidades cartografiables en la escala del estudio. Dentro de la distribución espacial de una formación geológica los tipos litológicos se generalizan, y no muestran el estado o condición física de los afloramientos, para lo cual los mapas geomorfológicos son esenciales. Respecto de la información estructural y de fallas geológicas, estas afectan a las rocas definiendo áreas de daño dependiendo del tipo de movimiento o plegamientos, lo cual está directamente relacionado con la dinámica de los paisajes (Leiva et al., 2012). Se utilizaron como principales fuentes de información el Mapa Geológico de Chile Versión Digital, escala 1:1.000.000 (Sernageomin, 2003), la Carta Geológica de Chile 1:250.000, Hoja Santiago escala 1:250.000 (Thiele 1980), los mapas en formatos de archivos vectoriales realizados por González (2010) escala 1:20.000, el Inventario Público de Glaciares (DGA. 2022 c), y el mapa de contexto geomorfológico de la cuenca del río Maipo realizado por Roldan et al. (2021)

Definición de ambientes y unidades geomorfológicas

A continuación es necesario definir las unidades geomorfológicas a cartografiar, para lo cual se debió categorizar jerárquicamente y relacionar usando criterios de escala y regionales las geoformas a representar (Leiva et al. 2012). Para esto se debió identificar el área de estudio como parte de la macro estructura geomorfológica dentro la Cordillera de los Andes, para evaluar la predominancia de formas y procesos de un mismo ambiente de formación, o ambientes morfogenéticos.

Desarrollo de un mapa geomorfológico escala 1:100.000

Una vez definidas las unidades geomorfológicas a cartografiar, se procede a realizar en un proyecto SIG la digitalización de capas vectoriales preliminares de polígonos de cada una de estas. Para esto se utilizan todas las herramientas, insumos básicos y bibliografía descrita, a fin de delimitar el área correspondiente a cada una de estas formas del paisaje y obtener una visión general de la distribución espacial de las geoformas en la cuenca, y como identificarlas.

Este procedimiento de digitalización preliminar consistió en gran parte de estudio, análisis, contrastación y discusión de información geomorfológica, literatura e imágenes satelitales, cuyo resultado permitió realizar posteriormente un trabajo de terreno informado y fundado, en donde fue posible verificar si las interpretaciones previas eran correctas o se requerían correcciones debido a la presencia de elementos no reconocibles en las imágenes satelitales, alteraciones en el terreno, incorporación de nuevos elementos, entre otras informaciones que ofrece el trabajo in situ (Leiva et al. 2012).

Análisis de conectividad sedimentaria

Para la obtención de capas raster con los índices de conectividad sedimentaria a través de software SedInConnect (Crema & Cavalli, 2018) se procesó el modelo digital de elevación utilizando el software QGIS para obtener las siguientes capas derivadas:

- Modelo digital de elevación rellenado: Correspondiente a una corrección del modelo digital de elevación original, en donde se completan los espacios vacíos de la capa con interpolaciones lineales.
- Raster residual: Obtenido el modelo digital de elevación rellenado, este es suavizado calculando curvas continuas entre datos de una vecindad de 3x3 píxeles. Utilizando una capa cuyos datos contienen la diferencia entre los valores del modelo digital de elevación original y el suavizado, se obtuvo una capa raster residual con la desviación estándar de cada dato suavizado con respecto a los datos originales en ventanas de 3x3 píxeles.
- Redes de drenaje categorizadas según orden de Strahler (1957): Capa vectorial derivada del modelo digital de elevación. Consiste en líneas formadas por los bajos topográficos de la cuenca, a las que se les asigna valores enteros según el criterio de Strahler (1957). A partir de la capa original con cauces de orden 1+ (1 y superior) se realizó un filtrado de datos para así obtener otras 5 capas formadas por los cauces de orden 2+, 3+, 4+, 5+ y 6 en la clasificación de Strahler, esto debido a que el cauce principal corresponde a uno de orden 6, tributado por los cauces de orden 5 del río Las Arenas, río Colina y estero La Engorda.

Resultados

De la bibliografía y en base a la metodología descrita se identificó que la cuenca del río Volcán se encuentra dentro de la unidad morfoestructural de la Cordillera de Los Andes en su parte alta, donde predominan geoformas de origen estructural, glaciar y volcánico (Roldán et al., 2021) en la cual se identificó predominantemente la existencia de geoformas de origen glaciar, fluvial, aluvial, denudacional y volcánico (Gonzalez, 2010; Roldan et al., 2021), excluyendo ambientes relacionados a otros contextos, tales como marinos, eólicos, entre otros (Anexo 2).

Las unidades geomorfológicas cartografiadas (Tablas 1 y 2) se definieron en base a los trabajos de Gonzalez (2010) y Roldan et al. (2021), respectivamente realizados a una escala 1:100.000 y a escala 1:20.000, por lo que Roldan et al. (2021) define unidades que varían entre diferentes macro estructuras geomorfológicas, requiriendo simplificaciones, y el trabajo de Gonzalez (2010), al definir unidades a menor escala, requiere mayor especificidad (Salinas et al., 2013). Las unidades definidas por Roldan et al. (2021) y González (2010) en el área de estudio fueron redefinidas llevándolas al contexto del territorio total de la cuenca, a una escala de 1:100.000, y utilizando como guía los trabajos de Leiva et al. (2012) y Salinas et al. (2013).

Con respecto a la formas del relieve formadas en ambiente morfogenético antrópico (Lóczy et al. 2006), estas son formas artificiales producto de la intervención de las personas en el medio, ya sea por urbanización, explotación agrícola, minera, canalizaciones, construcción de embalses u otras modificaciones al medio (Brown, A. et al. (2017). Se definieron en función de las actividades antrópicas en la cuenca y en base a los trabajos de Leiva et al. (2012), Lóczy et al. (2006) y Roldan et al. (2021).

Tabla 1.- Resumen de unidades geomorfológicas definidas en los ambientes morfogenéticos antrópico, sierras cordilleranas, aluvial y fluvial.

Ambiente antrópico		Ambiente aluvial	
AnUr - Zona edificada o urbanizada	Área de terreno donde hay construcciones habitacionales o asociadas a actividades antrópicas, tales como comercio, servicios, etc. (Lóczy et al., 2006).	AlAb - Abanico aluvial	Superficie cónica, plana, de origen relacionado a la acumulacion radial de material aluvial (Leiva et al., 2012)
AnFa - Zona de faena	Área donde se extrae, acumula o procesa material de origen terrestre produciendo cambios en el terreno, como excavaciones mineras, extracción y acumulación de áridos, obras de construcción activas, entre otras. (Lóczy et al., 2006).	AILE - Ladera Erosiva	Superficies inclinadas por donde aluviales o precipitaciones en un patrón dendrítico (Modificado de Leiva et al., 2012).
AnAgr - Suelo Agrícola	Área del terreno destinada a la producción de cultivos o plantaciones agrícolas (Lóczy et al., 2006)	Ambiente fluvial	
AnB - Bocatomas	Obra destinada a la captación de un caudal de agua desde un río, lago o embalse (APR Ingeniería S.A., 2012)	FR - Río	Canal natural a través del cual fluye el agua superficial en una cuenca (Modificado de Leiva et al., 2012).
AnCa - Caminos	Franja de terreno utilizada para el desplazamiento de personas o vehículos (Lóczy et al., 2006).		
Sierras cordilleranas		FT - Terraza fluvial	Superficie elongada, plana o semi ondulada, limitada por escarpes a lo largo de un río, originadas por erosion y acumulacion fluvial (Modificado de Roldán et al., 2021)
SC - Sierras cordilleranas	Geoforma mayor asociada a la macro estructura geomorfológica de la Cordillera de los Andes en su parte alta. Prominencia topográfica de morfología montañosa, elongada, laderas alargadas, rectas, con pendientes principalmente fuertes a acantiladas, y donde prevalecen procesos tectónico estructurales, glaciares, de crioclastia y exaración, con procesos de erosión y de remociones en masa acentuados (Modificado de Leiva et al. (2012) & Roldán et al. (2021)).	FVv - Valle en V	Valle limitado por laderas empinadas en forma de V, formadas por erosión fluvial (Modificado de Leiva et al., 2012)..

Tabla 2.- Resumen de unidades geomorfológicas definidas en los ambientes morfogenéticos glaciar, denudacional y volcánico.

Ambiente glaciar		Ambiente denudacional	
GFvall - Flanco de valle glaciar	Ladera cóncava de montaña tallada por la presión ejercida y el avance glaciar. Tienden a tener forma de U (Leiva et al., 2012).	DE - Escarpe de deslizamiento	Superficie plana o cóncava de bordes ondulados, puede formar escalones, que quedó expuesta debido al deslizamiento de rocas o suelos (Roldán et al., 2021).
GCir - Circo glaciar	Alto de la cuenca, concavo con forma de anfiteatro, formado por la erosión glaciar (Leiva et al., 2012).	DC - Cono de talud	Estructura cónica o lobulada de ápice angosto y base redondeada. Se origina por rocas desprendidas en partes altas, acumuladas en la base de los escarpes (Leiva et al., 2012).
GMon - Glaciar de montaña	Masa de hielo permanente que se origina en la alta montaña (DGA, 2022 c).	DL - Lóbulo remoción en masa	Estructura lobulada alargada, formada por fragmentos de material de distinto tamaño, caídos o arrastrados por un flujo de material detrítico, producto de deslizamientos, avalanchas, u otras remociones en masa (Modificado de Roldán et al., 2021)
GVall - Glaciar de valle	Masa de hielo permanente que se desplaza a lo largo de un valle (DGA, 2022 c).	Ambiente volcánico	
GRx - Glaciar de roca	Masa de hielo permanente cubierta totalmente por rocas (DGA, 2022 c).	VEEd - Edificio volcánico	Montaña generalmente cónica y convexa formada por uno o más cráteres, escarpes genesis asociado a flujos de material volcánico extruido durante su evolución eruptiva. Corresponde a un abertura en la corteza terrestre por la cual el magma alcanza la superficie (Leiva et al., 2012)
GGt - Glaciarete	Masa de hielo permanente de tamaño menor a 0.03 km^2 (DGA, 2022 c).	VC - Cráter	Depresión circular generada por colapso de un volcán, erupción, o acumulacion de material piroclástico alrededor de un centro de emisión (Leiva et al., 2012)
GMorr - Morrenas	Depósitos lobulares de material polimictico arrastrado por glaciares (Roldán et al., 2021).	VEs - Escarpe de flujo volcánico	Superficie escarpada presente en los bordes de la superficie de un depósito de flujo de origen volcánico (Roldán et al., 2021).
GLag - Laguna Glaciar	Cuerpo de agua sin flujo superficial formado por acumulacion de deshielo o aguanieve (Leiva et al., 2012)	VL - Lóbulo de flujo volcánico	Superficie lobulada y alargada de dirección a favor de la pendiente, formada por extrusión de flujos volcánicos (Modificado de Roldán et al., 2021).
GLgf - Lobulo o abanico glaciofluvial	Cuerpo lobular o cónico cuyo origen se relaciona al transporte de material sedimentario producto de saturación del suelo ante el deshielo (Roldán et al., 2021).		

En las figuras 7-11 se visualizan fotografías de la cuenca del río Volcán tomadas durante los meses de octubre y noviembre de 2022, donde es posible observar la forma del relieve y las unidades geomorfológicas definidas anteriormente que lo conforman.



Figura 7.- Vista al este desde el río Volcán, en el primer tercio en la base de la cuenca. Se observan conos de talud (DC) bajo las sierras cordilleranas (SC), flancos de valle glaciar (GFvall), laderas erosivas (AILE) y abanicos aluviales (AlAb), la zona de faena de La Yesería (AnFa) y el volcán San José (VEd) (Captura y edición del autor, Noviembre de 2022).



Figura 8.- Vista al noroeste desde el río Volcán, al costado de Baños Morales. Se observa el Valle del monumento natural El Morado, conos de talud (DC) bajo flancos de valle glaciar (GFvall) y sierras cordilleranas(SC), lóbulos de remoción en masa (DL), valles en V (FVv) y un area urbanizada (AnUr) en el sector de Baños Morales (Captura y edición del autor, Octubre de 2022).



Figura 9.- Vista al sur desde el río Colina, al sur de la zona de Faena de la Yesería. Se observan conos de talud (DC) bajo las sierras cordilleranas (SC), suelo formado por abanicos aluviales (AIAb), laderas erosivas (AILE), flancos de valle glaciar (GFvall), fin del camino vehicular y un sendero ascendente a través de morrenas (AnCa) (Captura y edición del autor, Noviembre de 2022).

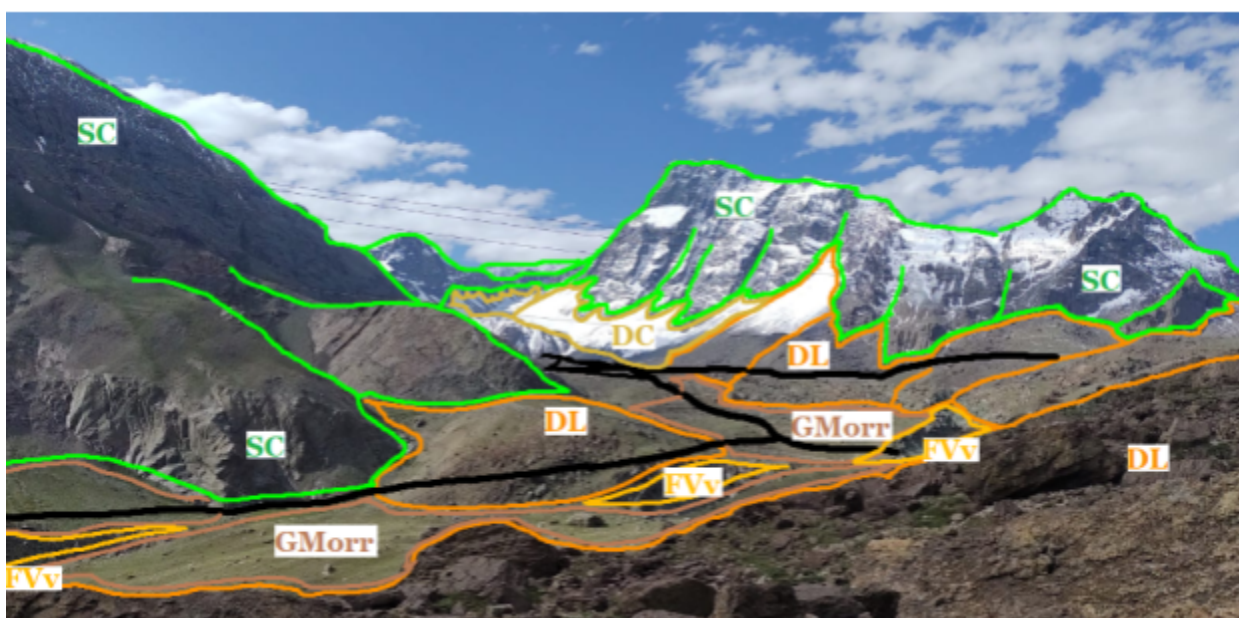


Figura 10.- Vista al noroeste desde el río Volcán, al centro de la cuenca. Se observan conos de talud (DC) bajo las sierras cordilleranas (SC), lóbulos de remoción en masa (DL), el camino al valle Las Arenas y estero La Engorda, Morrenas (GMorr) y valle en V (FVv) (Captura y edición del autor, Noviembre de 2022).

