



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS DE LA EROSIÓN CAUSADA POR LOS ALUVIONES DE
ENERO 2020 EN EL VALLE EL TRÁNSITO, REGIÓN DE
ATACAMA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

TAMARA BELÉN CONTRERAS INOSTROZA

PROFESOR GUÍA:
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

PROFESORA CO-GUÍA:
MARISOL LARA CASTILLO

COMISIÓN:
BRUNO VILLELA RAMÍREZ

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDEF ID22I10122: Guía metodológica para el diagnóstico y cálculo de la amenaza aluvional presente y futura

SANTIAGO DE CHILE
2024

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

POR: TAMARA BELÉN CONTRERAS INOSTROZA

FECHA: 2024

PROFESOR GUÍA: GERMÁN AGUILAR MARTORELL

Los flujos de detritos representan una amenaza significativa para las comunidades locales debido a su una alta capacidad destructiva, resaltando la necesidad de comprender los factores que influyen en la magnitud de estos. Este estudio se enfoca en analizar la erosión y transporte de sedimentos en cuencas afectadas por flujos de detritos durante la activación de aluviones, utilizando como caso de estudio el evento de lluvias de enero de 2020 en El Tránsito.

Se emplearon dos escalas espaciales de trabajo: de detalle y local. A escala de detalle (1:500 a 1:1.000), se mapearon las cárcavas generadas por erosión durante el evento mediante fotointerpretación y observaciones de terreno, estimando un volumen de sedimentos erosionados de 20.600 m³ en una cuenca tributaria de 1,3 km². Utilizando espesores obtenidos de un DoD antes y después del evento, se estimó en 15.000 m³ el depósito de sedimentos transportados por los flujos de detritos hasta el abanico aluvial. A partir de una fórmula empírica para el espesor de sedimentos, se estimó un volumen de sedimentos disponibles de 650.000 m³ en la cuenca.

A escala local (1:5.000), se utilizó el índice espectral dBSI en imágenes satelitales para identificar áreas erosionadas durante el evento y generar un mapa de erosión, el cual reveló que un 14% del área de estudio fue erosionada. Se analizaron relaciones entre pendientes de laderas y el orden de canales de Strahler con la distribución de la erosión, observando un mayor porcentaje de superficies erosionadas en canales de orden 1 (36%) respecto a los otros órdenes (19-22%), y un leve aumento del porcentaje de superficies erosionadas a medida que aumenta el rango de pendientes, desde un 5% para pendientes entre 0-10° hasta un 17% para aquellas sobre los 45°.

Los resultados sugieren una eficiente transferencia de sedimentos erosionados desde la cuenca hacia el abanico aluvial, con una razón de transferencia de sedimentos de 0.73. La relación entre el volumen erosionado durante el evento de enero de 2020 y el disponible en la cuenca indica una alta disponibilidad de sedimentos, lo que sugiere que dispone de suficientes sedimentos para ser erosionados e incorporados a flujos de detritos ante eventos futuros. Se destaca la relevancia de la calibración en los métodos utilizados, complementando ambas escalas de trabajo.

Se concluye que: (i) la eficiente transferencia de sedimentos erosionados hacia el abanico aluvial durante una tormenta podría asociarse a la presencia de suelos ricos en arcilla que favorecen la escorrentía superficial y la activación de flujos de detritos; (ii) la disponibilidad de sedimentos para ser incorporados a los flujos es ilimitada en este contexto árido que favorece el almacenamiento de sedimentos; y (iii) existe una importante erosión por escorrentía incluso en zonas con poca área de drenaje, donde las pendientes estarían controlando levemente la distribución de la erosión, sugiriendo que otros parámetros podrían influir de mayor manera.

*A mis padres.
Los amo.*

Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecer a los miembros de la comisión, mi profesor guía Germán Aguilar, la profesora Marisol Lara y a Bruno Villela, por su constante ayuda, buena disposición y apoyo en el desarrollo de este trabajo. Además, agradezco al AMTC por brindarme la oportunidad de realizar esta memoria y, en particular, al proyecto FONDEF ID22I10122 por financiarla.

A mis padres, quienes han estado desde el día uno brindándome todo, por siempre creer en mí y apoyarme en todo este proceso y toda mi vida. Sin ellos jamás habría llegado a donde estoy ahora. A mis hermanas, por estar conmigo a su manera y alegrarme los días con sus conversaciones. A mis abuelos y a mi familia por siempre llenarme de comentarios positivos y hacerme saber lo orgullosos que están de mí. Gracias a todos por estar ahí, aunque sea a la distancia.

A toda la gente que conocí durante estos años y de alguna manera formaron parte de mi vida. A mis amigas y amigos de plan común, con quienes compartí muchísimos momentos desde mechones, tanto buenos como otros llenos de estrés. A mis geo amigos, por siempre apañar a todo y por todas esas risas y anécdotas extremas que compartimos en los terrenos y durante la carrera. Al grupo de baile que me brindó un espacio seguro y liberador desde el primer año, y las mejores competencias siempre aspirando a ganar (y siempre ganando, obvio).

A mi compañero. Gracias por tu apoyo constante y paciencia, por demostrarme que puedo y darme ese empujoncito cuando lo necesité. Gracias por estar a mi lado durante estos últimos años, entregarme contención y llenarme de alegría y aventuras. Por sobre todo, gracias por amarme y dejarme amarte.

Finalmente, me agradezco a mí misma. Por mi perseverancia, ganas de superarme siempre y la dedicación que le di tanto a este trabajo como a todas mis metas en la vida. Gracias por no rendirte.

Tabla de Contenido

Capítulo 1 : Introducción	1
1.1. Motivación y formulación del problema.....	1
1.2. Hipótesis de trabajo.....	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general.....	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Metodología general.....	3
1.4.1. Trabajo previo al terreno.....	3
1.4.2. Trabajo de terreno	4
1.4.3. Procesamiento de datos.....	5
Capítulo 2 : Antecedentes área de estudio	6
2.1. Ubicación y accesos	6
2.2. Segmentación morfoestructural	7
2.3. Geomorfología	8
2.4. Marco geológico.....	10
2.4.1. Rocas estratificadas.....	12
2.4.2. Rocas plutónicas	12
2.4.3. Depósitos no consolidados.....	13
2.5. Clima	14
2.6. Eventos aluviales recientes	15
2.6.1. Marzo de 2015	15
2.6.2. Mayo de 2017	17
2.6.3. Enero de 2020	17
Capítulo 3 : Metodología	19
3.1. Escala de detalle.....	20
3.1.1. Volumen erosionado en la cuenca hidrográfica.....	20
3.1.2. Volumen depositado en el abanico aluvial	23

3.1.3. Volumen disponible en la cuenca hidrográfica.....	24
3.2. Escala local.....	25
3.2.1. Índice de Suelo Descubierta	25
3.2.2. Caracterización geomorfológica	27
3.2.3. Parámetros morfométricos	28
Capítulo 4 : Resultados	30
4.1. Caracterización y mapeo geomorfológico	30
4.2. Parámetros morfométricos	35
4.2.1. Pendiente	35
4.2.2. Orden de Strahler	37
4.3. Escala de detalle: estimación de volúmenes de sedimentos	39
4.3.1. Volumen erosionado en la cuenca hidrográfica.....	39
4.3.2. Volumen depositado en el abanico aluvial	41
4.3.3. Volumen disponible en la cuenca hidrográfica.....	43
4.4. Escala local: distribución de la erosión de sedimentos	51
4.4.1. Erosión según pendiente de laderas	54
4.4.2. Erosión según orden de Strahler de canales.....	56
4.4.3. Disponibilidad de sedimentos	57
4.4.4. Cálculo del volumen máximo erosionado	59
Capítulo 5 : Discusiones	61
5.1. Discusión metodológica	61
5.1.1. Uso del dBSI	61
5.1.2. Fórmula de espesor de sedimentos	62
5.2. Análisis escala de detalle	64
5.3. Análisis escala local	67
5.3.1. Relación entre la distribución de la erosión y las pendientes de las laderas.....	67
5.3.2. Relación entre la distribución de la erosión y el orden de Strahler	68
5.4. Comparación de escalas de trabajo	69

Capítulo 6 : Conclusiones	72
Bibliografía.....	74
Anexos.....	78
Anexo A : Metodología de procesamiento fotogramétrico	78
Anexo B : Código calibración fórmula de espesor de sedimentos.....	80

Índice de Figuras

Figura 1: Zona de descarga de flujos de detritos que generó el evento de enero 2020 en pueblo El Tránsito. Vista hacia el norte. V: Villas y poblamiento; E: Escuela El Tránsito; I: Iglesia Virgen El Tránsito; M: Medialuna. Obtenido de Uribe (2020).	2
Figura 2: Ejemplo de medición de ancho y profundidad en terreno. a) Canal, donde el rectángulo de escala mide 60 x 40 cm. b) Cárcava de ladera, donde la escala mide 10 cm.	5
Figura 3: Mapa de ubicación del área de estudio y vías de acceso. Datos regionales, viales e hídricos obtenidos de Infraestructura de Datos Geoespaciales de Chile (IDE). Imagen satelital de Bing Satellite.	6
Figura 4: Dominios y elementos estructurales predominantes en la zona de El Tránsito. Obtenido de Salazar et al. (2013).	8
Figura 5: Vista desde cuenca Puntilla de Fragua hacia ladera oeste del valle El Tránsito en la zona de estudio. El punto blanco indica donde se ubica el abanico aluvial de la cuenca.	9
Figura 6: Mapa de elevación zona de estudio. DEM de resolución 12,5 m/píxel obtenido de Alos Palsar.	10
Figura 7: Mapa geológico de la zona de estudio basado en la carta geológica “Geología del área El Tránsito-Lagunillas” (Salazar et al., 2013).	11
Figura 8: Registro de precipitaciones diarias en el intervalo de 2000 a 2022 para estación pluviométrica en El Tránsito [DGA]. Obtenido del CR ² . Se muestran los eventos de precipitación que ocasionaron los aluviones de los años 2015 y 2017 en el área de estudio. Esta estación no registró las precipitaciones para el evento de enero de 2020 debido a que el origen de las lluvias fue una baja segregada.	15
Figura 9: Mapa de áreas afectadas y zonas seguras para el evento del 2015 en sector El Tránsito. Obtenido de Alfaro (2015).	16
Figura 10: Ubicación espacial de estación Río Conay y datos de precipitación para el evento de enero de 2020. Obtenido de https://vismet.cr2.cl/ .	18
Figura 11: Distribución de áreas de estudio según escala de trabajo.	19
Figura 12: Ubicación de puntos de medición en cuenca Puntilla de Fragua. Imagen satelital de Bing Satellite.	21
Figura 13: Comparación de mediciones en terreno y mediante fotogrametría para dos puntos de medición de cárcava. En ambos perfiles se presenta una diferencia centimétrica entre la profundidad estimada en terreno y la profundidad obtenida del DEM de alta resolución, evidenciando una buena correlación entre ambos métodos de medición. Imagen base corresponde al ortomosaico obtenido de terreno (8 cm/píxel).	22
Figura 14: Flujo de trabajo para el uso del dBSI en el área de estudio y la obtención del mapa de distribución de la erosión.	27

Figura 15: Representación gráfica del orden de Strahler en una cuenca. Obtenido de Díez-Canseco et al. (2017) en https://geolodiaavila.com/tag/horton-strahler/	29
Figura 16: Morfología de canal en el área de estudio.....	30
Figura 17: Morfologías de cárcavas en ladera del área de estudio.	31
Figura 18: Capa de sedimentos en cárcava de ladera. Escala mide 10 cm.....	32
Figura 19: Presencia de grietas superficiales de desecación en depósito del flujo aluvial del año 2020 dentro del área de estudio.	32
Figura 20: Mapa geomorfológico del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama. Se localiza la ubicación de las fotografías mostradas en esta sección.	34
Figura 21: Mapa de pendientes del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama.	36
Figura 22: Jerarquía de Strahler del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama.	38
Figura 23: Representación de la profundidad de incisión en cuenca Puntilla de Fragua. DEM de base corresponde al obtenido del levantamiento topográfico en terreno (30 cm/píxel).	40
Figura 24: Representación del ancho de incisión en cuenca Puntilla de Fragua. DEM de base corresponde al obtenido del levantamiento topográfico en terreno (30 cm/píxel).	41
Figura 25: Mapeo por fotointerpretación del depósito o abanico aluvial asociado al evento de enero de 2020 en cuenca Puntilla de Fragua. Imagen de base corresponde al ortomosaico obtenido por el AMTC el año 2020.....	42
Figura 26: Distribución de espesores calculados para puntos aleatorios en abanico aluvial. Imagen de base corresponde al ortomosaico obtenido por el AMTC el año 2020.....	43
Figura 27: Comparación de relación pendiente-espesor medido para distintas resoluciones del DEM de alta resolución, correspondientes a la resolución inicial de 30 cm/píxel y las resoluciones de 1 m, 2 m, 3 m y 4 m/píxel.....	44
Figura 28: Gráficos para el caso inicial del ajuste automático mediante <code>curve_fit</code> . a) Ajuste de la fórmula. b) Comparación entre el espesor calculado y el espesor medido en cada punto de medición.	46
Figura 29: Ajuste manual para los casos 1 y 2.	47
Figura 30: Gráficos de los términos de pendiente y elevación de la fórmula por separado. a) Gráfico del espesor en función del término de pendiente. b) Gráfico del espesor en función del término de elevación.....	48
Figura 31: Comparación entre el espesor calculado y el espesor medido para el caso 2.	49
Figura 32: Espesor de sedimentos en cuenca Puntilla de Fragua para DEM de 3 m/píxel. Imagen satelital de Bing Satellite.	50
Figura 33: Mapa de distribución de la erosión de sedimentos durante el evento de enero 2020 en Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, Región de Atacama.....	52

Figura 34: Casos PreA1-PreA3 y PostA1-PostA3 aluvión con el rango dBSI determinado como erosión. Imagen satelital de Bing Satellite.	53
Figura 35: Porcentajes de erosión en laderas según pendiente.....	54
Figura 36: Porcentaje de erosión normalizada para cada clase de pendiente.	55
Figura 37: Porcentajes de erosión en canales según orden de Strahler.	56
Figura 38: Porcentaje de erosión normalizada para cada orden de Strahler.....	57
Figura 39: Espesor de sedimentos en el área de estudio con el DEM de 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Imagen satelital de Bing Satellite.	58
Figura 40: Espesor de sedimentos en cuenca Puntilla de Fragua para DEM de 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Imagen satelital de Bing Satellite.....	59
Figura 41: Ejemplificación de la alta densidad de cárcavas con ancho menor a 20 cm en ladera de la parte alta de la cuenca Puntilla de Fragua. Imagen de base corresponde al ortomosaico de alta resolución obtenido de terreno (8 cm/píxel).	64
Figura 42: Cruce entre la distribución de la erosión según el dBSI a escala local y el mapeo de las cárcavas a escala de detalle.	69
Figura 43: Comparación entre los espesores calculados para el DEM de alta resolución reescalado y el DEM de 12,5 m de Alos Palsar.	71
Figura 44: Flujo de trabajo para realizar el procesamiento fotogramétrico de las fotografías de dron.	78

Índice de Tablas

Tabla 1: Valores de porosidad para suelos similares a la caracterización realizada en terreno (Swiss Standard SN 670 010b, 1999).....	23
Tabla 2: Bandas descargadas asociadas a imágenes Sentinel-2 para el cálculo del BSI.....	26
Tabla 3: Fechas y nomenclatura utilizada de imágenes Sentinel-2 descargadas.....	26
Tabla 4: Clasificación de pendiente de laderas según Fernández y Espinoza (2022).	28
Tabla 5: Valores mínimo, máximo y medio de las mediciones de incisión de cárcavas.	39
Tabla 6: Valores mínimo, máximo y medio de las mediciones de incisión de canales.	39
Tabla 7: Coeficientes calibrados automáticamente.	45
Tabla 8: Valores obtenidos para el caso PreA2-PostA2 del dBSI.....	51
Tabla 9: Buffer aplicado para cada orden de jerarquización de Strahler.....	53
Tabla 10: Porcentaje de erosión normalizado para canales y laderas del área de estudio.....	54
Tabla 11: Porcentaje de erosión normalizado asociado a cada clase de pendiente.	55
Tabla 12: Porcentaje de erosión normalizado asociado a cada orden de jerarquía de Strahler.	56
Tabla 13: Compilación de volúmenes estimados para la cuenca Puntilla de Fragua en ambas escalas de trabajo.....	60
Tabla 14: Comparación de volúmenes erosionados de sedimentos para ambas escalas de trabajo en la cuenca Puntilla de Fragua.	70

Capítulo 1: Introducción

1.1. Motivación y formulación del problema

Un flujo de detritos es un proceso de movimiento que afecta una masa de suelo saturado en agua y que puede alcanzar una concentración de partículas tal que se comporte mecánicamente como un fluido no newtoniano, exhibiendo un comportamiento reológico de un fluido plástico viscoso (Varnes, 1978). Estos flujos a menudo se originan a partir de otros tipos de movimientos, como deslizamientos o caídas, o por procesos de escorrentía, y representan un espectro continuo de comportamientos, con transiciones graduales a flujos con menor concentración de sedimentos, llegando a comportarse como flujos de agua o hiperconcentrados al disminuir la concentración de sedimentos (Pierson, 2005).

Según el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), en Chile comúnmente se denominan aluviones al conjunto de flujos de barro y/o detritos, los que, al desconfinarsse en algún punto de su recorrido, dadas las condiciones morfológicas de las cuencas, pierden energía y se depositan en planicies formando abanicos aluviales. Bajo este contexto, un aluvión puede considerarse como el resultado final de un proceso de remoción en masa o escorrentía controlado por la gravedad, que presenta material saturado en agua y que fluye por el sustento del movimiento que le otorga el volumen y tipo de sedimentos incorporados.

Los aluviones se caracterizan por su alta capacidad destructiva, dado los grandes volúmenes y extensiones que pueden alcanzar, lo que resulta en impactos significativos en las zonas afectadas, que en Chile suelen ser poblados emplazados en cordillera y precordillera. El segmento meridional del Desierto de Atacama ha sido escenario de múltiples eventos aluviales en los últimos años. En particular, episodios de tormentas de gran magnitud y extensión latitudinal han afectado la región de Atacama, generando la activación de numerosas quebradas y causando inundaciones con graves consecuencias para distintas ciudades y poblados de la región (Easton et al., 2018).

Lo expuesto anteriormente resalta la necesidad de comprender los factores que influyen en la magnitud y frecuencia de los aluviones, con el fin de mejorar la planificación territorial, el diseño de obras y la capacidad de respuesta ante futuros eventos de características similares, particularmente en la región de Atacama. En particular, comprender el balance de masa que resulta de la erosión, transferencia y deposición de sedimentos al interior de una quebrada, es fundamental para evaluar la magnitud y alcance de un aluvión en una determinada posición de la cuenca de drenaje.

Este estudio busca analizar las condiciones geomorfológicas de las quebradas que facilitan el suministro y la transferencia eficiente de sedimentos de los flujos de detritos hacia las zonas de desconfinamiento donde se depositan en los abanicos aluviales. Esto se realiza mediante el análisis de la distribución de la erosión de sedimentos durante una tormenta y la estimación del volumen erosionado y depositado.

Como caso de estudio se utiliza el evento ocurrido en enero de 2020 en el poblado de El Tránsito. Este evento ocasionó daños significativos en viviendas, infraestructura pública y privada, interrupciones en la conectividad vial y resultando en una víctima fatal, afectando directamente a más de 400 personas (Figura 1). Si bien, habían acontecido eventos de flujos en años anteriores en la zona, ninguno había alcanzado tal magnitud, y no se contaba con medidas de mitigación adecuadas para las características de este aluvión (Uribe, 2020).



Figura 1: Zona de descarga de flujos de detritos que generó el evento de enero 2020 en pueblo El Tránsito. Vista hacia el norte. V: Villas y poblamiento; E: Escuela El Tránsito; I: Iglesia Virgen El Tránsito; M: Medialuna. Obtenido de Uribe (2020).

1.2. Hipótesis de trabajo

La hipótesis de trabajo propone que el volumen de sedimentos de un aluvión depende de la capacidad de suministro y transferencia de sedimentos en una quebrada. Periodos prolongados de baja transferencia de sedimentos entre tormentas resultan en la acumulación significativa de suministro disponible de sedimentos en las quebradas áridas del norte de Chile, por lo que se puede considerar una cantidad de sedimentos “ilimitada” en estas condiciones geomorfológicas (Aguilar et al., 2020).

Considerando lo anterior, surge la pregunta central de este estudio: ¿la distribución de las zonas erosionadas y aportantes de sedimentos a los flujos de detritos se relaciona con los cambios en las condiciones geomorfológicas de cada quebrada?

Se hipotetiza que diversas condiciones geomorfológicas dinámicas de las cuencas influyen en la disponibilidad de sedimentos en la cuenca y la capacidad para transferirlos hacia el abanico aluvial, y determinan así los volúmenes y concentraciones de sedimentos en los flujos potenciales.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de esta memoria de título es analizar la erosión y transferencia de sedimentos dado un evento aluvial, con un enfoque en la estimación del volumen de sedimentos y su distribución dentro de las cuencas.

1.3.2. Objetivos específicos

Con el fin de cumplir el objetivo general, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Reconocer rasgos geomorfológicos de la zona de estudio, con énfasis en la estimación de la disponibilidad de sedimentos.
- Identificar patrones espaciales de la erosión de sedimentos en quebradas durante una tormenta.
- Contrastar las condiciones geomorfológicas y parámetros morfométricos de las quebradas con la distribución de la erosión de sedimentos.
- Determinar el volumen de sedimentos depositados en el abanico aluvial como resultado de un evento de tormenta.

1.4. Metodología general

La metodología establecida para alcanzar los objetivos planteados se estructura en tres fases fundamentales: previa al terreno, durante el terreno y posterior al terreno. Además, este estudio abarca dos escalas de trabajo, definidas como escala de detalle y escala local. La descripción detallada de los métodos y herramientas utilizadas en cada una, junto con el área que abarcan, se encuentra en el Capítulo 3.

1.4.1. Trabajo previo al terreno

La etapa preliminar al trabajo de campo consistió en una recopilación y revisión bibliográfica útil para los alcances de esta memoria, con un enfoque en la geología, geomorfología y

antecedentes de eventos aluviales en la zona de estudio. Se llevó a cabo una fotointerpretación mediante los softwares Google Earth, el entorno de Sistema de Información Geográfica (SIG) QGIS 3.28.5 y el análisis de imágenes satelitales Sentinel-2 y Modelos de Elevación Digital del terreno de Alos Palsar (DEM, por sus siglas en inglés: *Digital Elevation Model*). Este proceso permitió realizar un mapeo geomorfológico preliminar del área, junto con la determinación de parámetros morfométricos, incluyendo la pendiente de laderas y la jerarquización de cauces mediante el Orden de Strahler.

Adicionalmente, se aplicó el Índice de Suelo Descubierto (BSI, por sus siglas en inglés: *Bare Soil Index*) en su forma diferencial, mediante las imágenes satelitales Sentinel-2 antes y después del evento de estudio para identificar la distribución de áreas erosionadas. La descripción detallada de esta metodología se encuentra en la sección 3.2.1.

1.4.2. Trabajo de terreno

La campaña de terreno, desarrollada entre los días 22 y 26 de agosto del 2023, se orientó hacia tres aristas de trabajo:

- Rectificación del mapeo geomorfológico a través de observaciones directas de campo, proporcionando una validación y complemento de la caracterización previa.
- Levantamiento topográfico aerofotogramétrico mediante un vehículo aéreo no tripulado (dron) a escala de detalle, donde se utilizó un dron DJI Phantom 4 Pro. Con ello se busca la generación de productos de alta resolución, como un DEM y un ortomosaico.
- Reconocimiento y medición de canales tributarios y cárcavas de laderas asociadas a la erosión del evento de estudio dentro de una cuenca escogida, con la obtención de datos de profundidad y ancho de las incisiones identificadas.

La selección de los puntos de medición en canales se realizó de manera aleatoria a lo largo de las incisiones observadas, con intervalos aproximados de 200 m, asegurando así una representación adecuada de la cuenca. En el caso de las cárcavas de laderas la selección, también aleatoria, se efectuó en intervalos de aproximadamente 30 a 40 m.

En cada punto de medición, tanto de canales como de cárcavas, se llevó a cabo una inspección visual para identificar los signos evidentes de erosión, como la presencia de levées y socavones visibles, lo que posibilitó la identificación de los segmentos a medir. Tal como se ilustra en la Figura 2, se procedió a medir tanto la profundidad como el ancho de la incisión, utilizando para ello una huincha métrica.

a) Canal



b) Cárcava



Figura 2: Ejemplo de medición de ancho y profundidad en terreno. a) Canal, donde el rectángulo de escala mide 60 x 40 cm. b) Cárcava de ladera, donde la escala mide 10 cm.

1.4.3. Procesamiento de datos

En la fase posterior al terreno, se trabajó en el procesamiento de los datos recopilados, con un enfoque en la estimación de volúmenes de sedimentos erosionados y disponibles en la cuenca de estudio, así como el volumen depositado en el abanico aluvial. Este proceso se basó en la combinación de metodologías de mapeo detallado por fotointerpretación y el empleo de fórmulas empíricas de espesores de suelo, que fueron calibradas con los datos del trabajo de campo.

Los productos fotogramétricos de alta resolución desempeñaron un papel fundamental en el trabajo a escala de detalle, utilizándose para complementar y validar las mediciones de terreno, y así establecer una base de puntos de muestreo más robusta para la estimación de los volúmenes. Estos insumos, a su vez, fueron empleados en la generación de un mapeo detallado de las cárcavas erosionadas por el evento aluvial.

Capítulo 2: Antecedentes área de estudio

2.1. Ubicación y accesos

La zona de estudio se encuentra en la localidad de El Tránsito, situada en la comuna de Alto del Carmen, provincia del Huasco, región de Atacama, Chile, entre las latitudes 28°50'S/28°54'S y longitudes 70°17'S/70°13'S aproximadamente. El área de estudio comprende una subcuenca tributaria de estudio (Puntilla de Fragua) ubicada en el flanco este del río El Tránsito con un área de aproximadamente 1,3 km² que, junto a otras, fue activada por flujos de barro y detritos durante las precipitaciones ocurridas a finales de enero de 2020. En la Figura 3 se visualiza la ubicación del área de estudio y sus principales accesos viales.

El acceso a la zona de estudio desde Santiago se realiza a través de la Ruta 5 en dirección norte hasta llegar a la ciudad de Vallenar. Desde allí, se continúa por la ruta C-485 hacia el este, recorriendo aproximadamente 44 km hasta la comuna de Alto del Carmen. Luego, se toma la ruta C-495 y se recorren aproximadamente 30 km hasta llegar a la localidad de El Tránsito.

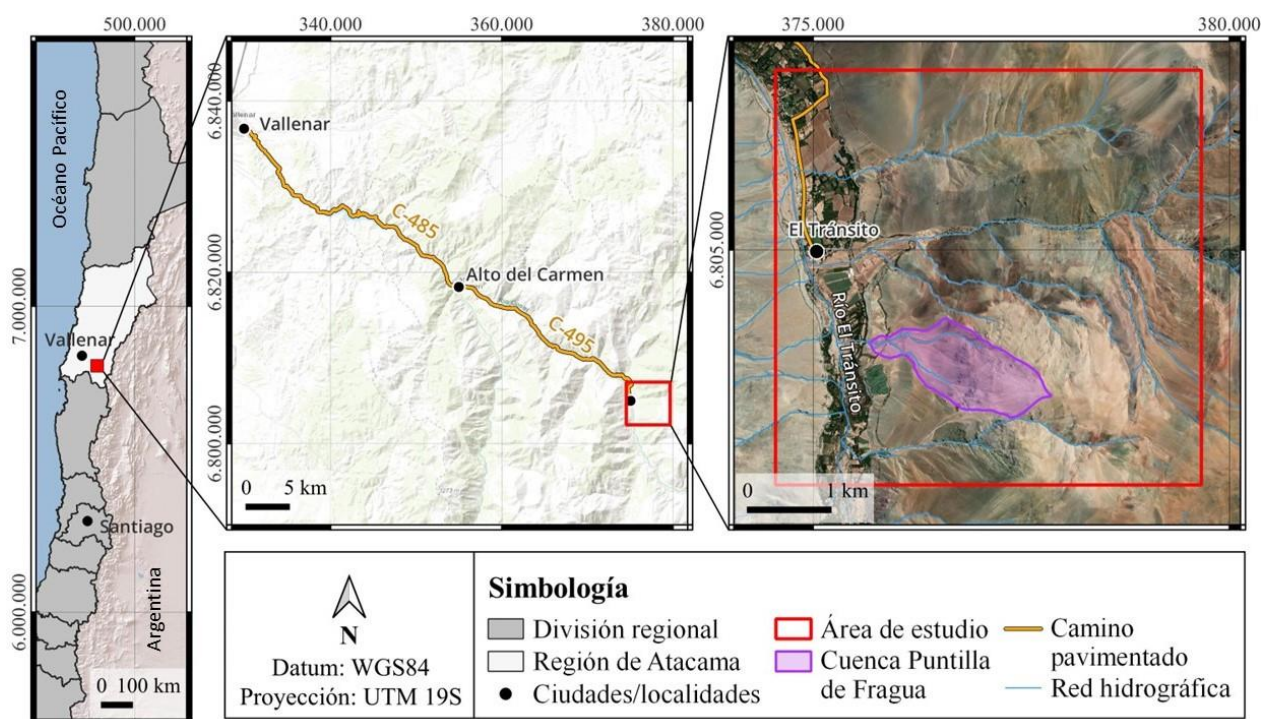


Figura 3: Mapa de ubicación del área de estudio y vías de acceso. Datos regionales, viales e hídricos obtenidos de Infraestructura de Datos Geoespaciales de Chile (IDE). Imagen satelital de Bing Satellite.

2.2. Segmentación morfoestructural

El territorio andino chileno se caracteriza por su segmentación en diversas morfoestructuras dispuestas en franjas consecutivas en dirección N-S. En el segmento meridional de Atacama, se reconocen únicamente dos dominios morfoestructurales que corresponden, de oeste a este, a la Cordillera de la Costa y Cordillera Frontal.

La Cordillera de la Costa, con orientación predominante N-S, está caracterizada por rocas intrusivas y secuencias volcánicas del Paleozoico y Mesozoico. Presenta un relieve maduro con elevaciones de hasta 2.000 m s.n.m. Este dominio presenta una predominancia de morfologías de pedimentos y una red de drenaje con una incisión limitada (Aguilar et al., 2013).

En contraste, el dominio morfoestructural de la Cordillera Frontal, donde se ubica la zona de estudio, está compuesto por extensos bloques de basamento cristalino exhumados y orientados en dirección N-S, separados por franjas de rocas estratificadas del Mesozoico. Cada uno de estos bloques corresponde a núcleos de anticlinales de bloque colgante de fallas inversas, con vergencia hacia el este (Salazar et al., 2013). Las principales fallas en la zona, de oeste a este, incluyen a la falla Las Pircas, la falla Pinte y la falla Valeriano, tal como se observa en la Figura 4.

Tanto en bloques de basamento como en las unidades mesozoicas, se identifican fallas de tercer orden con orientaciones N-S a NNE-SSO, clasificadas como normales como la falla El Gaucho u otras localizadas en quebrada La Plaza (Figura 4), inversas como la falla La Plata, y algunas normales con reactivación inversa, como la falla La Totorá y la falla El Zapallo (Salazar et al., 2013).

La Cordillera Frontal presenta un relieve joven, modelado por valles glaciares durante las glaciaciones cuaternarias por sobre los 3.000 m s.n.m. (Ammann et al., 2001; Aguilar et al., 2022). Se caracteriza por interfluvios con pedimentos en las cuencas que alcanzan elevaciones de hasta 5.500 m s.n.m., descendiendo gradualmente hacia el oeste hasta 4.000 m s.n.m., donde se ven influenciados por valles fluviales posteriores (Aguilar et al., 2013).

Según Aguilar et al. (2011), la datación de los pedimentos previos a la incisión de los valles sugiere que esta comenzó hace aproximadamente 8 ± 2 Ma, siendo impulsada por el alzamiento andino. Sin embargo, la temporalidad y magnitud del alzamiento, así como la velocidad de respuesta del paisaje aún no han sido precisadas. Aguilar et al. (2011) estima una tasa de erosión de 0,05 mm/año a escala de millones de años para la incisión de los valles, similar a la que se ha obtenido mediante concentraciones de núclidos cosmogénicos para escala de miles de años, estimada en 0,04 mm/año (Aguilar et al., 2013).

