



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

**CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LOS VALLES  
PEDERNAL Y EL SOBRANTE (32°S – 32° 17' S) DURANTE EL HOLOCENO MEDIO -  
TARDÍO Y SUS IMPLICANCIAS GEOARQUEOLÓGICAS PARA DOS SITIOS  
ARQUEOLÓGICOS, PETORCA, REGIÓN DE VALPARAÍSO**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
GEÓLOGA**

**VALENTINA ALEJANDRA ARAYA  
BARRIENTOS**

**PROFESORA GUÍA**

**VALENTINA FLORES AQUEVEQUE**

**PROFESORA CO-GUÍA**

**CLAUDIA MONTERO POBLETE**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN**

**ALEJANDRA SEREY AMADOR**

**MARÍA PIA RODRÍGUEZ**

**SANTIAGO DE CHILE**

**2020**

**RESUMEN DE LA MEMORIA  
PARA OPTAR AL TÍTULO DE:  
Geóloga  
POR: Valentina Araya Barrientos  
FECHA: Octubre, 2020  
PROF. GUÍA: Valentina Flores Aqueveque**

**CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LOS VALLES PEDERNAL Y EL SOBRANTE (32°S – 32° 17' S) DURANTE EL HOLOCENO MEDIO-TARDÍO Y SUS IMPLICANCIAS GEOARQUEOLÓGICAS PARA DOS SITIOS ARQUEOLÓGICOS. PETORCA, REGIÓN DE VALPARAÍSO.**

Las respuestas del medio físico natural a las condiciones y cambios ambientales se ven reflejadas en el registro sedimentario y la geomorfología de los depósitos. En particular, durante el Holoceno Medio-Tardío han existido cambios en los patrones de distribución de precipitaciones, acompañado de cambios en los patrones de circulación de los océanos y de la atmósfera; frente a esto se observa una respuesta en la dinámica de creación y modificación del paisaje y su relación con el entorno. Estos fenómenos se ven reflejados en el registro sedimentario de los valles Pedernal y El Sobrante; en donde se reconoce la presencia de dos ambientes sedimentarios interactuando de manera intermitente: fluvial y aluvial; registrados en facies clasto-soportadas y matriz-soportadas que se observan en distintas proporciones, reflejando una mayor presencia fluvial en el Valle Pedernal, a diferencia del Valle El Sobrante en donde se observa una mayor influencia aluvial; existiendo diferencias litológicas, geomorfológicas y morfométricas que dan indicio de los distintos procesos que afectaron a cada valle.

La diferencia geomorfológica se refleja en parámetros morfométricos como ancho y largo de los depósitos, pendiente y altura máxima. Además, se midió el índice de ancho-alto del valle, el cual refleja si el río está incidiendo de manera activa en el valle; siendo el Valle de El Sobrante el que presenta mayores pendientes y alturas máximas, junto con un menor índice de Vfwh, que refleja una mayor incisión y tasa de alzamiento. El Valle de Pedernal, en cambio, presenta valores de Vfwh mayores, lo que refleja un valle menos incidido por el río, menos estrecho y con una tasa de alzamiento menor, lo que se condice con las menores pendientes y elevaciones. Estas diferencias se explican por la disposición estructural de los valles con respecto a la Zona de Falla Pocuro (ZFP) junto con la orientación del valle.

No solo el entorno natural se ha tenido que ver enfrentado a estos cambios climatológicos, sino que también las comunidades prehispánicas que habitaron el área de estudio: la Cultura Huentelauquén, El Molle, los grupos del Período Intermedio Temprano y el Imperio Inca en el Período Tardío; los cuales dejaron su huella en el registro arqueológico de la zona. Se genera entonces una relación entre el ser humano y el entorno natural junto con su dinamismo, el cual tiene características geológicas particulares que fueron reconocidas por dichas culturas, lo que conllevó a una jerarquización de espacios y materias primas líticas basada en dichas características. Esta relación de jerarquización se observa, por ejemplo, en la decisión de elegir una roca con mayor dureza para desarrollar puntas de flecha y piedras de moler y en la elección de aquellos bloques que presenten un mayor grado de oxidación sobre aquellos menos meteorizados para realizar los petroglifos. Además, se observa una diferencia en la utilización del espacio relacionado con las diferencias morfométricas de cada valle. El Valle El Sobrante presenta características que entregan un mayor resguardo frente a condiciones extremas, siendo utilizado como vivienda por las comunidades prehispánicas; reflejada en la existencia de herramientas de caza y recolección, junto con la presencia sitios fúnebres. En cambio, el Valle Pedernal tiene menor pendiente y altura, observándose un relieve menos incisivo y un valle más abierto, siendo utilizado como lugar de tránsito o destinado para funciones simbólicas-religiosas; observándose principalmente petroglifos.