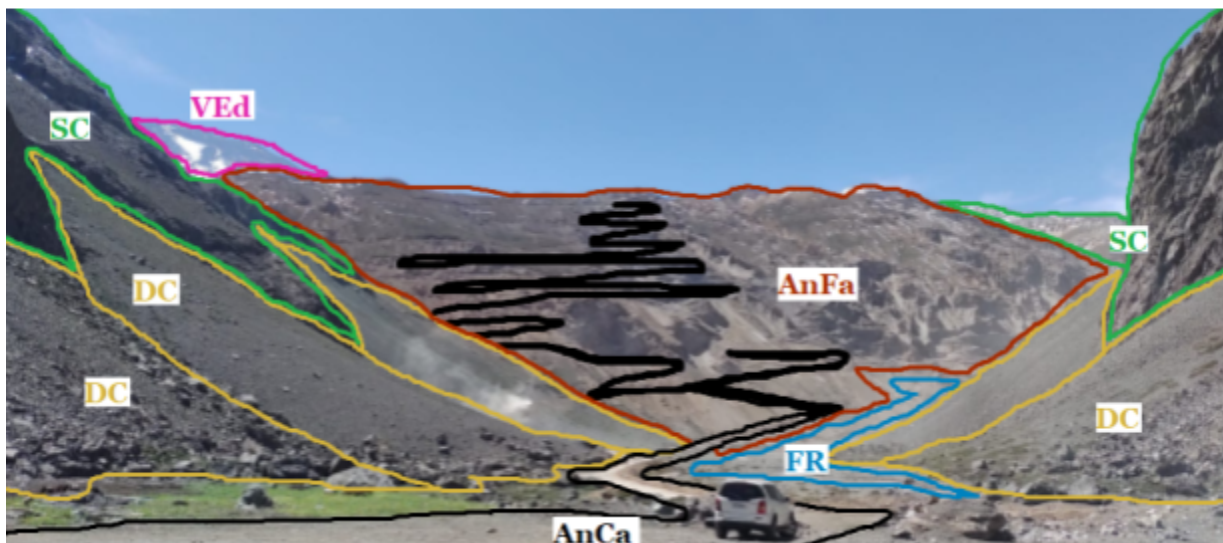


Figura 11.- Vista al este desde el río Volcán, al centro de la cuenca. Se observan conos de talud (DC) bajo las sierras cordilleranas (SC), el camino principal (AnCa), el río Volcán (FR), la zona de faena de La Yesería (AnFa) y la cima del volcán San José (VEd) (Captura y edición del autor, Octubre de 2022).

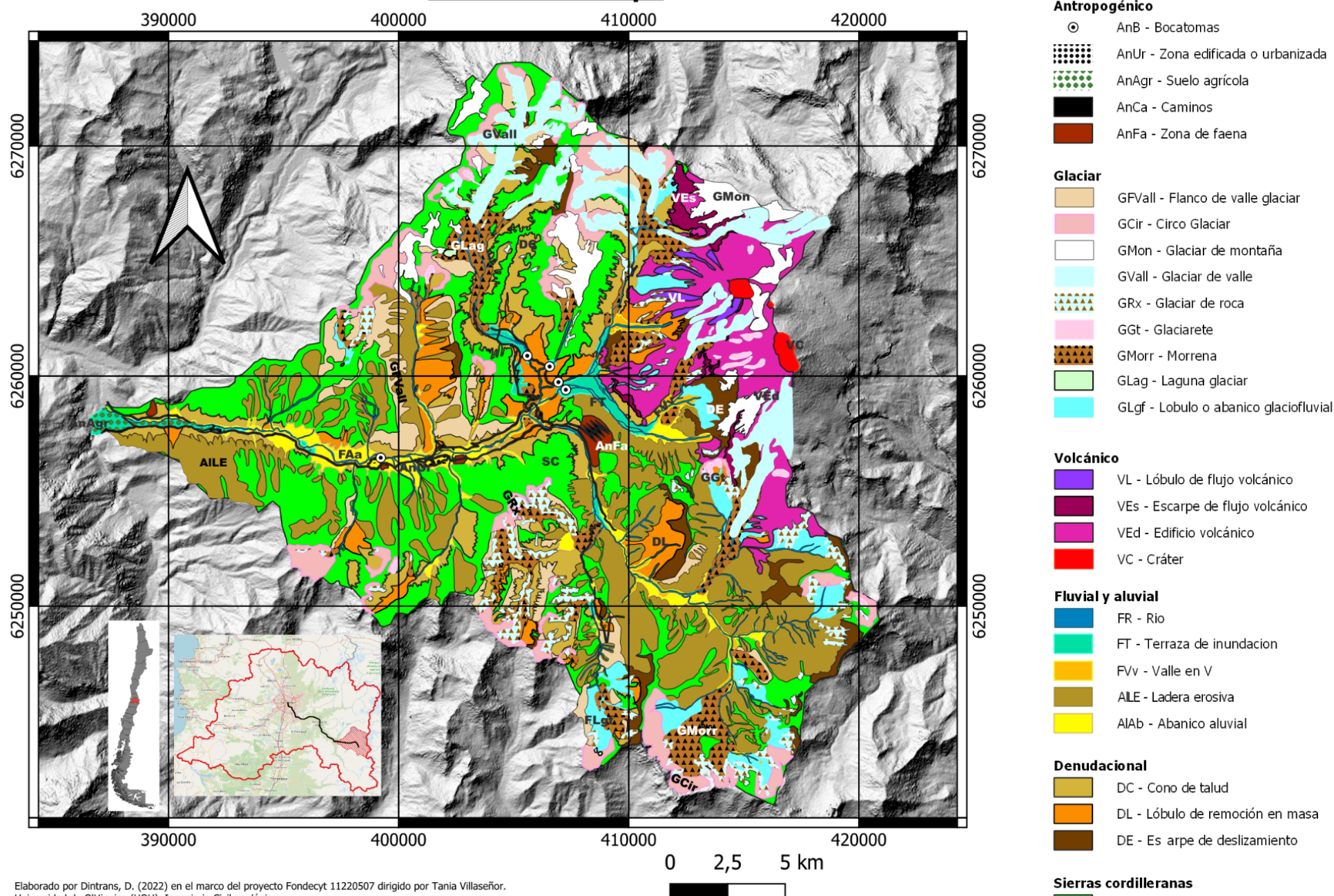
Luego de verificadas y corregidas las interpretaciones geomorfológicas de la cuenca a través del trabajo de campo, se procedió a la digitalización del mapa geomorfológico definitivo, dando paso a evaluación y análisis de variables geomorfológicas (Leiva et al. 2012).

Mapa geomorfológico

Como principal resultado del trabajo desarrollado según la metodología descrita, se presenta un mapa geomorfológico escala 1:100000 de la cuenca del río Volcán (Figura 12), el cual muestra la distribución espacial de unidades geomorfológicas en su interior, y otro derivado del anterior que muestra las unidades agrupadas según su ambiente morfogenético (Figura 13).

Geomorfología a escala 1:100.000 del valle del río Volcán, San Jose de Maipo

Leyenda



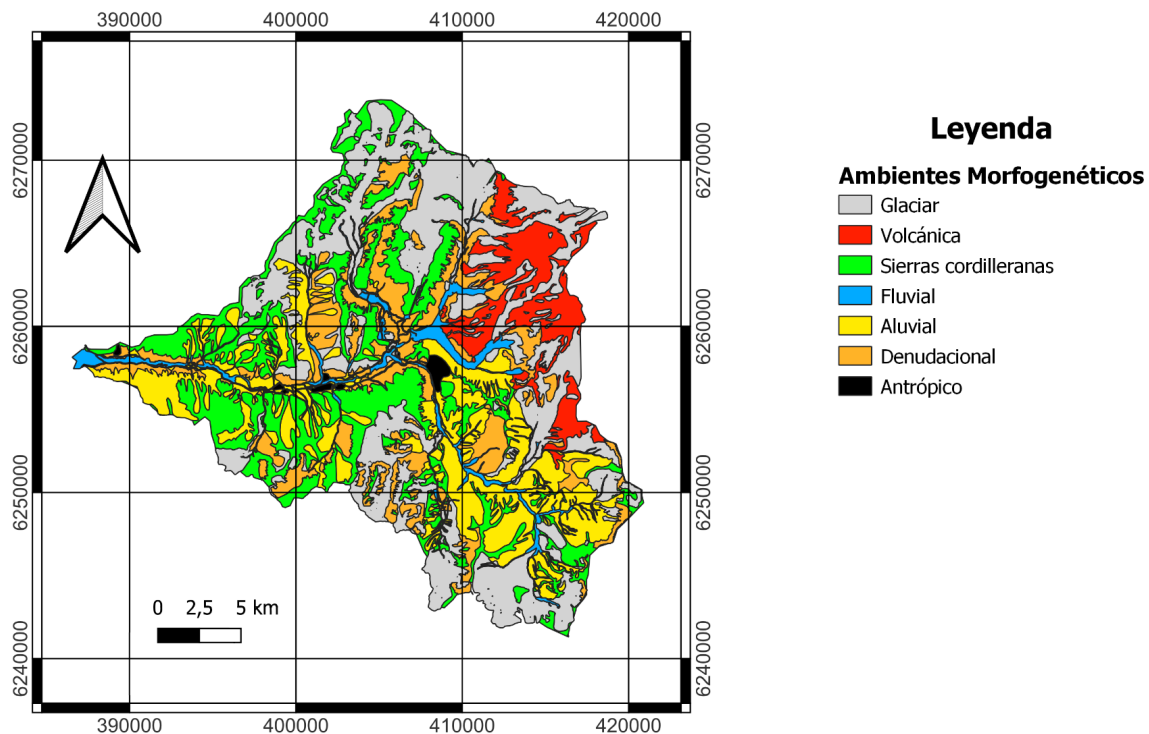
Elaborado por Dintrans, D. (2022) en el marco del proyecto Fondecyt 11220507 dirigido por Tania Villaseñor.
Universidad de O'Higgins (UOH), Ingeniería Civil geológica.

Datum: EPSG: 32719 - WGS 84 / UTM zone 19S

Referencias bibliográficas: Carvajal (2012), De Pedraza (1996), Dirección General de Aguas (2022), Fernández et al. (2021), Gonzalez (2010), Leiva et al. (2012), Muñoz (1993), Roldan et al. (2021), Thornbury (1954).

Figura 12.- Mapa Geomorfológico escala 1:100.000 de la cuenca del río Volcán.

Ambientes morfogenéticos de la cuenca del río Volcán



Elaborado por Dintrans, D. (2022) en el marco del proyecto Fondecyt 11220507 dirigido por Tania Villaseñor. Universidad de O'Higgins (UOH), Ingeniería Civil geológica.

Datum: EPSG: 32719 - WGS 84 / UTM zone 19S

Referencias: Carvajal (2012), De Pedraza (1996), Dirección General de Aguas (2022), Fernández et al. (2021), Leiva et al. (2012), Muñoz (1993), Roldán et al. (2021) & Thornbury (1954)

Figura 13.- Mapa de distribución de unidades geomorfológicas según ambientes morfogenéticos al interior de la cuenca del río Volcán.

Es posible observar en los mapas la existencia de tendencias en la ubicación espacial de las geoformas de un mismo ambiente morfogenético. Las geoformas de origen glaciar tienden a ubicarse en las zonas topográficamente más elevadas y a los extremos de la cuenca, las de origen volcánico se encuentran en torno al edificio volcánico del volcán San José, las de origen fluvial se mantienen en torno a la red de drenaje, cuyos cauces tributarios de orden 1 nacen mayoritariamente desde áreas con predominancia glaciar y en menor medida aluvial. Las geoformas de origen aluvial y denudacional tienden a abarcar las áreas entre las geoformas glaciares y fluviales. Finalmente las sierras cordilleranas mantienen una distribución más bien homogénea dentro de los altos topográficos al interior de la cuenca, a excepción del área del edificio volcánico del volcán San José, y las geoformas antropogénicas se mantienen al centro de la cuenca cerca de los ríos.

Conectividad sedimentaria

Al aplicar la metodología de Crema & Cavalli (2018) se obtuvieron capas raster con información de índices de conectividad en toda el área de la cuenca (Figuras 14 y 15). Se realizó en total el cálculo de 6 capas, cada una calculada en función de una red de drenaje construida a partir de los cauces de orden de Strahler (1957) igual o superior a los valores entre 1 y 6.

Es posible apreciar en las figuras que los índices de conectividad son en su mayoría negativos, esto se debe a que el programa entrega valores negativos o cero para puntos dentro de la cuenca que discordantes con la red de drenaje, y valores positivos para puntos que concuerden con esta. Los valores mayores indican mayor probabilidad de que el sedimento transportado por la red de drenaje con que se calculó la capa ráster, provenga de ese lugar.