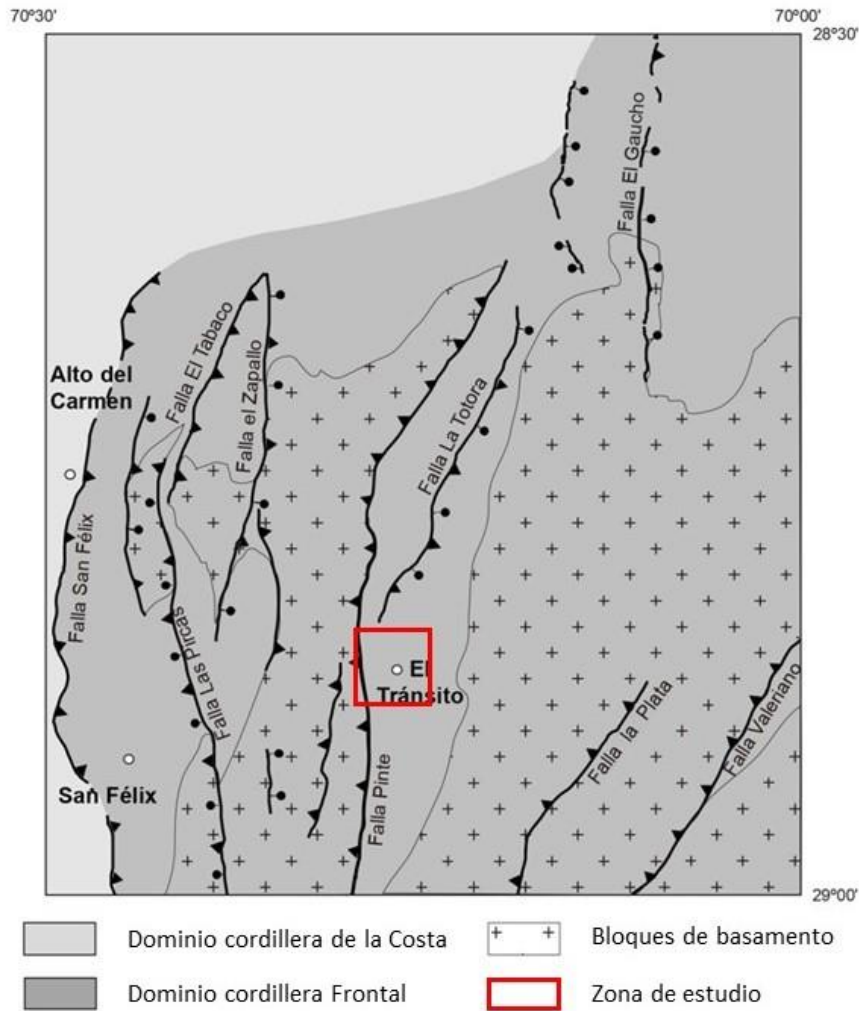


Figura 4: Dominios y elementos estructurales predominantes en la zona de El Tránsito. Obtenido de Salazar et al. (2013).

2.3. Geomorfología

La zona de estudio, enmarcada en el valle del río El Tránsito, destaca por la presencia de amplias áreas de acumulación de sedimentos aluviales, suministradas por las diversas quebradas tributarias, que se alternan con segmentos de sedimentación fluvial (Figura 5). Dataciones mediante edades de radiocarbono han revelado que el relleno aluvial/fluvial de los valles se extiende hasta hace 14 ka (Aguilar et al., 2010; Cabré et al., 2017).

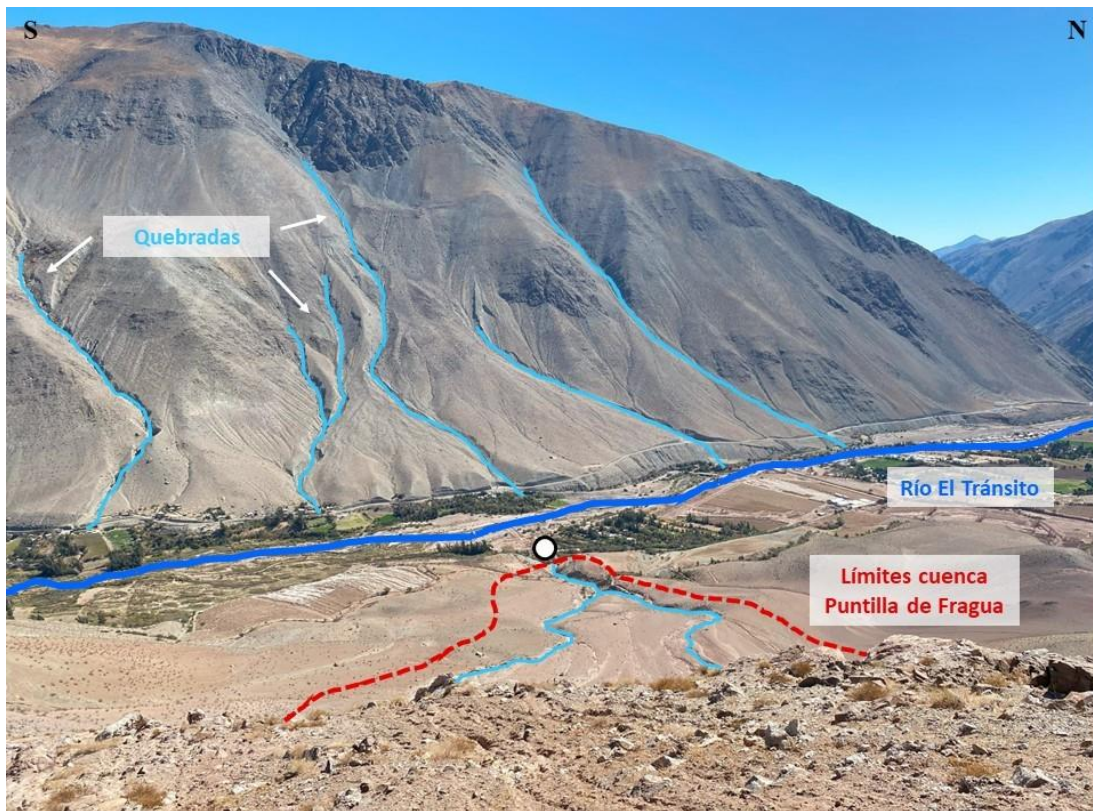


Figura 5: Vista desde cuenca Puntilla de Fragua hacia ladera oeste del valle El Tránsito en la zona de estudio. El punto blanco indica donde se ubica el abanico aluvial de la cuenca.

Las terrazas observadas a lo largo del valle, generadas por la incisión y deriva de los canales, tienen un origen principalmente aluvial. Por otro lado, terrazas de origen fluvial se evidencian claramente en lugares específicos, donde su preservación se atribuye a la cobertura por sedimentos aluviales o a eventos de remoción en masa que influyeron en su depositación.

Se han identificado diversos depósitos de remoción en masa en la zona, implicando grandes volúmenes de macizos rocosos. Uno de ellos se ha datado con una antigüedad de 14 ka, asociado a depósitos palustres generados durante el bloqueo transitorio del río (Aguilar et al., 2010; Cabré et al., 2017).

La elevación en la zona de estudio presenta variaciones moderadas, fluctuando entre los 1.119 y 2.515 m s.n.m., con una tendencia de aumento de oeste a este. Se presenta una red de drenaje configurada por las numerosas quebradas tributarias que convergen en el valle del río El Tránsito, desempeñando un papel crucial en el transporte de sedimentos y en la configuración del relieve circundante (Figura 6).

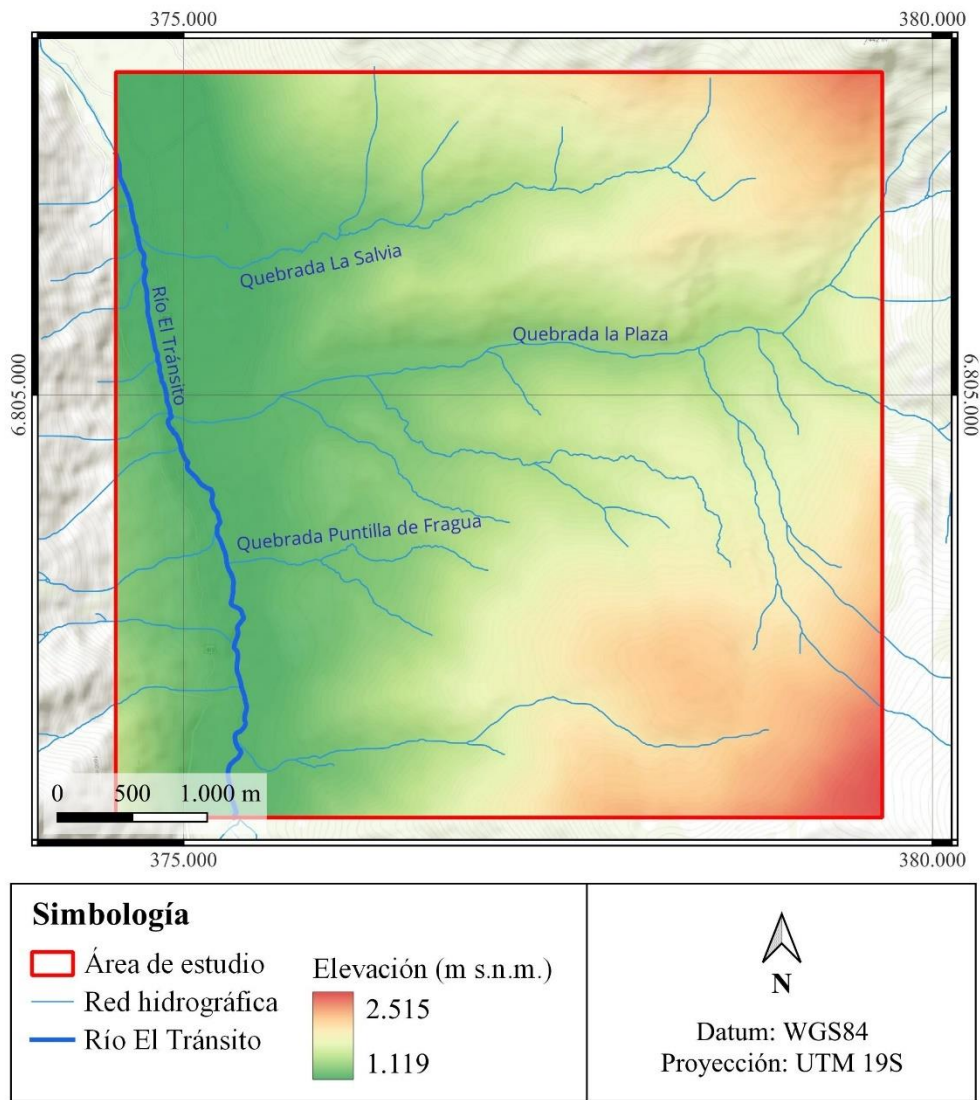


Figura 6: Mapa de elevación zona de estudio. DEM de resolución 12,5 m/píxel obtenido de Alos Palsar.

2.4. Marco geológico

Las morfoestructuras dispuestas en franjas de dirección norte-sur de la Cordillera Frontal exponen extensos bloques de basamento cristalino, separados por franjas de rocas estratificadas (Salazar et al., 2013). En el área de estudio, estas unidades están representadas por complejos plutónicos del Pérmico - Triásico y por Formaciones Mesozoicas, respectivamente. En la Figura 7, se muestra el mapa geológico de la zona basado en la carta 1:100.000 de la “Geología del área El Tránsito-Lagunillas” (Salazar et al., 2013).

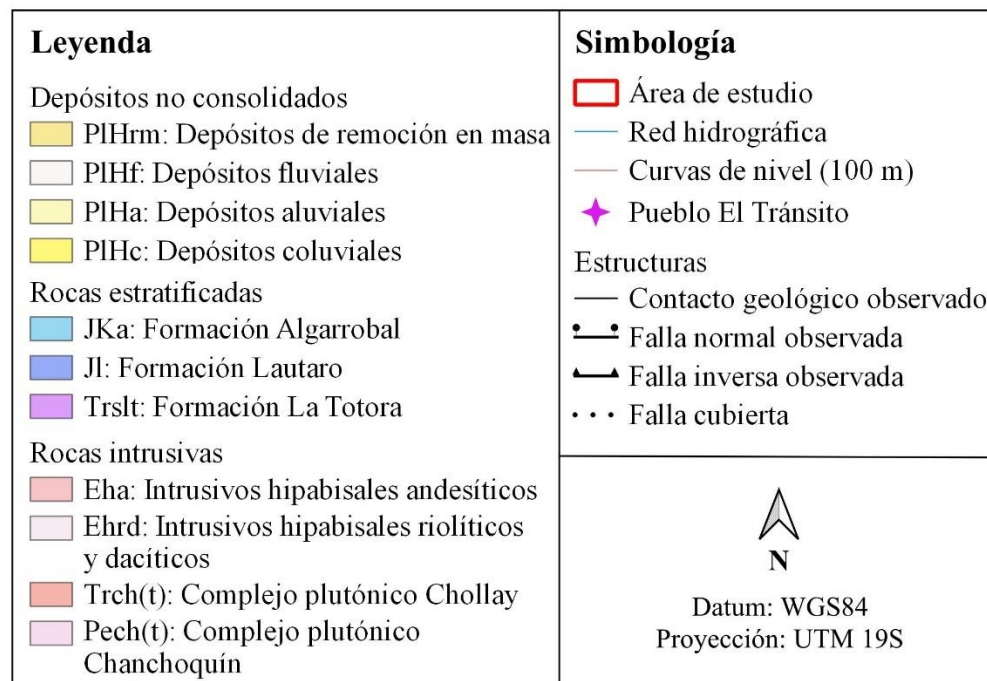
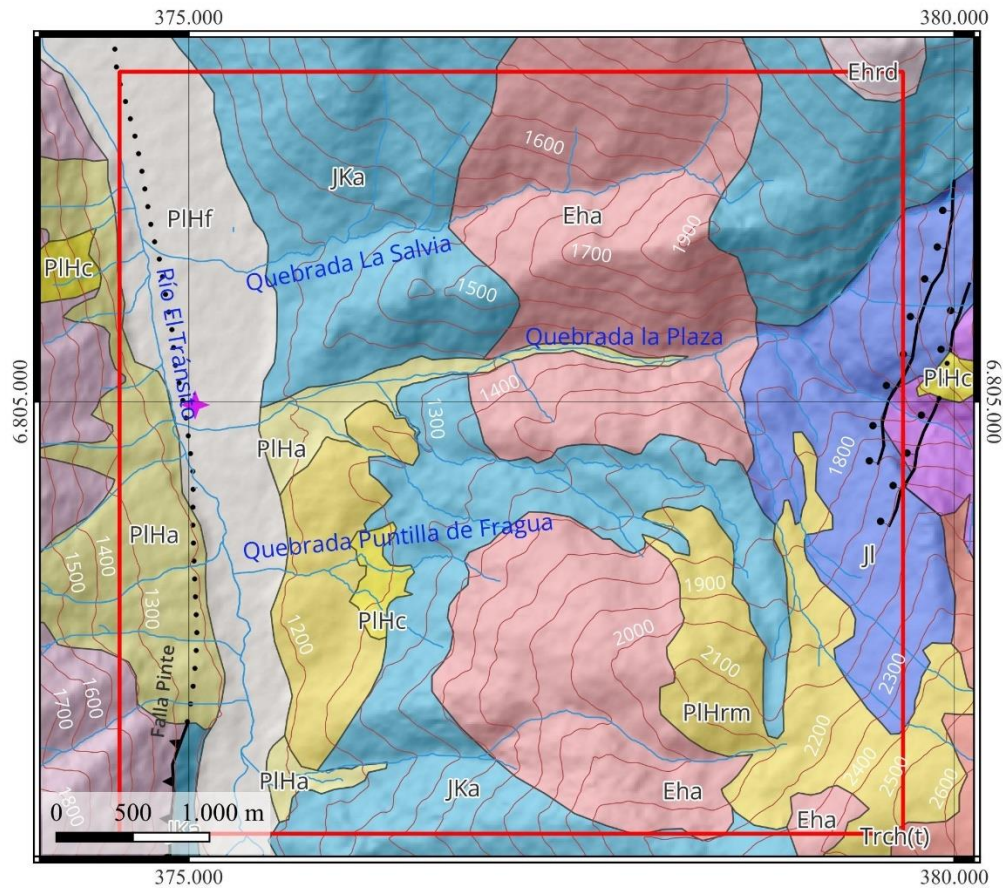


Figura 7: Mapa geológico de la zona de estudio basado en la carta geológica “Geología del área El Tránsito-Lagunillas” (Salazar et al., 2013).

2.4.1. Rocas estratificadas

Durante el Triásico Superior se depositaron sobre un basamento Permo-Triásico rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Formación La Totorá (Trslt), que corresponden a secuencias volcánicas compuestas por lavas andesíticas y andesítico-basálticas porfídicas de color rojizo a violáceo y negro, brechas volcánicas y rocas sedimentarias volcanogénicas.

En el área de estudio, esta unidad aflora aguas arriba por la Quebrada La Plaza hacia el este, dentro de la franja oriental de la Cordillera Frontal. Es interpretado como el relleno de una depresión volcanotectónica continental con un control estructuras de fallas normales de orientación N-S (Salazar et al., 2013).

Luego, el período Jurásico está representado por unidades de rocas sedimentarias de la Formación Lautaro (Jl), en una leve discordancia angular sobre la Formación La Totorá. Esta secuencia marina carbonatada aflora como franjas de orientación N-NE a N-S discontinuas entre sí, y está constituida por calcarenitas, areniscas calcáreas, margas, calizas y areniscas rojas. Su ambiente de depositación es interpretado como una plataforma carbonatada marina, cuya fauna fósil indica una edad del Sinemuriano-Bajociano (Salazar et al., 2013).

Sobre la Formación Lautaro, se depositó en disconformidad una secuencia continental de coladas andesíticas, tobas de lapilli de composición intermedia a ácida y flujos riódacíticos, pertenecientes a la Formación Algarrobal (JKa), definida por Dediós (1967). Esta formación abarca gran parte del área de estudio, extendiéndose por las quebradas La Salvia, La Plaza y Puntilla de Fragua, y se interpreta como parte de un sistema volcánico de ambiente de trasarco desarrollado durante el Jurásico Superior (Salazar et al., 2013).

2.4.2. Rocas plutónicas

El basamento paleozoico de la zona se constituye de rocas plutónicas del Pérmico Inferior (296-285 Ma) asociadas al Complejo plutónico Chancoquín (Pech), el cual se compone por tonalitas, dioritas, granodioritas y monzogranitos agrupados en dos asociaciones litológicas principales, y es interpretado como una acumulación incremental de magmas bajo pisos plutónicos previos (Salazar et al., 2013).

En particular, en el sector oeste del área de estudio afloran tonalitas y dioritas de anfíbola y biotita (Pech(t)), de grano fino a medio, color gris verdoso, leucocráticas a mesocráticas de textura fanerítica. La mineralogía principal corresponde a cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y anfíbola, además de biotita y minerales opacos. Esta unidad se encuentra en contacto por la Falla Pinte, inversa, con la Formación Algarrobal (JKa) (Salazar et al., 2013).

Hacia el extremo sureste del área de estudio, afloran tonalitas de biotita y anfíbolas asignadas al miembro Trch(t) del Complejo plutónico Chollay, con una edad Triásica Inferior-Media (251-235 Ma). Estas rocas presentan textura fanerítica, grano fino a medio y color gris, con una

mineralogía principal de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina, biotita cloritizada, anfíbola, y minerales secundarios como epidota y muscovita (Salazar et al., 2013).

En cuanto a sus relaciones de contacto, las tonalitas se encuentran cubiertas en discordancia erosiva por las formaciones La Totorá (Trslt) y Lautaro (Jl), e intruyen a granodioritas y monzogranitos asociados al mismo complejo plutónico, emplazados en un primer evento magmático.

Durante el Eoceno las rocas estratificadas del Mesozoico fueron intruidas por un conjunto de cuerpos plutónicos agrupados en los Intrusivos hipabisales riolíticos y dacíticos (Ehrd), correspondientes a rocas porfídicas de composición riolítica a dacítica de color blanquecino. Poseen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y menor anfíbola, de grano fino a medio (Salazar et al., 2013).

Asimismo, la Formación Algarrobal se encuentra intruida por los Intrusivos hipabisales andesíticos (Eha), de composición andesítica, textura porfídica a fanerítica, color grisáceo a verdoso y mineralogía principal de plagioclasa, anfíbola y menor piroxeno y biotita.

2.4.3. Depósitos no consolidados

Los depósitos cuaternarios presentes en el área de estudio se componen en primer lugar por depósitos aluviales (PIHa), correspondientes a depósitos no consolidados a semi consolidados, clasto soportados a matriz soportados, formados por gravas polimícticas con clastos angulosos de gran tamaño entre 5 a 50 cm, y poseen una matriz de arena fina a limo. Estos depósitos forman abanicos aluviales en las desembocaduras de canales que remontan hacia el valle formando una superficie de baja pendiente.

Los depósitos coluviales (PIHc) son no consolidados y forman conos de deyección que remontan hacia las laderas. Poseen extensiones pequeñas y alta pendiente en relación con los abanicos aluviales. Los depósitos coluviales se componen de clastos de grava polimícticos, angulosos, con una mala selección y una matriz de arena fina a media (Salazar et al., 2013).

Por otro lado, el principal relleno de canales y planicies de inundación del río El Tránsito corresponde a depósitos fluviales (PIHf), depósitos no consolidados a semi consolidados compuestos de bancos de gravas y arenas polimícticos, subredondeados y con buena selección.

Los depósitos de remoción en masa (PIHrm), se presentan distribuidos en toda el área de estudio con extensiones considerables, alcanzando 7 km² de superficie en las cercanías de las localidades El Tránsito y Alto del Carmen (Figura 7). Corresponden a material semiconsolidado, sin estructura, con clastos polimícticos angulosos, de tamaño arena a bloques y matriz de arena fina a arcilla (Salazar et al., 2013).

2.5. Clima

El área de estudio está comprendida dentro de la zona de transición entre el Desierto de Atacama hiper-árido hacia el norte de 27°S y el clima semiárido a mediterráneo de Chile Central hacia el sur de 33°S, resultando en un clima árido (Latorre et al., 2007).

Las características climáticas áridas de la región de Atacama están influenciadas principalmente por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) que genera zonas de alta presión, inhibiendo el desarrollo de convección y precipitación (Schulz et al., 2011) y la corriente fría de Humboldt, que produce un bloqueo de los frentes atmosféricos desde el oeste. La topografía y el relieve de la región, por otro lado, determinan la distribución de las temperaturas de los valles dado que controlan las sombras proyectadas en estos (Antonioletti et al., 1972).

Como consecuencia, las precipitaciones en la zona son escasas y ocasionales, concentrándose en unos pocos días en los meses de invierno (mayo a septiembre), y aconteciendo en forma de nieve en las mayores alturas de la Cordillera Frontal. Debido al aire húmedo marítimo, se producen intensas neblinas costeras hacia el oeste, mientras que la sequedad aumenta hacia el este, con bajas tasas de humedad relativa y extensas superficies sin vegetación (Juliá et al., 2008).

Específicamente, el área de estudio se encuentra asociada al distrito agroclimático Conay (Santibáñez, et al., 2017), que presenta un clima del tipo “Desierto interior y régimen de humedad xérico” (BWXe). La temperatura varía entre un máximo promedio de 27,6°C de enero y un mínimo de 3,6°C de julio, presentando una precipitación media anual de 41 mm y un período seco de 12 meses.

Como se observa en la Figura 8, anualmente existen períodos sin precipitaciones, con altos marcados que evidencian eventos de tormentas con precipitaciones netas entre los 10 a 40 mm, según datos obtenidos del registro pluviométrico del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR², por sus siglas en inglés: *Center of Climate and Resilience Research*).

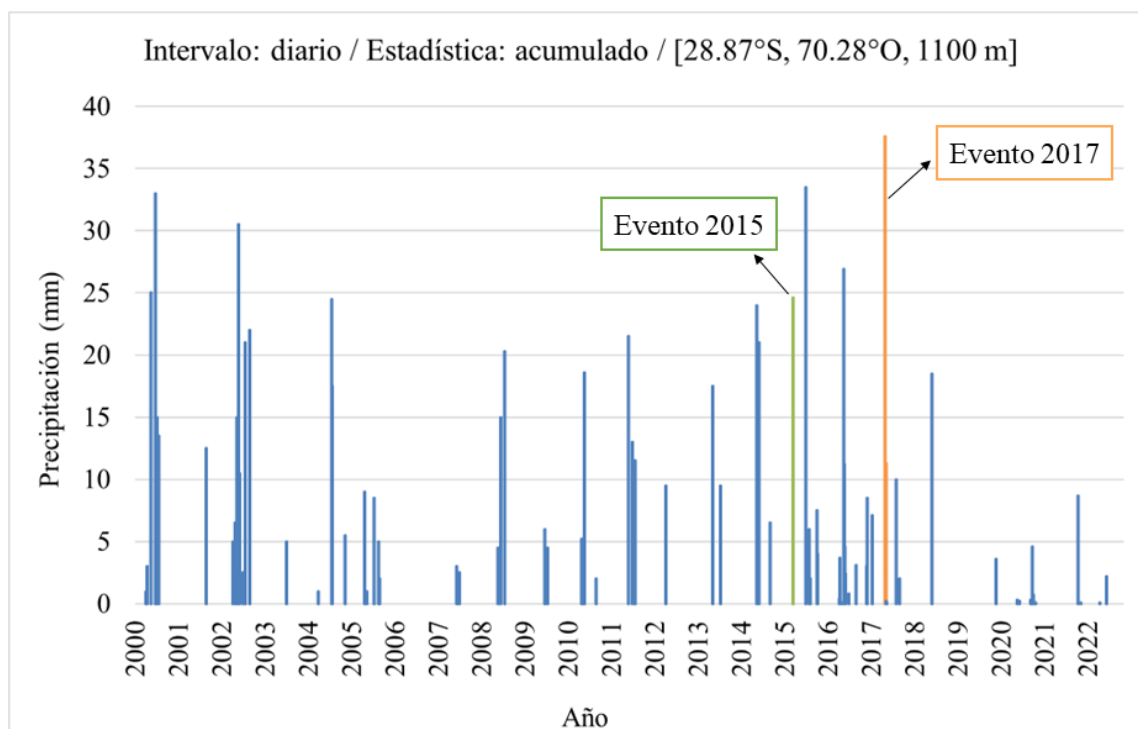


Figura 8: Registro de precipitaciones diarias en el intervalo de 2000 a 2022 para estación pluviométrica en El Tránsito [DGA]. Obtenido del CR². Se muestran los eventos de precipitación que ocasionaron los aluviones de los años 2015 y 2017 en el área de estudio. Esta estación no registró las precipitaciones para el evento de enero de 2020 debido a que la estación fue destruida por la tormenta.

2.6. Eventos aluviales recientes

En los últimos años, la región de Atacama y, en particular, el área de estudio, ha experimentado una serie de eventos aluviales de gran envergadura. Estos eventos se encuentran asociados a tormentas caracterizadas por precipitaciones convectivas intensas, desencadenando escurrimientos en múltiples quebradas y, como consecuencia aluviones, que incluyen flujos de barro y detritos, así como flujos hiperconcentrados, afectando tanto a la población como a la infraestructura local. Los eventos recientes que han implicado mayor afección corresponden a los ocurridos en marzo de 2015, mayo de 2017 y enero de 2020.

2.6.1. Marzo de 2015

Entre el 23 al 26 de marzo de 2015, las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo fueron fuertemente afectadas por una gran tormenta con precipitaciones convectivas en la zona. Este evento inusual provocó la generación de múltiples flujos aluviales, crecidas de ríos y algunos deslizamientos de roca que causaron daños tanto en viviendas como en infraestructura vial en localidades de los valles de los ríos Del Carmen y El Tránsito.

La tormenta dejó caer una cantidad anual récord de precipitación, alcanzando 70 mm en cinco días (Jordan et al., 2019, Cabré et al., 2020). La línea de nieve alcanzó una elevación de 3.200 m s.n.m. en la cordillera de los Andes, 400 m más que su altitud promedio (Lagos y Jara, 2017), extendiendo las precipitaciones a grandes áreas generalmente cubiertas por nieve.

Dentro de las localidades más afectadas de la zona se encuentran Punta Negra, Terrón, Marqueza-El Olivo, Las Pircas, Chancoquín, entre otros. En particular, la localidad de El Tránsito presentó flujos de detritos de menor magnitud en ambos flancos del río, sin llegar a afectar el poblado (ver Figura 9).

Además, se observó una crecida significativa del cauce principal del río que causó su desborde, depositando sedimentos de espesor centimétrico de arena y limos en el área. Aun así, la presencia de una estructura de “pirca” o terraplén de aproximadamente 7 m de altura ubicada entre el cauce y las viviendas impidió en gran parte que la crecida del río afectara el área poblada (Alfaro, 2015).

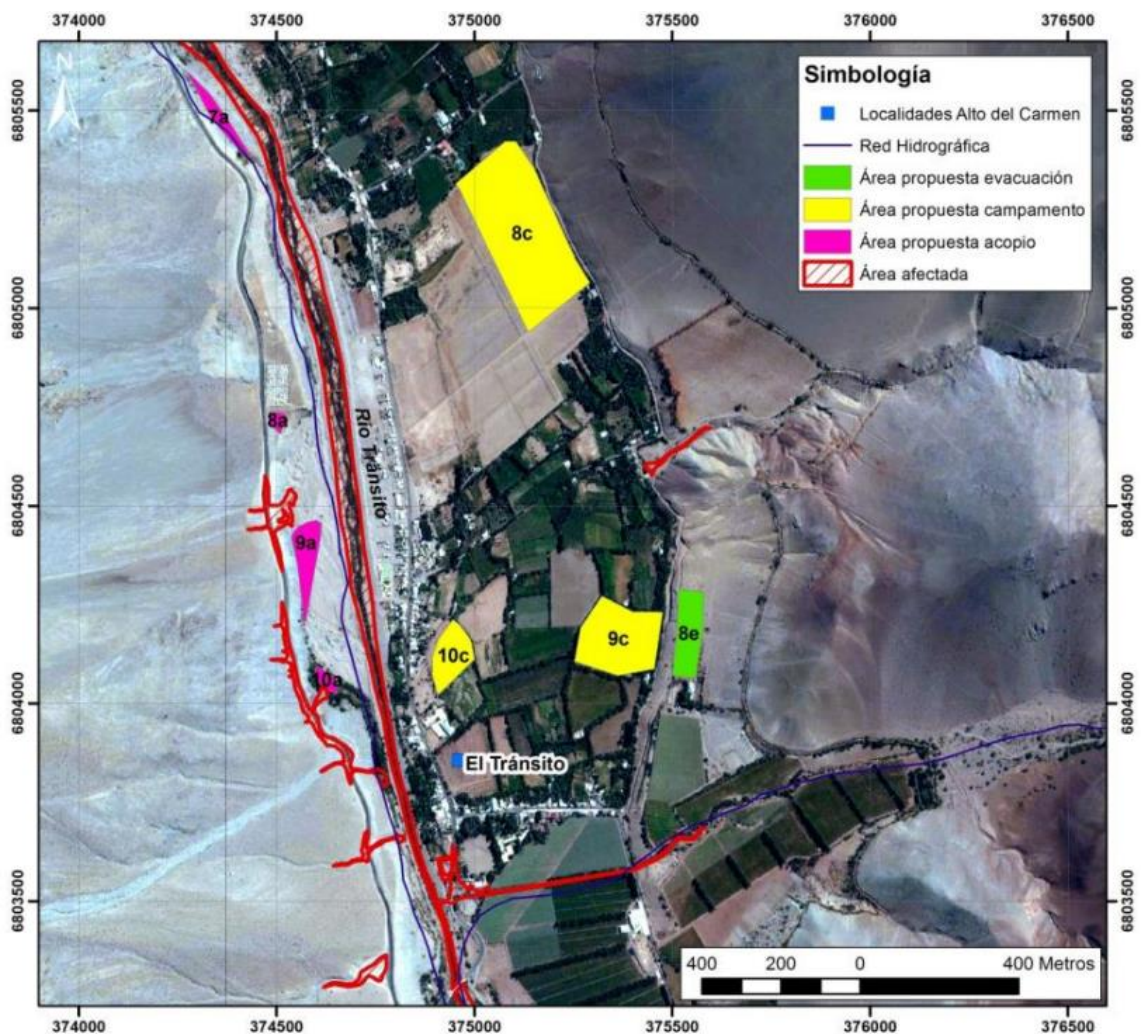


Figura 9: Mapa de áreas afectadas y zonas seguras para el evento del 2015 en sector El Tránsito. Obtenido de Alfaro (2015).