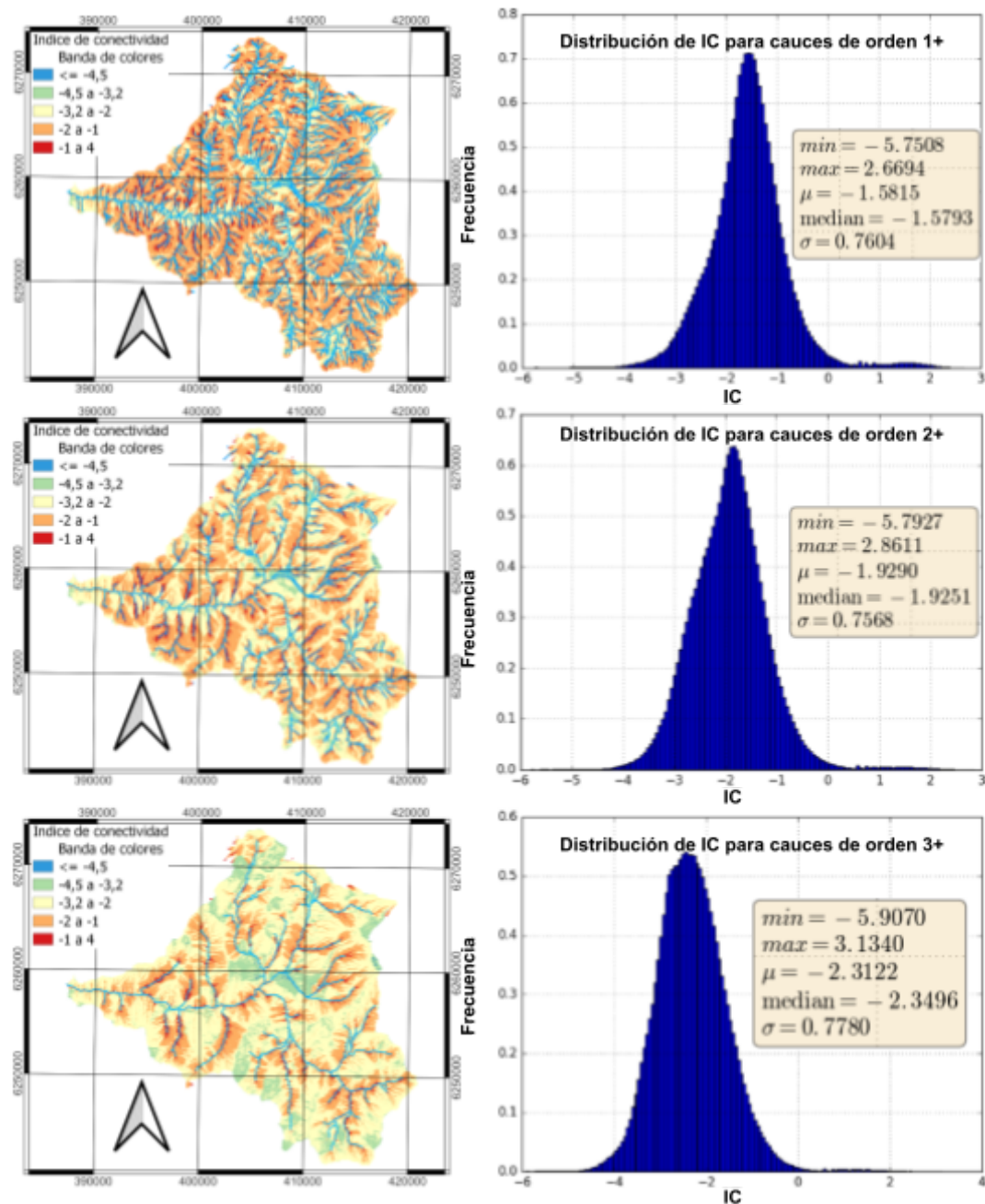


Figura 14.- Imágenes raster de distribución de índices de conectividad de la cuenca del río Volcán y gráficos de distribución estadística. Arriba al centro y abajo para cauces de orden 1+, 2+ y 3+ respectivamente según el criterio de Strahler (1957).

Las capas resultantes de los cálculos de índices de conectividad muestran como en medida que se eliminan los cauces de orden inferior los datos aumentan su varianza. Esto es observable a través de los histogramas de distribución de datos de IC, los cuales en las 3 primeras capas calculadas muestran una tendencia a una distribución normal, lo cual cambia en las 3 últimas, las cuales a partir de la capa calculada con cauces de orden 4+ se observa un leve desplazamiento en la curva, el cual se transforma en 2 y 3 picos de tendencia de datos en las capas calculadas con cauces de orden 5+ y 6+ respectivamente.

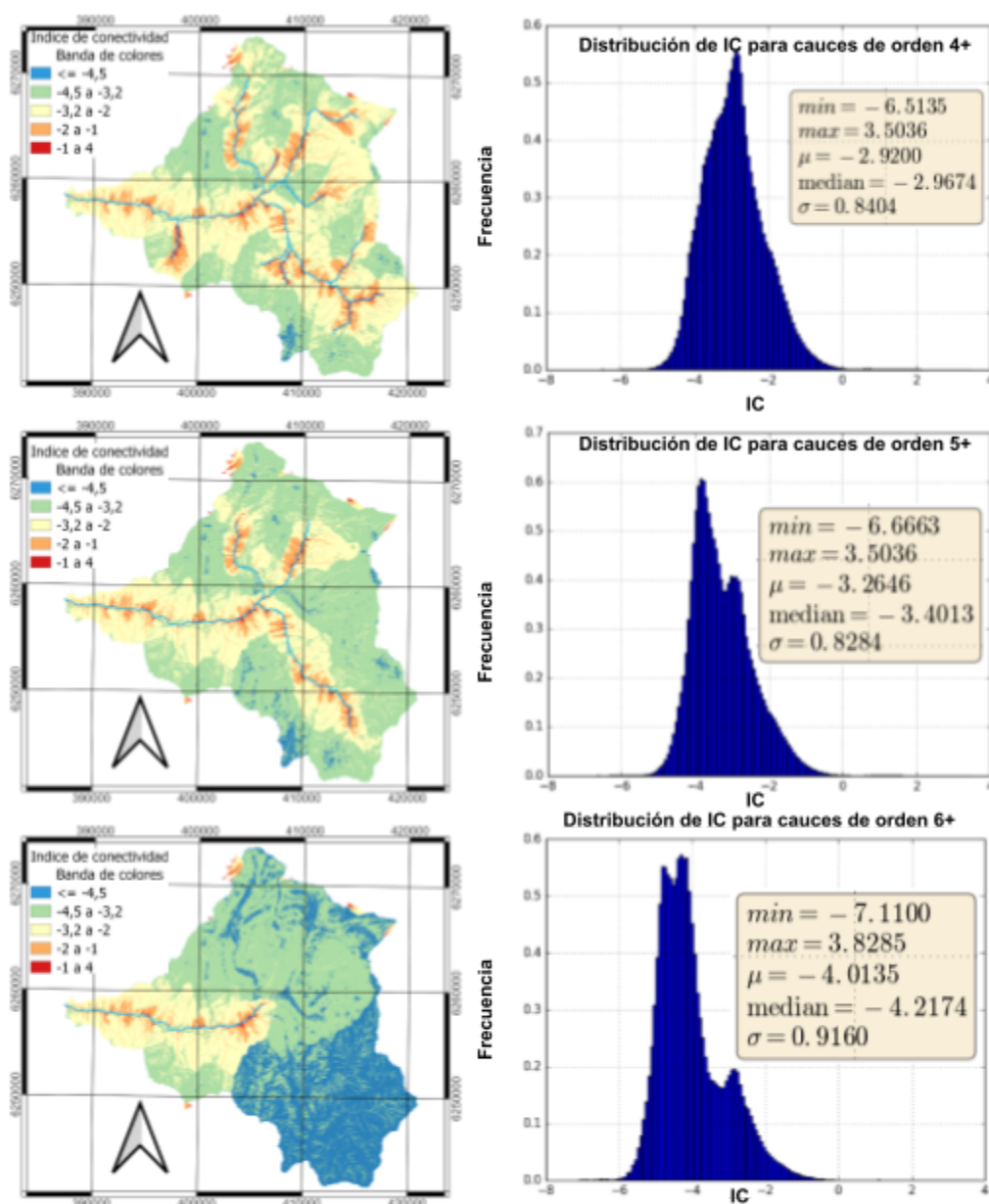


Figura 15.- Imágenes raster de distribución de índices de conectividad de la cuenca del río Volcán y gráficos de distribución estadística. Arriba al centro y abajo para cauces de orden 4+, 5+ y 6 respectivamente según el criterio de Strahler (1957).

En las primeras 3 capas calculadas no es posible diferenciar cambios en el comportamiento del IC dentro de la cuenca, siendo aparentemente la única variación de datos en función de la distancia del punto a la red de drenaje, esto ya que solo se pueden apreciar cambio en los intervalos de datos en medida que los puntos se alejan de la red de drenaje.

Los valores extremos de los intervalos con los que se construyó la leyenda de las capas ráster de conectividad sedimentaria corresponden a los valores donde los histogramas muestran las frecuencias mínimas de datos de conectividad sedimentaria. Esto permite diferenciar a través de las capas ráster la disposición dentro de la cuenca de los picos de frecuencia de IC, los cuales son diferenciables a partir de las últimas 3 capas calculadas y mostrando su mayor diferenciación en la capa calculada en función del cauce de orden 6. En esta ultima se deja ver que el area mayormente conectada (Color amarillo), con un pico de frecuencia de 0.2, corresponde a las laderas del valle del rio Volcán en su causede mayor orden, seguida de los valles del río Las Arenas y estero la Engorda con una conectividad con tendencia al pico intermedio (Color verde) de frecuencia maxima similar a 0,57, y el valle del río Colina, el cual tiene una conectividad con tendencia al pico inferior (Color azul) y frecuencia máxima similar a 5,5, el cual seria el valle menos conectado dentro de la cuenca.

Geomorfología e índices de conectividad sedimentaria

Las capas ráster de conectividad sedimentaria fueron cortadas usando como máscaras los polígonos con que se construyeron los mapas geomorfológico y de ambientes morfogenéticos, y así extraer de las capas resultantes valores de IC correspondientes a la media y desviación estándar, en las áreas de los distintos ambientes morfogenéticos (Tabla 3) y sus respectivas unidades geomorfológicas (Tabla 4). Los valores correspondientes a la media aritmética se señalan como $\overline{IC}$ y la desviación estándar como Des.

Tabla 3.- Resultados estadísticos del cruce de capas vectoriales de ambientes morfogenéticos con capas ráster de índices de conectividad dentro del área de la cuenca del río Volcán.

Ambiente morfogenético	% area	Orden 1+		Orden 2+		Orden 3+		Orden 4+		Orden 5+		Orden 6	
		$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des
Glaciar	27,9	-1.5	0.8	-2	0.8	-2.5	0.8	-3.2	0.8	-3.7	0.7	-4.4	0.7
Fluvial	7,1	-1.5	1.2	-1.7	1.2	-1.8	1.2	-2.3	1.3	-2.7	1.3	-3.7	1.2
Aluvial	19,2	-1.5	0.8	-1.8	0.7	-2.1	0.7	-2.7	0.7	-3	0.7	-3.9	1
Volcanico	7,8	-1.7	0.7	-2	0.7	-2.4	0.7	-2.9	0.7	-3.6	0.6	-4.3	0.4
Denudacional	14,6	-1.6	0.7	-1.9	0.7	-2.3	0.7	-2.8	0.8	-3.1	0.9	-3.8	0.9
Antrópico	1,5	-1.9	1	-2.3	0.9	-2.4	0.9	-2.5	0.9	-2.5	0.9	-3.1	1.1
Sierras C.	21,8	-1.6	0.6	-2	0.6	-2.3	0.6	-2.9	0.7	-3	0.7	-3.7	0.9

Tabla 4.- Resultados estadísticos del cruce de capas vectoriales de unidades geomorfológicas con rasters de índices de conectividad dentro del área de la cuenca del río Volcán