2.6.2. Mayo de 2017

Un sistema frontal ocurrido entre los días 10 y 13 de mayo de 2017 en la zona norte del país, generó abundantes procesos de remoción como eventos aluviales, aumentos de caudal, inundaciones y desbordes de cauces de ríos, afectando principalmente a las regiones de Atacama y Coquimbo.

Las principales zonas afectadas en la comuna de Alto del Carmen corresponden a las localidades de El Tránsito, Chollay y Conay, donde se registró un total de 188 mm caídos en la zona con intensidades de hasta 6,7 mm/h (Garcés, 2021). En el sector de El Tránsito, si bien no se documentó afectación en viviendas o infraestructura pública, SERNAGEOMIN reportó una serie de flujos de detritos menores en la ladera occidental del valle, provenientes de la Sierra de Tatul, que afectaron principalmente a la ruta de acceso al pueblo C-495, y en algunos casos a plantaciones del valle (Opazo et al., 2017).

2.6.3. Enero de 2020

Durante la segunda mitad de enero de 2020, se registraron precipitaciones, tormentas eléctricas e inundaciones en diversas localidades del norte de Chile. En particular, dado el evento hidrometeorológico provocado por una baja segregada durante los días 26-28 de enero en la Región de Atacama, el pueblo El Tránsito fue afectado por un evento de aluvión de características catastróficas que ocasionó daños en viviendas e infraestructura pública, además de interrupciones en la conectividad. Cabe destacar que la tormenta generó la destrucción de la estación meteorológica situada en El Tránsito, por lo que no se cuenta con datos de precipitaciones para la zona de estudio.

La baja segregada generó lluvias estivales en las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá y Atacama, donde la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) indicó un pronóstico de precipitaciones entre 2 a 5 mm en la zona de la cordillera de Atacama, entre los días 28 y 30 de enero con un valor de isoterma entre los 4.700 y los 4.800 m s.n.m (Marín et al., 2020). Según información de la DGA, la estación Río Conay en Las Lozas (ID: DGA – 03802001), correspondiente a la más cercana a la localidad de El Tránsito con registros, marcó entre las 13:00 y 21:00 hrs del día 27 de enero una precipitación neta de 16,4 mm, con una intensidad máxima de 3 mm/h entre las 15:00 y 16:00 hrs y una intensidad media de 2,05 mm/h (Figura 10).

El aluvión se originó al oriente de El Tránsito, activándose diversas quebradas de la zona y fue transmitido hasta el pueblo a través de la Quebrada La Plaza, cuya desembocadura se encuentra en el área de emplazamiento urbano de la localidad. Además, quebradas como La Salvia y Puntilla de Fragua también registraron flujos de detrito de menor magnitud con descargas en el valle del río El Tránsito (Marín et al., 2020).

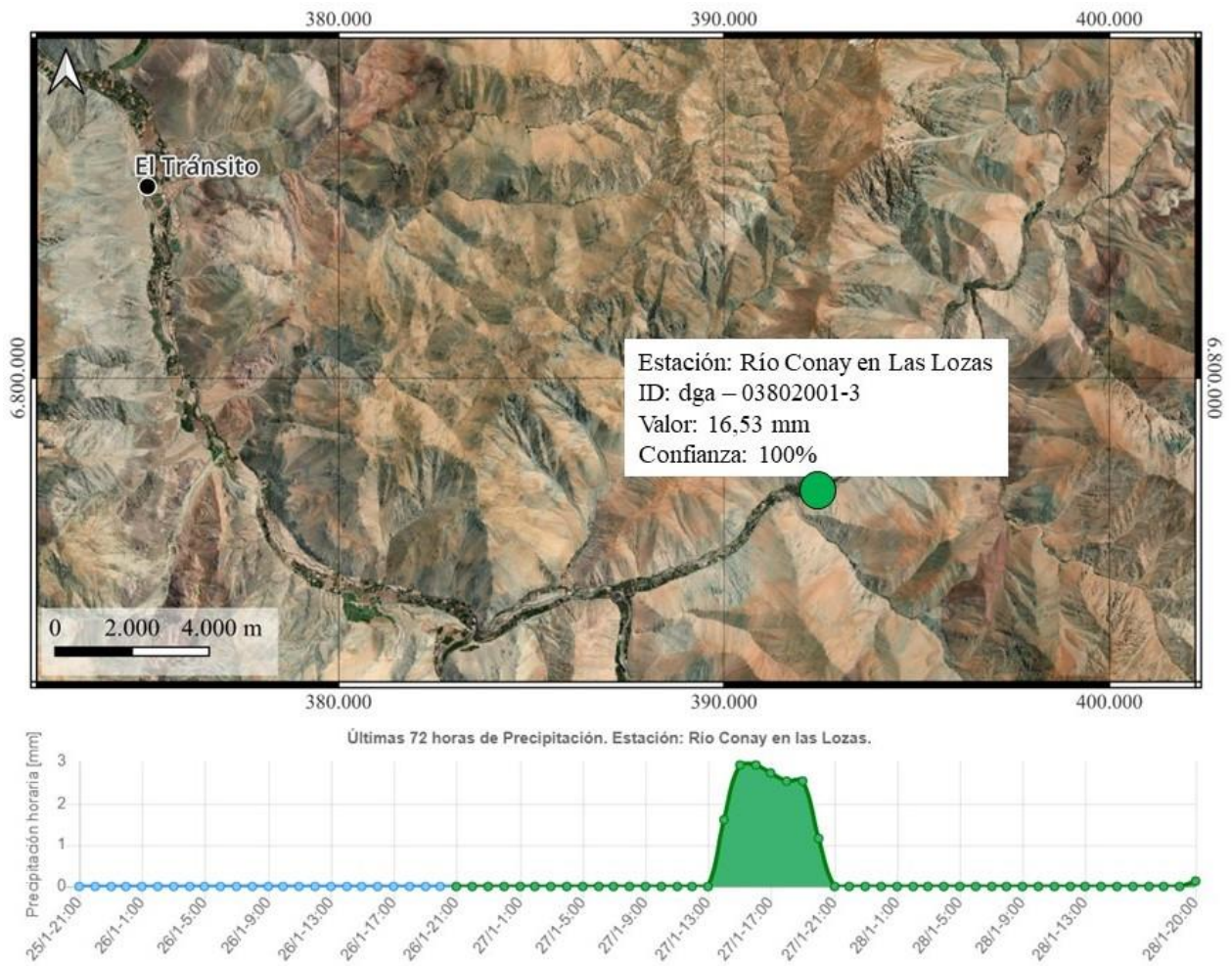


Figura 10: Ubicación espacial de estación Río Conay y datos de precipitación para el evento de enero de 2020. Obtenido de <https://vismet.cr2.cl/>.

Capítulo 3: Metodología

En esta sección, se exponen detalladamente los métodos empleados para llevar a cabo el trabajo y alcanzar los objetivos planteados. A grandes rasgos, el proceso metodológico se dividió en dos escalas principales de trabajo: escala de detalle y escala local, las cuales fueron abordadas de manera independiente.

Estas escalas de trabajo corresponden a distintas escalas espaciales, donde las metodologías aplicadas en la escala de detalle fueron entre 1:500 a 1:1.000, dentro de la cuenca Puntilla de Fragua que abarca un área total de aproximadamente 1,3 km². Por otro lado, la escala local fue trabajada en 1:5.000, con un área de estudio de 25,5 km² de extensión que comprende diversas quebradas que desembocan en el río El Tránsito (Figura 11).

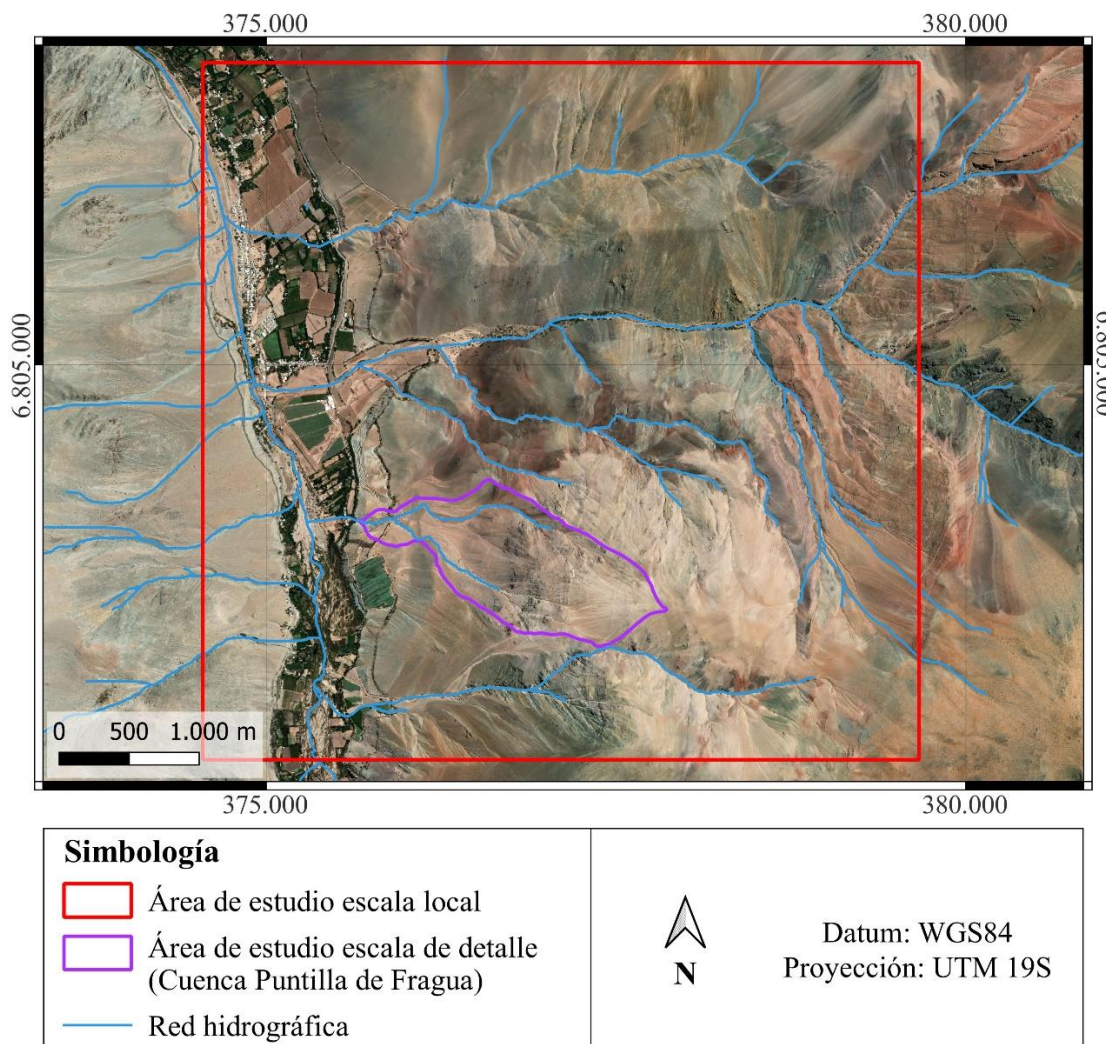


Figura 11: Distribución de áreas de estudio según escala de trabajo.

3.1. Escala de detalle

En esta escala, el enfoque se centró en la estimación de volúmenes de sedimentos no consolidados disponibles para una cuenca, y aquellos que fueron erosionados y depositados en el abanico aluvial durante el evento de enero 2020. Para ello, fue necesaria la realización de un trabajo de campo y generación de productos fotogramétricos, seguido de un posterior procesamiento de datos.

Para obtener información detallada sobre aspectos específicos del desarrollo de los insumos aerofotogramétricos y su procesamiento, se incluye como Anexo A un reporte de su metodología. Se logró obtener un DEM con una resolución de 30 x 30 cm/píxel y un ortomosaico de resolución 8 x 8 cm/píxel, que abarcan un área de 4,01 km² y que incluyen la cuenca Puntilla de Fragua.

3.1.1. Volumen erosionado en la cuenca hidrográfica

Con el propósito de estimar el volumen de sedimentos erosionados, una vez procesados los productos aerofotogramétricos, se realizó un mapeo lineal detallado, sobre el ortomosaico generado a partir de las fotografías de dron, de las incisiones erosivas correspondiente a cárcavas y canales en la cuenca de estudio: Puntilla de Fragua. Este procedimiento se llevó a cabo mediante la observación del ortomosaico con el software QGIS, facilitando la identificación precisa de la distribución de la erosión en las laderas para el evento de enero de 2020, respaldado por las observaciones de terreno.

Es relevante mencionar que se parte del supuesto de que las cárcavas mapeadas corresponden a las incisiones generadas durante el evento de estudio, y no son previas ni posteriores a este, lo cual se corroboró mediante la comparación de series temporales de imágenes satelitales de Google Earth. Por otro lado, el mapeo no abarcó la totalidad de las cárcavas observadas debido a su alta densidad en ciertas zonas de la cuenca. Para abordar esto, se definió un ancho mínimo de cárcavas mapeadas de 20 cm.

Adicionalmente, a partir del DEM de alta resolución, se generaron puntos de medición de manera aleatoria a lo largo de cárcavas, sin una distancia determinada, teniendo en cuenta los parámetros de ancho y profundidad de erosión. Estos puntos complementan las mediciones realizadas directamente en terreno, cuya metodología fue descrita en la sección 1.4.2, abarcando así toda la cuenca de estudio (Figura 12).

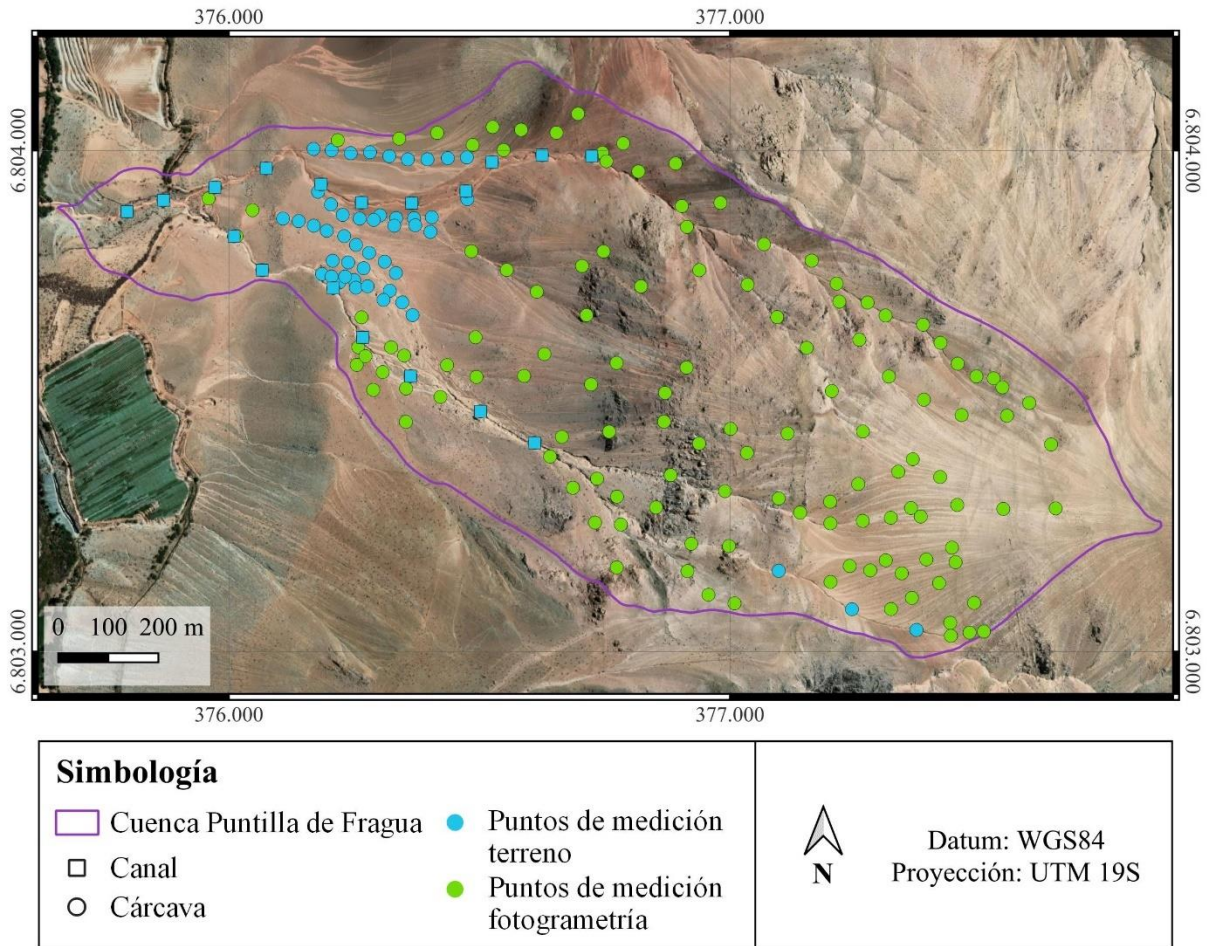


Figura 12: Ubicación de puntos de medición en cuenca Puntilla de Fragua. Imagen satelital de Bing Satellite.

Las mediciones por fotogrametría se llevaron a cabo mediante perfiles transversales a las cárcavas, estimando las diferencias de altura en la incisión de la cárcava a partir del DEM. Como validación de esta metodología, se compararon las mediciones realizadas en terreno, con aquellas obtenidas a través de la fotogrametría para un mismo punto, obteniendo resultados consistentes (Figura 13). Como consideración, el error del DEM de alta resolución en su eje “z” o de elevación corresponde a 1,6 cm.

Dado que no todas las cárcavas mapeadas sobre el ortomosaico presentaban puntos de medición, se procedió a estimar sus parámetros de ancho y profundidad utilizando los valores medidos en cárcavas cercanas que sí contaban con información de mediciones. Se seleccionaron aquellas cárcavas cercanas espacial y visualmente similares, asegurando así una aproximación coherente de los atributos de ancho y profundidad para las cárcavas sin mediciones directas en terreno o mediante perfiles transversales en el DEM de alta resolución. El resultado fueron múltiples polilíneas que representan a las cárcavas, en que cada segmento presenta un valor de ancho y profundidad.

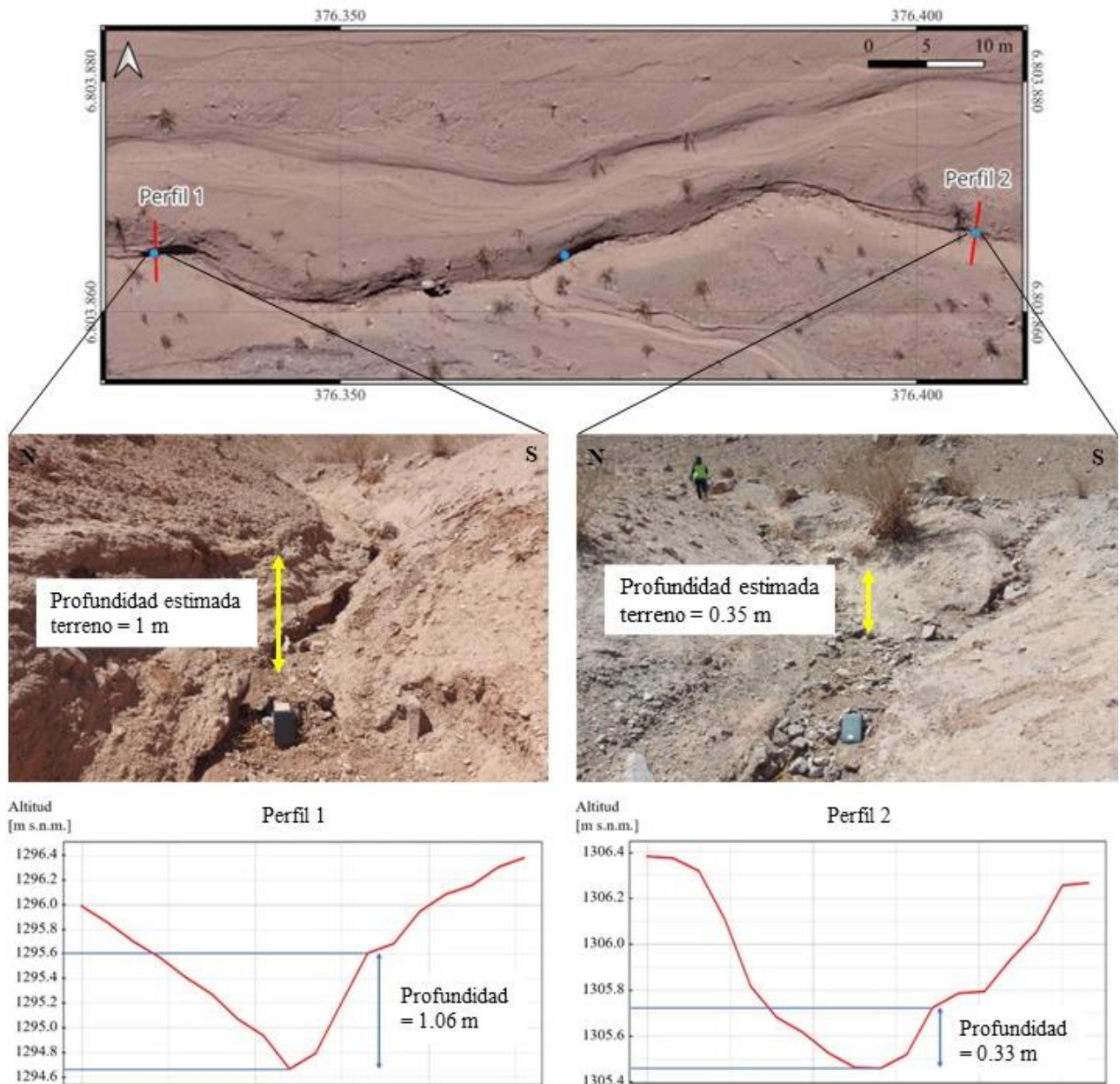


Figura 13: Comparación de mediciones en terreno y mediante fotogrametría para dos puntos de medición de cárcava. En ambos perfiles se presenta una diferencia centimétrica entre la profundidad estimada en terreno y la profundidad obtenida del DEM de alta resolución, evidenciando una buena correlación entre ambos métodos de medición. Imagen base corresponde al ortomosaico obtenido de terreno (8 cm/píxel).

Así, la estimación del volumen de sedimentos erosionados para la cuenca Puntilla de Fragua se realizó mediante un producto simple entre los valores asignados de profundidad, ancho y largo de cada cárcava. Este volumen fue corregido considerando una porosidad del 20% (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), el cual se basó en el promedio de los valores bibliográficos asociados a los tipos de suelo según la clasificación USCS más semejantes a la descripción de terreno. Para ello, se utilizaron los valores de la Tabla 1.

Tabla 1: Valores de porosidad para suelos similares a la caracterización realizada en terreno (Swiss Standard SN 670 010b, 1999).

Suelo/descripción	Porosidad mínima	Porosidad máxima	Porosidad media
GM: Gravas limosas, gravas arenosas limosas	0,15	0,22	0,19
GC: Gravas arcillosas, gravas arenosas arcillosas	0,17	0,27	0,22

3.1.2. Volumen depositado en el abanico aluvial

La disponibilidad de una topografía de gran extensión en el área de estudio, levantada en enero de 2017 por parte de IDIEM (2019), motivó una campaña topográfica por parte del AMTC días después de ocurrido el evento de 2020, con el objetivo de caracterizar cambios morfológicos a través de Diferencias de Modelos de Elevación Digital (DoD, por sus siglas en inglés: *DEMs of Difference*).

Con estos insumos topográficos como base, en este trabajo se realizó la corrección de los DEMs pre y post evento. La corrección corresponde a la alineación de DEMs identificando zonas de cambio topográfico nulo y trasladando uno de los DEM hasta reducir al máximo las variaciones. Este procedimiento se llevó a cabo mediante una herramienta llamada *demcoreg* (Shean et al., 2016), que aplica una traslación para reducir el error absoluto en la horizontal y vertical del DoD, restando los DEMs y entregando tanto el DEM corregido como la diferencia topográfica obtenida como resultado final.

No obstante, es importante resaltar el considerable lapso temporal entre ambas topografías, correspondiente a 3 años. Este extenso período implica la posibilidad de cambios significativos en la vegetación o infraestructura del área, lo cual podría influir en la precisión de la corrección y sus errores asociados.

Ante lo anterior, se planteó como metodología el uso del DoD para la obtención de valores promedio de espesor del depósito, considerando como área de abanico aluvial un mapeo manual mediante fotointerpretación del ortomosaico post-evento. Este mapeo excluyó del depósito áreas con presencia de vegetación, viviendas y zonas afectadas por la intervención humana, como la limpieza de calles o el acopio de material posterior al aluvión. Esto debido a que corresponden a zonas que podrían alterar los espesores promedio calculados.

Además, dentro de los polígonos generados en el mapeo, se establecieron puntos aleatorios mediante QGIS. Cada punto se asoció a un valor de espesor correspondiente al DoD calculado, para obtener valores promedio por zona y así multiplicar por el área abarcada por el depósito obteniendo el volumen del depósito de flujo de detritos.

En este caso, se realizó una corrección por porosidad considerando un 30%, valor que también fue utilizado para los volúmenes de depósitos en la Quebrada La Plaza asociados al mismo evento aluvial (Garcés et al., 2021).

3.1.3. Volumen disponible en la cuenca hidrográfica

Con el fin de estimar el volumen disponible de sedimentos en la cuenca de estudio, se propuso utilizar una fórmula empírica fundamentada en el modelo hidrológico Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM), que incorpora balances de masa y energía dentro de una cuenca hidrográfica, considerando en sus cálculos diversos procesos hidrológicos (Frevert, 2002). En este contexto, el espesor de suelo se expresa en función de la pendiente y elevación de la cuenca de la siguiente manera:

$$Espesor = a \cdot \left(1 - \left(\frac{slope_{pixel}}{slope_{max}}\right)^b\right) + c \cdot \left(1 - \left(\frac{dem_{pixel}}{dem_{max}}\right)^d\right)$$

Donde $slope_{pixel}$ y dem_{pixel} son los valores de pendiente y elevación de cada píxel que conforma la cuenca, respectivamente; $slope_{max}$ y dem_{max} son la pendiente y elevación máxima de la cuenca, respectivamente. Los parámetros a , b , c y d son coeficientes calibrables que determinan la ponderación de cada término en la fórmula (Helder, M. et al., 2020).

Para este trabajo, los coeficientes fueron ajustados utilizando los datos de profundidad de incisión de cárcavas como un espesor mínimo de la cobertura de sedimento no consolidado para la cuenca Puntilla de Fragua. Fueron utilizadas las medidas tanto de terreno como de fotogrametría, teniendo un total de 191 puntos para la calibración. La técnica utilizada fue mediante la función *curve_fit* del lenguaje de programación Python. El código utilizado se encuentra en el Anexo B.

Es importante destacar que, en el desarrollo de este procedimiento, en primer lugar, se ajustó la resolución del DEM obtenido del levantamiento topográfico para obtener en base a él un modelo de pendiente con resolución adecuada para el cálculo de espesores. Para ello, se utilizó la función de reescalado de QGIS, aplicando el método del “vecino más próximo”. El propósito principal de este proceso fue identificar la resolución más adecuada que se ajustara de manera óptima a las tendencias previstas entre la pendiente de ladera y el espesor de sedimentos.

Se llevaron a cabo pruebas con resoluciones del DEM de 1, 2, 3 y 4 m/píxel, considerando la expectativa de una relación inversa entre la pendiente y espesor de sedimentos. Además, se propuso explorar variaciones en la fórmula original para el mejor ajuste de los datos, con un enfoque en una forma exponencial, de la siguiente manera:

$$Espesor = a \cdot e^{-b \cdot \frac{slope_{pixel}}{slope_{max}}} + c \cdot e^{-d \cdot \frac{dem_{pixel}}{dem_{max}}}$$

Donde a , b , c y d continúan siendo coeficientes calibrables que determinan la ponderación de cada término en la fórmula. Los resultados metodológicos asociados a la calibración de la fórmula seleccionada serán presentados en el Capítulo 4.

El volumen de sedimentos disponibles se estimó utilizando la resolución escogida del DEM junto con el espesor calculado, y se corrigió considerando una porosidad de 20% del suelo, de igual manera que para el volumen de sedimentos erosionados (Swiss Standard SN 670 010b, 1999).

3.2. Escala local

Esta escala de trabajo se enfocó tanto en determinar la distribución de la erosión de sedimentos de toda el área de estudio para el evento, como en realizar una caracterización geomorfológica y de parámetros morfométricos a fin de contrastar ambos análisis.

3.2.1. Índice de Suelo Descubierta

La distribución de los suelos erosionados en una cuenca de drenaje durante un evento de tormenta se puede analizar mediante el procesamiento de imágenes satelitales. Este proceso implica un análisis de imágenes capturadas antes y después de la ocurrencia de la tormenta en el área de estudio. En zonas con cobertura de vegetación suele ocuparse el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés, *Normalized Difference Vegetation Index*); sin embargo, en áreas desprovistas de cobertura vegetal se deben utilizar técnicas basadas en los cambios de las superficies de suelo.

En este trabajo se utilizaron diferencias temporales del Índice de Suelo Descubierta (BSI, *Bare Soil Index*) para identificar las áreas erosionadas durante la tormenta de enero 2020 en el poblado de El Tránsito, y así generar un mapeo automatizado de erosión mediante el uso del álgebra de bandas de imágenes satelitales (Ariza et al., 2021; Rikimaru & Miyatake, 1997).

El BSI corresponde a un indicador numérico que permite detectar la presencia de suelo descubierto o áreas con una escasa cobertura de vegetación, combinando las bandas espectrales azul (B, *Blue*), roja (R, *Red*), infrarroja cercana (NIR, *Near Infrared*) e infrarroja de onda corta (SWIR, *Short-Wave Infrared*) de manera normalizada (Sykas, 2020).

El cálculo del BSI se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$BSI = \frac{(SWIR + R) - (NIR + B)}{(SWIR + R) + (NIR + B)}$$

Sin embargo, este índice por sí solo no es suficiente para capturar los cambios en el terreno debido a la ocurrencia de una tormenta, pues se aplica a una fecha determinada. Por ello, se propone utilizar una versión temporal o diferencial del índice según Ariza et al. (2021), denominada dBSI, que compara la respuesta espectral antes y después del evento:

$$dBSI = (BSI \text{ pre evento}) - (BSI \text{ post evento})$$

Como datos de entrada, se utilizaron imágenes de la misión Sentinel-2 a nivel L2A obtenidas de la plataforma EOSDA LandViewer. Estas imágenes ya incluyen un procesamiento de ortorrectificación proporcionado por el proveedor, así como una corrección atmosférica de reflectancia de superficie (European Space Agency, s.f.; Cantini et al., 2023).

Se descargaron las bandas requeridas para cuatro fechas distintas (Tabla 2), considerando tres fechas previas al aluvión, y tres fechas posteriores al aluvión. Estas fueron procesadas en QGIS como capas ráster, aplicando la fórmula del BSI y dBSI respectivamente. El detalle de las imágenes utilizadas se observa en la Tabla 3.

Tabla 2: Bandas descargadas asociadas a imágenes Sentinel-2 para el cálculo del BSI.

Banda	Resolución	Descripción (espectro)
B2	10 m	Azul (B)
B4	10 m	Roja (R)
B8	10 m	Infrarrojo cercano (NIR)
B11	20 m	Onda corta infrarroja (SWIR)

Tabla 3: Fechas y nomenclatura utilizada de imágenes Sentinel-2 descargadas.

Relación con el aluvión	Fecha	Nomenclatura
Previas al aluvión	30-12-2019	PreA1
	14-01-2020	PreA2
	24-01-2020	PreA3
Posteriores al aluvión	03-02-2020	PostA1
	13-02-2020	PostA2
	18-02-2020	PostA3

Para determinar el intervalo de valores clasificados como erosión, se utilizaron diversos criterios, incluyendo la fotointerpretación, la inspección visual de zonas erosionadas en terreno, y el rango propuesto por Ariza et al. (2021), que considera los umbrales máximo y mínimo como el valor promedio del dBSI más y menos la desviación estándar obtenida:

$$V_{m\acute{a}x} = \bar{X}_{dBSI} + SD_{dBSI} ; V_{m\acute{i}n} = \bar{X}_{dBSI} - SD_{dBSI}$$

Donde $V_{m\acute{a}x}$ y $V_{m\acute{i}n}$ corresponden al rango de detección, \bar{X}_{dBSI} es el valor promedio del dBSI y SD_{dBSI} es la desviación estándar del dBSI.

Estos criterios fueron aplicados al caso pre-post evento (PreA2 – PostA2), el cual indica los cambios en el terreno relacionados con la erosión, y fue posteriormente calibrado mediante dos

métodos principales. En primer lugar, se utilizaron los casos PreA1 – PreA3 y PostA1 – PostA3, asumiendo que entre esas fechas no se produjeron procesos erosivos considerables, lo que implica que no hubo movimientos significativos del suelo. Por otro lado, y de manera prioritaria, se realizó una calibración del rango obtenido del dBSI con el mapeo de detalle de incisiones erosivas señalado en la sección 3.1.1, a fin de unificar ambas escalas de trabajo y obtener resultados consistentes entre ellas.

El flujo de trabajo para la obtención del mapa de distribución de la erosión de sedimentos se observa en la Figura 14.

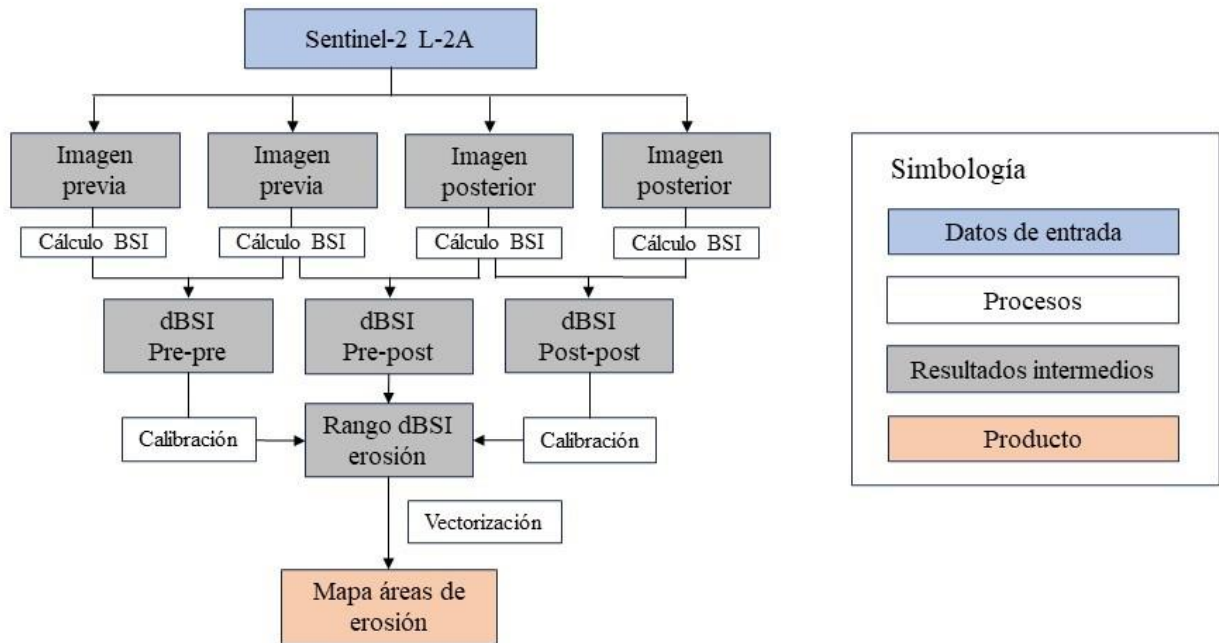


Figura 14: Flujo de trabajo para el uso del dBSI en el área de estudio y la obtención del mapa de distribución de la erosión.

3.2.2. Caracterización geomorfológica

Para la caracterización de la geomorfología, se realizó una recopilación de información geológica previamente documentada (Carta 1:100.000 “Geología del área El Tránsito-Lagunillas”, Salazar et al., 2013), junto con el análisis de imágenes satelitales de Google Earth. Con ello, se realizó un mapeo de las geofomas a escala 1:5.000, involucrando procesos de fotointerpretación y el uso de QGIS. Además, se integró un DEM de resolución 12,5 m/píxel, obtenido de Alos Palsar, con el fin de obtener un modelo de las pendientes y un mapa de relieve sombreado del área como complemento para la inspección visual.

Se llevó a cabo la identificación de depósitos cuaternarios asociados a procesos fluviales y aluviales, así como se analizó la morfodinámica de los principales canales tributarios presentes

en las cuencas de drenaje. A su vez, se identificaron afloramientos rocosos clasificados según las distintas unidades geológicas y, además, laderas con cobertura de sedimentos.

El resultado corresponde a la elaboración de un mapa geomorfológico del área de estudio, presentando la distribución espacial de cada geoforma.

3.2.3. Parámetros morfométricos

Con el fin de contrastar estadísticamente la distribución de la erosión con diversos aspectos morfométricos propios del área de estudio tanto para laderas como para canales, se analizaron los parámetros de pendiente de ladera y orden de Strahler, respectivamente.

3.2.3.1. Pendiente de laderas

Las laderas representan las superficies más abundantes en una cuenca de drenaje y, en términos prácticos, puede considerarse como ladera a toda superficie que no corresponde a un canal. En este trabajo, cualquier superficie que no haya sido categorizada como canal (ver 3.2.3.2) se considera una ladera.

Para este parámetro se realizó una clasificación de las laderas según su pendiente promedio por píxel. La pendiente promedio de las superficies se calculó a partir de un mapa de pendientes discretizado, extrapolado desde el DEM de resolución 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Estas laderas se categorizaron de 1 a 5 según distintos rangos de pendiente (Tabla 4), siguiendo la clasificación de Fernández y Espinoza (2022) aplicado en la región de Atacama.

Tabla 4: Clasificación de pendiente de laderas según Fernández y Espinoza (2022).

Categoría o clase	Pendiente
1	0-10°
2	10-18°
3	18-35°
4	35-45°
5	45-90°

3.2.3.2. Orden de Strahler

En el área de estudio se realizó una clasificación de los principales canales o cauces tributarios del río El Tránsito, con un enfoque basado en el método Strahler (1957), a partir del DEM de resolución 12,5 m/píxel obtenido de Alos Palsar.

Esta metodología consiste en la clasificación de los cursos de agua de una red de drenaje en función de su contribución al sistema, basada en un umbral mínimo de área drenada o longitud del canal. Para su determinación, se siguen una serie de criterios de jerarquización:

- a) Un cauce o canal es de primer orden cuando corresponde a uno de los extremos de la red que no recibe ningún cauce tributario, es decir, aquél que inicia la red de drenaje cerca de las cabeceras de las cuencas.
- b) El cambio a órdenes superiores se produce cuando confluyen dos segmentos de un mismo orden, de modo que cada unión de dos segmentos de orden “n” crea un segmento de orden “n+1”.
- c) Si confluyen dos canales de órdenes distintos, el orden del canal resultante será el valor del canal de mayor orden.

De esta manera, se obtiene una jerarquía numérica que refleja la madurez geomorfológica de los cauces o canales tributarios a la red, donde órdenes menores corresponden a cauces jóvenes y empinados, mientras que órdenes superiores son maduros y cóncavos. Esta categorización se observa de manera ilustrativa en la Figura 15.

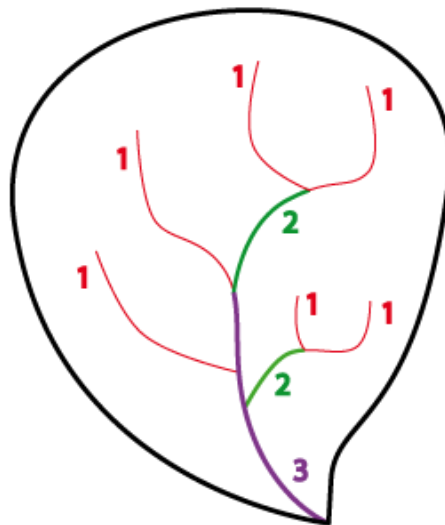


Figura 15: Representación gráfica del orden de Strahler en una cuenca. Obtenido de Díez-Canseco et al. (2017) en <https://geolodiaavila.com/tag/horton-strahler/>.

Capítulo 4: Resultados

En este capítulo, se exponen los resultados derivados de este trabajo, abordando en primer lugar una caracterización en términos generales de la zona de estudio, fundamentada en la recopilación de datos obtenidos en el trabajo de campo y, posteriormente, un análisis detallado de las dos escalas de trabajo consideradas y sus relaciones.

4.1. Caracterización y mapeo geomorfológico

Durante el trabajo de campo se observaron las morfologías primordiales presentes en el área de estudio, evidenciando en primer lugar la existencia de canales en las cuencas hidrográficas que se extienden con una orientación predominantemente E-W, y en menor medida N-S. En general, los cauces exhiben patrones sinuosos, y desembocan tanto en las quebradas principales del área, como en el valle del río El Tránsito (Figura 16).

Estos canales actúan como la principal vía de transporte de sedimentos aguas abajo, y sus lechos, mayormente compuestos por suelo no consolidado, indican que la erosión actual continúa en capas de cobertura de sedimentos, aún sin alcanzar la roca subyacente, salvo en áreas específicas cercanas a los afloramientos rocosos.



Figura 16: Morfología de canal en el área de estudio.

Un aspecto relevante en las laderas de la zona corresponde a la presencia abundante de cárcavas, configurando una densidad considerable en toda el área de estudio, lo que refuerza la actividad erosiva existente. La Figura 17 ilustra una representación visual de estas incisiones, las cuales se encuentran espaciadas aproximadamente a una distancia de 1 m entre ellas.



Figura 17: Morfologías de cárcavas en ladera del área de estudio.

Adicionalmente, se observó una extensa cobertura de sedimentos no consolidados a semi consolidados en la mayoría de la zona, tanto en canales como en laderas. En general, estos depósitos se caracterizan por ser matriz soportados y poseer una mala selección con clastos de grava polimícticos angulosos a subangulosos, de tamaño centimétrico variable. La matriz, compuesta esencialmente por arcilla y limo, presenta tonalidades pardas claras a oscuras (Figura 18).

En las áreas de depositación de los sedimentos transportados por los flujos aluviales de las quebradas, se identificaron grietas superficiales de desecación, como se muestra en la Figura 19. Estas estructuras indican la presencia de suelos ricos en arcilla, los cuales experimentan contracción posterior a la ocurrencia de eventos de escorrentía.



Figura 18: Capa de sedimentos en cárcava de ladera. Escala mide 10 cm.



Figura 19: Presencia de grietas superficiales de desecación en depósito del flujo aluvial del año 2020 dentro del área de estudio.

El mapa de la distribución de las unidades geomorfológicas identificadas se presenta en la Figura 20, proporcionando una visión de las características del área de estudio. Es posible notar el depósito fluvial que se extiende a lo largo del valle del río El Tránsito. Las principales quebradas que desembocan en el río, con orientación predominante W-E, canalizan el transporte de sedimentos no consolidados mediante los canales tributarios, contribuyendo así a la depositación de abanicos aluviales.

Los afloramientos rocosos fueron mapeados y diferenciados en base a fotointerpretación de imágenes satelitales, observaciones de terreno y antecedentes de la geología general de la roca, ajustando la escala a 1:5.000. Se consideró su modo de formación y ambiente a partir de la carta geológica (Figura 7), clasificando los afloramientos según rocas intrusivas, rocas volcánicas continentales y rocas sedimentarias marinas. Los afloramientos rocosos se distribuyen principalmente en laderas e interfluvios, aunque también hay ciertos segmentos de cauces y cárcavas que cruzan zonas rocosas y que representaron incisiones con lecho rocoso.

En el contexto de este trabajo, dadas las observaciones de terreno se estableció que toda superficie, tanto de laderas como de interfluvios, que no sea rocosa, se clasifica como de cobertura de sedimentos. Es importante destacar que se consideró que toda la cobertura de sedimentos comparte similares características, debido a la escala de trabajo empleada y las observaciones generales realizadas en el trabajo de campo.

La cuenca Puntilla de Fragua, donde se realizó el trabajo a escala de detalle, se encuentra mayormente constituida por superficies cubiertas por sedimentos no consolidados a semi consolidados, presentando zonas con afloramientos rocosos de roca intrusiva andesítica y, en menor medida, de roca volcánica continental, perteneciente a la Formación Algarrobal. Tal como se observa en la Figura 20, esta cuenca presenta dos canales tributarios principales, que confluyen y desembocan en el valle principal. En la unión con este valle, se desarrolla un depósito aluvial que forma un abanico aluvial.

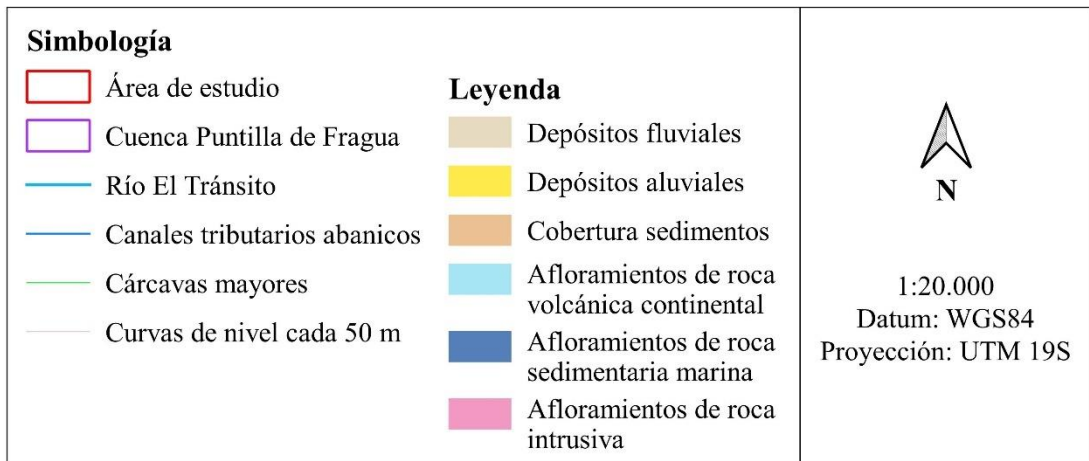
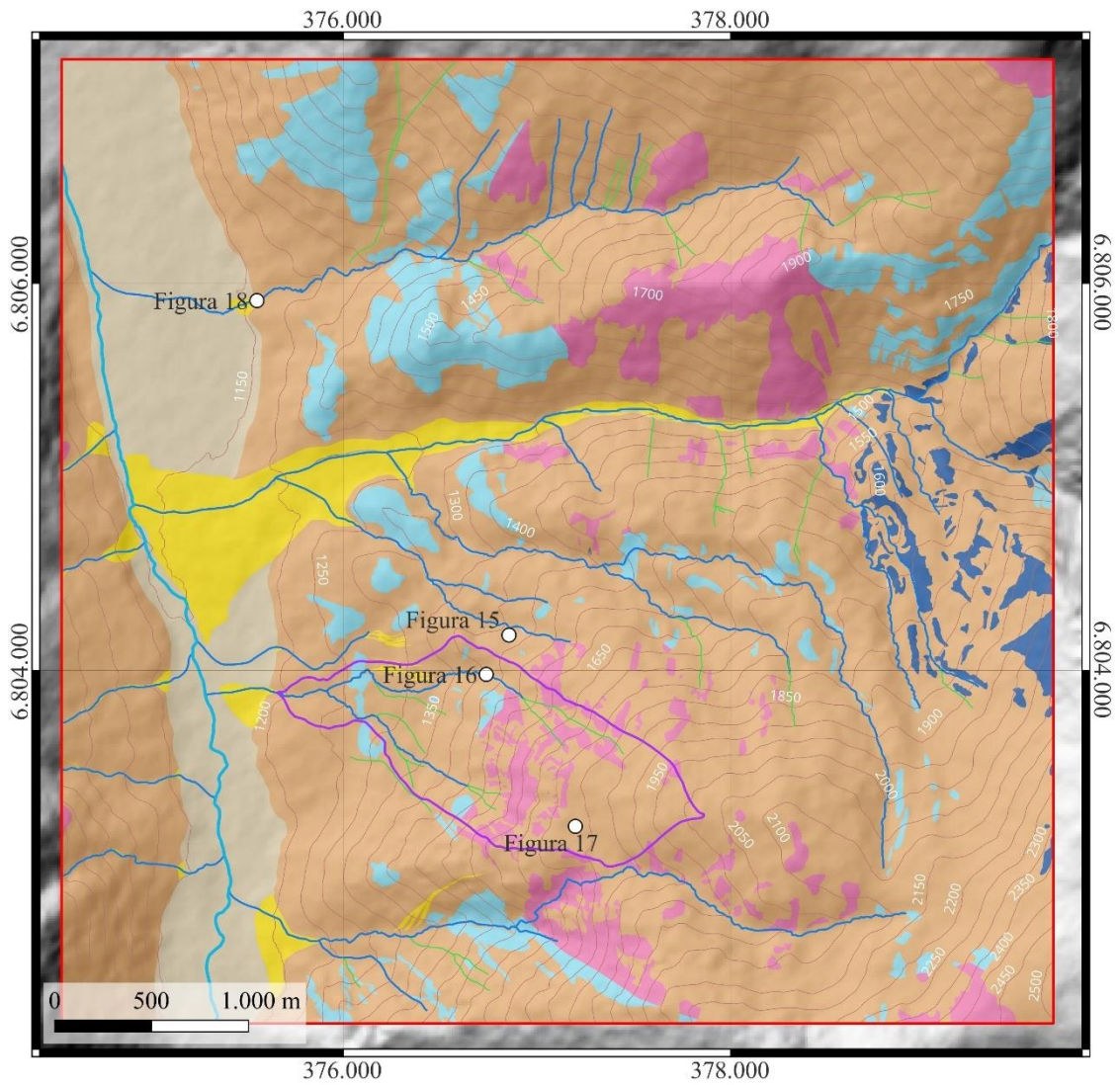


Figura 20: Mapa geomorfológico del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama. Se localiza la ubicación de las fotografías mostradas en esta sección.

4.2. Parámetros morfométricos

4.2.1. Pendiente

El área de estudio fue clasificada en 5 clases según rangos de pendiente obtenidas del DEM de resolución 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Los valores varían entre pendientes nulas sobre las planicies fluviales del río El Tránsito y aluviales de las quebradas mayores tributarias, hasta valores de aproximadamente 57° en taludes de afloramientos rocosos sobre laderas. Sin embargo, la clase predominante en la zona corresponde a la Clase 3: 18-35°, con una pendiente media del área total de 22° (Figura 21).

Para el área de la quebrada Puntilla de Fragua, de igual manera se evidencia una predominancia de la Clase 3, con una pendiente promedio de 23°. Bajas pendientes, clasificadas en la Clase 1 y Clase 2, se observan en la parte baja de la cuenca, mientras que en menor proporción se presentan pendientes más pronunciadas de hasta 50° en el sector medio de esta, coincidiendo con la presencia de afloramientos rocosos.

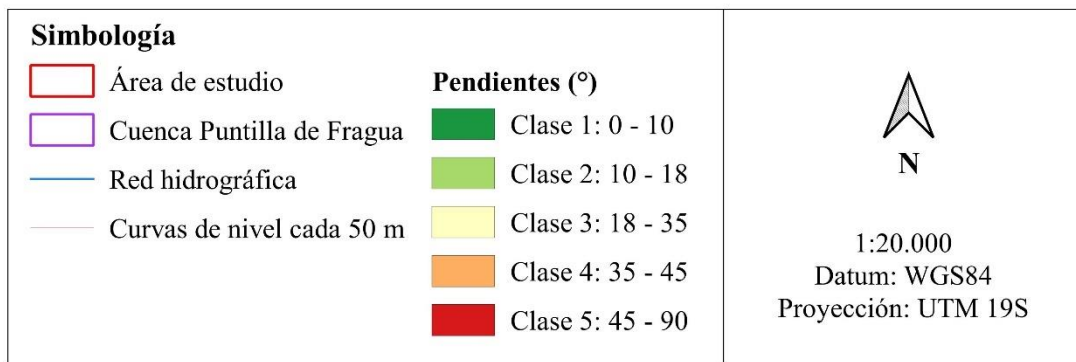


Figura 21: Mapa de pendientes del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama.

4.2.2. Orden de Strahler

A partir de la jerarquización de los canales de la red hídrica, se identificaron cauces que abarcan desde el Orden 1 hasta el Orden 4, donde el mayor orden corresponde a la Quebrada La Plaza (Figura 22).

Cabe destacar que para llevar a cabo la jerarquización, es necesario analizar una cuenca hidrográfica en su totalidad. En el caso específico de la quebrada La Plaza, este proceso se realizó considerando toda la cuenca El Tránsito, debido a que su extensión excede al área de estudio. Sin embargo, los resultados se limitaron exclusivamente a la zona estudiada. Adicionalmente, el valle principal del río El Tránsito no fue jerarquizado debido a su mayor alcance aguas arriba.

La quebrada Puntilla de Fragua está caracterizada por la presencia de dos canales de Orden 1, cuyas extensiones son de aproximadamente 1 km cada uno y poseen orientación general E-W. Estos canales confluyen en la zona más baja de la cuenca, generando así un canal de Orden 2 que confluye en el valle del río El Tránsito.

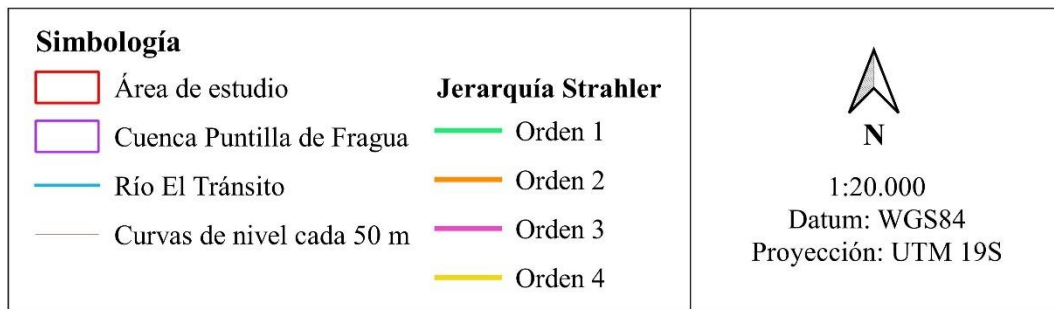
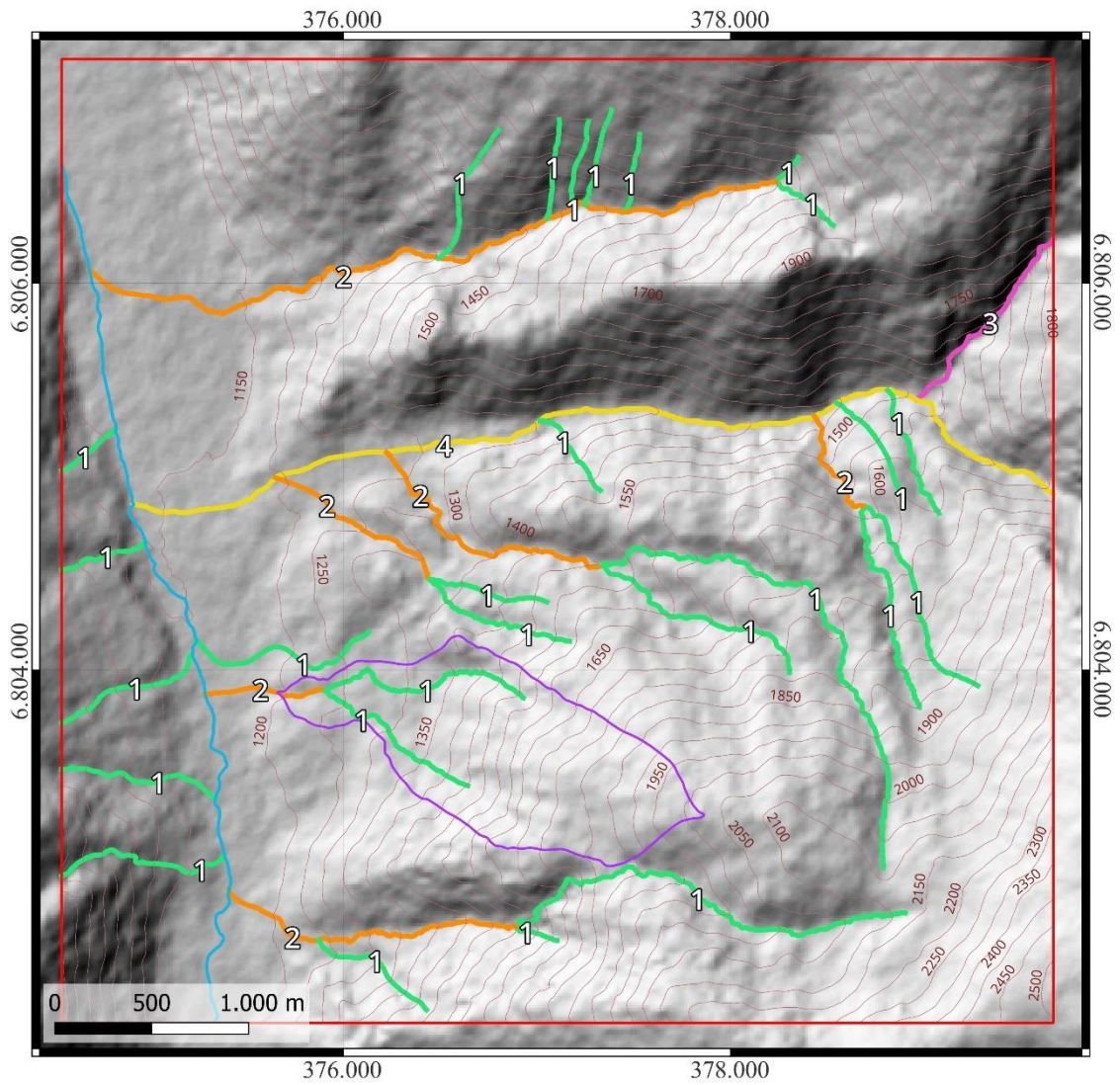


Figura 22: Jerarquía de Strahler del Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, región de Atacama.

4.3. Escala de detalle: estimación de volúmenes de sedimentos

4.3.1. Volumen erosionado en la cuenca hidrográfica

Para la estimación del volumen erosionado de sedimentos en la cuenca Puntilla de Fragua durante el evento de finales de enero de 2020, se realizó un mapeo detallado de las cárcavas generadas sobre las laderas. En total, se mapearon 234 cárcavas utilizando el ortomosaico de alta resolución, proporcionando información sobre la distribución y dimensiones de las incisiones.

Con el objetivo de tener una noción del espectro de profundidad y ancho de todas las incisiones, se presentan en la Tabla 5 y Tabla 6 los valores mínimo, medio y máximo medidos en el mapeo de las cárcavas y canales, respectivamente.

Es relevante señalar que los valores de profundidad y ancho corresponden a un promedio calculado para cada segmento de cárcava, teniendo en cuenta los puntos de medición tanto en terreno como a partir del DEM de alta resolución. Así, se asumió un valor constante para cada parámetro a lo largo del segmento. El mismo procedimiento se llevó a cabo para los canales de orden de jerarquización Strahler 1 y 2 que fueron identificados dentro de la cuenca.

Tabla 5: Valores mínimo, máximo y medio de las mediciones de incisión de cárcavas.

Dato	Profundidad (m)	Ancho (m)
Mínimo	0,05	0,20
Máximo	2,00	4,00
Medio	0,25	0,65

Tabla 6: Valores mínimo, máximo y medio de las mediciones de incisión de canales.

Dato	Profundidad (m)	Ancho (m)
Mínimo	0,40	1,05
Máximo	2,00	5,50
Medio	1,50	3,41

La distribución y representación espacial de la profundidad de incisión tanto de las cárcavas como de los canales se visualiza en la Figura 23, mientras que la representación para el ancho de estas incisiones se presenta en la Figura 24. En términos generales, se observa una mayor densidad de cárcavas en laderas de la zona central y alta de la cuenca Puntilla de Fragua, cuyas profundidades y ancho disminuyen.

El volumen de sedimentos erosionados luego del aluvión se estimó mediante un producto simple, considerando el ancho y la profundidad promedio de incisión de cada segmento de cárcava

y canal. El resultado obtenido indicó un volumen estimado de 25.750 m³ para la erosión. Dada las características identificadas para el suelo en el área de estudio, se considera un índice de porosidad de la cobertura de sedimentos de 20% (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), estimando así el volumen de sedimentos erosionados en 20.600 m³.

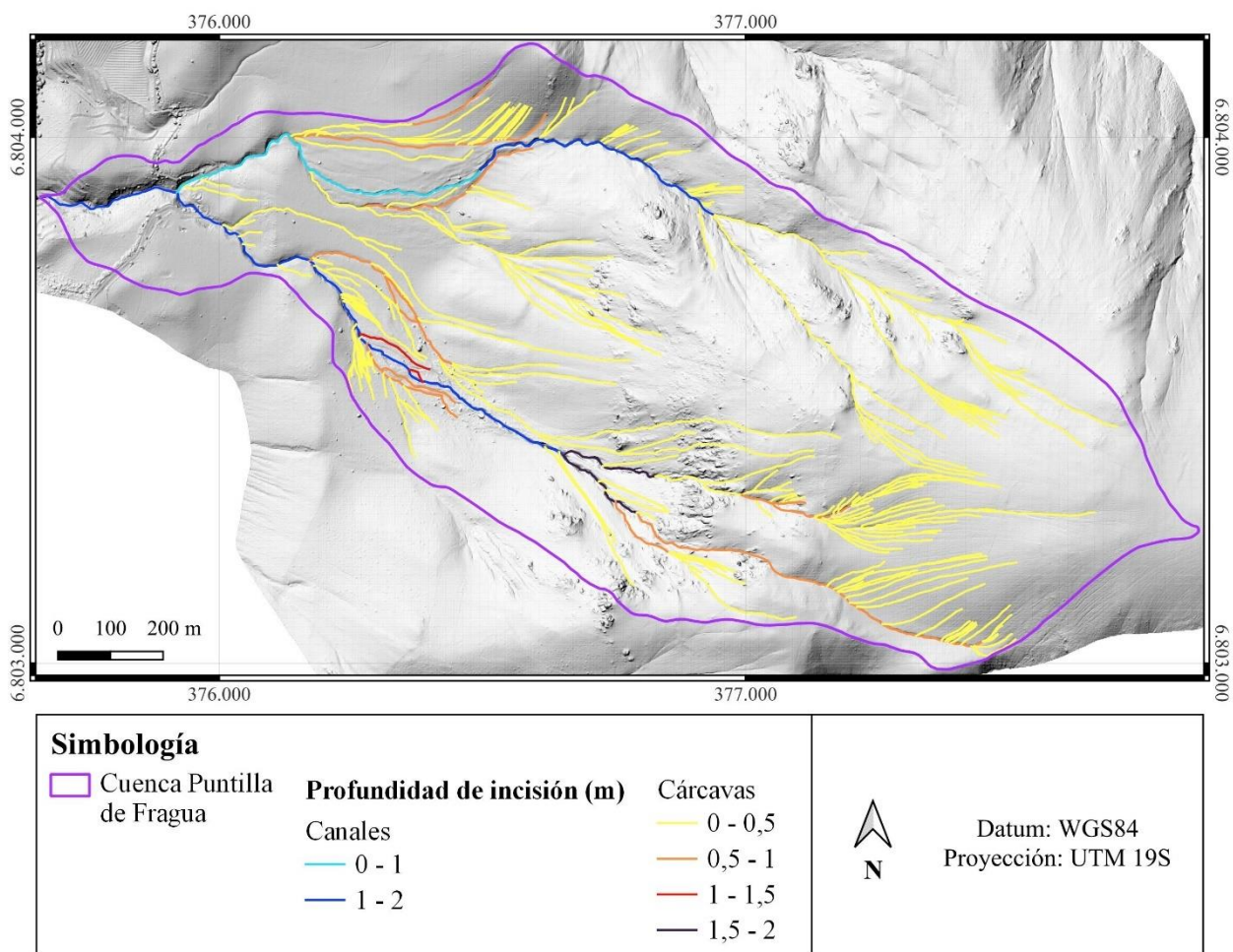


Figura 23: Representación de la profundidad de incisión en cuenca Puntilla de Fragua. DEM de base corresponde al obtenido del levantamiento topográfico en terreno (30 cm/píxel).