Ambiente	Unidad geomorfológica	%	Orden 1+		Orden 2+		Orden 3+		Orden 4+		Orden 5+		Orden 6	
			$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des	$\overline{IC}$	Des
Glaciar	Glaciar de Montaña	3,4	-1.7	0.8	-2.1	0.8	-2.6	0.8	-3.4	0.6	-3.9	0.4	-4.3	0.5
	Glaciar de Valle	5,7	-1.5	0.8	-1.7	0.8	-2.3	0.8	-3	0.7	-3.6	0.6	-4.4	0.5
	Glaciar de Roca	3,3	-1.6	0.7	-2.1	0.7	-2.6	0.7	-3.4	0.7	-3.8	0.6	-4.6	0.5
	Glaciarete	0,3	-1.2	0.7	-1.6	0.5	-2.2	0.5	-2.8	0.7	-3.7	0.3	-4.2	0.4
	Morrenas	5,4	-1.8	0.9	-2.1	0.9	-2.4	0.9	-3.1	1.1	-3.5	1	-4.6	0.7
	Circo	4,8	-1.6	0.6	-2.1	0.6	-2.7	0.6	-3.5	0.5	-3.8	0.4	-4.4	0.5
	Flanco valle glaciar	5	-1.6	0.6	-2	0.6	-2.4	0.7	-3.2	0.8	-3.5	0.7	-3.9	0.8
	Laguna Glaciar	0,1	-2.4	1.5	-2.6	1.4	-3.2	1.1	-4	0.9	-4.1	0.8	-4.8	0.8
	Abanico glacio fluvial	2,8	-1.5	0.8	-1.8	0.8	-2.3	0.8	-3.3	0.9	-3.7	0.8	-4.6	-0.5
Fluvial	Río	1,9	-1	1.4	-1.1	-1.5	-1.4	1.5	-2.2	1.5	-2.6	1.5	-3.6	1.4
	Terraza inundación	1,2	-2.4	1.3	-2.6	1.3	-3	1.3	-3.1	1.3	-3.3	1.3	-3.9	1.3
	Valle en V	1,2	-1.1	0.8	-1.2	0.8	-1.3	0.9	-1.8	1	-2.3	1.2	-3.5	1.4
Aluvial	Ladera erosiva	17	-1.4	0.7	-1.8	0.7	-2.1	0.7	-2.8	0.7	-3.1	0.7	-4	0.9
	Abanico aluvial	2,2	-1.9	1	-2.1	0.9	-2.3	0.9	-2.5	0.8	-2.8	0.9	-3.2	1.2
Volcanico	Crater	0,4	-2.8	1.3	-3.2	1	-3.4	1	-3.7	0.8	-4	1	-4.6	0.7
	Lóbulo flujo volcánico	0,4	-1.6	1.4	-2	0.5	-2.4	0.5	-2.7	0.4	-2.9	0.4	-4.2	0.2
	Edificio volcanico	6,2	-1.7	0.6	-2	0.6	-2.3	0.7	-2.8	0.7	-3.6	0.5	-4.3	0.4
	Escarpe flujo volcanico	0,8	-1.4	0.6	-1.8	0.7	-2.3	0.6	-2.8	0.7	-3.7	0.3	-4.3	0.3
Denud.	Escarpe deslizamiento	2,9	-1.7	0.5	-2	0.5	-2.5	0.6	-3	0.7	-3.6	0.6	-4.4	0.4
	Cono de talud	7,3	-1,4	0.7	-1.8	0.7	-2.1	0.7	-2.6	0.8	-2.8	0.9	-3.5	0.9
	Lóbulo remoción en masa	4,4	-1.6	0.8	-1.9	0.8	-2.3	0.8	-2.9	0.9	-3.1	0.8	-3.8	0.8
Antrop.	Suelo agrícola	0,4	-2.1	1.2	-2.3	1.2	-2.3	1.2	-2.3	1.2	-2.3	1.2	-2.3	1.2
	Zona de faena	0,3	-1.7	0.8	-2.4	0.6	-2.4	0.6	-2.4	0.6	-2.5	0.6	-3.6	0.6
	Zona urbanizada	0,1	-2.1	1	-2.4	1	-2.6	1	-2.7	1	-2.7	1	-2.7	0.9
	Camino	0,7	-2	1	-2.2	0.9	-2.4	0.9	-2.4	0.9	-2.6	1	-3.1	1.1
Sierras C.	Sierras cordilleranas	21,8	-1.6	0.6	-2	0.6	-2.3	0.6	-2.9	0.7	-3	0.7	-3.7	0.9

En la tabla 3 se observa que el IC no varía de la misma forma en los distintos ambientes morfogenéticos cuando este es calculado en función de distintas redes de drenaje. Esto es observable en los rangos de los valores de IC medios calculados con una red de drenaje de orden 1+ y 6, los cuales varían de mínimo a máximo en rangos de 0,4 y 1,3 respectivamente. Adicionalmente se observa que las varianzas de los datos de IC también cambian de formas distintas, algunas aumentando, disminuyendo o marcando máximos globales en medida que varían los órdenes de la red de drenaje. Para poder visualizar de forma más clara estas variaciones, se graficaron los valores medios de IC de los distintos ambientes morfogenéticos en función del orden de Strahler de los cauces con que se construyó la red (Figura 16).

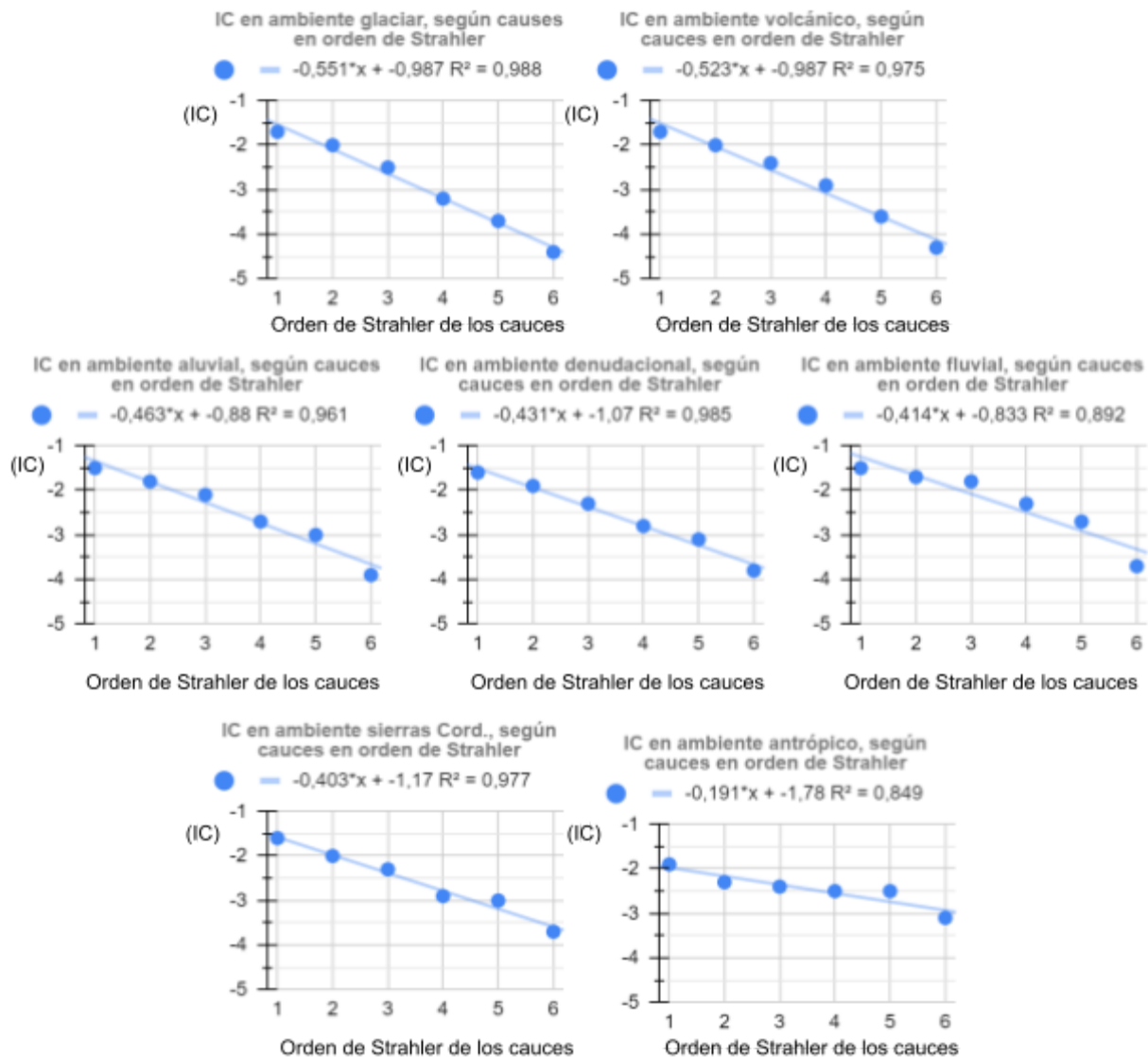


Figura 16.- Índices de conectividad (IC) en función del orden de Strahler de los cauces con que se calcularon, para los distintos ambientes morfogenéticos en la cuenca del río Volcán. Se muestran se mayor a menor razón de disminución en orden de lectura.

En estos gráficos se observa que el ambiente morfogenético glaciar, con una pendiente de -0.551, es aquel con mayor tendencia a la disminución del índice de conectividad, seguido por el ambiente volcánico con -0.523, aluvial con -0.463, denudacional con -0.431, fluvial con -0.511, luego las sierras cordilleranas con -0.403, y por último muy por lejos del resto, el ambiente morfogenético con menor razón de disminución de su índice de conectividad es el ambiente antrópico, con una pendiente de -0.191.

Los datos recién expuestos dan cuenta de cómo varía el índice de conectividad en cada uno de los ambientes morfogenéticos en medida que los cauces de orden inferior no están activos, o no traen un caudal suficiente para arrastrar material. La correlación entre datos es de 85% en el ambiente antrópico, y supera el 90% en los demás.

Discusiones

Mapas, ambientes y unidades geomorfológicas

Debido a la escala de definición de unidades mapeables, 1:100.000, existe una alteración en la geometría de los polígonos dibujados ocasionada por la existencia de geoformas menores, o de área inferior a 0.16 km^2 según el criterio de Salinas et al. (2013), tales como ríos, caminos, abanicos, remociones en masa, cárcavas, conos, entre otras morfologías no diferenciables en este trabajo, que son consideradas dentro de geoformas mayores o exageradas para que estas puedan ser diferenciadas, existiendo por ejemplo, como se aprecia en la figura 9, pequeños escarpes de deslizamientos (DE) ubicados sobre lóbulos de remociones en masa (DL) que son considerados dentro de una ladera erosiva (AILE), ya que su tamaño conjunto no supera los 0.16 km^2 , o en el caso de los ríos y caminos, que miden en la mayoría de los casos entre 5 a 15 metros de ancho, en el mapa sus representaciones alcanzan 1 mm de ancho, lo que exagera hasta los 100 metros de ancho la longitud de estos, por lo que los polígonos que representan estas formas fueron definidos sobre otras morfologías, como valles en V, terrazas de inundación, lóbulos de remoción en masa, entre otras.

Además de lo recién descrito se debe agregar la existencia de morfologías mixtas o de transición, las cuales corresponden a la transformación o alteración de una morfología producto de otros procesos. En este sentido, por ejemplo, se utilizó en este trabajo la definición de lóbulo o abanico glaciofluvial (GLgf), la cual corresponde a un proceso originado por procesos glaciales, pero que termina en un proceso de naturaleza fluvial, o circos glaciales (GCir) que han perdido sus características distintivas producto de la denudación de las rocas que los componen, depositando lóbulos de remociones en masa (DN) o conos de talud (DC) en sus bases, transicionando estos, o presentando dentro de si lo que corresponde a escarpes de deslizamiento (DE) o laderas erosivas (AILE).

Análisis de conectividad sedimentaria

Los resultados obtenidos a partir de la metodología de Crema & Cavalli (2018) fueron a partir de las mismas capas de entrada, modificando únicamente el archivo shape de la red de drenaje, donde en cada cálculo se eliminaron los cauces de órdenes inferiores del cálculo anterior.

En todas las morfologías, al disminuir los cauces de la red de drenaje, existe una tendencia a disminuir los valores de IC, sin embargo, como fue posible identificar gracias a la figura 16, estos disminuyen a diferentes ritmos dependiendo del ambiente morfogenético involucrado. Esto es evidenciable además en los histogramas resultantes de los análisis de conectividad sedimentaria, los cuales muestran que al considerar una red de drenaje con todos

sus cauces de orden 1 o superior, la conectividad tiende a ser homogénea en el era de la cuenca, con un solo pico de frecuencia bien definido y de baja varianza, mientras que al considerar solo cauces de orden 5+ o 6, se evidencian 2 y 3 picos de frecuencias respectivamente, que demuestran una diferenciación en la variabilidad del IC, la cual debe necesariamente depender de la geometría del terreno, ya que esta información es el único complemento a la red de drenaje en los parámetros de entrada para los cálculos de índice de conectividad, obtenida a través del modelo de elevación digital.

Gracias a estas observaciones fue posible asociar que las diferentes geoformas, como fuentes de sedimentos transportados por el río, tendrán probabilidades similares de conectarse a cauces de orden 1+ o 2+, al contrario de los cauces de orden 5+ y 6, los cuales muestran diferencias de tendencia de sus valores IC en su distribución.

Adicionalmente a lo recién expuesto, cabe mencionar que según lo expuesto por Gonzalez et al. (2015) y APR ingeniería S.A. (2015), los sedimentos transportados por los cauces de orden entre 1 y 5 tienen menor probabilidad de conectarse al cauce de orden 6 de lo que consideran los cálculos, debido a la disminución de la carga sedimentaria del río por las bocatomas instaladas donde los cauces de orden 5 aportan al cauce principal de orden 6.

Evidenciado esto, y para poder establecer jerarquizaciones en torno a la conectividad sedimentaria de las distintas unidades geomorfológicas, se calculó un parámetro IC_U para cada unidad, el cual consiste en un promedio de los valores medios de IC obtenidos, ponderado por el número mínimo de orden de strahler de los cauces con que se calcularon. Así, el valor IC_U es un valor que representa la conectividad sedimentaria de una unidad geomorfológica en específico al interior de la cuenca, el cual se calcula en función de todos los valores de IC en su área, otorgando más peso a aquellos calculados con redes de drenaje de orden superior, remarcando así las diferencias existentes en los picos de la distribución.

La ecuación (1) para este cálculo se muestra a continuación:

$$(1) \quad IC_U = \frac{\sum_{n=1}^6 (\overline{IC}_{(U,n)} * n)}{\sum_{n=1}^6 n} \quad (\text{Anexo 3})$$

Donde U es una unidad geomorfológica particular, $\overline{IC}_{(U,n)}$ la media de valores de índice de conectividad en el área de esta unidad, y n el valor asociado al mínimo orden de Strahler con que se construyó la red de drenaje para el cálculo de estos índices de conectividad.

Con los valores calculados se ordenaron las unidades de menor a mayor IC_U , obteniendo así una primera jerarquización (Tabla 5) de las unidades según este parámetro. En esta jerarquización N°1 es posible observar como las geoformas de origen glaciar tienden a ubicarse en los primeros lugares, indicando menor conectividad de su material con la red de drenaje, y las geoformas de origen antrópico al final de esta, indicando mayor conectividad.

Es posible observar también que el ordenamiento de las unidades geomorfológicas en esta jerarquización, responde a la forma en que variaron las tasas de disminución del IC según ambiente morfogenético en la figura 16, donde se observó que de mayor a menor tendencia a la disminución de conexión se ordenan en ambiente glaciar, volcánico, aluvial, denudacional, fluvial, sierras cordilleranas y antrópico.

Tabla 5.- Jerarquización N°1, de menor a mayor conectividad sedimentaria, de las unidades geomorfológicas al interior de la cuenca del río Volcán según el parámetro calculado IC_U .

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Unidad	GLag	VC	GRx	GCir	GMon	GLgf	GMorr	DE	FT	GVall	VEd	VEs	GFVall
IC_U	-3,93	-3,90	-3,51	-3,49	-3,46	-3,40	-3,37	-3,31	-3,28	-3,25	-3,22	-3,21	-3,17

N°	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Unidad	GGt	VL	DL	ALe	SC	AnFa	DC	AlAb	AnUr	AnCa	FR	AnAgr	FVv
IC_U	-3,14	-3,01	-2,96	-2,95	-2,92	-2,73	-2,70	-2,68	-2,63	-2,61	-2,42	-2,29	-2,24

Dada la tendencia observada, donde las las unidades geomorfológicas de un mismo ambiente morfogenético se agrupan en lugares cercanos dentro de la jerarquización N°1, se decidió aplicar el cálculo del parámetro IC_{Gen} , similar al valor IC_U , pero en lugar de tomar valores representativos de unidades geomorfológicas, opera con valores representativos del ambiente morfogenético. Este parámetro es definido por la ecuación (2):

$$(2) \quad IC_{Gen} = \frac{\sum_{n=1}^6 (\overline{IC}_{(Gen,n)} * n)}{\sum_{n=1}^6 n} \quad (\text{Anexo 4})$$

Donde Gen es un ambiente morfogenético específico, $\overline{IC}_{(Gen,n)}$ la media de valores de índice de conectividad en el área de este ambiente, y n el valor asociado al mínimo orden de Strahler con que se construyó la red de drenaje para el cálculo de estos índices de conectividad. Con los resultados de esta operación (2), se ordenaron los ambientes morfogenéticos crecientemente según su valor IC_{Gen} , obteniendo un criterio para comparar la conectividad sedimentaria de estas áreas sometidas a procesos de distinta naturaleza (Tabla 6).

Tabla 6.- Ambientes morfogenéticos ordenados crecientemente según su valor calculado IC_{Gen} .

N°	1	2	3	4	5	6	7
Ambiente	Glaciar	Volcanico	Denudacional	Sierras cordilleranas	Aluvial	Fluvial	Antrópico
IC_{Gen}	-3,38	-3,25	-2,94	-2,92	-2,89	-2,63	-2,61

En base al orden de la tabla 6 se definió la jerarquización N°2 (Tabla 7), la que al igual que la jerarquización N°1 ordena las unidades geomorfológicas de menor a mayor conectividad a la red drenaje, en función del valor calculado IC_U , pero en este caso manteniendo las unidades de un mismo ambiente morfogenético agrupadas.

Tabla 7.- Jerarquización N°2, de menor a mayor conectividad sedimentaria, de las unidades geomorfológicas al interior de la cuenca del río Volcán, según génesis y el parámetro IC_U .

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Unidad	GLag	GRx	GCir	GMon	GLgf	GMorr	GVall	GFVall	GGt	VC	VEd	VEs	VL
IC_U	-3,93	-3,51	-3,49	-3,46	-3,40	-3,37	-3,25	-3,17	-3,14	-3,90	-3,22	-3,21	-3,01

N°	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Unidad	DE	DL	DC	SC	AlAb	AlLe	FT	FR	FVv	AnFa	AnUr	AnCa	AnAgr
IC_U	-3,31	-2,96	-2,70	-2,92	-2,95	-2,68	-3,28	-2,42	-2,24	-2,73	-2,63	-2,61	-2,29

Con respecto a la jerarquización N°1, en esta se observa que las dos geoformas menos conectadas corresponden a lagunas glaciares (GLag) y los cráteres volcánicos (VC), ambas correspondientes a morfologías cóncavas donde el material tiende a acumularse. Continuas a estas siguen morfologías de origen glaciar, en donde es posible encontrar en las zonas más elevadas los circos glaciares (GCir) sobre glaciares de montaña (GMon), roca (GRx) o de valle (GVall), que normalmente terminan en depósitos de material tipo morrena (GMorr).

En particular el circo glaciar es una morfología empinada con forma de anfiteatro originada por el flujo de hielo (Leiva et al., 2012), sin embargo a pesar de caracterizarse por tener altas pendientes en comparación a las masas de hielo o las morrenas, con tendencia más plana o lobulada (Leiva et al. 2012), está menos conectada que estas. Esta particularidad hace sentido en medida que se entiende que una partícula de sedimento que cae desde un circo glaciar, tendrá que atravesar estas morfologías antes de conectarse a la red de drenaje. Esta misma situación ocurre con los escarpes de deslizamiento (DE), morfología de ambiente denudacional que al igual que los circos tiene mayor pendiente que los lóbulos de remoción en masa (DL) o coluvios (DC) que suelen existir en sus bases, y está menos conectada que estas.

De las tres morfologías fluviales definidas, podemos observar primero que las terrazas fluviales (FT), están mucho mas desconectadas que los ríos (FR) y valles en V (FVv), marcando 15 posiciones de diferencia en la jerarquización N°1. Además de esto, se observa que los valles en V son la morfología más conectada a la red de drenaje, y no así los ríos, esto es causado producto de las capas vectoriales con se extrajeron los datos, ya que los ríos al ser representados por la misma capa vectorial que se extendía a lo largo de casi todos los cauces de orden 2+, perdía conectividad en medida que esta se calculaba a cauces de orden mayor, sin embargo los valles en V, al ubicarse más dentro de la cuenca más cerca de los cauces de orden superior, su tasa de disminución del IC fue menor. Esto puede evidenciarse en la tabla 4, donde se puede apreciar que los valores de $\overline{IC}$ de los ríos son más altos durante los primeros dos cálculos, siendo los valles en V los más conectados en los siguientes.

Respecto de las sierras cordilleranas (SC), estas mantienen un valor más bien intermedio dentro de ambas jerarquizaciones, presumiblemente debido a que esta morfología a pesar de tener pendientes elevadas (Roldan et al. 2021), está uniformemente distribuida en el área de la cuenca, quedando en ocasiones en la misma situación que los circos glaciares (GCir) y escarpes de deslizamientos (DE).

Finalmente, con respecto a las morfologías antropogénicas, estas se ubican en los últimos lugares de las jerarquizaciones, indicando la mayor conectividad al río. Esto es debido a que la mayoría de las morfologías provenientes de este ambiente se encuentran directamente junto al cauce principal de orden 6, y en menor medida al cauce de orden 5.

Para poder visualizar la variación del IC correspondiente a las diferentes unidades geomorfológicas en medida que la red de drenaje disminuye sus cauces, se graficaron los valores de $\overline{IC}_{(U,n)}$ de todas las unidades geomorfológicas en los distintos cálculos hechos en función de las jerarquizaciones N°1 y N°2 (Anexos 5 y 6).

Al graficar los valores de $\overline{IC}_{(U,n)}$ (Tabla 4) en función de las jerarquizaciones N°1 (Tabla 5) y N°2 (Tabla 7) es apreciable la tendencia de las unidades geomorfológicas a mantenerse alrededor del mismo valor de IC cuando el valor se calcula con red de drenaje de orden 1+ (Figuras 17 y 18), marcando constantemente los valores mínimos en los primeros valores de la jerarquización correspondientes a las unidades geomorfológicas de lagunas glaciares (GLag) y cráteres volcánicos (VC) destacando también al principio como una de las morfologías menos conectadas, las terrazas fluviales (FT). De estas tres se recalcan sus características cóncavas y de acumulación para las dos primeras, y horizontal para el caso de la tercera.

Se aprecia cómo las diferentes unidades disminuyen a diferente ritmo su conectividad, manteniendo un orden mientras esto ocurre, y aumentando su correlación lineal. Esto es dado por la manera en que se ordenan los valores en ambas jerarquizaciones, producto de la operación de IC promedio ponderado por el mínimo orden de los cauces con que se calculó.

De los gráficos se extrae también que los máximos niveles de correlación de los valores de $\overline{IC}_{(U,n)}$ (Tabla 4), con ambas jerarquizaciones (Tablas 5 y 7), son cuando estas se comparan con los valores calculados en base a una red de drenaje de orden 5+ (Figuras 17 y 18).

Que el nivel de correlación se maximice con los valores calculados con una red de orden 5+ es debido a que cuando estos se grafican los datos calculados con el cauce de orden 6, las morfologías antrópicas y fluviales se alejan drásticamente de la regresión, lo cual es debido a, como se mencionó anteriormente que las unidades antropogénicas se posicionan directamente sobre el cauce de orden 6, y son las que menos cambio presentan debido a su distribución espacial, y que el polígono correspondiente al río se mantiene constante mientras varía la red de drenaje con que se calcula la conectividad.

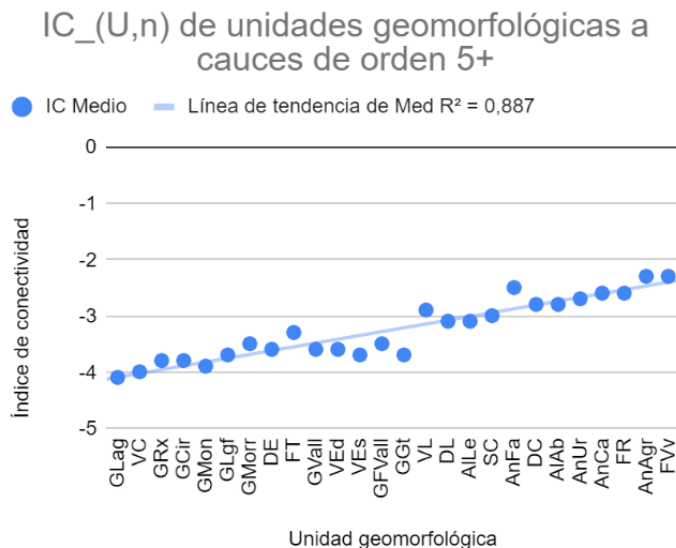
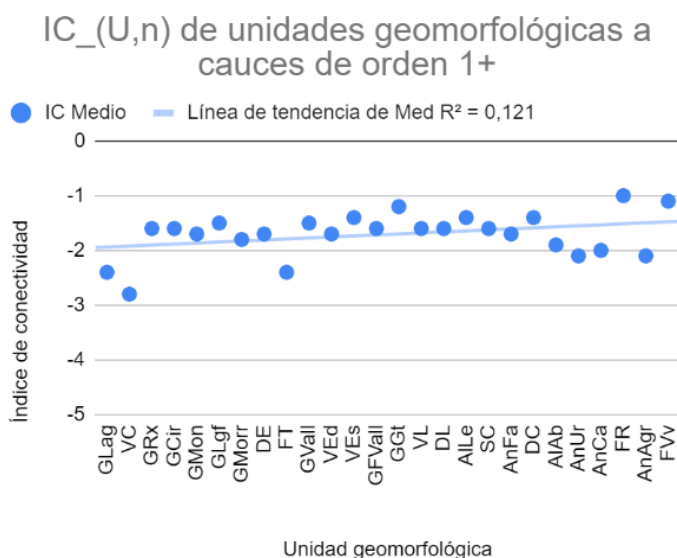


Figura 17.- Valores de $\overline{IC}_{(U,5)}$ y $\overline{IC}_{(U,5)}$ graficados en función de la jerarquización N°1.

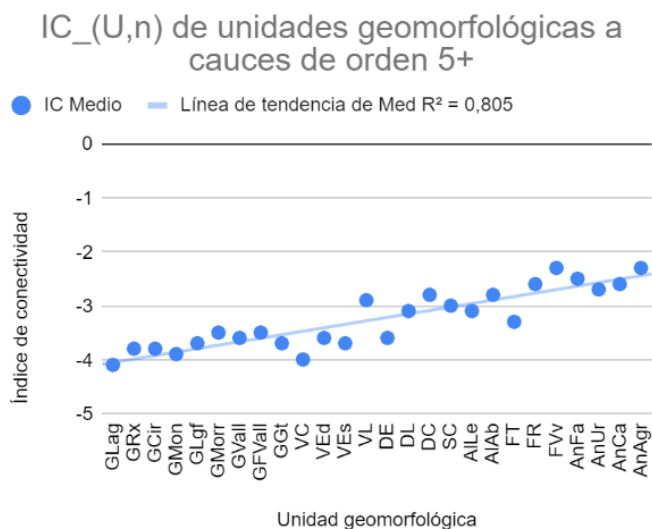
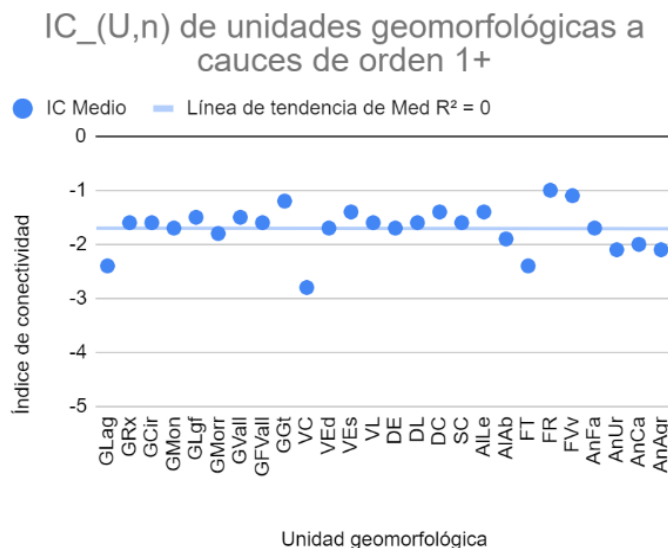


Figura 18.- Valores de $\overline{IC}_{(U,5)}$ y $\overline{IC}_{(U,5)}$ graficados en función de la jerarquización N°2.

Con respecto a la diferencia de correlación entre ambas jerarquizaciones, esta es debido a que la jerarquización N°1 se obtuvo a través del ordenamiento simple de los datos calculados de IC_y de forma creciente, y que la N°2 antes de eso se agruparon por ambiente morfogenético, lo cual trasladó de posición relativa varias unidades geomorfológicas, dejando por ejemplo a los cráteres volcánicos (VC), en una posición central (10), y no dentro de las menores (2) como con la primera. Esta diferencia es apreciable en la figura 19, donde se da cuenta de que la correlación de los valores de IC_y es completamente ordenada con la jerarquización N°1 ($R = 0,959$), y en menor grado con la N°2 ($R = 0,722$).