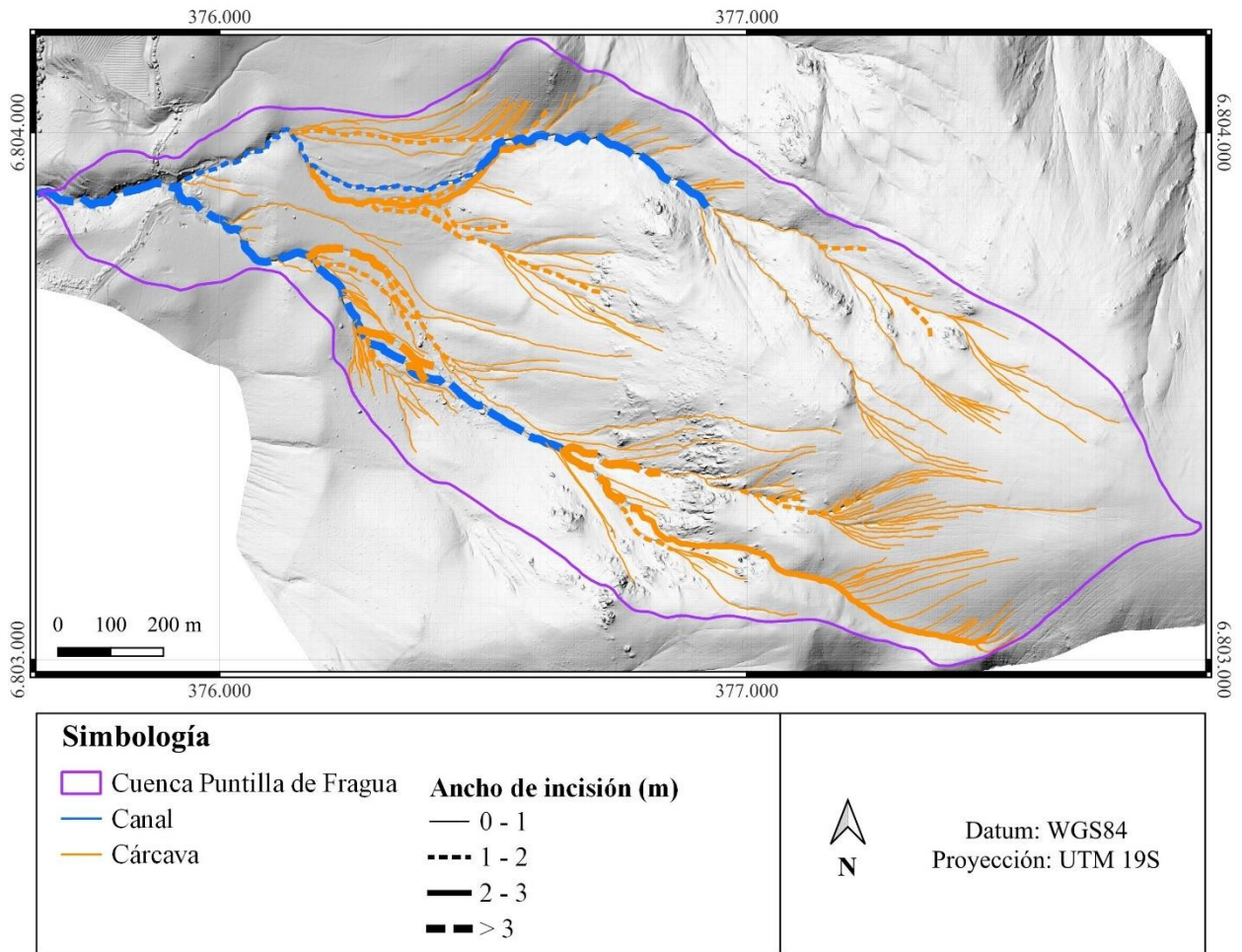


Figura 24: Representación del ancho de incisión en cuenca Puntilla de Fragua. DEM de base corresponde al obtenido del levantamiento topográfico en terreno (30 cm/píxel).

4.3.2. Volumen depositado en el abanico aluvial

El volumen de sedimentos depositados por los flujos de detritos en el abanico aluvial de la cuenca Puntilla de Fragua durante el evento de 2020 se estimó a través de espesores promedio calculados mediante la técnica DoD, junto con el área total mapeada como depósito.

Para determinar el área cubierta por el depósito aluvial, se realizó un mapeo por fointerpretación utilizando un ortomosaico levantado por el AMTC días después del aluvión, con una resolución de 25 cm/píxel. Se excluyeron elementos como vegetación, viviendas y caminos para obtener valores representativos del espesor del depósito.

La Figura 25 ilustra tanto el área considerada para la estimación del espesor como el área total del depósito, la cual incluye las zonas excluidas anteriormente. Considerando esto, se obtuvo un área del depósito de aproximadamente 24.300 m².

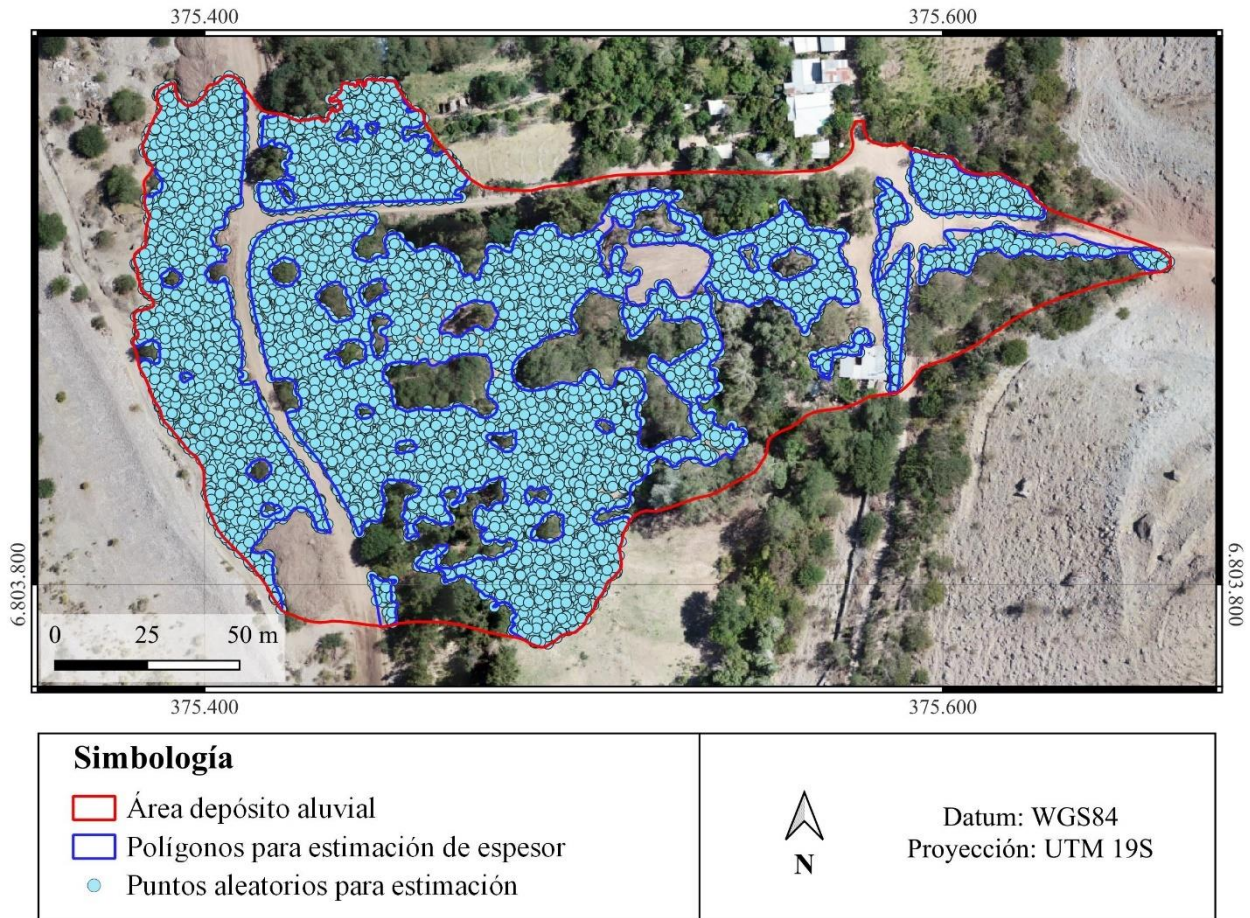


Figura 25: Mapeo por fotointerpretación del depósito o abanico aluvial asociado al evento de enero de 2020 en cuenca Puntilla de Fragua. Imagen de base corresponde al ortomosaico obtenido por el AMTC el año 2020.

Como se observa en la Figura 25, se generaron puntos aleatorios dentro de los polígonos para realizar la estimación de espesores, totalizando 12.914 puntos. Mediante el DoD de las topografías de los años 2017 y 2020, se obtuvieron espesores de depositación que varían entre 0,01 a 2,94 m, cuya distribución se ilustra en la Figura 26. A partir de ello, se calcularon los valores promedio para cada rango de espesor por zona, estimando el volumen del depósito en 21.100 m³.

Este volumen se corrigió considerando un factor de porosidad del 30% (Garcés et al., 2021), con lo que se obtuvo una estimación final del volumen de sedimentos depositados de aproximadamente 15.000 m³.

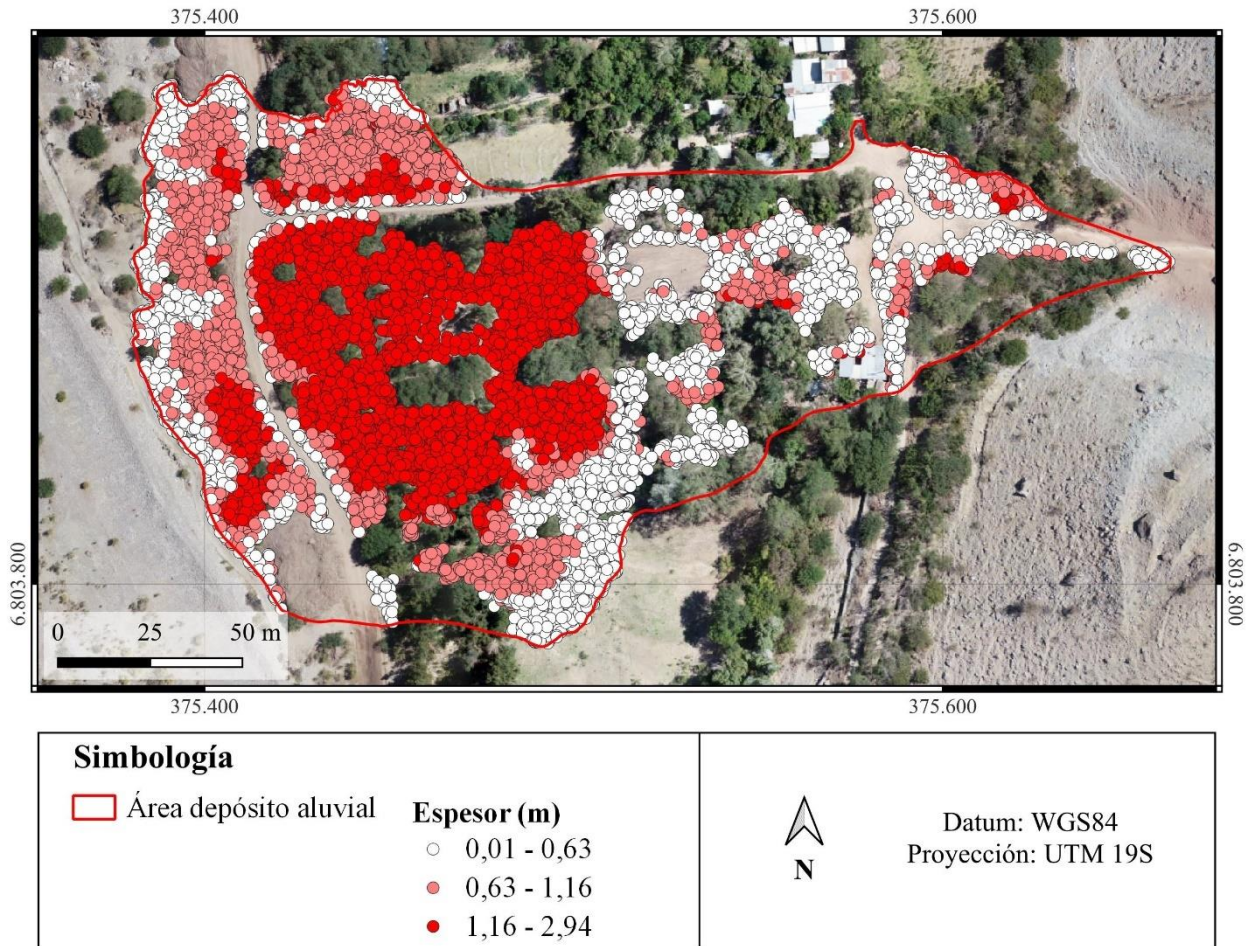


Figura 26: Distribución de espesores calculados para puntos aleatorios en abanico aluvial. Imagen de base corresponde al ortomosaico obtenido por el AMTC el año 2020.

4.3.3. Volumen disponible en la cuenca hidrográfica

En primer lugar, es importante destacar que las profundidades de incisión medidas en terreno y sobre el DEM de alta resolución se consideran como una aproximación a los espesores de cobertura de sedimento, ya que canales y cárcavas inciden esta cobertura. Sin embargo, los espesores deberían corresponder a un espesor mínimo, pues corresponden a la erosión actual y, en la mayoría de los casos, el lecho está compuesto por sedimentos y no exhibe afloramientos rocosos, lo que sugiere la presencia de una capa de sedimentos no erosionados en profundidad.

El volumen de sedimentos disponibles en la cuenca Puntilla de Fragua fue estimado a partir de la fórmula teórica de espesor de suelo del DHSVM. Para esto, se empleó la función *curve_fit* con el fin de calcular los coeficientes ajustados de la fórmula, considerando los puntos de medición de profundidad de la incisión de canales y cárcavas tanto en terreno como en el DEM de alta resolución.

A partir de las pruebas realizadas con diversas resoluciones del DEM de alta resolución, se determinó que la relación inversa entre la pendiente y espesor de sedimentos se ajustó de mejor manera para el DEM de 3 m/píxel, mientras que para las resoluciones más altas (30 cm, 1 m y 2 m por píxel) no se observan tendencias claras (Figura 27).

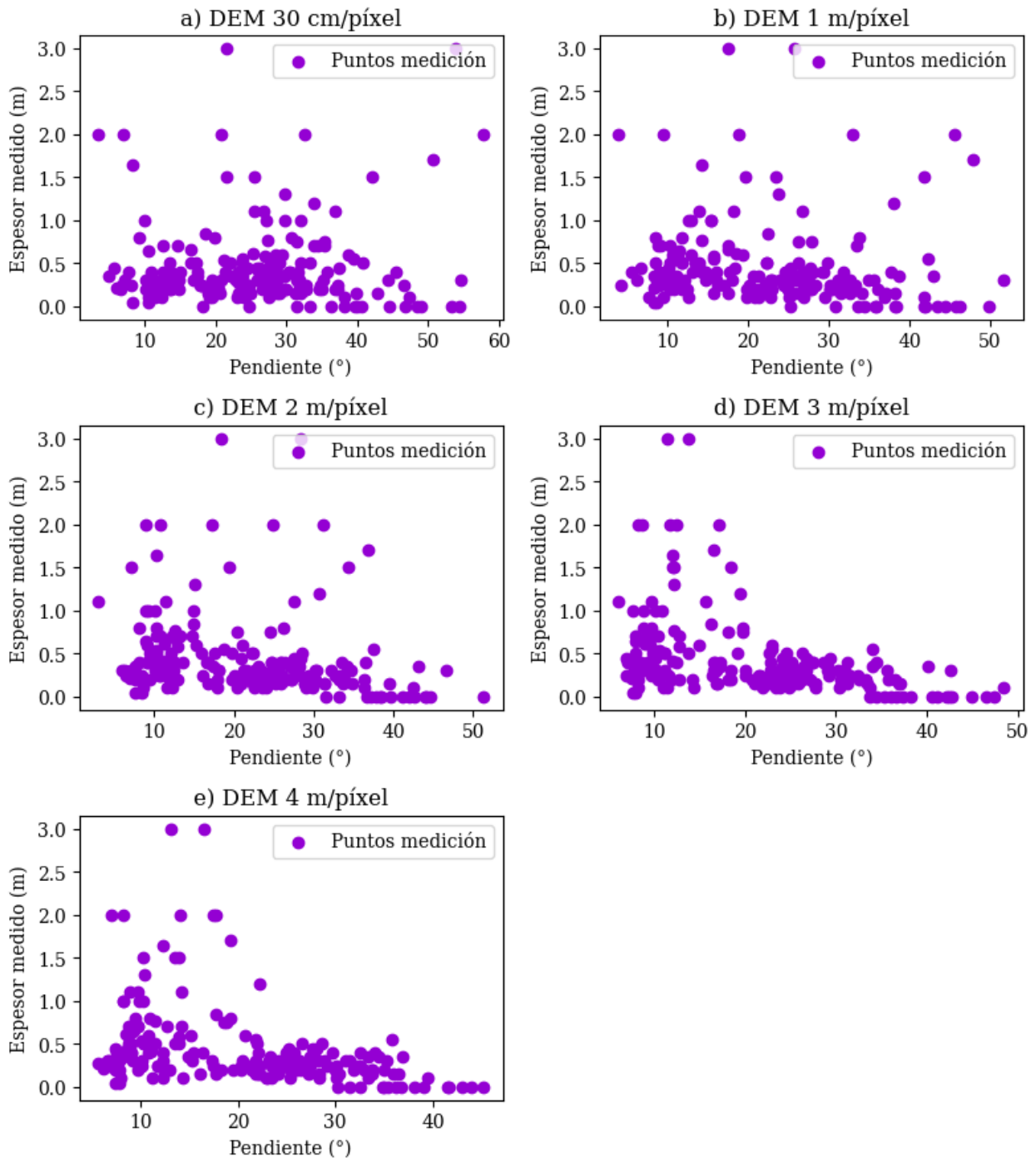


Figura 27: Comparación de relación pendiente-espesor medido para distintas resoluciones del DEM de alta resolución, correspondientes a la resolución inicial de 30 cm/píxel y las resoluciones de 1 m, 2 m, 3 m y 4 m/píxel.

Los coeficientes calibrados de la fórmula de espesor para la resolución escogida (3 m/píxel), se encuentran en la Tabla 7.

Tabla 7: Coeficientes calibrados automáticamente.

Coeficiente	a	b	c	d
Valor	1,6	0,2	311,7	10^{-3}

La distribución del espesor de los sedimentos estimados con la función *curve_fit* en relación con las variaciones de pendiente se presenta con la curva verde en la Figura 28 a). El espesor mínimo medido en terreno se encuentra expresado por los círculos violetas y naranjos, para medidas en cárcavas y canales cuya incisión determina un lecho de sedimentos y rocoso respectivamente. En términos generales, se revela que, aunque el ajuste realizado proporciona resultados concordantes para pendientes elevadas, subestima significativamente los espesores en pendientes más bajas. Esto se debe a la alta densidad de medidas con espesor mínimo menor a 1 m.

La Figura 28 b) muestra la comparación entre el espesor mínimo medido y el espesor calculado. Se evidencia que la fórmula ajustada proporciona valores de espesor calculado prácticamente constantes, donde para espesores medidos superiores a ~70 cm, los valores de espesor calculado son considerablemente menores. Así, se tiene una subestimación significativa de la formulación para valores de espesores más grandes que se distribuyen en zonas de canales y laderas de baja pendiente.

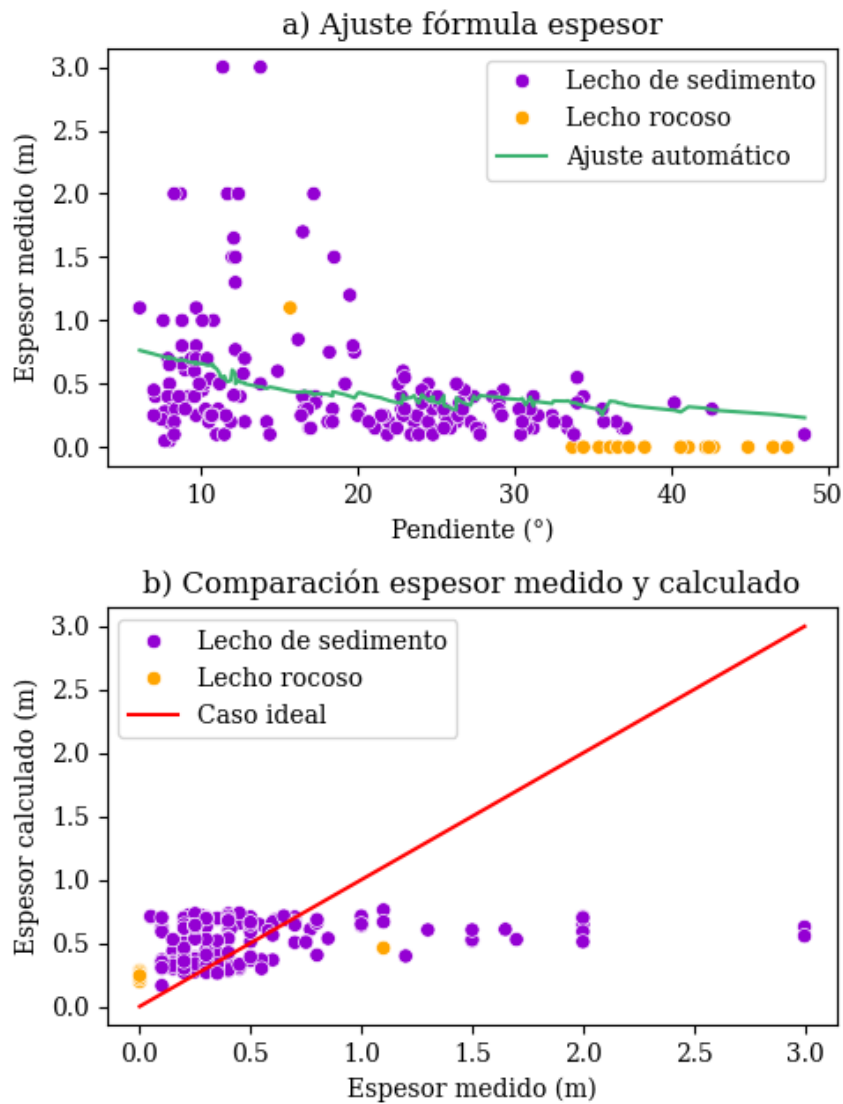


Figura 28: Gráficos para el caso inicial del ajuste automático mediante *curve_fit*. a) Ajuste de la fórmula. b) Comparación entre el espesor calculado y el espesor medido en cada punto de medición.

Considerando que las medidas representan un espesor mínimo, y que los espesores calculados incluso subestiman estos espesores mínimos, se optó por realizar un ajuste manual de los coeficientes de la fórmula, buscando que la curva resultante sea una “envolvente” de los espesores mínimos medidos. Para ello, se utilizaron dos casos de análisis: en el primero, se ajustó la fórmula inicial, y en el segundo, se ajustó la fórmula en una versión exponencial.

- Caso 1: fórmula inicial con ajuste manual

$$Espesor = 19,4 \cdot \left(1 - \left(\frac{slope_{pixel}}{slope_{max}} \right)^{0,05} \right) + 3,6 \cdot \left(1 - \left(\frac{dem_{pixel}}{dem_{max}} \right)^{0,02} \right)$$

- Caso 2: fórmula exponencial con ajuste manual

$$Espesor = 4,1 \cdot e^{-6,1 \cdot \frac{slope_{pixel}}{slope_{max}}} + 2,8 \cdot e^{-8,3 \cdot \frac{dem_{pixel}}{dem_{max}}}$$

Los resultados del ajuste se visualizan en la Figura 29, donde se evidencia que el caso 2 se adapta de mejor manera como una envolvente a los puntos de medición de espesor mínimo, especialmente para valores de pendiente más altos, donde se presentan espesores cercanos a 0, a diferencia del caso 1 que sobreestima en mayor magnitud los valores. En consecuencia, a partir de la calibración realizada, para este estudio se decidió utilizar la fórmula exponencial asociada al caso 2.

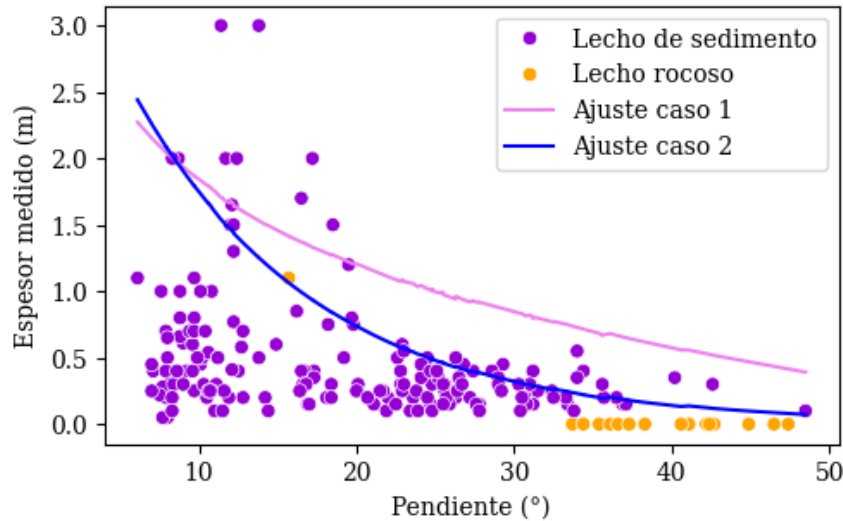


Figura 29: Ajuste manual para los casos 1 y 2.

A partir de los puntos de medición de incisiones hasta el lecho rocoso, es decir aquellas que representan el espesor total de cobertura de sedimentos y no un mínimo, se observa en general un buen ajuste con los espesores calculados. Considerando esos datos se estima que la diferencia entre el espesor medido y calculado es de ± 22 cm, manteniéndose en márgenes aceptables dentro del contexto de estudio. El ajuste realizado busca evitar la subestimación de los valores de espesor de sedimentos y, por consiguiente, del volumen disponible de sedimentos.

Adicionalmente, al evaluar el aporte del término de elevación en la fórmula, que involucra los coeficientes c y d, se determinó que su contribución era despreciable dado su bajo valor cercano a 0. Esto se realizó graficando los términos tanto de la pendiente como de la elevación por separado (Figura 30). Así, se tomó la decisión de eliminar el término de elevación y trabajar únicamente con los valores de pendiente, simplificando la fórmula de la siguiente manera:

$$Espesor = 4,1 \cdot e^{-6,1 \cdot \frac{slope_{pixel}}{slope_{max}}}$$

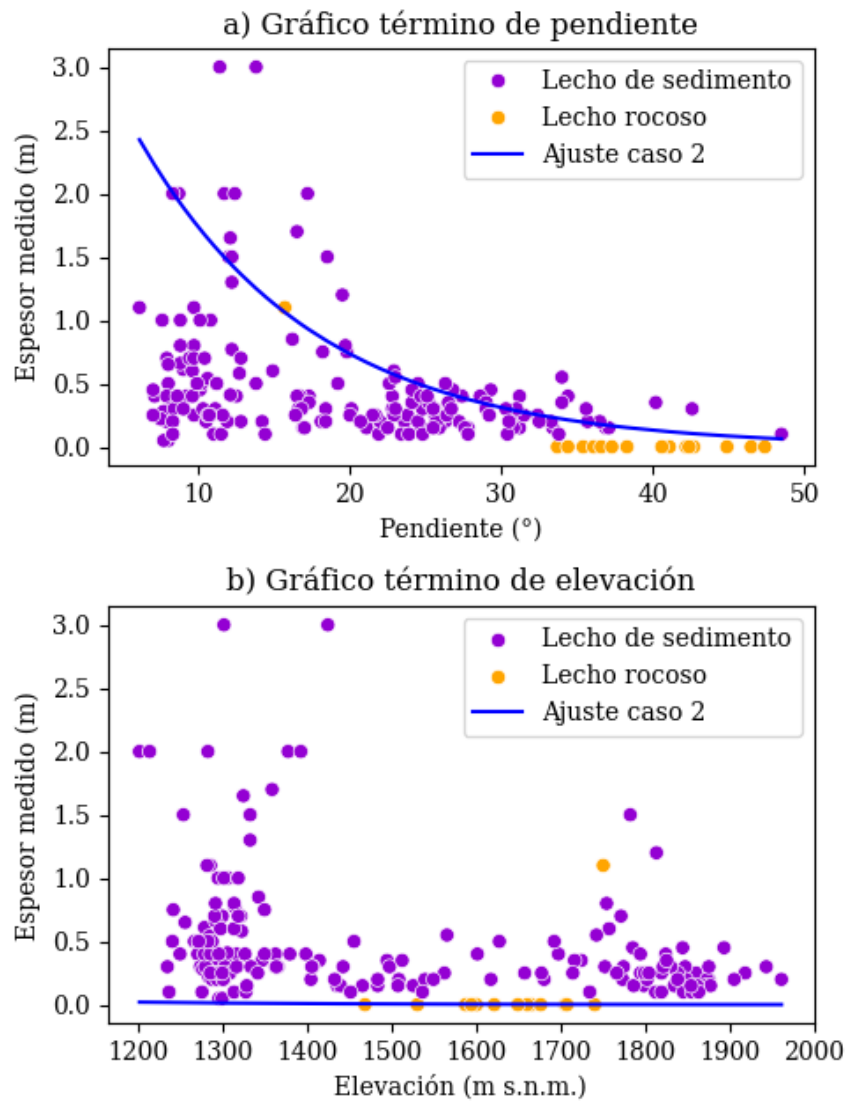


Figura 30: Gráficos de los términos de pendiente y elevación de la fórmula por separado. a) Gráfico del espesor en función del término de pendiente. b) Gráfico del espesor en función del término de elevación.

En cuanto a la comparación entre los espesores mínimos medidos y los calculados de la fórmula final, se puede apreciar en la Figura 31 que, en líneas generales, los espesores calculados son mayores a los medidos, a excepción de los valores más altos.

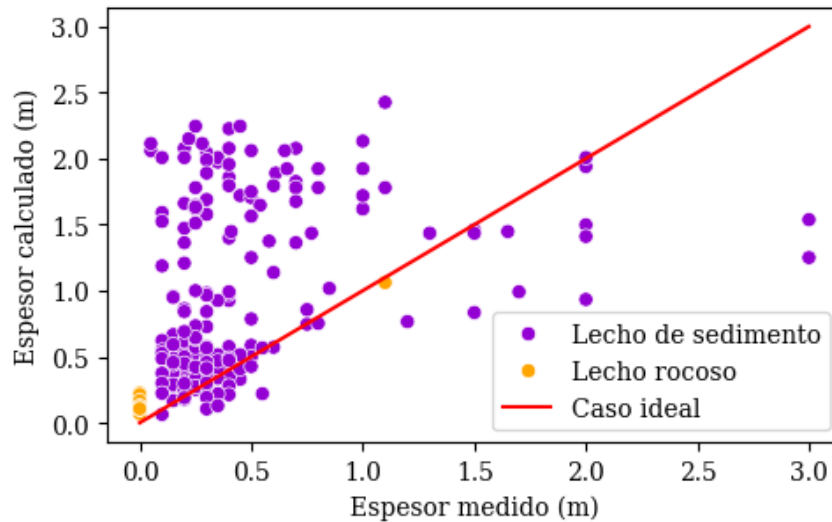


Figura 31: Comparación entre el espesor calculado y el espesor medido para el caso 2.

Esta formulación simplificada fue aplicada para calcular el espesor de sedimentos de la cuenca Puntilla de Fragua utilizando un modelo de pendiente generado con el DEM de alta resolución de 3 m/píxel. Luego de este proceso, se realizó un enmascaramiento de las zonas identificadas como afloramientos rocosos según el mapa geomorfológico realizado, asignando un espesor de sedimentos de 0 para estas áreas.

Los resultados se presentan en la Figura 32, donde se observa que se obtuvo un espesor máximo de 4,1 m. En términos generales, se destacan distribuciones coherentes de espesores, siendo mayores en las zonas bajas de la cuenca y menores en áreas elevadas o con afloramientos rocosos.