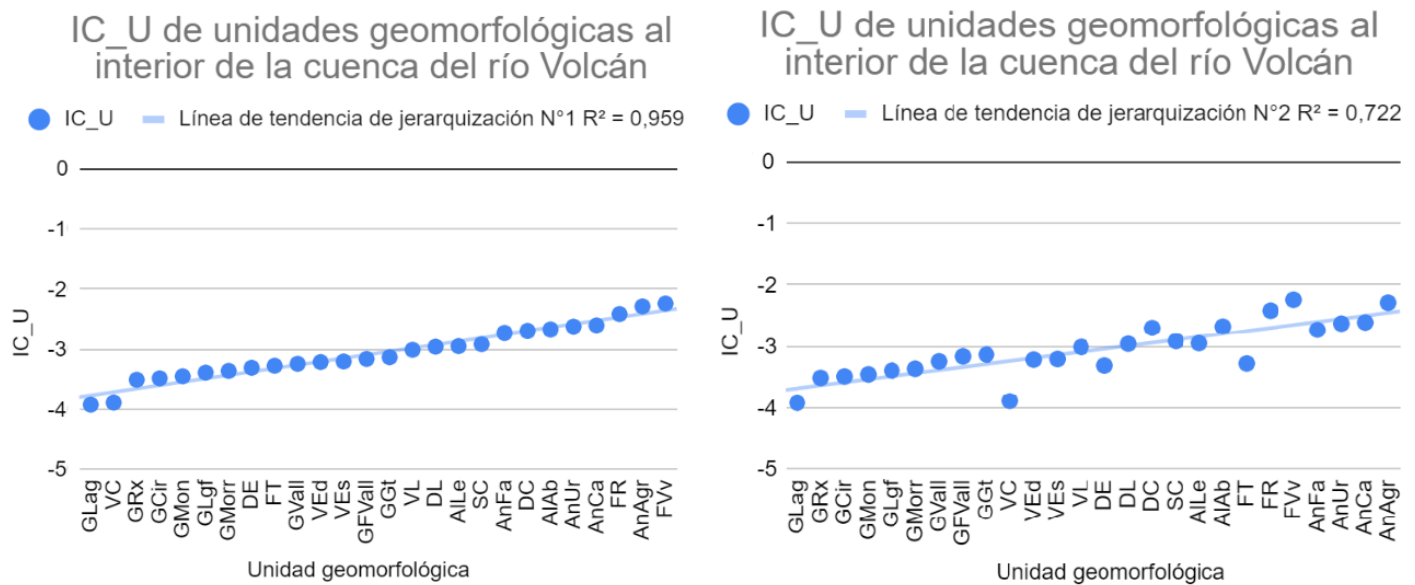


Figura 19.- Gráficos de IC_U de cada unidad geomorfológica según las jerarquizaciones N°1 (izquierda) y N°2 (derecha).

Finalmente, todos los datos de conectividad sedimentaria con que se hicieron los análisis expuestos fueron el resultado de la extracción de datos cuantitativos desde las capas raster, con las capas vectoriales que representan información cualitativa con altos márgenes de error debido a lo mencionado anteriormente acerca del factor de escala, morfologías mixtas, morfológicas menores sobre morfologías mayores y exageraciones en la delimitación de los polígonos. Este grado de error es difícilmente evitable, incluso trabajando con escalas más pequeñas, ya que tiene relación con las características caóticas de la naturaleza, sin embargo la tendencia general de los datos no se ve mayormente afectada.

Conclusiones

Con los resultados y análisis expuestos anteriormente fue posible concluir lo siguiente:

- La cuenca del río Volcán, como una fracción de la parte alta de la cordillera de los Andes en la región metropolitana de Chile, posee una amplia variedad de geoformas de distinto origen, las cuales en su mayoría son resultados de su predominante clima tipo tundra, de procesos de erosión y denudación, y de la presencia del volcán San José.
- Las características geomorfológicas de una cuenca tienen una relación directa con la conectividad sedimentaria de su interior, siendo posible jerarquizar las geoformas en función de su índice de conectividad y génesis con altos niveles de correlación entre sí.
- Las geoformas al interior de la cuenca del río Volcán tienden a tener distintos niveles de conectividad sedimentaria dependiendo de su ambiente morfogenético, ordenandose de menor a mayor de la siguiente forma: (1°) glaciario, (2°) volcánico, (3°) denudacional, (4°) sierras cordilleranas, (5°) aluvial, (6°) fluvial y (7°) antrópico.

- Con respecto a sus geometrías, las unidades geomorfológicas menos conectadas son aquellas de forma cóncava, específicamente las lagunas glaciares (GLag) y cráteres volcánicos (VC). Las de índices de conectividad bajos o medio bajos corresponden a morfologías planas o lobuladas como glaciares (GRx, Gmon, etc.), morrenas (GMorr), lóbulos de remoción en masa (DL) y terrazas de inundación (FT). Las de conectividad media alta corresponden a procesos de origen volcánico (VEd, etc.), a laderas empinadas donde afloran rocas (GFVall, SC), y a procesos de erosión (AlLe) y remociones en masa (DL). Las unidades geomorfológicas de mayor conectividad son aquellas características de procesos de flujo de material, como ríos (FR), valles en V (FVv) y abanicos aluviales (AlAb), y morfologías de origen antrópico.
- Para futuros estudios o trabajos semejantes en esta cuenca u otra, se recomienda especial atención en los factores variables según la escala, ya que modelos de elevación digitales de píxeles más grandes pueden acarrear errores en los cálculos de redes de orden inferior, lo cual es muy relevante en caso de trabajar en escalas más pequeñas. Por el contrario, para trabajos a mayor escala esto podría ser recomendable, ya que trabajar con redes de drenaje saturadas en cauces de orden 1 y 2 podría significar que no se observen diferencias de IC entre unidades, perjudicando cálculos y análisis.

Referencias

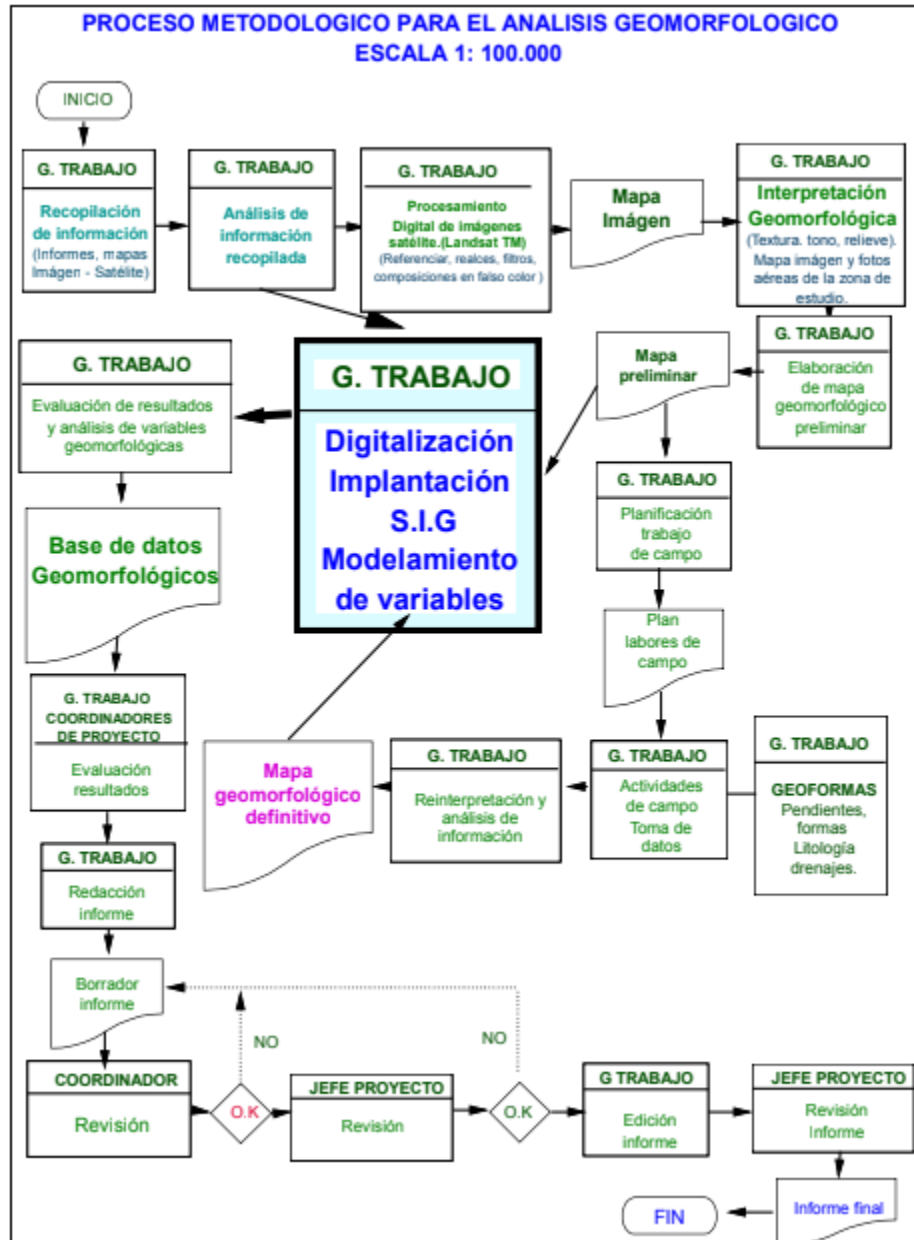
- Álvarez, P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V. (1997). *Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' - 34° 00' LS)*. Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 425-429.
- APR Ingeniería S.A. (2012). *Seguimiento ambiental del proyecto hidroeléctrico alto maipo estudio y monitoreo sedimentológico*. Santiago-Chile. <https://ssa.sma.gob.cl/Documento/Descargar/2973>
- APR Ingeniería S.A. (2015). *Proyecto hidroeléctrico alto maipo. Estudio sedimentológico avanzado*. Santiago-Chile.
- Bloom, A. (1998). *Geomorphology. A systematic analysis of late cenozoic landforms*. Department of geological sciences. Third edition. Upper Saddle River, New Jersey.
- Borselli, L., Cassi, P., & Torri, D. (2008). *Prolegomena to Sediment and Flow Connectivity in the Landscape: A GIS and Field Numerical Assessment*. CATENA 75.3 (2008): 268-277. https://www.academia.edu/4605702/Prolegomena_to_sediment_and_flow_connectivity_in_the_landscape_A_GIS_and_field_numerical_assessment
- Brown, A., et al. (2017). *The Geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications*. Earth Surf. Process. Landforms 42, 71-90 (2017).
- Calderón, S., Garrido, G., Oliveros, V., Aguirre, L., Vergara, M. (2009). *Estratigrafía y metamorfismo de las Formaciones Río Damas y Lo Valdés y su contacto con unidades cenozoicas, Valle del Río Volcán (34oS), Chile Central*. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, 22-26 Noviembre, 2009.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L. (2013). *Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments*. Geomorphology 188 (2013) 31-4. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X12002267>
- Crema, S. Cavalli, M. (2018). *SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity*. Comput. Geosci., 111 (2018), pp. 39-45. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300416308275>

- Climate Data (21 de noviembre de 2022). *Clima: Región metropolitana de Santiago*. <https://es.climate-data.org/america-del-sur/chile/region-metropolitana-de-santiago-107/>
- De Pedraza, J. (1996). *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda, S. L., Madrid-España. https://www.researchgate.net/publication/235864020_Geomorfologia_Principios_Metodos_y_Aplicaciones_Texto
- Delaney, I., & Adhikari, S. (2020). *Increased subglacial sediment discharge in a warming climate: Consideration of ice dynamics, glacial erosion, and fluvial sediment transport*. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL085672. <https://doi.org/10.1029/2019GL085672>
- Departamento de Geografía Universidad de Chile (2020). *Zonas climáticas de Chile según Köppen-Geiger escala 1:1.500.000 en la cuenca del río Maipo*. <http://www.ide.cl/descargas/capas/clima.rar>
- Dirección General de Aguas (21 de noviembre de 2022 a). *Derechos de aprovechamiento de aguas registrados en DGA*. Ministerio de Obras Públicas, Santiago de Chile. https://dga.mop.gob.cl/productosyservicios/derechos_historicos/Paginas/default.aspx
- Dirección General de Aguas (21 de noviembre de 2022 b). *Isoyetas*. Ministerio de Obras Públicas, Santiago de Chile. <http://www.dga.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Balance%20Hidroico/isoyetas.zip>
- Dirección General de Aguas (2022 c). *METODOLOGÍA DEL INVENTARIO PÚBLICO DE GLACIARES, SDT N°447, 2022*. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves. Realizado por: Casassa, G., Espinoza, A., Segovia, A., Huenante, J. <https://snia.mop.gob.cl/repositorioldga/handle/20.500.13000/125542>
- Dirección General de Aguas (21 de Noviembre de 2022 d). *Selección de Estaciones y parámetros. Estación Río Volcán en Queltehues*. Ministerio de Obras Públicas, DGA, división de hidrología, Santiago de Chile. https://snia.mop.gob.cl/dgasat/pages/dgasat_param/dgasat_param_1.jsp
- IDIEM, U. de Chile. 2008. Anexo 20 EIA PHAM. https://issuu.com/noaltomaipo/docs/revisio_n_rca_alto_maipo
- Instituto Nacional de Estadística (2019). *Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos 2019*. Santiago de Chile. https://geoarchivos.ine.cl/File/pub/Cd_Pb_Al_Cs_2019.pdf
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A., (2010). *Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: Tectonics*. v. 29, p. 1-22. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2009TC002480>
- Fernández, J.; Espinoza, L.; Gálvez, C.; Cabrera, N. (2021). *Efectos geológicos del sistema frontal del 29 al 31 de enero de 2021. Región Metropolitana, Camino al Volcán, sector cruce a Queltehues-Baños de Colina*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico (Inédito): 32 p. Santiago.
- Fock, A., (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S*. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Fock, A., Charrier, R., Farias, M., Muñoz, M., (2006). *Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S)*. Asociación Geológica de Argentina, Serie: Publicación especial N°6: 48-55 (2006).
- González, O. (1963). *Observaciones geológicas en el valle del río Volcán*. Apartado de la Revista Minerales N° 81, Año 1963, del Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Santiago, Chile. obtienearchivo.bcn.cl/obtienearchivo?id=documentos/10221.1/55468/1/254930.pdf
- Gonzalez, P. (2010). *Geología y geomorfología del complejo de remoción en masa la engorda, Chile central*. MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO, UNIVERSIDAD DE CHILE FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, Santiago-Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103776>
- Gonzalez, T., Mella, M. & Stern, J. (2015). *Impacto Geológico Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo*. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Octubre 2015. https://catalogobiblioteca.sernageomin.cl/Archivos/14905_v3_pp_349_351.pdf
- Köppen, W. (1900). *Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt* *Geogr. Zeitschrift*, 6, 593-611, 657-679.

- Leiva, O., Moya, H., Trejos, G. & Carvajal, J. (2012). *Propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos analíticos aplicados a la zonificación de amenaza por movimientos en masa escala 1:100.000*. Bogotá D.C., Servicio Geológico Colombiano (SGC). 90p. <https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=49081>
- Lóczy, D., Dávid, L. & Szabó J. (2006). *Anthropogenic geomorphology. A guide to man-made landforms*. University of Debrecen, Hungary 2006. Editorial Springer. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-90-481-3058-0>
- Martini, L., Picco, L., Iroume, A., Cavalli, M. (2019). *Sediment connectivity changes in an Andean catchment affected by volcanic eruption*. Science of the Total Environment 692 (2019) 1209–1222. Elsevier Italy. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.07.303>
- Moreno, H., Thiele, L., Varela, J. (1991). *Estudio geológico y de riesgo volcánico y de remoción en masa del proyecto hidroeléctrico alfal II - las lajas*. Unidad ejecutora del departamento de geología y geofísica de la Universidad de Chile. Santiago de Chile. https://portalgeo.sernageomin.cl/Informes_PDF/RMET-092.pdf
- Muñoz, J. (1993). *Geomorfología general*. Editorial síntesis S. A. Madrid, España. <https://onggem.files.wordpress.com/2011/01/muc3b1oz-1995-la-biblia.pdf>
- Pairoa, S. (2018). *Modelo geológico tridimensional en el valle del río Volcán: un caso de estudio con fotogrametría digital*. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geología. Santiago-Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/159286>
- Roldan, F., Ávalos, L., Gonzalez, G. (2021). *Caracterización Geomorfológica de la cuenca del Río Maipo, Chile*. Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Universidad Católica del Norte, Chile (UCN).
- Salazara, C., Stinnesbeck, W. (2015). *Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés formation (upper Jurassic-Lower cretaceous) in central Chile*. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile, 64: 41-68. https://publicaciones.mnhn.gob.cl/668/articles-70514_archivo_01.pdf
- Salinas, E., Ramon, A. (2013). *Propuesta metodológica para la delimitación semiautomatizada de unidades de paisaje a nivel local*. Departamento de Geografía – USP, Volume 25 (2013), p. 1-19. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. https://www.researchgate.net/publication/271244102_PROPUESTA_METODOLOGICA_PARA_LA_DELIMITACION_SEMIAUTOMATIZADA_DE_UNIDADES_DE_PAISAJE_DE_NIVEL_LOCAL
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile: versión digital*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago. <http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf>
- Strahler, A. (1957). *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Transactions, American Geophysical Union, 38, 913-920. <http://dx.doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Thiele, C. (1980). *Carta Geológica de Chile. Escala 1:250.000: Geología de la Hoja Santiago. Región metropolitana*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, 1980. <https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/resources/html/035179.html>
- Thornbury, W. (1954). *Principios de Geomorfología*. Departamento de Geología de la Universidad de Indiana. Editorial Kapelusz, Buenos Aires-Argentina.
- Uagoda, R. (2014). *Nível de base, teoria e modelos em geomorfologia*. Departamento de Geografia da FCT/UNESP, Presidente Prudente, n. 14, v.2, julho a dezembro de 2014, p. 1-10. https://www.researchgate.net/publication/322199868_NIVEL_DE_BASE_TEORIA_E_MO_DELOS_EM_GEOMORFOLOGIA
- Vergara, I., Garreaud, R., & Ayala, Á. (2022 a). *Sharp increase of extreme turbidity events due to deglaciation in the subtropical Andes*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 127, e2021JF006584. <https://doi.org/10.1029/2021JF006584>
- Vergara, I., Garreaud, R., Moreiras, S., Araneo, D., Beigt, D. (2022 b). *Exploring the association between landslides and fluvial suspended sediment in a semi-arid basin in central Chile*, Geomorphology, Volume 402, 2022, 108129, ISSN 0169-555X, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108129>.

Anexos

Anexo 1: Flujograma del proceso metodológico para el desarrollo de mapas geomorfológicos analíticos escala 1:100.000 (Leiva et al., 2012)



Anexo 2: Definiciones de unidades geomorfológicas definidas por los autores de las bibliografías principales, Leiva et al. (2012) y Roldán et al. (2021). No se incluyeron definiciones incorporadas de forma textual o casi textual de sus autores, que se hayan agregado al cuerpo principal del texto..

Circo glaciar y de nivación	Paredes cóncavas semicirculares de longitudes cortas, escarpadas de concavidades o depresiones someras formadas por socavación debida a la acción erosiva de escarcha o nieve en zonas de influencia glacial y periglacial respectivamente. Mientras los primeros se forman o se formaron por retro excavación rotacional de la masa de hielo, los segundos se originan por procesos de congelamiento y deshielo de la masa rocosa que produce depresiones por despegue y extracción de partículas (plucking), acumuladas luego ladera abajo por procesos de gelifracción. Se encuentran en la parte alta de las paredes de valles glaciales, y asociados con valles colgantes menores (Leiva et al., 2012).
Conos glaciofluviales	Conos de longitud corta, larga a muy larga, de laderas rectas - convexas y muy inclinadas constituidas de bloques angulares de varios metros de arista, en matriz constituida de arcilla con bloques de tamaños decimétricos y localmente paleosuelos negros. Su origen está asociado a corrientes torrenciales producto de deshielo de la parte más distal de una masa glacial. Los abanicos glaciofluviales son coalescentes algunas presentan disección longitudinal en asocio de escarpes en forma de "V" (Leiva et al., 2012)..
Morrena	Lomas, crestas o montículos constituidas generalmente por fragmentos de roca polimícticos angulares, subangulares o subredondeados dispuestos caóticamente en una matriz arcillosa o arenosa compacta. Se asocia al depósito de grandes masas de sedimento, producto de la meteorización, transporte y acumulación por la masa glaciar y particularmente por la acción de corrientes fluviales producto de deshielos. Según su ubicación con respecto a la masa de hielo pueden nombrarse morrena de fondo, morrena lateral o morrena frontal (Roldán et al., 2021)
Flancos de valle glacial	Son laderas cóncavas de pendientes moderadas a escarpadas, longitudes cortas a moderadamente largas localmente con facetas truncadas. Se originaron por procesos laterales de exaración y por presiones ejercidas por las masas de hielo lateral sobre los flancos del valle inicial, resultado de procesos de denudación intensos. Localmente los valles tributarios (valles colgantes), muestran el piso o fondo más alto que el valle principal que lo trunca en la confluencia (Roldán et al., 2021).
Cráter volcánico	Depresión en forma circular de menos de un 1 km de diámetro, limitada por escarpes o laderas escalonadas y disectadas. Su fondo presenta una morfología suavemente ondulada e irregular, dependiendo de su conformación. Su génesis responde al colapso de un edificio volcánico, a una erupción, o a la acumulación gradual de material piroclástico alrededor de un centro de emisión (Leiva et al., 2012)..
Volcán edificio volcánico	Cerro montañoso de forma generalmente cónica, conformado por uno o varios cráteres (Vc), escarpes de cráter (Vce) y laderas (VI). Las laderas pueden ser inclinadas a abruptas, de forma generalmente convexa y de longitud variable. La altura, diámetro del cráter y diámetro de la base son muy variables. Su génesis se asocia a la acumulación de material volcánico extruido durante su evolución eruptiva. Abertura en la corteza terrestre, por la cual el magma alcanza la superficie. Volcán activo (Vea), Volcán dormido (Ved), Volcán inactivo (Vei) (Leiva et al., 2012)..
Escarpe de flujo volcánico	Superficie escarpada y muy acantilada de longitud y alturas variadas, de forma cóncava o convexa, presente en los bordes de la superficie de un depósito de flujo de lava, lahático o piroclástico. Su génesis está asociada al enfriamiento y reología de un flujo volcánico. Además, se encuentra influenciado por el ambiente glacial y los depósitos y masas glaciares localizadas, pudiendo acentuar los procesos de denudación. Además, se pueden encontrar en el interior del depósito como resultado de la acción de procesos erosivos (Roldán et al., 2021)
Lóbulo o cono de flujo volcánico	Superficie lobulada individualizable, limitada por laderas o escarpes de diferente altura con pendientes y formas de laderas variadas dependiendo de la composición. Se incluyen los flujos de lava, cuya edad se asigna al Pleistoceno a Holoceno. Su génesis está asociada a la extrusión de lava y a la emisión de piroclastos y materiales volcánicos en general, los cuales se depositan y posteriormente se enfrían. Además, se encuentran influenciados por el ambiente glacial y los depósitos y masas glaciares localizadas, pudiendo acentuar los procesos de denudación (Roldán et al., 2021)
Escarpes o laderas de deslizamiento	Superficies planares o relativamente cóncavas de dimensiones variables, normalmente muy inclinados y de bordes con morfología ondulada, que han quedado expuestos debido a remociones en masa por deslizamientos de rocas o suelos, de tipo rotacional o traslacional (Roldán et al., 2021)

Cono o lóbulo de deslizamiento traslacional	Estructura en forma de cono o lóbulo, con morfología plana a suavemente ondulada. Su origen es relacionado al movimiento de rocas o tierra a lo largo de una superficie de falla más o menos planar. El movimiento es controlado por segmentos de debilidad asociados con planos de estratificación, zonas de alto fracturamiento o el contacto entre un plano rocoso y los detritos suprayacentes (Leiva et al., 2012)..
Cono de talus	Estructura en forma de cono o lóbulo localizada a la base de los escarpes. Presenta un ápice angosto y en los cambios de la pendiente extremos redondeados, laderas de longitudes cortas a medias, convexas a cóncavas hacia la parte distal. Su origen es relacionado a procesos de acumulación mecánica de bloques y fragmentos angulares heterométricos que se desprendieron de las partes altas. Incluye los conos generados por actividad tectónica (Leiva et al., 2012)..
Sierras glaciadas estructurales	Geoforma mayor, expresada como superficie y prominencias topográficas de morfología montañosa y elongada de laderas largas a extremadamente largas, mayoritariamente rectas, con pendientes moderadas, pero principalmente fuerte a acantiladas, donde prevalecen procesos tectonoestructurales, y subordinadamente procesos de crioclastia y exaración, con subsecuentes procesos de erosión y de remociones en masa acentuados (Roldán et al., 2021)
Ladera erosiva	Corresponde a superficies del terreno de pendientes muy inclinadas a escarpadas, de longitudes moderadas a extremadamente largas, de formas planas, cóncavas y convexas, patrón de drenaje típico dendrítico a subparalelo. Presenta procesos erosivos intensos como cárcavas, surcos y solifluxión, sobre materiales de suelo o roca. Estas laderas no necesariamente están asociadas a una geoforma mayor o una estructura (Leiva et al., 2012)..
Abanico aluvial o fluvial	Superficie en forma de cono, de laderas convexas de morfología plana, aterrazada y principalmente colinada. Su origen se relaciona con zonas de erosión activa donde presenta acumulación torrencial aluvial y/o fluvial en forma radial, donde el material sedimentario saturado desemboca desde una zona de fuertes pendientes hacia una zona plana de baja a muy baja pendiente y de altitudes variables. Los depósitos aluviales se depositan radialmente desde el ápice del abanico localizado en la salida de la corriente de las montañas. Los canales fluyen cortando el abanico, siendo más profundos en el ápice del abanico y más someros al alejarse de él. Está compuesto por sedimentos polimícticos y polimodales, donde los clastos de mayor tamaño se ubican al frente y al techo del depósito Su extensión es variable, se encuentran de extensión métrica a kilométrica (Roldán et al., 2021).
Terrazas fluviales (Ftf)	Superficies elongadas, planas a suavemente onduladas, limitadas por escarpes de diferente altura a lo largo del cauce de un río. Pareadas en el caso de originarse por acumulación y no pareadas y de forma alterna al originarse por erosión diferenciada. Su origen se relaciona a procesos de erosión y acumulación fluvial dentro de antiguas llanuras o planicies de inundación. Su formación incluye fases de acumulación, incisión y erosión vertical y lateral. Estas terrazas pueden ser parte de cauces rectos a meándricos. Sus depósitos podrían estar constituidos por gravas, limos y arcillas, con disminución del tamaño a medida que se alejan del cauce del río. Se observa recimiento vegetal en su mayoría debido a su propia inactividad (Roldán et al., 2021)

Anexo 3: Tabla de valores IC_U calculados para las diferentes unidades geomorfológicas