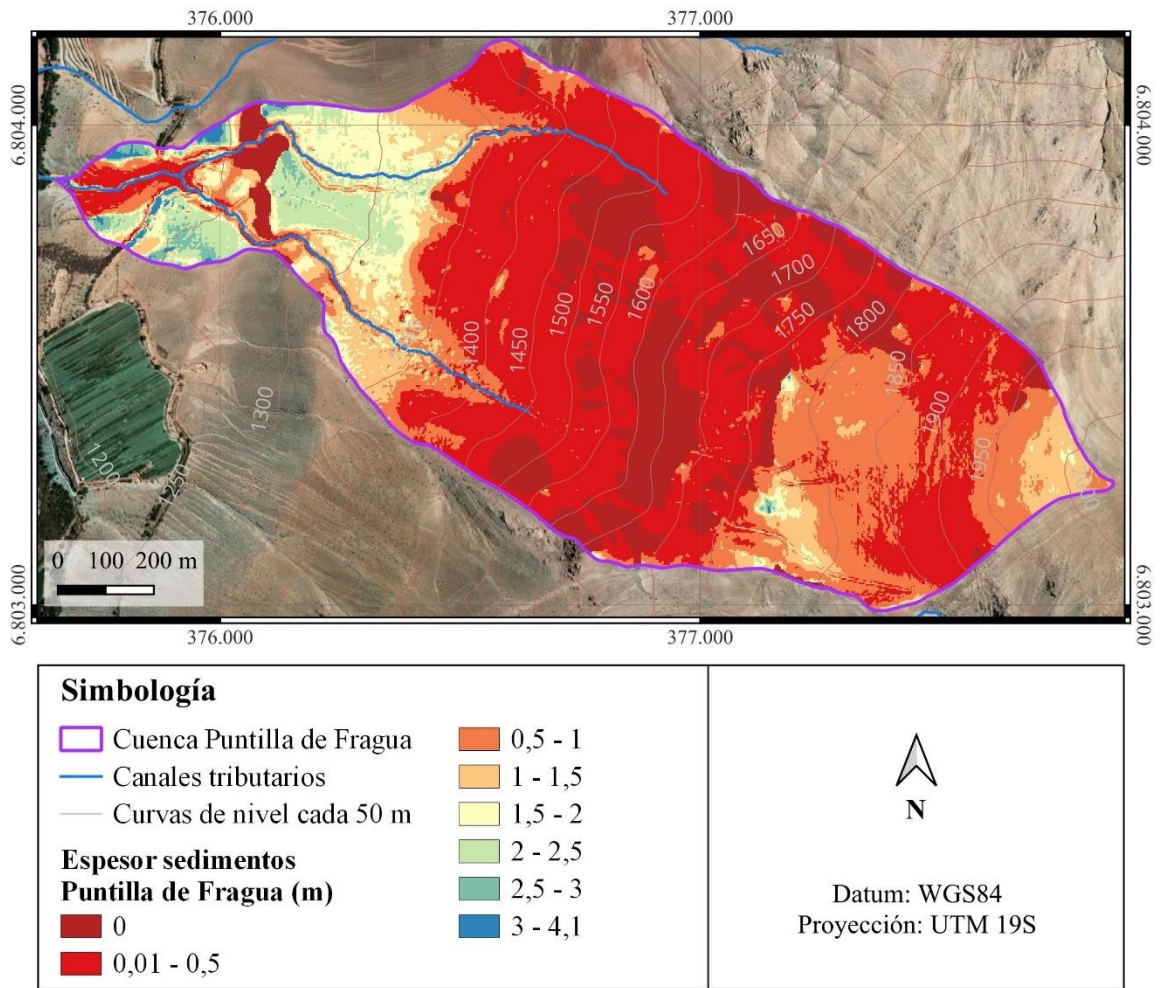


Figura 32: Espesor de sedimentos en cuenca Puntilla de Fragua para DEM de 3 m/píxel. Imagen satelital de Bing Satellite.

Se calculó el volumen de sedimentos disponibles en la cuenca considerando el espesor por píxel y su resolución. De igual manera que para el volumen de sedimentos erosionados, se considera un 20% de porosidad del suelo para la estimación del volumen disponible total de sedimentos (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), obteniendo un total de 650.000 m³.

4.4. Escala local: distribución de la erosión de sedimentos

El análisis de la distribución de la erosión de sedimentos en el área de estudio se llevó a cabo mediante el procesamiento de imágenes satelitales y la obtención del dBSI. Se procedió a calibrar el rango de valores determinados como erosión de sedimentos del evento de enero de 2020. Los valores obtenidos para el caso pre-post aluvión (PreA2-PostA2) se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8: Valores obtenidos para el caso PreA2-PostA2 del dBSI.

Dato	Valor dBSI
Mínimo capa ráster	-0,4034
Mínimo erosión	-0,0128
Máximo erosión	0,0027
Máximo capa ráster	0,2439

Es relevante señalar que el análisis se focalizó exclusivamente en el flanco este del valle El Tránsito, enmascarando el propio valle y su flanco oeste, debido a que las quebradas activadas durante el evento de estudio se encuentran en la zona oriental del río. Tal como se observa en la Figura 33, se generó un mapa de distribución de la erosión donde, en términos generales, el área de estudio abarca un total de 50.571 píxeles, de los cuales 7.234 píxeles corresponden a píxeles erosionados, representando un 14% de erosión dado el evento de tormenta de 2020.

A partir de la calibración del rango dBSI identificado como erosión, en el caso pre-pre aluvión se observan ciertos píxeles “erosionados”, que representan un 2% respecto al total de píxeles, mientras que para el caso post-post aluvión se observan mejores resultados, obteniendo únicamente un 1% de píxeles erosionados, tal como se ilustra en la Figura 34.

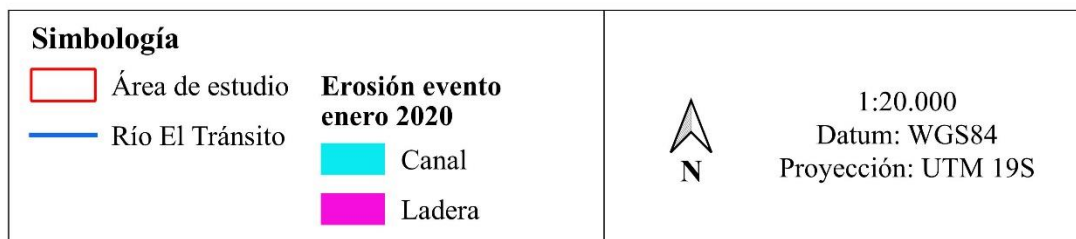
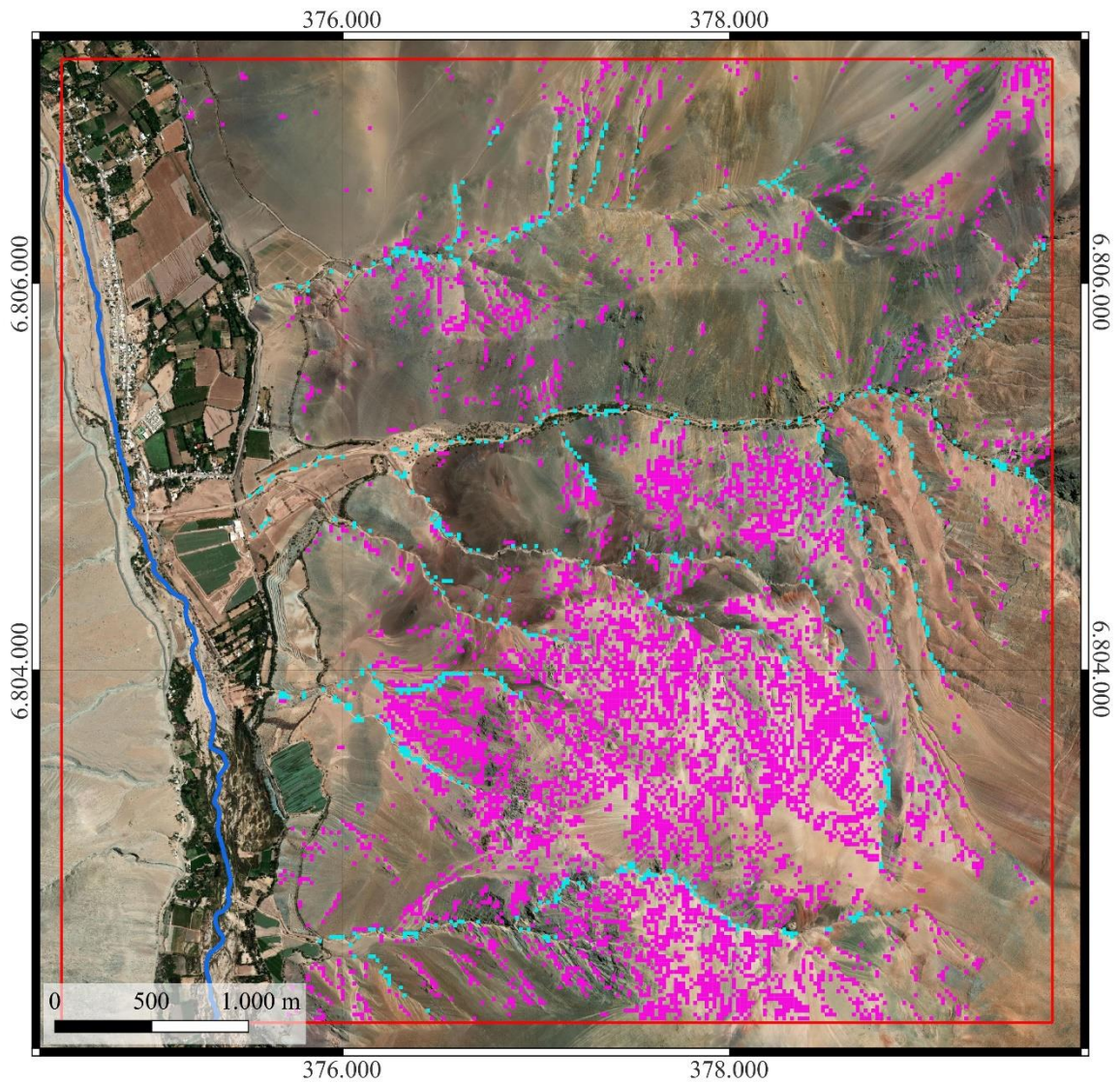


Figura 33: Mapa de distribución de la erosión de sedimentos durante el evento de enero 2020 en Valle El Tránsito, comuna Alto del Carmen, Región de Atacama.

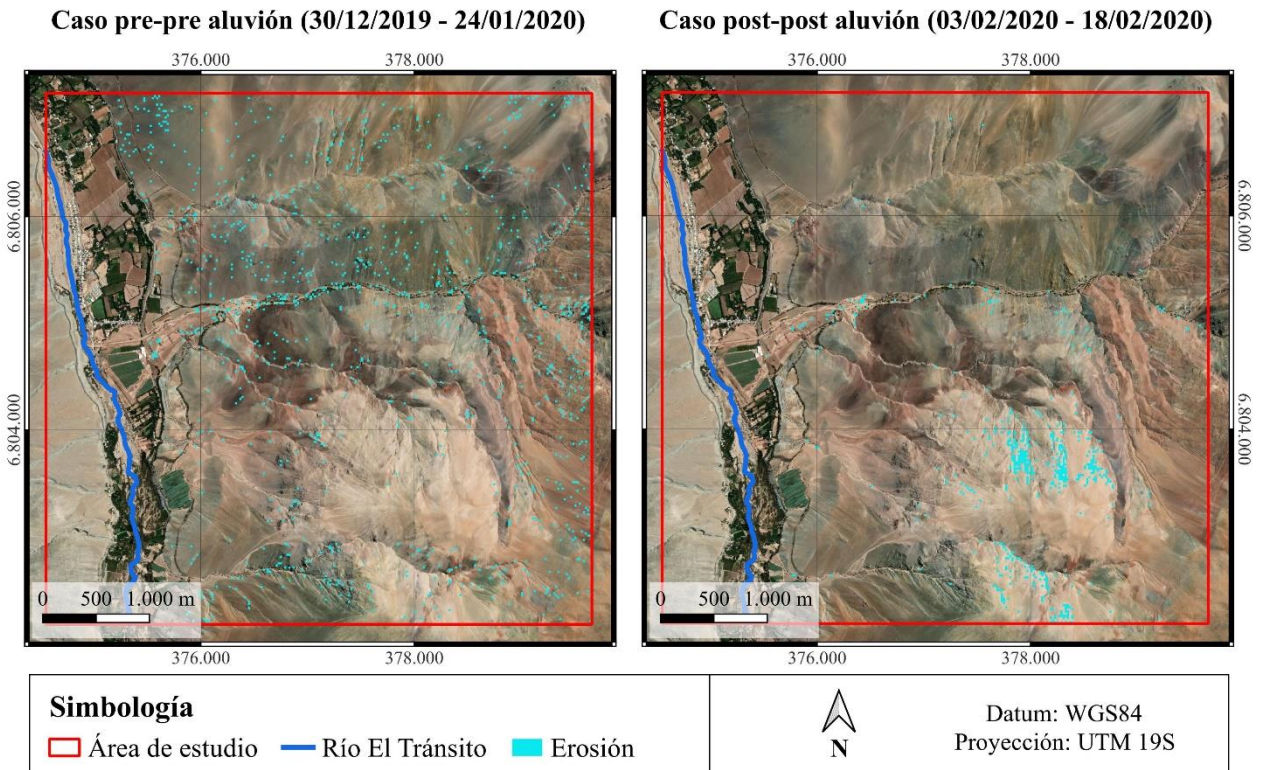


Figura 34: Casos PreA1-PreA3 y PostA1-PostA3 aluvión con el rango dBSI determinado como erosión. Imagen satelital de Bing Satellite.

Se llevó a cabo una vectorización píxel por píxel de la capa ráster del dBSI para analizar estadísticamente la distribución de la erosión según parámetros morfométricos. Mediante la red de drenaje procesada en QGIS, en la cual se aplicó un buffer según cada orden de Strahler (Tabla 9), se realizó una categorización entre erosión en canales y erosión en laderas.

Tabla 9: Buffer aplicado para cada orden de jerarquización de Strahler.

Orden	Buffer (m)
1	12,5
2	15
3	17,5
4	20

Al segmentar los píxeles entre canal y ladera, se observan los valores y porcentajes obtenidos en la Tabla 10, evidenciando una predominancia de erosión normalizada en los canales en comparación con las laderas.

Tabla 10: Porcentaje de erosión normalizado para canales y laderas del área de estudio.

	Canal	Ladera
Píxeles erosionados	716	6.518
Píxeles totales	2.637	47.934
% erosión	27	14

4.4.1. Erosión según pendiente de laderas

En el análisis del primer parámetro morfométrico, correspondiente a la pendiente, se trabajó exclusivamente con los píxeles clasificados como ladera, alcanzando un total de 47.934 píxeles.

La Figura 35 representa la distribución de la erosión en función de las distintas categorías de pendiente, considerando la proporción de píxeles erosionados de cada clase con respecto al total de píxeles erosionados en toda la zona de estudio.

Se observa una marcada prevalencia de erosión en las laderas de Clase 3, caracterizadas por pendientes que oscilan entre 18 a 35°, seguidas de las laderas de Clase 2 y Clase 4. Aunque esta distribución puede estar influenciada por la cantidad de píxeles totales de cada clase, es decir, un sesgo según el área que abarca cada una, proporciona una perspectiva de la contribución de los rangos de pendiente en relación con su predominancia en la zona.

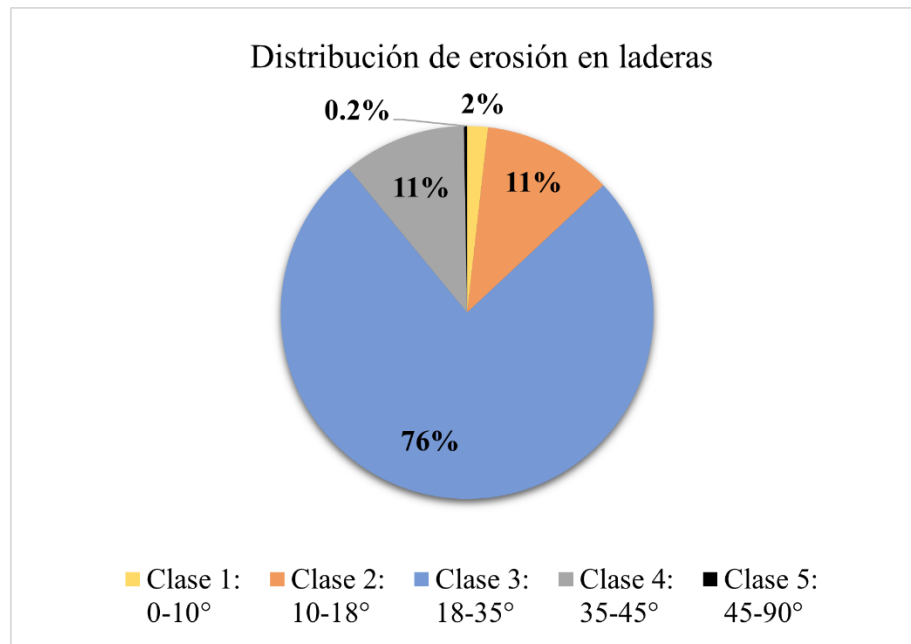


Figura 35: Porcentajes de erosión en laderas según pendiente.

Para eliminar el sesgo asociado al área que ocupa cada categoría de pendiente en la zona de estudio, se llevó a cabo una normalización de los porcentajes de erosión, estableciendo cuánta superficie fue erosionada de cada clase con respecto al total de píxeles de esa clase en particular. Esto proporciona una visión más precisa de la erosión en relación con la extensión de cada rango de pendiente. Los resultados se presentan en la Tabla 11.

Tabla 11: Porcentaje de erosión normalizado asociado a cada clase de pendiente.

	Clase 1: 0-10°	Clase 2: 10-18°	Clase 3: 18-35°	Clase 4: 35-45°	Clase 5: 45-90°
Píxeles erosionados	115	722	4.872	685	18
Píxeles totales	2.302	7.016	33.838	4.669	109
% erosión	5	10	14	15	17

Se observan notables variaciones en la cantidad de píxeles totales asociados a cada clase, que van desde 109 píxeles para la Clase 5 hasta 33.838 píxeles para la Clase 3. En cuanto a los porcentajes de erosión normalizados en cada categoría, se presenta un aumento, no tan significativo, a medida que aumentan las pendientes de laderas, desde un 5% para la Clase 1 hasta un 17% para la Clase 5 (Figura 36).

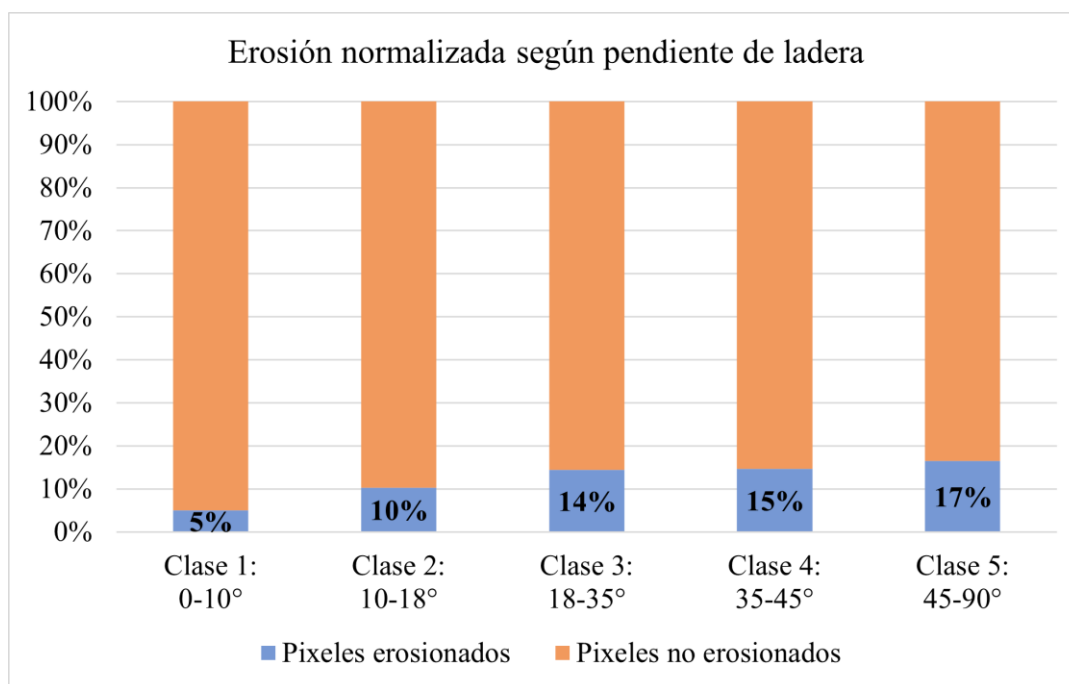


Figura 36: Porcentaje de erosión normalizada para cada clase de pendiente.

4.4.2. Erosión según orden de Strahler de canales

Para el análisis de erosión en canales, se utilizó el parámetro morfométrico de las órdenes de Strahler. En este caso, el trabajo se enfocó en los píxeles previamente clasificados como canales, contabilizando un total de 2.637 píxeles dentro de la zona de estudio.

La Figura 37 ilustra la distribución de la erosión contribuida por cada orden en relación con el total de píxeles erosionados, nuevamente revelando que los porcentajes de píxeles erosionados están influenciados por la predominancia de órdenes de jerarquía en el área. En este caso, se destaca la marcada prevalencia de los canales de Orden 1, mientras que los demás órdenes se encuentran en proporciones significativamente menores en la zona de estudio (tal como se detalla en el mapa de la Figura 22).

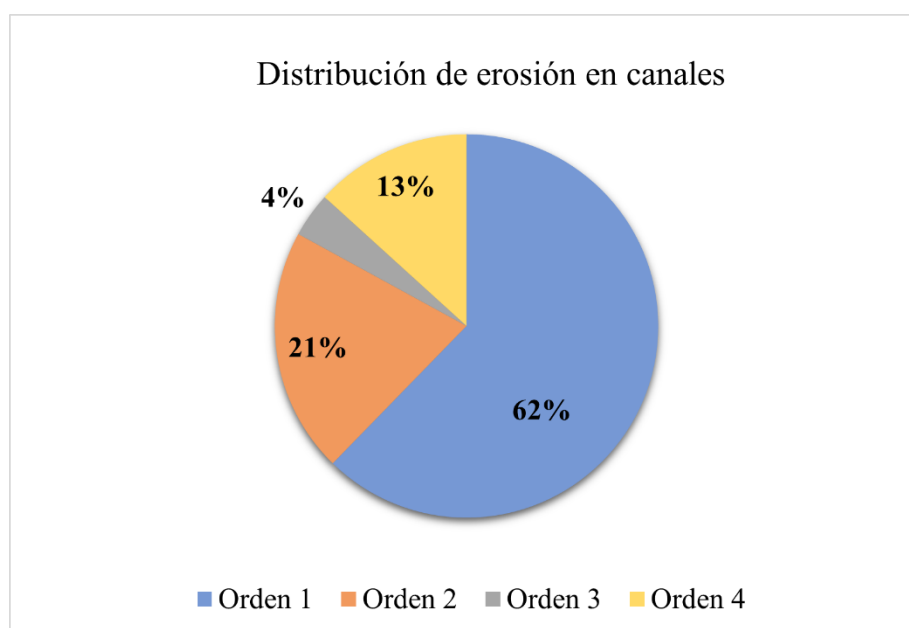


Figura 37: Porcentajes de erosión en canales según orden de Strahler.

Al igual que con la pendiente, se realizó una normalización de los porcentajes de erosión para los órdenes de Strahler. Esto estableció la cantidad erosionada de cada orden en relación con el total de píxeles de esa jerarquía en particular. Los resultados se presentan en la Tabla 12.

Tabla 12: Porcentaje de erosión normalizado asociado a cada orden de jerarquía de Strahler.

	Orden 1	Orden 2	Orden 3	Orden 4
Píxeles erosionados	446	148	27	95
Píxeles totales	1.231	772	121	513
% erosión	36	19	22	19

Se aprecian notables variaciones en la cantidad de píxeles asociados a cada orden, que van desde 121 píxeles para el Orden 3 hasta 1.231 píxeles para el Orden 1. En cuanto a los porcentajes de erosión, presentan cierta variación entre los órdenes, revelando una predominancia para los canales de Orden 1, los cuales presentan una erosión cercana al 40% del total de píxeles asociados a estos canales. En contraste, los canales de Orden 2, Orden 3 y Orden 4 presentan porcentajes de erosión más bajos, cercanos a un 20%, tal como se ilustra en la Figura 38.

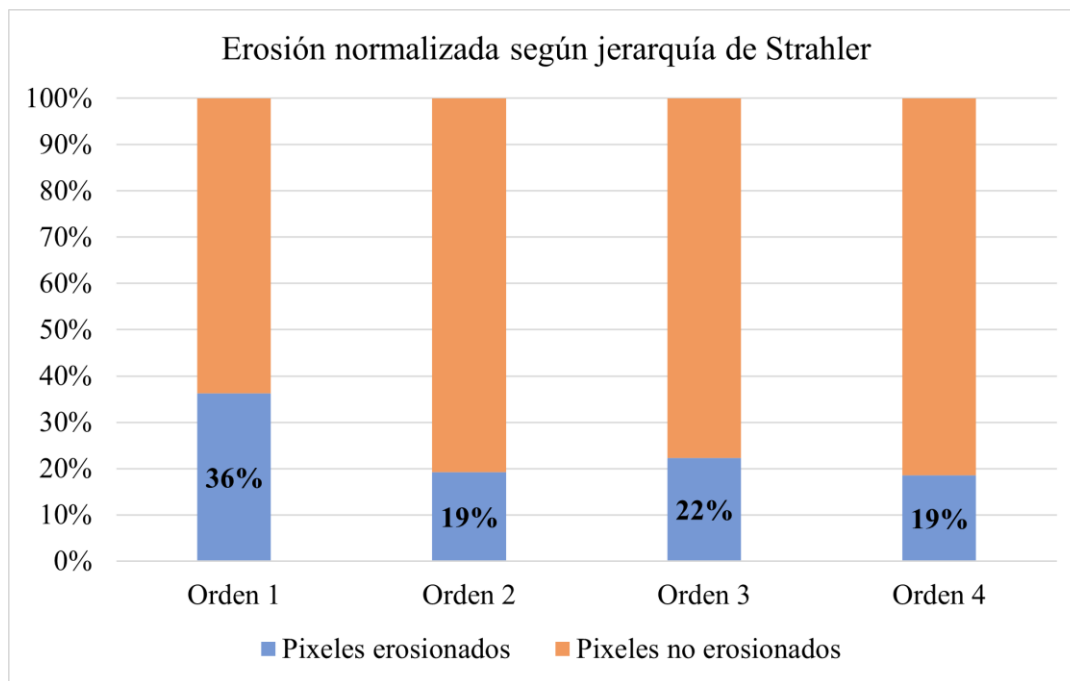


Figura 38: Porcentaje de erosión normalizada para cada orden de Strahler.

4.4.3. Disponibilidad de sedimentos

La fórmula de espesor de sedimentos, calibrada en la cuenca Puntilla de Fragua, fue aplicada en el área total de estudio mediante el DEM de resolución 12,5 m/píxel para visualizar su distribución en las diversas quebradas de la zona (Figura 39). De igual manera que para la cuenca Puntilla de Fragua a escala de detalle, se realizó el enmascaramiento de las áreas mapeadas como afloramientos rocosos, imponiendo un espesor de 0. Se evidencia que las principales quebradas que desembocan en el valle muestran mayores espesores de sedimentos, mientras que las laderas exhiben espesores menores, variando en función de su pendiente, donde predominan espesores de hasta 50 cm.

Considerando el espesor calculado para cada píxel, se estimó un volumen de sedimentos disponibles en el área total de estudio, asumiendo un 20% de porosidad del suelo (Swiss Standard SN 670 010b, 1999). Así, se obtuvo un volumen disponible total de aproximadamente 6.630.000 m³.

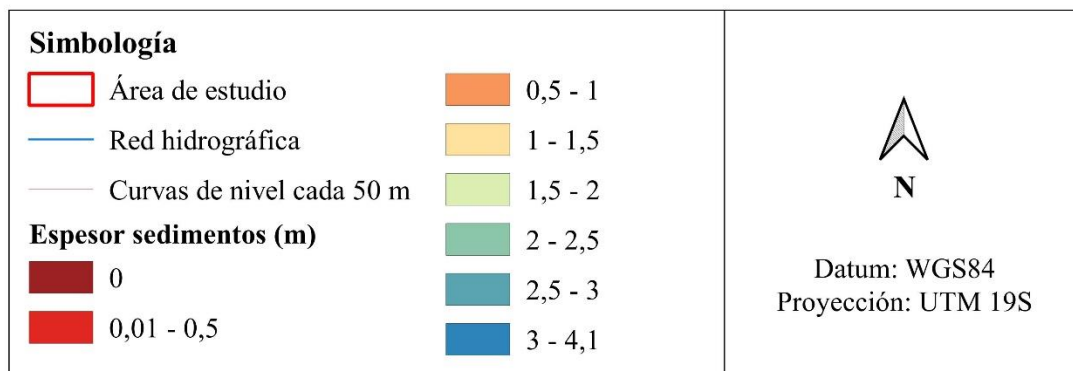
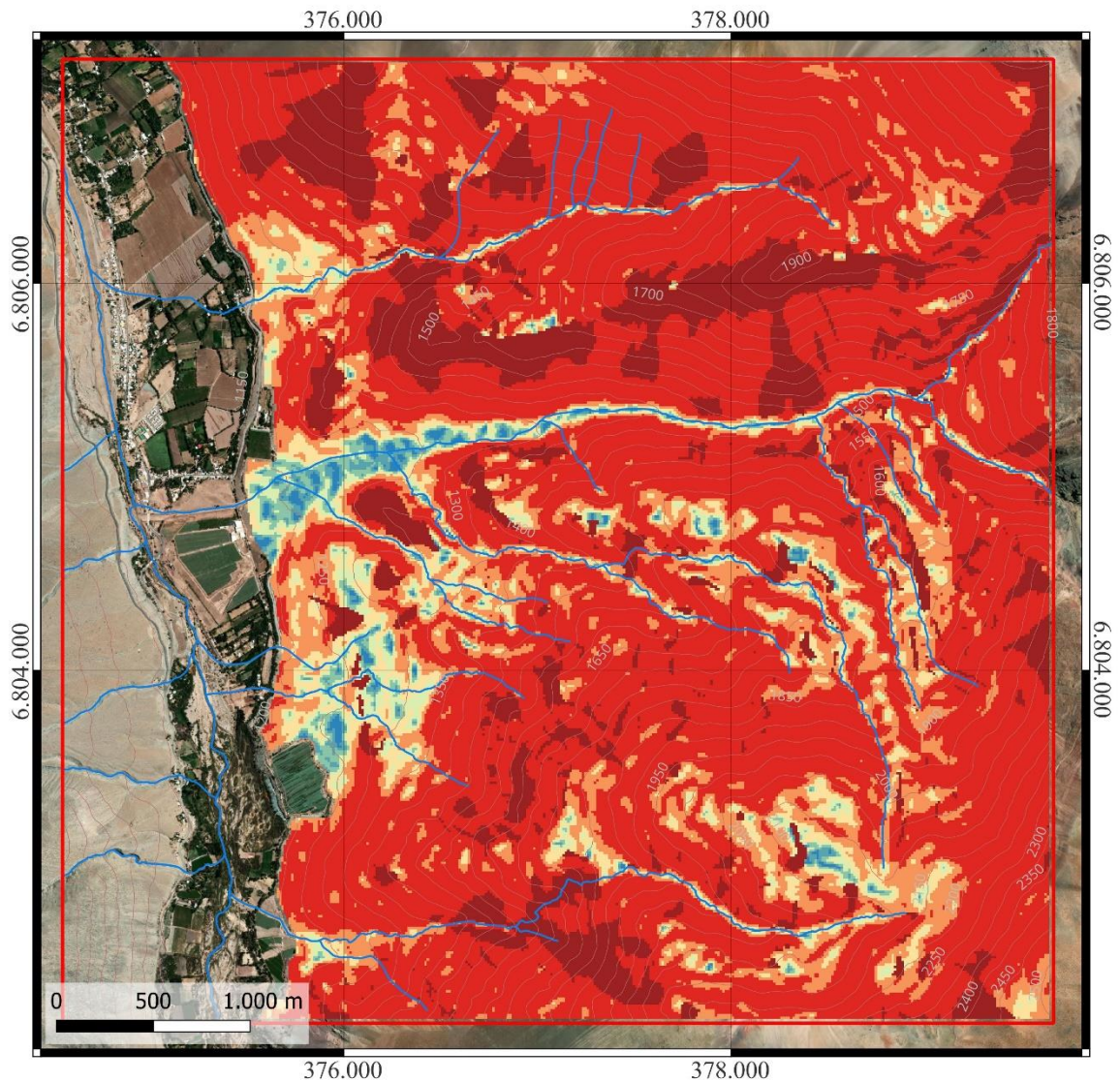


Figura 39: Espesor de sedimentos en el área de estudio con el DEM de 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Imagen satelital de Bing Satellite.