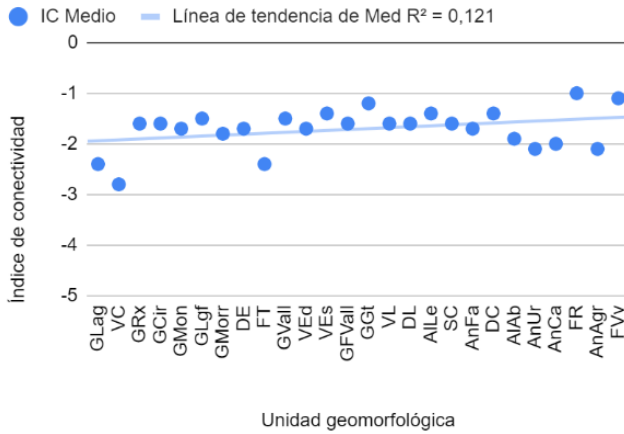
Jerarquía N°2	Ambiente morfogenético	Unidad geomorfológica	$\overline{IC}_{(U,1)}$	$\overline{IC}_{(U,2)}$	$\overline{IC}_{(U,3)}$	$\overline{IC}_{(U,4)}$	$\overline{IC}_{(U,5)}$	$\overline{IC}_{(U,6)}$	Area Km2	% Area	IC_U
1	Glaciar	GLag	-2,4	-2,6	-3,2	-4,0	-4,1	-4,8	0,3	0,1	-3,93
2		GRx	-1,6	-2,1	-2,6	-3,4	-3,8	-4,6	17,5	3,3	-3,51
3		GCir	-1,6	-2,1	-2,7	-3,5	-3,8	-4,4	25,6	4,8	-3,49
4		GMon	-1,7	-2,1	-2,6	-3,4	-3,9	-4,3	18,2	3,4	-3,46
5		GLgf	-1,5	-1,8	-2,3	-3,3	-3,7	-4,6	15,1	2,8	-3,40
6		GMorr	-1,8	-2,1	-2,4	-3,1	-3,5	-4,6	29,3	5,4	-3,37
7		GVall	-1,5	-1,7	-2,3	-3,0	-3,6	-4,4	31,0	5,7	-3,25
8		GFVall	-1,6	-2,0	-2,4	-3,2	-3,5	-3,9	26,8	5,0	-3,17
9		GGt	-1,2	-1,6	-2,2	-2,8	-3,7	-4,2	1,8	0,3	-3,14
10	Volcanico	VC	-2,8	-3,2	-3,4	-3,7	-4,0	-4,6	2,0	0,4	-3,90
11		VEd	-1,7	-2,0	-2,3	-2,8	-3,6	-4,3	33,5	6,2	-3,22
12		VEs	-1,4	-1,8	-2,3	-2,8	-3,7	-4,3	4,3	0,8	-3,21
13		VL	-1,6	-2,0	-2,4	-2,7	-2,9	-4,2	2,2	0,4	-3,01
14	Denud.	DE	-1,7	-2,0	-2,5	-3,0	-3,6	-4,4	15,8	2,9	-3,31
15		DL	-1,6	-1,9	-2,3	-2,9	-3,1	-3,8	23,9	4,4	-2,96
16		DC	-1,4	-1,8	-2,1	-2,6	-2,8	-3,5	39,1	7,3	-2,70
17	Sierras C.	SC	-1,6	-2,0	-2,3	-2,9	-3,0	-3,7	117,5	21,8	-2,92
18	Aluvial	AlLe	-1,4	-1,8	-2,1	-2,8	-3,1	-4,0	91,7	17,0	-2,95
19		AlAb	-1,9	-2,1	-2,3	-2,5	-2,8	-3,2	11,8	2,2	-2,68
20	Fluvial	FT	-2,4	-2,6	-3,0	-3,1	-3,3	-3,9	6,4	1,2	-3,28
21		FR	-1,0	-1,1	-1,4	-2,2	-2,6	-3,6	10,3	1,9	-2,42
22		FVv	-1,1	-1,2	-1,3	-1,8	-2,3	-3,5	6,6	1,2	-2,24
23	Antrópico	AnFa	-1,7	-2,4	-2,4	-2,4	-2,5	-3,6	1,9	0,3	-2,73
24		AnUr	-2,1	-2,4	-2,6	-2,7	-2,7	-2,7	0,8	0,1	-2,63
25		AnCa	-2,0	-2,2	-2,4	-2,4	-2,6	-3,1	3,7	0,7	-2,61
26		AnAgr	-2,1	-2,3	-2,3	-2,3	-2,3	-2,3	1,9	0,4	-2,29

Anexo 4: Tabla de valores IC_{Gen} calculados para las diferentes ambientes morfogenéticos

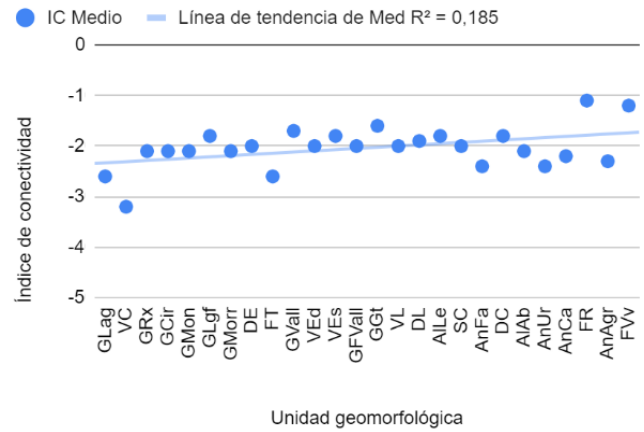
Ambiente	$\overline{IC}_{(Gen,1)}$	$\overline{IC}_{(Gen,2)}$	$\overline{IC}_{(Gen,3)}$	$\overline{IC}_{(Gen,4)}$	$\overline{IC}_{(Gen,5)}$	$\overline{IC}_{(Gen,6)}$	Area Km2	% Area	IC_{Gen}
Glaciar	-1,7	-2,0	-2,5	-3,2	-3,7	-4,4	150,5	27,9	-3,38
Volcanico	-1,7	-2,0	-2,4	-2,9	-3,6	-4,3	41,9	7,8	-3,25
Denudacional	-1,6	-1,9	-2,3	-2,8	-3,1	-3,8	78,6	14,6	-2,94
Sierras cordilleranas	-1,6	-2,0	-2,3	-2,9	-3,0	-3,7	117,4	21,8	-2,92
Aluvial	-1,5	-1,8	-2,1	-2,7	-3,0	-3,9	103,4	19,2	-2,89
Fluvial	-1,5	-1,7	-1,8	-2,3	-2,7	-3,7	38,3	7,1	-2,63
Antrópico	-1,9	-2,3	-2,4	-2,5	-2,5	-3,1	8,1	1,5	-2,61

Anexo 5: Graficos de valores de $\overline{IC}_{(U,5)}$ en función de la jerarquización N°1

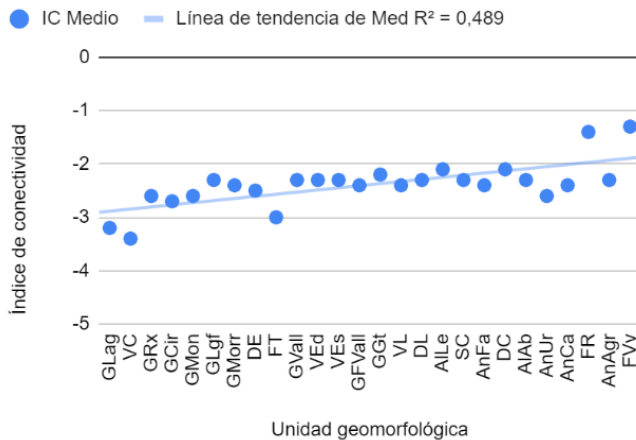
IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 1+



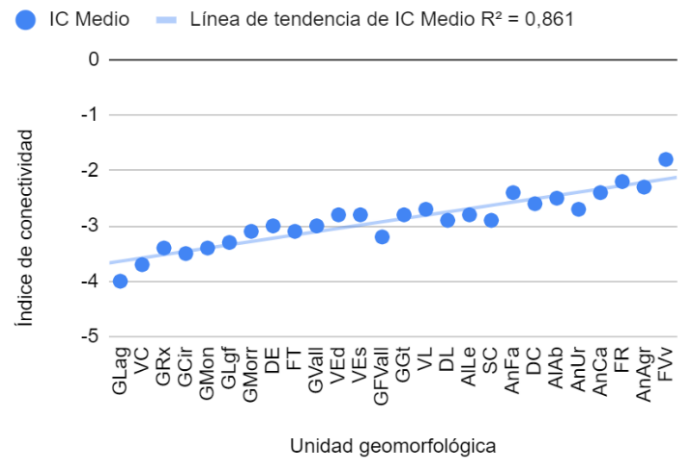
IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 2+



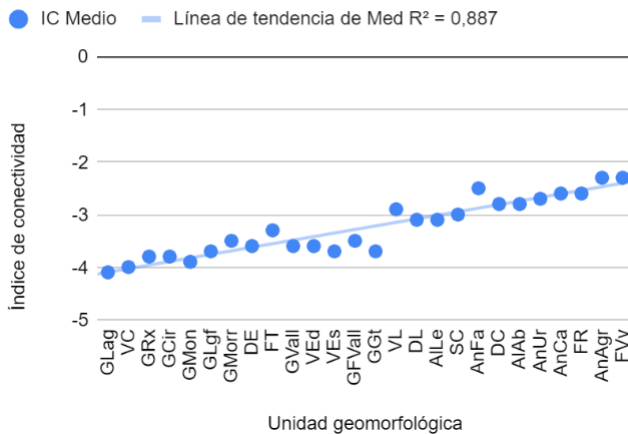
IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 3+



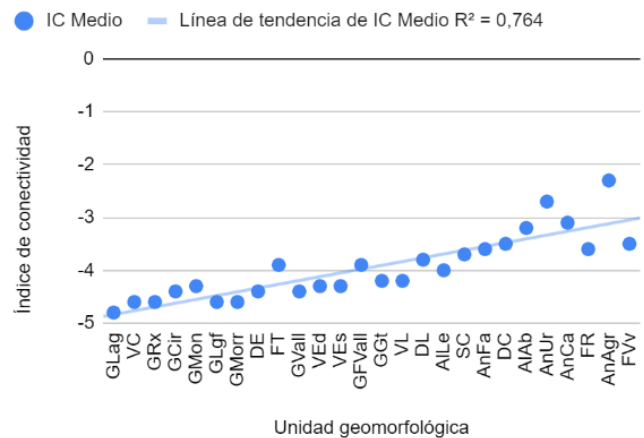
IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 4+



IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 5+

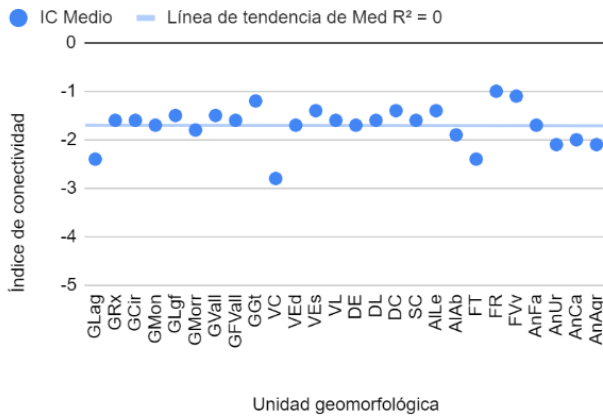


IC_(U,n) de unidades geomorfológicas a cauces de orden 6+

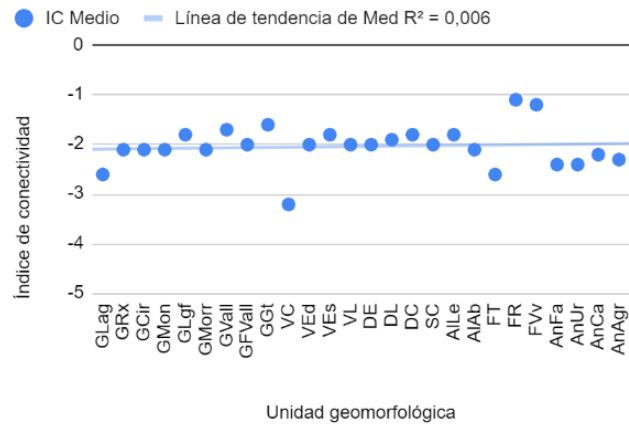


Anexo 6: Graficos de valores de IC_U en función de la jerarquización N°2

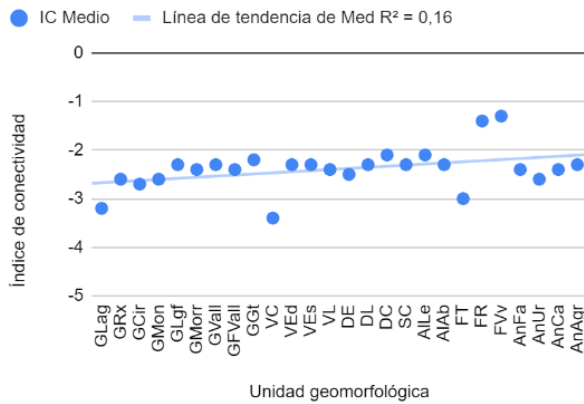
$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 1+



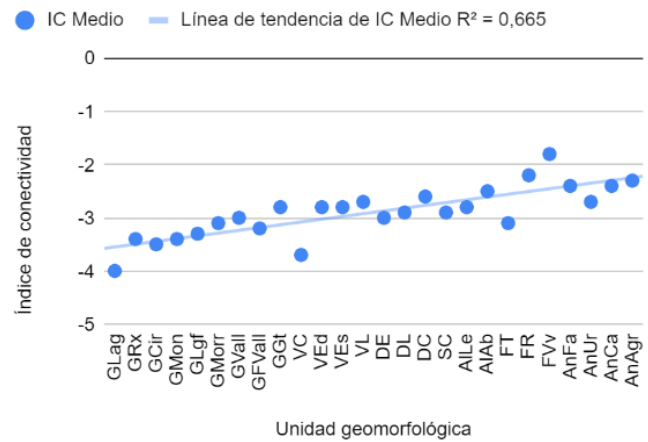
$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 2+



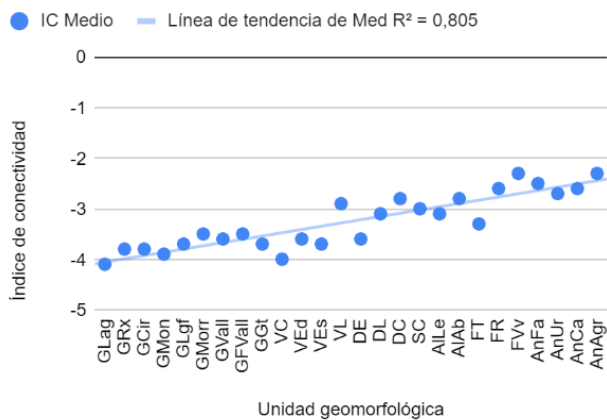
$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 3+



$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 4+



$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 5+



$IC_{(U,n)}$ de unidades geomorfológicas a cauces de orden 6+