Utilizando la misma técnica y datos se obtuvieron los espesores por píxel para la cuenca Puntilla de Fragua, calculando así su volumen disponible de sedimentos. Una vista ampliada de la distribución de espesores para esta cuenca se observa en la Figura 40.

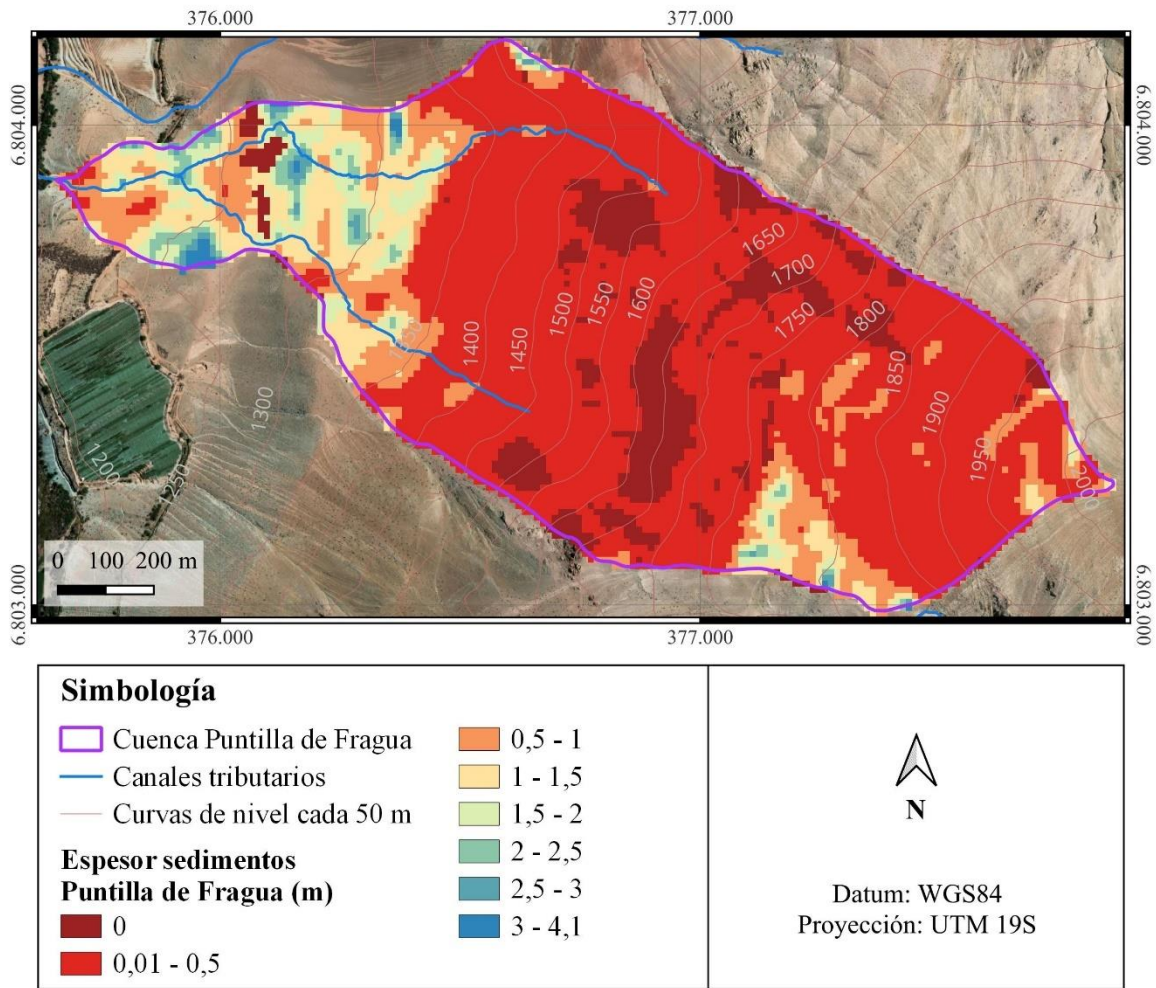


Figura 40: Espesor de sedimentos en cuenca Puntilla de Fragua para DEM de 12,5 m/píxel de Alos Palsar. Imagen satelital de Bing Satellite.

Así, el volumen obtenido en Puntilla de Fragua mediante el modelo de pendiente que se desarrolló con el DEM de libre acceso de 12,5 m/píxel, corregido con un 20% de porosidad (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), corresponde a 480.000 m³.

4.4.4. Cálculo del volumen máximo erosionado

A partir de los espesores de sedimentos calculados y la distribución de zonas erosionadas (dBSI), se estimó un volumen de sedimentos erosionados a escala local. Es importante señalar que esta estimación asume el supuesto de que la erosión alcanzó la roca subyacente, erosionando toda la cobertura de sedimentos, dado que el espesor de sedimentos calculado con la fórmula calibrada corresponde al total de sedimentos disponibles.

Como se observó en terreno, este supuesto no es válido, ya que las incisiones generadas durante el evento usualmente no alcanzan el contacto entre roca y cobertura de sedimentos. Sin embargo, este ejercicio resulta útil para calcular un umbral máximo de erosión.

Ante estas consideraciones, el volumen máximo de erosión para toda el área de estudio, calculado considerando un producto simple entre la resolución de píxeles del dBSI y el espesor calculado para cada píxel erosionado, es de aproximadamente 1.965.000 m³. Aplicando la corrección de porosidad del 20% (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), se estima un volumen de sedimentos 1.570.000 m³.

Para el caso de la cuenca Puntilla de Fragua, a través del mismo procedimiento se estimó un volumen máximo de erosión de 283.500 m³, que se reduce a 227.000 m³ con la corrección de porosidad, es decir, un orden de magnitud superior con respecto al volumen de sedimentos erosionados calculado a escala de detalle (20.600 m³).

Finalmente, a modo de compilación de todos los volúmenes estimados para Puntilla de Fragua, se presenta la Tabla 13.

Tabla 13: Compilación de volúmenes estimados para la cuenca Puntilla de Fragua en ambas escalas de trabajo.

Volumen erosionado a escala de detalle (m ³)	Volumen depositado en abanico a escala de detalle (m ³)	Volumen disponible a escala de detalle (m ³)	Volumen disponible a escala local (m ³)	Volumen máximo de erosión a escala local (m ³)
20.600	15.000	650.000	480.000	227.000

Capítulo 5: Discusiones

En este capítulo se presentan las discusiones tanto de la metodología utilizada como de los resultados obtenidos durante el desarrollo de esta investigación, analizando su validez, alcances y limitaciones.

5.1. Discusión metodológica

La metodología empleada en este estudio ha sido fundamental para caracterizar la erosión ocurrida durante el evento de enero de 2020 en la localidad de El Tránsito, tanto a escala de detalle como local. No obstante, es esencial abordar las limitaciones inherentes que pueden afectar la representatividad y la certeza de los resultados obtenidos. En términos generales, estas limitantes se traducen en que los análisis y estimaciones realizadas ofrecen una aproximación a los datos, más que valores precisos.

En este sentido, un aspecto importante a considerar de la metodología corresponde a la escala de trabajo, la cual se limita por la resolución de los insumos de libre acceso disponibles para los análisis, particularmente de imágenes satelitales y topografías. Esto refleja la necesidad de abordar el estudio mediante dos escalas de trabajo.

Por un lado, la escala local, donde se utilizó información proveniente de imágenes Sentinel-2 con una resolución de 20 m/píxel y un DEM de Alos Palsar con una resolución de 12,5 m/píxel, y, por otro lado, la escala de detalle, donde se estudió una zona particular con la recopilación de datos de terreno, incluyendo mediciones directas y levantamientos topográficos de alta resolución (DEM de 30 cm/píxel y ortomosaico de 8 cm/píxel) realizados con dron. En este trabajo, el levantamiento de alta resolución abarcó aproximadamente un 16% del área de estudio total.

Adicionalmente, otro aspecto importante que se ve influenciado por la resolución de los insumos corresponde al mapeo por fotointerpretación, donde la identificación precisa de los límites de elementos geológicos y geomorfológicos de la zona se ve dificultada a una escala más detallada. Estas consideraciones resaltan la influencia de la escala de trabajo en la precisión de los resultados obtenidos.

5.1.1. Uso del dBSI

A diferencia de otros índices, como el NDVI, que tienen aplicaciones amplias en diversas regiones independientemente de las condiciones climáticas y geográficas, el dBSI es un indicador relativamente sensible al ambiente donde se aplica. Este depende de factores como la composición del suelo, la humedad y la vegetación circundante (Nguyen et al., 2021).

Rasul et al. (2018) indican que el rendimiento del dBSI varía significativamente entre regiones húmedas y áridas, resaltando su mayor eficacia en áreas de mayor aridez. Siguiendo esta consideración, la elección de utilizar el dBSI en lugar del NVDI en este estudio se fundamenta en la escasa presencia de vegetación en el área de estudio. A diferencia del NVDI, que suele ser aplicado en zonas con densa vegetación, el dBSI emerge como la opción más adecuada al destacar las variaciones superficiales en áreas con vegetación escasa.

La capacidad del dBSI de capturar cambios sutiles en la superficie del suelo a través de la comparación de reflectancias pre y post evento ha permitido identificar la distribución de las áreas erosionadas. Sin embargo, es importante señalar que este método por sí solo no proporciona información sobre la magnitud o el aporte específico de cada zona erosionada sin datos sobre la profundidad de la erosión, lo que significa que sectores que presentan una mayor densidad de píxeles identificados como erosión no necesariamente indican una mayor cantidad de sedimentos erosionados.

Esta observación destaca la importancia de complementar este enfoque con metodologías adicionales que posibiliten un análisis más detallado de las magnitudes asociadas a la erosión. Por ejemplo, técnicas que calculen espesores de sedimentos erosionados a gran escala como fórmulas empíricas, permitiendo así una combinación que permita la estimación del volumen total de sedimentos erosionados durante el evento aluvial. En este estudio se realizó una estimación del volumen máximo erosionado considerando las áreas mapeadas por el dBSI y los espesores de sedimentos disponibles obtenidos, cuyas discusiones se presentan en la sección 5.4.

Además, la dependencia de la calidad y presencia de nubes de las imágenes satelitales previas y posteriores al evento es crucial, y cualquier variabilidad en estas imágenes puede afectar la precisión de los resultados obtenidos, lo cual se manifiesta en los casos pre-pre y post-post aluvión, que aún luego de la calibración presentan cierto porcentaje de píxeles categorizados como erosionados. Asimismo, el dBSI se centra en cambios superficiales, lo que podría limitar su capacidad para identificar procesos de erosión más profundos o cambios en la estructura del suelo. Por ello, se destaca la importancia de la calibración del índice para una mejor confiabilidad de los resultados obtenidos. Esta metodología, al basarse en casos y períodos temporales específicos, requiere establecer un rango de valores que evite falsos positivos o negativos en la detección de la erosión, lo cual en este estudio se llevó a cabo utilizando principalmente el mapeo de detalle de Puntilla de Fragua como referencia.

5.1.2. Fórmula de espesor de sedimentos

La implementación de la fórmula de espesor de sedimentos, basada en el modelo hidrológico DHSVM (Frevert, 2002), fue utilizada para estimar el volumen disponible de sedimentos en la cuenca de estudio. Una de las ventajas de la fórmula corresponde a la simplicidad de obtención de sus parámetros: pendiente y elevación, directamente derivados de un DEM. Su calibración fue un proceso clave en la metodología de este estudio, adoptando un enfoque que pueda complementar fórmulas empíricas sencillas con datos reales recopilados durante el trabajo de campo.

El proceso de ajuste de la fórmula se llevó a cabo empleando datos de espesor de suelo provenientes de mediciones en terreno y fotogrametría. Es importante tener en cuenta que los espesores de sedimentos calculados a partir de esta fórmula corresponden a estimaciones y no valores precisos, lo que insta a interpretar los resultados en términos de órdenes de magnitud, pues podrían existir ciertos márgenes de incertidumbre que no deben despreciarse. En este caso, el error asociado a esta estimación corresponde a ± 22 cm.

Un aspecto relevante corresponde a la resolución del DEM utilizado para extraer los parámetros de la fórmula, pues influyó significativamente en los valores de pendiente adoptados por los puntos de medición, modificando su tendencia. Se determinó que la resolución original de 30 cm/píxel proporcionaba detalles topográficos sumamente detallados, incluyendo características puntuales como rocas y arbustos pequeños, lo que generó variaciones abruptas en las elevaciones y pendientes derivadas del modelo.

Se probaron diversas resoluciones del DEM, considerando la relación inversa esperada entre la pendiente y el espesor de sedimentos. Finalmente, se determinó que una resolución de 3 m/píxel ilustraba la mejor aproximación, equilibrando la representación detallada de la topografía con la capacidad de captar tendencias significativas más que objetos o zonas puntuales.

A partir de la tendencia observada entre la pendiente y el espesor de sedimentos, se realizó un análisis comparativo entre la fórmula original del modelo y una versión exponencial que se esperaba pudiera ajustarse de mejor manera a los datos medidos, obteniendo mejores resultados con esta última, correspondiente al caso 2.

Además, como fue mencionado en la sección 4.3.3, los espesores medidos deben considerarse como espesores “mínimos”, pues corresponden a profundidades de erosión, pero sigue existiendo una capa de espesor desconocido disponible para ser erosionado en un posible evento futuro. Esta consideración justifica el ajuste manual de la fórmula para crear curvas envolventes de los datos medidos.

Por otro lado, la modificación de la fórmula, eliminando el término relacionado con la elevación, se basó en la observación de que su contribución era despreciable al ser cercana a 0. A escala de detalle existe una variación de elevación en la cuenca Puntilla de Fragua entre 1.176 a 2.021 m s.n.m, mientras que a escala local entre 1.119 a 2515 m s.n.m.

Se consideró la posibilidad de que el parámetro de elevación no sea relevante en el contexto geológico y geográfico de estudio, ya que siempre se tiene disponibilidad de sedimentos independiente de la elevación. Este paso permitió trabajar únicamente con los valores de pendiente, simplificando el proceso y facilitando su aplicación tanto en la cuenca Puntilla de Fragua como en áreas de futuros estudios similares.

5.2. Análisis escala de detalle

La estimación de los volúmenes de sedimentos en la cuenca Puntilla de Fragua proporciona una visión integral de la magnitud de los procesos erosivos y deposicionales desencadenados por el evento de enero de 2020. Este análisis constituye una base esencial para evaluar las relaciones entre los volúmenes calculados y los factores que pueden influir en la disponibilidad y transferencia de sedimentos en la cuenca.

En cuanto al volumen de sedimentos erosionados, el mapeo detallado de 234 cárcavas evidenció la extensión significativa de la erosión proveniente de las laderas de la cuenca. No obstante, debido a la alta densidad de cárcavas en muchas áreas, no fue posible mapearlas en su totalidad (Figura 41), lo que llevó al establecimiento de un umbral mínimo de ancho de cárcava de 20 cm para el mapeo. Esto podría llevar a una posible subestimación del volumen erosionado, ya que la estimación se realizó considerando únicamente las cárcavas mapeadas, siendo este punto un aspecto a tener en cuenta como precaución.

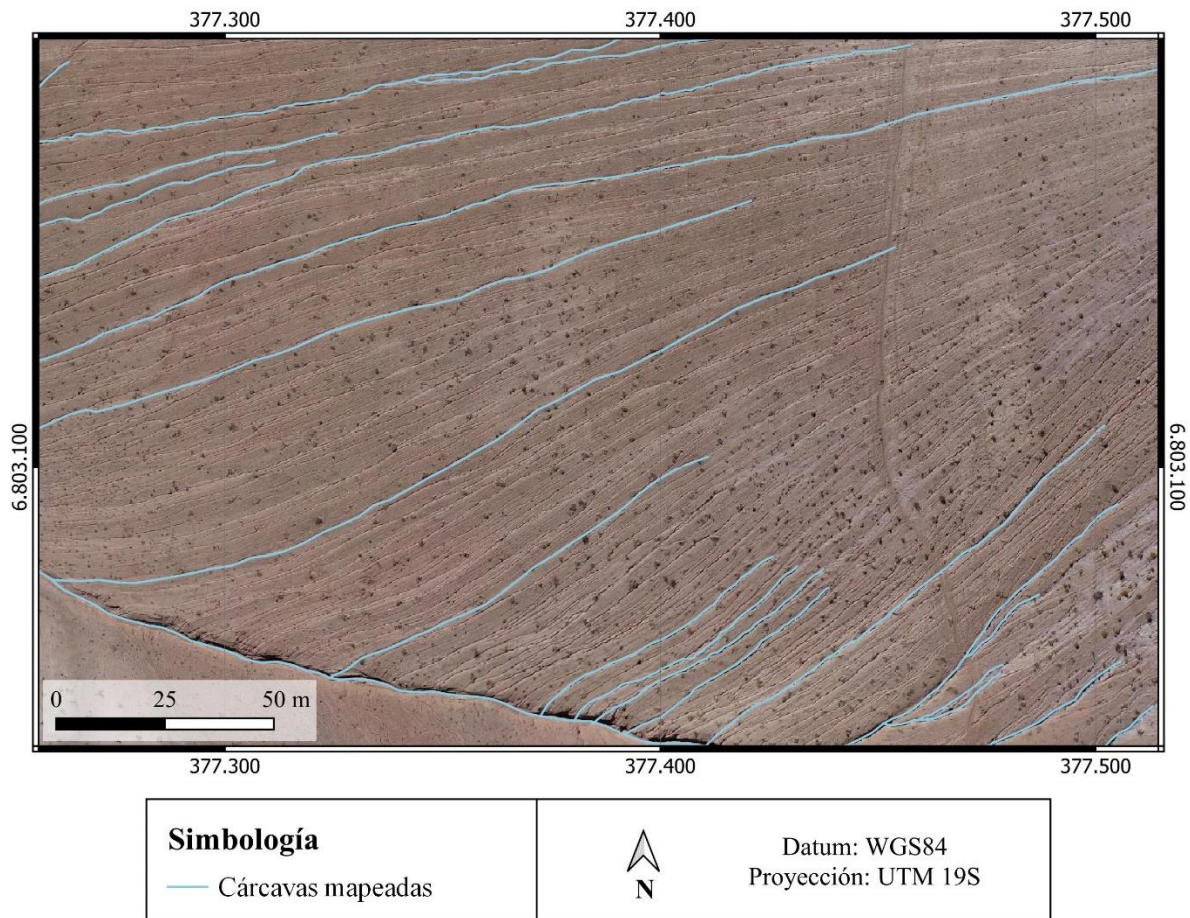


Figura 41: Ejemplificación de la alta densidad de cárcavas con ancho menor a 20 cm en ladera de la parte alta de la cuenca Puntilla de Fragua. Imagen de base corresponde al ortomosaico de alta resolución obtenido de terreno (8 cm/píxel).

El volumen estimado de sedimentos erosionados, considerando una corrección por porosidad del 20% (Swiss Standard SN 670 010b, 1999), fue de aproximadamente 20.600 m³, y dada la posibilidad de subestimación de este valor, se resalta la importancia de interpretar los resultados como una estimación conservadora, considerando que la realidad podría implicar una cantidad aún mayor de sedimentos movilizados durante el evento.

En cuanto al valor de porosidad asumido del 20%, basado en los valores bibliográficos señalados en la sección 3.1.1, se consideraron los tipos de suelos USCS más semejantes a la descripción de terreno de la cobertura de sedimentos (gravas arenosas limosas y gravas arenosas arcillosas). Cabe destacar que esta descripción fue realizada únicamente en términos visuales, por lo que no fue clasificado de manera precisa y el valor es referencial según la caracterización realizada.

Por otro lado, la estimación del volumen depositado en el abanico aluvial mediante la técnica DoD destaca la capacidad de la metodología para cuantificar cambios morfológicos a partir de la topografía. Se debe tener en cuenta que, a diferencia del análisis realizado en la cuenca, el abanico se localiza en el propio valle, sumando nuevos factores inherentes a considerar como cambios en la vegetación o la infraestructura del lugar que podrían interferir en la precisión de la diferencia vertical obtenida con los DEMs previo y posterior al evento.

La estimación del volumen total del depósito en el abanico aluvial fue de 21.100 m³, al cual fue necesario aplicar una corrección por porosidad en este caso del 30% (Garcés et al., 2021), obteniendo así un volumen de sedimentos depositados de aproximadamente 15.000 m³. Este valor se considera coherente al compararse con los valores estimados por el AMTC (Garcés et al., 2021) para la quebrada La Plaza, donde se registró un volumen de sedimentos depositados de alrededor de 92.000 m³.

El flujo que afectó a la quebrada La Plaza fue de magnitudes superiores, afectando directamente al poblado de El Tránsito, y proveniente de una cuenca considerablemente más extensa, lo que explicaría los valores más elevados de sedimentos depositados.

En cuanto a la relación entre ambos volúmenes estimados, en este estudio se analiza la capacidad de transferencia de una cuenca mediante una razón de transferencia de sedimentos (RT), que cuantifica la proporción de sedimentos depositados en el abanico con respecto al total erosionado en la cuenca, expresado de la siguiente manera:

$$RT = \frac{VTA}{VEC}$$

Donde VTA corresponde al volumen de sedimentos transferidos al abanico aluvial y VEC es el volumen de sedimentos erosionados en la cuenca. Así, valores cercanos a uno indicarían una alta capacidad de transferencia de sedimentos en la quebrada, mientras que valores cercanos a cero una baja capacidad de transferencia.

A partir de los volúmenes estimados, en este estudio se obtuvo una razón de transferencia de 0,73 para la cuenca Puntilla de Fragua, con lo que se sugiere una eficiente transferencia de sedimentos desde las áreas de erosión hasta el depósito en el abanico aluvial. Esto podría atribuirse a diversos factores asociados a las características de la cuenca, ya sean geológicos, geomorfológicos o hidrológicos.

Es fundamental tener en cuenta que la interpretación de la razón de transferencia se basa en la suposición de que la totalidad de los sedimentos transportados hacia el valle se depositó en el abanico aluvial. Sin embargo, resulta relevante considerar la posibilidad de que una fracción de estos sedimentos haya sido transferida más allá del abanico, aguas abajo hacia el río El Tránsito. Este escenario podría dar a lugar a un aumento en la razón de transferencia dentro de la cuenca.

La eficiencia de transferencia de sedimentos podría estar influenciada por diversos factores. En primer lugar, la presencia de pendientes moderadamente pronunciadas en la cuenca, donde predomina la Clase 3: 18-35°, junto con una buena conectividad de la red de drenaje, podría favorecer este proceso. Por otro lado, la escasa vegetación en la zona podría aumentar la capacidad de transporte de sedimentos hacia áreas más bajas, ya que esta suele actuar como retenedor de sedimentos.

Por otro lado, aunque no se identificaron evidencias de la geología local que condicionaran la capacidad de transferencia de sedimentos, se plantea que las propiedades del suelo que conforman el sedimento, como su composición, cohesión y permeabilidad, podrían influir en el comportamiento erosivo de la quebrada. En la mayoría de la cuenca se observaron suelos no consolidados con gran presencia de arcilla, lo cual implicaría una baja permeabilidad del suelo y así una baja infiltración (González de Vallejo et al., 2002). Este factor sería clave en la facilitación de la escorrentía y transporte de los sedimentos hacia zonas de menor elevación, manteniendo la transferencia de manera eficiente.

En contraste, durante el trabajo de campo se observó cierta retención de sedimentos dentro de la cuenca, que podría relacionarse con condiciones que influyen en la dinámica de transporte de los sedimentos, como cambios drásticos en las pendientes promedio de la zona o discontinuidades locales en la red de drenaje. Estudiar la cantidad de sedimentos erosionados que permanecen dentro de la cuenca después del evento aluvial podría complementar el análisis de la razón de transferencia, explicando la diferencia entre el volumen total erosionado y el volumen depositado en el abanico aluvial.

Finalmente, el volumen de sedimentos disponibles en la cuenca se estimó aproximadamente en 650.000 m³, muy superior al volumen erosionado en la cuenca o depositado en el abanico, indicando una acumulación significativa de suministro de sedimentos que permanece disponible en la quebrada para ser erosionado durante eventos de características similares al de 2020.

Estos resultados respaldan la hipótesis de trabajo de la disponibilidad de “sedimentos ilimitados” para su transporte (Aguilar et al., 2020), pues la producción constante de sedimentos en las cuencas supera a la tasa de transferencia dada la baja recurrencia de eventos erosivos. Este fenómeno podría deberse a la configuración geológica, geomorfológica y climática del área de

estudio, asegurando un suministro continuo de sedimentos y superficies cubiertas, tanto de laderas como de canales.

5.3. Análisis escala local

La aplicación del BSI y su versión diferencial, el dBSI, entrega una aproximación de las áreas erosionadas durante el evento de enero de 2020. El análisis arrojó que la erosión total de sedimentos fue de aproximadamente un 14% del área de estudio, siendo los canales los más afectados.

5.3.1. Relación entre la distribución de la erosión y las pendientes de las laderas

En cuanto a la relación de la distribución de la erosión con los parámetros morfométricos de las cuencas, en primer lugar, se obtuvo que en laderas predominan las pendientes de Clase 3: 18 a 35°, viéndose reflejado en que representan un 76% de la erosión total, seguidas de las pendientes de Clase 2: 34 a 45° y Clase 4: 35-45°, ambas con un 11% de erosión. A pesar de estar sesgado por el área que ocupa cada clase, este enfoque permite comprender cómo se distribuye la erosión en función de las pendientes predominantes en el área de estudio.

A partir de la normalización de los valores respecto al área que abarca cada rango de pendientes, los porcentajes de erosión aumentan de manera leve a medida que aumenta la pendiente, desde un 5% para la Clase 1 hasta un 17% para la Clase 5. Se observa que desde la Clase 3 en adelante, es decir, para pendientes sobre los 18°, la erosión ronda un 15%.

Se ha estudiado que la erosión va incrementando a medida que aumenta la pendiente del terreno, ya que también lo hacen la cantidad y la energía de la escorrentía superficial (Arnáez et al, 2007). Si bien en este estudio se observa esa tendencia, la variación de erosión en las clases superiores no es tan significativa, variando únicamente en un 3%. Una posibilidad que explicaría esto podría recaer en la metodología, basada en el dBSI con imágenes satelitales de resolución de 20 m/píxel. Esta resolución podría no capturar con precisión registros de erosión, sesgando su representación en la distribución de las pendientes.

Por otro lado, se propone que parámetros adicionales que no han sido evaluados se encuentren condicionando de mayor manera la erosión, como podría ser la conectividad de la red de drenaje o las características propias del suelo.

Los suelos pueden presentar diversas estructuras internas y características geotécnicas que intervienen en su capacidad intrínseca de erosionarse. Diversos autores han mencionado que los parámetros más importantes de los sedimentos que afectan el fenómeno de la erosión son la densidad, el diámetro medio de partículas, el contenido de agua y el contenido orgánico (McNeil et al., 1996; Navarro, 2004).

Ante esto, es importante mencionar que durante el desarrollo de este estudio se asumió la cobertura de sedimentos como homogénea dado que el área es bastante reducida y local, y no se realizaron estudios de caracterización de la cobertura de sedimentos. En consecuencia, realizar análisis o ensayos precisos de la cobertura permitiría discriminar heterogeneidades en distintas zonas de las quebradas que podrían estar condicionando de mayor manera la distribución de la erosión.

5.3.2. Relación entre la distribución de la erosión y el orden de Strahler

En el caso del análisis del parámetro morfométrico del orden de Strahler, en primer lugar, se reveló una notable prevalencia de los canales de Orden 1, representando el 62% de la erosión total en canales. Esto se condice con la cantidad total de píxeles (tanto erosionados como no erosionados) categorizados como Orden 1, correspondiente a 1.231 píxeles, mientras que en segundo lugar se tienen los canales de Orden 2 con 772 píxeles.

Al normalizar los porcentajes de erosión en los canales se evidencia el control erosivo distintivo de ciertos órdenes de Strahler. En particular, los canales de Orden 1 exhiben un porcentaje de superficie erosionada que duplica a los otros órdenes, con casi el 40% de su área erosionada.

Una explicación para la predominancia de la erosión en canales de Orden 1 podría residir en los mecanismos de erosión hídrica junto con las características de la red de drenaje. El agua de lluvia ejerce su acción erosiva sobre el suelo mediante dos formas principales: el impacto de las gotas y la escorrentía o agua de escurrimiento (Suárez, 1980), donde es el impacto de gotas sobre el suelo el que constituye el principal agente iniciador de la erosión, fundamentalmente a través del mecanismo de salpicadura (Sempere, T., 1994). Según Strahler (1957), los canales de orden menor que se sitúan en los extremos de la red de drenaje experimentan mayormente la erosión, dado que geomorfológicamente son más jóvenes y empinados, lo que los coloca en un estado de desequilibrio y los hace propensos a la erosión. Por otro lado, los canales de orden más elevado tienden a ser más maduros, planos y estables.

Esto sugiere que incluso en canales de bajo orden con áreas de drenaje reducidas, la erosión sigue siendo significativa tanto por salpicadura como por escorrentía. La mayor parte de la energía que llevan las gotas precipitadas se va a consumir en el proceso de salpicadura, proporcionando, además de una fuerza disgregadora, una fuerza de consolidación que compacta el suelo y dificulta la infiltración. Además, la presencia de suelos arcillosos, que también disminuyen la infiltración (González de Vallejo et al., 2002), contribuye a una escorrentía superficial abundante aguas abajo, fundamental para el transporte eficiente de sedimentos hacia los abanicos aluviales de los valles.

Dada la interacción entre el orden de Strahler y los mecanismos erosivos asociados, es crucial reconocer que las características específicas de la tormenta, como la intensidad, la duración y la distribución espacial de la lluvia, también desempeñarán un papel determinante en la extensión de

la erosión observada. La combinación de la topografía y la dinámica de la tormenta ejerce una influencia conjunta en la configuración de los patrones erosivos, subrayando la necesidad de considerar integralmente todos los factores analizados al abordar estos procesos.

5.4. Comparación de escalas de trabajo

La comparación entre los resultados obtenidos a escala de detalle y local de este trabajo revela aspectos significativos en cuanto a la distribución de la erosión de sedimentos y los volúmenes erosionados y disponibles estimados en ambas escalas para la cuenca Puntilla de Fragua.

A nivel de detalle, la utilización de insumos de alta resolución permitió una identificación y mapeo preciso de las áreas erosionadas, con un enfoque en la detección y caracterización de cárcavas sobre las laderas. Este mapeo fue usado para calibrar la distribución de la erosión obtenida a partir del dBSI a escala local, a fin de mejorar los resultados obtenidos y potenciar ambas escalas de trabajo. A partir de ello, se observa una buena correlación de la erosión en la mayoría de la cuenca Puntilla de Fragua, tanto en canales como en laderas, exceptuando una zona en la parte alta de la cuenca donde el dBSI no logró captar erosión (Figura 42).

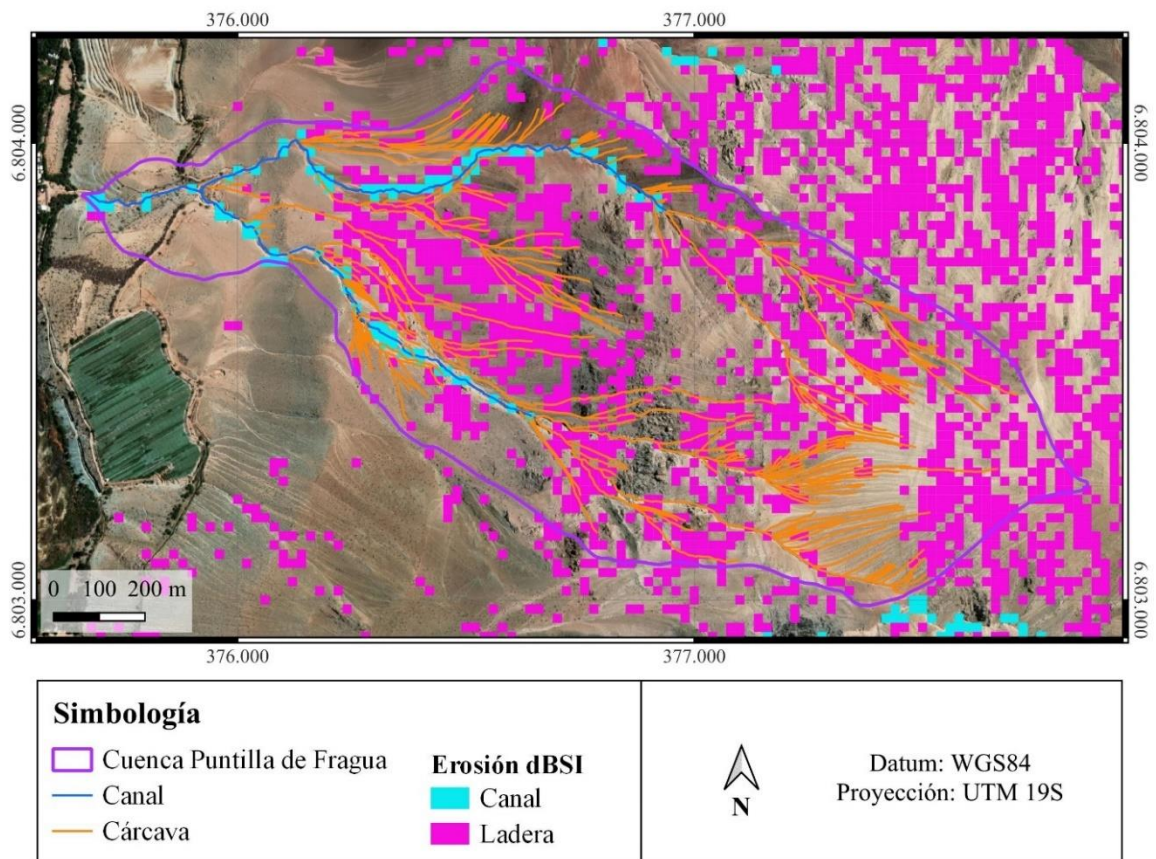


Figura 42: Cruce entre la distribución de la erosión según el dBSI a escala local y el mapeo de las cárcavas a escala de detalle.

Esta leve discrepancia podría atribuirse a diversas razones. En primer lugar, como se señaló en la sección 5.1.1, la resolución espacial del dBSI a nivel local puede no ser suficiente para captar la complejidad de las formas erosivas en detalle, como las cárcavas. La variabilidad en las características topográficas y la presencia de pequeñas morfologías erosivas pueden escapar a la capacidad de discernimiento del dBSI. Además, las condiciones del suelo y roca pueden influir en la respuesta espectral del dBSI, generando interpretaciones menos precisas.

En cuanto a la estimación del volumen erosionado de sedimentos, los resultados para ambas escalas de trabajo se presentan en la Tabla 14. Se debe tener en cuenta que estos volúmenes estimados no son directamente comparables, dado que en la escala de detalle se utilizaron espesores medidos de las incisiones erosionadas, identificadas tanto en terreno como en el DEM de alta resolución, mientras que en la escala local se empleó la fórmula empírica para el espesor de sedimentos disponibles, es decir un umbral máximo de erosión hasta el contacto entre la cobertura de sedimento y la roca, más no necesariamente erosionados.

Al utilizar este espesor empírico, se asume que el evento aluvial logró erosionar toda la capa de sedimentos disponibles, considerando que las incisiones alcanzaron la roca subyacente. Por lo tanto, este volumen representa una estimación de valor máxima de sedimentos erosionados y no refleja la erosión ocurrida en el año 2020, pues las observaciones de terreno indican que el lecho de las incisiones está compuesto principalmente por suelo.

Tabla 14: Comparación de volúmenes erosionados de sedimentos para ambas escalas de trabajo en la cuenca Puntilla de Fragua.

Metodología	Volumen erosionado (m ³)
Escala de detalle	20.600
Escala local	202.000

Dada estas consideraciones, se determina que el volumen erosionado en la cuenca Puntilla de Fragua durante el evento de 2020 corresponde aproximadamente al 10% de la máxima cantidad de sedimentos que podrían haber sido erosionados si la incisión alcanza la roca subyacente, por ejemplo, en una tormenta de magnitud o duración mucho mayor al evento estudiado.

En cuanto al volumen de sedimentos disponibles en la cuenca, al aplicar la fórmula simplificada utilizando el DEM de 3 m/píxel y compararlo con el DEM de libre acceso de 12,5 m/píxel, se observaron distribuciones coherentes de espesores. Sin embargo, con el fin de comparar numéricamente estos espesores, el DEM de 3 m/píxel fue reescalado a 12,5 m/píxel, para luego generar un modelo de pendiente y uno de espesores que pueda ser comparado píxel a píxel con el modelo de espesores generado con las pendientes obtenidas del DEM Alos Palsar. La Figura 43 muestra el gráfico comparativo resultante, evidenciando que, si bien se genera una tendencia similar al caso ideal, existe una dispersión significativa de los datos, tanto de sobreestimación como de subestimación. Esto resalta la importancia de la resolución del DEM para la aplicación de la fórmula, e insta a tener precaución al utilizar insumos de libre acceso de mediana resolución.

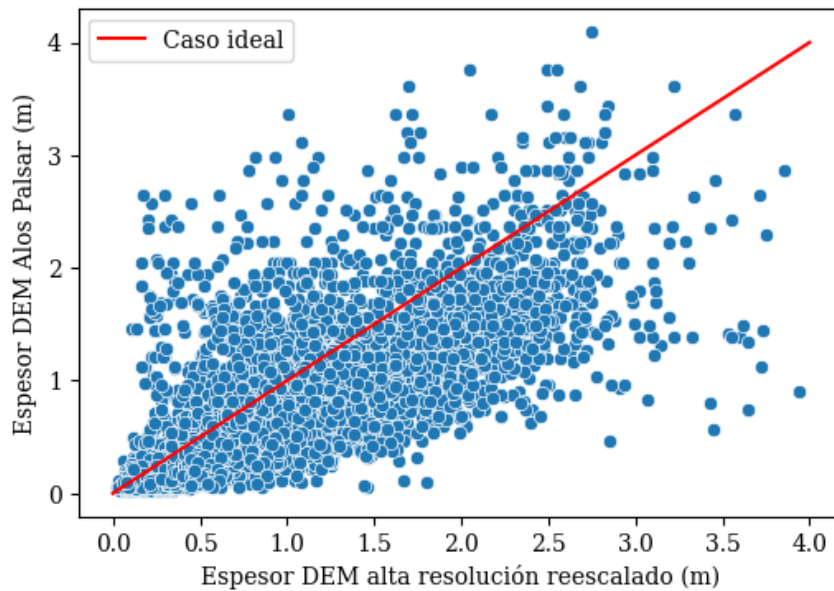


Figura 43: Comparación entre los espesores calculados para el DEM de alta resolución reescalado y el DEM de 12,5 m de Alos Palsar.

Finalmente, el cálculo del volumen de sedimentos disponibles en la cuenca entregó valores de 650.000 m^3 y 480.000 m^3 al utilizar el DEM de alta resolución y el de libre acceso, respectivamente. Esto reveló una disminución de 170.000 m^3 al emplear el DEM de libre acceso en lugar del de alta resolución. Estos resultados destacan la sensibilidad de la fórmula ante el cambio de resolución del DEM utilizado, subrayando la importancia de considerar las limitaciones asociadas con el método.

Capítulo 6: Conclusiones

La comprensión de los factores y parámetros que influyen en la erosión, transporte y deposición de sedimentos durante eventos aluviales en el norte de Chile, es fundamental para abordar los desafíos de la prevención de riesgos naturales en la región, contribuyendo al estudio de aluviones que pueden tener consecuencias significativas en las comunidades circundantes.

Este estudio se desarrolló en dos escalas espaciales principales. Una escala de detalle, permitió evaluar la magnitud de un evento aluvial en una cuenca hidrográfica mediante la estimación del volumen de sedimentos, tanto el erosionado como el depositado en el abanico aluvial, durante la tormenta de finales de enero de 2020. A una escala local, se analizó la distribución de la erosión y su relación con parámetros morfométricos correspondientes a la pendiente de laderas y al orden de jerarquía de Strahler para canales.

El análisis a escala de detalle mediante insumos de alta resolución permitió una visión detallada de los procesos erosivos y deposicionales en la cuenca Puntilla de Fragua durante la tormenta de 2020. Se mapearon un total de 234 cárcavas, resaltando la alta densidad erosiva en las laderas, y se estimó un volumen total de sedimentos erosionados de aproximadamente 20.600 m^3 . El volumen depositado en el abanico fue estimado en 15.000 m^3 , obteniendo una razón de transferencia de 0.73 que podría estar sugiriendo una eficiente transferencia de sedimentos en la cuenca durante el evento. Esto podría asociarse a una escasa vegetación y presencia de suelos ricos en arcilla que posibilitan una baja infiltración y así una mayor escorrentía superficial aguas abajo.

La implementación de la fórmula de espesor de sedimentos basada en el modelo hidrológico DHSVM permitió estimar un volumen disponible de sedimentos en la cuenca, aproximadamente en 650.000 m^3 . Se destaca la importancia de la calibración de la fórmula, adaptándola a las características geológicas y/o geomorfológicas específicas de cada zona de estudio, respaldando así los resultados obtenidos con datos de terreno.

En este caso, la fórmula fue utilizada con distintas resoluciones del DEM, destacando que los resultados pueden variar significativamente ante estos cambios. El volumen de sedimentos disponibles es alto si se compara con la estimación del volumen de sedimentos erosionados en la cuenca (20.600 m^3) y depositados en el abanico (15.000 m^3) durante la tormenta de estudio. Lo anterior implica una disponibilidad de sedimentos que puede ser considerada como ilimitada para su erosión, transporte y deposición durante eventos aluviales posteriores, respaldando la hipótesis de este trabajo.

En cuanto a la escala local, el uso de productos de libre acceso de menor resolución permitió una caracterización de la distribución de la erosión, proporcionando una visión aproximada de los patrones erosivos generales. La aplicación del dBSI reveló que alrededor del 14% del área de estudio experimentó erosión durante el evento de 2020, con una predominancia de erosión en los canales en comparación con las laderas.

Respecto a los parámetros morfométricos, se observó una mayor tasa erosiva en canales de orden 1 respecto a los otros órdenes, mientras que la pendiente de laderas estaría controlando levemente la distribución de la erosión. Esto sugiere la posible influencia de otros parámetros no evaluados, como propiedades intrínsecas de la cobertura de sedimentos, el que fue asumido homogéneo en toda el área de estudio dado las observaciones realizadas.

Mediante la comparación entre ambas escalas de trabajo, se observó una buena correlación en la distribución de la erosión debido a la calibración realizada, con leves discrepancias en ciertas laderas, lo que podría recaer en que la metodología del dBSI sea insuficiente para análisis más detallados. Ante esta consideración, se destaca la relevancia de integrar datos de alta resolución, como los obtenidos mediante levantamientos topográficos con drones, superando las limitaciones de escala espacial. Aun así, los recursos económicos y tiempo requeridos para llevar a cabo levantamientos en áreas extensas suelen ser substanciales, lo que limita su disponibilidad.

Se sugiere complementar los análisis realizados mediante investigaciones más detalladas que profundicen en la influencia de parámetros no evaluados en la distribución de la erosión. La caracterización detallada en terreno y realización de ensayos de laboratorio específicos sobre las características de la cobertura de sedimentos puede proporcionar información crucial para discernir posibles heterogeneidades dentro del área de estudio.

Además, se recomienda realizar estudios adicionales que aborden la medición del volumen de sedimentos depositados en el trayecto de la red de drenaje dentro de la cuenca, antes de llegar al abanico aluvial. Este enfoque es esencial para complementar el análisis de la razón de transferencia de sedimentos, ya que se relaciona directamente con los volúmenes estimados en este trabajo y podría explicar la cantidad de sedimentos que no son depositados en los abanicos aluviales, donde se concentra la actividad económica y la población en los valles.

Bibliografía

- Agency, E. S. (s.f.). Level 2A Algorithms and Products. Sentinel Online: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/level-2a-algorithms-products>
- Aguilar, G. (2010). Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes semiáridos del Norte de Chile (27-32°S) desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial. Tesis de Doctorado de la Universidad Católica del Norte (Chile) y de la Université de Toulouse 3, Paul Sabatier (Francia), 355 p.
- Aguilar, G., Cabré, A., Victor, F., & Vilella, B. (2020). Erosion after an extreme storm event in an arid fluvial system of the southern Atacama Desert: an assessment of the magnitude, return time, and conditioning factors of erosion and debris flow generation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20, 1247-1265. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1247-2020>
- Aguilar, G., Riquelme, R., Lohse, P., Cabré, A., & García, J.-L. (2022). Chronology of glacial advances and deglaciation in the Encierro River Valley (29° Lat. S), Southern Atacama Desert, based on geomorphological mapping and cosmogenic ¹⁰Be exposure ages. *Frontiers in Earth Sciences*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.878318>
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., & Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology*, 40 (1), 79-101. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a04>
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J., & Maire, E. (2011). Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1736-1748. <https://doi.org/10.1002/esp.2194>
- Alfaro, A., Fuentes, F., & Murillo, I. (2015). Efectos geológicos del evento meteorológico de marzo de 2015 en la comuna de Alto del Carmen: descripción de los aluviones y áreas propuestas para evacuación, campamentos de emergencia y acopio de sedimentos. Subdirección Nacional de Geología, SERNAGEOMIN. INF-ATACAMA-06.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., & Messerli, B. (2001). Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172, 313-326. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00306-6)
- Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J., & Zárata, E. (1972). Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° Latitud Sur). Santiago, Chile: Instituto de investigación de recursos naturales.

- Ariza, A., Davila, N., Kemper, H., & Kemper, G. (2021). Landslide detection in Central America using the Differential Bare Soil Index. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, *XLIII-B3-2021*, 679-684. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLIII-B3-2021-679-2021>
- Arnáez, J., Lasanta, T., Ruiz, P., & Ortigosa, L. (2007). Factors effecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil and Tillage Research*, *93*(2), 324-334.
- Bissig, T., & Riquelme, R. (2010). Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, *299*, 447-457. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.028>
- Cabré, A., Aguilar, G., & Riquelme, R. (2017). Holocene evolution and geochronology of a semiarid fluvial system in the western slope of the Central Andes: AMS 14C data in El Tránsito River Valley, Northern Chile. *Quaternary International*, *438*, 20-32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.030>
- Cabré, A., Remy, D., Aguilar, G., Carretier, S., & Riquelme, R. (2020). Mapping rainstorm erosion associated with an individual storm from InSAR coherence loss validated by field evidence for the Atacama Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, *45*, 2091-2106. <https://doi.org/10.1002/esp.4868>
- Cantini, C., Nepi, P., Avola, G., & Riggi, E. (2023). Direct and indirect ground estimation of leaf area index to support interpretation of NDVI data from satellite images in hedgerow olive orchards. *Smart Agricultural Technology*, *5*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atech.2023.100267>
- Easton, G., Pérez, S., & Aldunce, P. (2018). Aluviones y resiliencia en Atacama. Construyendo saberes sobre riesgos y desastres. Social-Ediciones, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile. <https://doi.org/10.34720/jr4r-6j31>
- Fernández, J., & Espinoza, L. (2022). Susceptibilidad de remociones en masa en la cuenca del río Copiapó, región de Atacama. Informe Registrado IR-22-99, Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa en 4 hojas, escala 1:100.000, Santiago.
- Garcés, A., Cabré, A., Aguilar, G., Tamburrino, A., & Montserrat, S. (2021). Caracterización de la evolución geomorfológica de sistemas fluviales mediante el uso de dron. SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA, XXV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica* (Vol. 55). Madrid: Pearson Educación.
- Jordan, T., Herrera, C., Godfrey, L., Colucci, S., Gamboa, C., Urrutia, J., . . . Paul, J. (2019). Isotopic characteristics and paleoclimate implications of the extreme precipitation event of

- March 2015 in northern Chile. *Andean Geology*, 46, 1-31.
<https://doi.org/https://doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3087>
- Juliá, C., Montecinos, S., & Maldonado, A. (2008). Características Climáticas de la Región de Atacama. En F. A. Squeo, G. Arancio, & J. Gutiérrez, *Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama* (Vol. 3, págs. 25-42). La Serena, Chile: Ediciones Universidad de La Serena.
- Lagos, M., & Jara, F. (2017). Estimación de la línea de nieves utilizando técnicas de percepción remota, entre -28°S y -36°S de latitud. ¿Qué ha pasado desde Peña y Vidal? XXIII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica SOCHID. Valparaíso.
- Latorre, C., Armesto, J., Moreno, P., Villagrán, C., Vargas, G., Maldonado, A., . . . Grosjean, M. (2007). Late quaternary environments and palaeoclimate. En T. Moreno, & W. Gibbons, *The Geology of Chile* (págs. 309-328). London: The Geological Society.
- Marín, M., Farías, V., & Pantoja, G. (2020). Efectos geológicos del evento meteorológico del norte de Chile de enero 2020: observaciones entre los sectores El Tránsito y Valeriano, comuna de Alto del Carmen, Región de Atacama. Informe Técnico, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- McNeil, J., Taylor, C., & Lick, W. (1996). Measurements of erosion of undisturbed bottom sediments with depth. *J. Hydraulic*, 122(6), 316-324.
- Mendes, H., Avelino, R., & Zanetti, S. (2020). Influence of soil depth and spatial resolution on the performance of the DHSVM hydrological model in basins with low input data availability. *Journal of South American Earth Sciences*, 9. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102993>
- Navarro, H. (2004). Flume measurements of erosion characteristics of soils at bridge foundations in Georgia. Georgia Institute of Technology. United States: Thesis to qualify for the Degree Master of Science in Civil Engineering.
- Nguyen, C., Chidthaisong, A., & Diem, P. H. (2021). A modified Bare Soil Index to identify bare land features during agricultural fallow-period in Southeast Asia using Landsat 8. *Land*, 10, 231 pp.
- Opazo, E., & De La Cruz, R. (2017). Efectos geológicos del evento meteorológico de mayo de 2017 Región de Atacama. Valle del Tránsito, Comuna de Alto del Carmen. Subdirección Nacional de Geología, SERNAGEOMIN. INF-ATACAMA-02.2017.
- Pierson, T. C. (2005). Distinguishing between debris flows and floods from field evidence in small watersheds. *U.S. Geological Survey*. <https://doi.org/10.3133/fs20043142>
- Rasul, A., Balzter, H., Ibrahim, G., Hameed, H., Wheeler, J., Adamu, B., . . . Najmaddin, P. (2018). Applying built-up and bare-soil indices from Landsat 8 to cities in dry climates. *Land*, 7, 81 pp.

- Rikimaru, A., & Miyatake, S. (1997). Development of forest canopy density mapping and monitoring model using indices of vegetation, bare soil and shadow. *18th ACRS*.
- Salazar, E., Coloma, F., & Creixell, C. (2013). Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 106 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Santibáñez, F. (2017). Atlas agroclimático de Chile. Estado actual y tendencias del clima. Tomo II: Regiones de Atacama y Coquimbo. Santiago, Chile: Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Agronómicas (FIA).
- Schulz, N., Boisier, J., & Aceituno, P. (2011). Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32, 1803-1814. <https://doi.org/10.1002/joc.2395>
- Sempere, D. (1994). La lluvia como agente erosivo: formación, distribución, erosividad e intercepción. *Tecnología Y Ciencias del Agua*, 9(2), 5-18.
- Shean, D. A. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116, 101-117.
- Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 279-300.
- Swiss Standard SN 670 010b. (1999). Characteristic coefficients of soils. *Association of Swiss Road and Traffic Engineers*.
- Sykas, D. (2020). Spectral Indices with multispectral satellite data. Geo University: <https://www.geo.university/pages/blog?p=spectral-indices-with-multispectral-satellite-data>
- Uribe, F. (2020). Informe geológico de remoción en masa del 27 de enero de 2020 en el sector El Tránsito, comuna de Alto del Carmen, Región de Atacama. Informe Técnico, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. En *Landslides: Analysis and Control, Transportation Research Board Special Report 176* (págs. 12-33). Washington, D. C.: National Academy of Sciences.

Anexos

Anexo A: Metodología de procesamiento fotogramétrico

Una vez realizados los vuelos dron en la campaña de terreno, se deben procesar las imágenes obtenidas en cada vuelo mediante el software Agisoft Metashape. De modo general, el software indica de manera clara las herramientas de trabajo, por lo que siguiendo el ítem Flujo de trabajo que se indica en la barra de herramientas (Figura 44), se puede obtener el DEM y el ortomosaico asociado a cada vuelo.

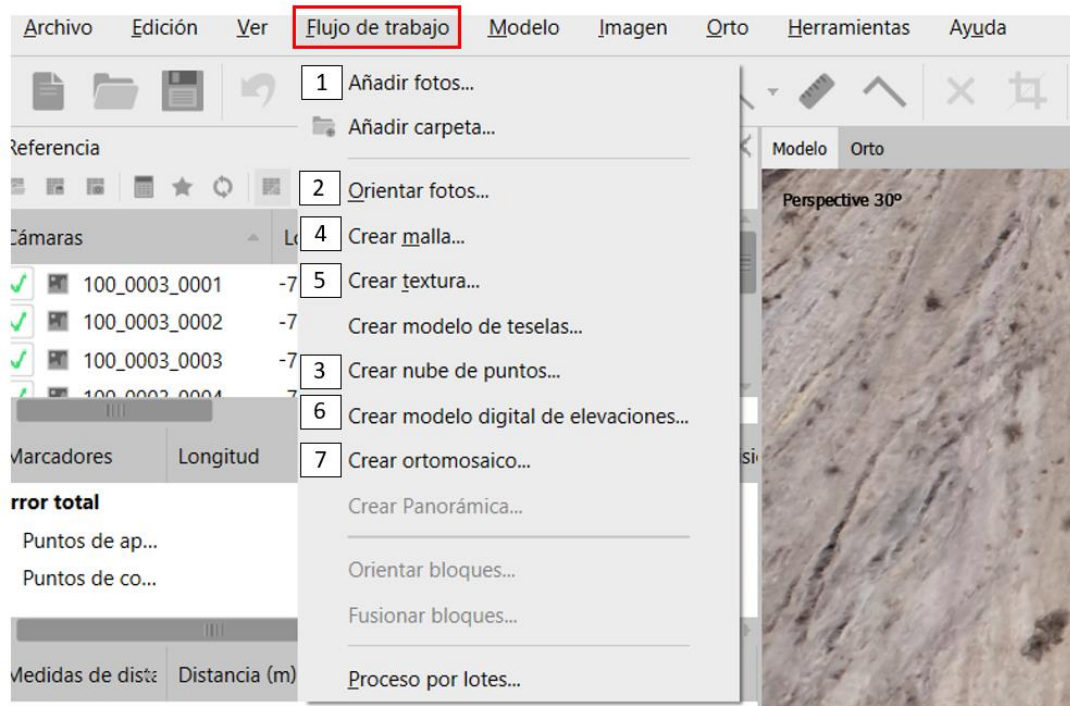


Figura 44: Flujo de trabajo para realizar el procesamiento fotogramétrico de las fotografías de dron.

A continuación, se indica paso a paso como realizar el procesamiento de imágenes siguiendo el flujo de trabajo:

- 1) Cargar las fotografías de cada vuelo en el software. Se deben realizar configuraciones y verificar que el sistema de coordenadas se encuentre en el indicado, en este caso WGS 84/UTM 19S, además de ajustar la precisión del fotocentro a fin de reducir el error.
- 2) Orientar las fotografías, manteniendo los ajustes de la configuración por *default*. Es importante señalar que la precisión debe ser Alta.

- 3) Crear nube de puntos densa. La calidad indica la densidad de puntos de la nube, por lo que calidades más altas requerirán mayor tiempo de procesamiento dependiendo de las características del ordenador. En este estudio se utilizó una calidad Media, y en configuraciones avanzadas el Filtrado de Profundidad de trabajó en Agresivo.
- 4) Crear malla, manteniendo los ajustes de la configuración por *default*.
- 5) Crear textura, manteniendo los ajustes generales de la configuración por *default*, y habilitando en Avanzados la opción de Habilitar el filtro de efecto fantasma. Este permite eliminar objetos en movimiento al momento del vuelo de dron.
- 6) Crear el modelo digital de elevación (DEM). En este punto, se debe asegurar de seleccionar el sistema de coordenadas geográficas correctas y asegurarse de habilitar la Interpolación. La resolución final de este producto es considerada por el software como el valor que asegure una información altimétrica para cada píxel.
- 7) Crear la ortofoto a partir del DEM, donde la resolución final se considera de igual manera que el paso anterior.
- 8) Exportar los productos deseados. En este caso, se exportaron el DEM y el ortomosaico de los vuelos, para ser utilizados en el software QGIS.

El detalle de todo el procesamiento realizado para cada vuelo queda registrado en un informe generado por Agisoft Metashape, en la sección Generar Informe.

Anexo B: Código calibración fórmula de espesor de sedimentos

```
# DEFINIR LA RESOLUCIÓN DEL DEM
import pandas as pd
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import seaborn as sns
from scipy.optimize import curve_fit
import math

# Leer el archivo csv
archivo_csv = 'calibracionespesor.csv'
data = pd.read_csv(archivo_csv)

# Extraer las columnas de la base de datos
Esp = data['Esp_medido'].values
P30cm = data['P30cm'].values
P1m = data['P1m'].values
P2m = data['P2m'].values
P3m = data['P3m'].values
P4m = data['P4m'].values
E30cm = data['E30cm'].values
E1m = data['E1m'].values
E2m = data['E2m'].values
E3m = data['E3m'].values
E4m = data['E4m'].values
Sustrato = data['Lecho'].values
Fuente = data['Fuente'].values

# Definir función fórmula para cada resolución DEM
def funcion30cm(X, a, b, c, d):
    P30cm, E30cm = X
    return a * (1 - (P30cm / 85.5) ** b) + c * (1 - (E30cm / 2022) ** d)
def funcion1m(X, a, b, c, d):
    P1m, E1m = X
    return a * (1 - (P1m / 79.2) ** b) + c * (1 - (E1m / 2015) ** d)
def funcion2m(X, a, b, c, d):
    P2m, E2m = X
    return a * (1 - (P2m / 73.1) ** b) + c * (1 - (E2m / 2011) ** d)
```

```

def funcion3m(X, a, b, c, d):
    P3m, E3m = X
    return a * (1 - (P3m / 70.9) ** b) + c * (1 - (E3m / 2021) ** d)
def funcion4m(X, a, b, c, d):
    P4m, E4m = X
    return a * (1 - (P4m / 67.5) ** b) + c * (1 - (E4m / 2021) ** d)

# Ajustar parametros de la función para cada DEM mediante curve_fit
popt30cm, cov = curve_fit(funcion30cm, (P30cm, E30cm), Esp, maxfev=10000)
popt1m, cov = curve_fit(funcion1m, (P1m, E1m), Esp, maxfev=10000)
popt2m, cov = curve_fit(funcion2m, (P2m, E2m), Esp, maxfev=10000)
popt3m, cov = curve_fit(funcion3m, (P3m, E3m), Esp, maxfev=10000)
popt4m, cov = curve_fit(funcion4m, (P4m, E4m), Esp, maxfev=10000)

# Imprimir los valores ajustados
print("Coeficientes ajustados DEM 30cm:", popt30cm)
print("Coeficientes ajustados DEM 1m:", popt1m)
print("Coeficientes ajustados DEM 2m:", popt2m)
print("Coeficientes ajustados DEM 3m:", popt3m)
print("Coeficientes ajustados DEM 4m:", popt4m)

# Crear una figura con subplots
fig, axes = plt.subplots(3, 2, figsize=(8, 9)) # 2 filas y 3 columnas de subplots
font = {'family': 'DejaVu Serif', 'weight': 'normal', 'size': 10}
plt.rc('font', **font)

# Scatter plot para el DEM de 30cm
axes[0, 0].scatter(P30cm, Esp, c='darkviolet')
axes[0, 0].plot(np.sort(P30cm), funcion30cm((np.sort(P30cm), E30cm), *popt30cm), 'limegreen',
label='Ajuste curvefit')
axes[0, 0].set_xlabel('Pendiente (°)')
axes[0, 0].set_ylabel('Espesor medido (m)')
axes[0, 0].set_title('DEM 30 cm/píxel')
axes[0, 0].legend()

# Scatter plot para el DEM de 1m
axes[0, 1].scatter(P1m, Esp, c='darkviolet')
axes[0, 1].plot(np.sort(P1m), funcion1m((np.sort(P1m), E1m), *popt1m), 'limegreen',
label='Ajuste curvefit')
axes[0, 1].set_xlabel('Pendiente (°)')
axes[0, 1].set_ylabel('Espesor medido (m)')
axes[0, 1].set_title('DEM 1 m/píxel')
axes[0, 1].legend()

```

```

# Scatter plot para el DEM de 2m
axes[1, 0].scatter(P2m, Esp, c='darkviolet')
axes[1, 0].plot(np.sort(P2m), funcion2m((np.sort(P2m), E2m), *popt2m), 'limegreen',
label='Ajuste curvefit')
axes[1, 0].set_title('DEM 2 m/píxel')
axes[1, 0].set_xlabel('Pendiente (°)')
axes[1, 0].set_ylabel('Espesor medido (m)')
axes[1, 0].legend()
# Scatter plot para el DEM de 3m
axes[1, 1].scatter(P3m, Esp, c='darkviolet')
axes[1, 1].plot(np.sort(P3m), funcion3m((np.sort(P3m), E3m), *popt3m), 'limegreen',
label='Ajuste curvefit')
axes[1, 1].set_xlabel('Pendiente (°)')
axes[1, 1].set_ylabel('Espesor medido (m)')
axes[1, 1].set_title('DEM 3 m/píxel')
axes[1, 1].legend()
# Scatter plot para el DEM de 4m
axes[2, 0].scatter(P4m, Esp, c='darkviolet')
axes[2, 0].plot(np.sort(P4m), funcion4m((np.sort(P4m), E4m), *popt4m), 'limegreen',
label='Ajuste curvefit')
axes[2, 0].set_xlabel('Pendiente (°)')
axes[2, 0].set_ylabel('Espesor medido (m)')
axes[2, 0].set_title('DEM 4 m/píxel')
axes[2, 0].legend()
# Ajustar la disposición de los subplots
plt.tight_layout()
# Mostrar el gráfico
plt.show()

```

DEFINIR LA FÓRMULA A UTILIZAR

```
# Caso 0: Función inicial ajustada con curve_fit DEM 3m
```

```
def f_inicial(X):
```

```
    P3m, E3m = X
```

```
    return (1.6 * (1 - (P3m / 70.9) ** 0.2)) + 311.7 * (1 - (E3m / 2021) ** 1e-03)
```

```
# Caso 1: Función inicial para ajuste manual DEM 3m
```

```
def f_inicial_ajuste(X, a, b, c, d):
```

```
    P3m, E3m = X
```

```
    return (a * (1 - (P3m / 70.9) ** b)) + c * (1 - (E3m / 2021) ** d)
```

```
# Caso 2: Función exponencial para ajuste manual DEM 3m
```

```
def f_exp(Y, a, b, c, d):
```

```

P3m, E3m = Y
return a * np.exp(-b * P3m / 70.9) + c * np.exp(-d * E3m / 2021)

# Ajuste manual de coeficientes
popt_iniaj = [19.4, 0.05, 3.6, 0.02]
popt_exp = [4.1, 6.1, 2.8, 8.3]

# Rellenar valores NaN con "Sustrato Aluvial"
data['Lecho'] = data['Lecho'].fillna('Lecho de sedimento')

# Crear un gráfico normal con ajuste ideal de espesores
plt.figure(figsize=(6, 4))
x = [0, 4]

# Gráfico espesores caso 1
sns.scatterplot(x=P3m, y=Esp, hue=data['Lecho'], palette={'Lecho rocoso': 'orange', 'Lecho de
sedimento': 'darkviolet'})
plt.plot(np.sort(P3m), f_inicial((np.sort(P3m), E3m)), 'mediumseagreen', label='Ajuste
automático')
plt.plot(np.sort(P3m), f_inicial_ajuste((np.sort(P3m), E3m), *popt_iniaj), 'violet', label='Ajuste
caso 1')
plt.plot(np.sort(P3m), f_exp((np.sort(P3m), E3m), *popt_exp), 'b', label='Ajuste caso 2')
plt.xlabel('Pendiente (°)')
plt.ylabel('Espesor medido (m)')
plt.title('Ajuste fórmula espesor')
plt.legend()
plt.show()

# COMPARACIÓN ENTRE DEM DE 3M Y DE 12.5M
# Leer el archivo csv
archivo_csv = 'comparacionespesores.csv'
data = pd.read_csv(archivo_csv)

# Extraer las columnas de la base de datos
Esp12m = data['Esp 12m'].values
Esp3m = data['Esp 3m'].values

# Crear un gráfico normal con ajuste ideal de espesores
plt.figure(figsize=(6, 4))
x = [0, 4]

# Gráfico espesores caso 1

```

```
sns.scatterplot(x=Esp3m, y=Esp12m)
plt.plot(x, x, label='Caso ideal', color='red')
plt.xlabel('Espesor DEM 3m (m)')
plt.ylabel('Espesor DEM 12.5m (m)')
plt.title('Comparación espesor según DEM')
plt.legend()

plt.show()
```