*Eres agua, no te agites.*

*Eres tierra, no te seques.*

*Eres cielo, no te nubles.*

*Eres fuego, no te apagues.*

## Agradecimientos

Quiero comenzar agradeciendo a mi familia, quienes me mostraron por primera vez el mundo y me enseñaron que el amor lo mueve todo. Mis primerxs compañerxs de vida y a quienes les amaré por siempre. A mi madre, la “Mali”, gracias por mostrarme siempre lo poderosa que es la fuerza femenina y lo importante que es quererse; gracias por mostrarme en carne y hueso lo que es la incondicionalidad del amor. A mi papá, el “Chimi”, mi guardián fiel y amoroso, compañero de historias y aventuras, siempre apañador y protector; gracias por mostrarme una forma tan pura del amor. Gracias a ambos por darme este regalo, este también es su triunfo.

Agradezco a mis amigas del colegio por darme la oportunidad de conocerlas y conocerme a mi junto a ustedes. Las quiero muchísimo y siempre lxs tendré en mi corazón y son parte de mi camino para siempre.

A la gente de geología, quienes siempre tuvieron una sonrisa y un abrazo para dar, una chelita que compartir y una canción para cantar. Siempre me hicieron sentir en casa y lo recordaré con mucho cariño. El compañerismo y apañe es algo que aprendí de cada persona con la que pude compartir, y compartí con hartas, gracias a mis segunda vueltas y repechajes en los ramos y los saltos de generación en generación. Siempre me sentí muy querida, escuchada y comprendida en los círculos que elegí. Gracias a ustedes, la música ahora es algo que me define y me entrega mucho. Por esto mismo, quiero agradecer a mi compadrito Don Alejandro Soto por sacarme el jugo y querer siempre hacer musiquita conmigo. Mención honrosa, ultra agradecimiento, a la Blanquita. Sin ella nada de esto sería posible; literalmente nada. Geología no es nada sin la Blanca. Espero volver algún día y que se hayan dignado finalmente a colocar una estatua conmemorativa de ella. Gracias Blanca por favor concedido. Agradezco al equipo humano de la facultad, que, si bien algunxs dejan bastante que desear, otrxs son personas maravillosas que siempre tuvieron una palabra de cariño que darme. Espero que algún día se les valore como lo merecen.

Gracias al Vladi y el equipo de Fundación Escalera del Diablo por mostrarme el lado de la geología que siempre busqué, por ayudarme a reconectar y mostrarme el camino que quiero seguir como profesional.

Artemisas Club Social y Deportivo, como no agradecerles. Gracias por mostrarme cómo se siente el amor entre mujeres, ese amor ancestral y que nos nace de la guata. Me enseñaron una forma de compañerismo incondicional digna de llamarnos un clan. Ser mujer y existir como mujer agarró un nuevo sentido luego de conocerlas y compartir con cada una de ustedes. Me siento más fuerte ahora que las tengo en mi vida.

A mi amigo querido Felipe Levi, por siempre estar ahí y entregarme una amor bonito y hogareño.

A la Jesús y la Cami, por llenarme de energía vital y siempre hacerme sentir muy amada.

A las cabras de la Toma, por creer en mí y hacerme sentir parte de un cambio. Me empoderaron y dieron fuerzas para continuar esta lucha que no termina.

Gracias a las mujeres de mi comisión, quienes siempre estuvieron dispuestas a enseñarme y ayudarme con mucha humildad y cariño.

Agradezco a la vida por ponerme a la Tupi (Tania) como compañera en ese cfg que alguna vez compartimos, donde te dormiste y te presté mis apuntes, los que creo nunca te pasé. En vez de eso te entregué mi corazón y no nos soltamos nunca más. Eres mi tupa para toda la vida. Me haces sentir segura y en casa. Gracias además por traer al baile a ese chanchito, es un hombre maravilloso que amo mucho. Agradezco a la Milsita, Camilita, Camila y milsa, todas las personalidades juntas. Te agradezco por amarme y cuidarme, por ser mi compañera de vida y por, básicamente, saberlo todo y poderlo todo. Me haces más fuerte y valiente. Finalmente agradecer a mi compañera y mi persona, la Jo. Gracias por acompañarme en este camino desde el principio. Me ayudas a sanar, crecer y a conocerme; gracias por creer en mí y quererme en todos mis momentos. Contigo soy más.

Chao chao Universidad, fuiste buena conmigo, pero espero seas mejor con las que vienen.



## Tabla de Contenido

Introducción.....	4
1.1 Motivación .....	4
1.2 Hipótesis de trabajo .....	5
1.3 Objetivos.....	6
1.4 Zona de estudio: descripción y vías de acceso.....	6
1.5 Metodología.....	8
Marco teórico .....	12
2.1 Marco Arqueológico .....	12
2.2 Marco Geomorfológico .....	15
2.3 Marco Geológico .....	17
2.4 Marco climático y meteorológico.....	22
2.5 Ambiente fluvial y aluvial .....	29
Resultados .....	34
3.1 Sedimentología de los depósitos .....	34
3.2 Prospección interdisciplinaria de los sitios EPD-SA1 y SBT-SA1.....	65
3.3 Registro histórico de precipitaciones.....	70
3.4 Recopilación de eventos hidrometeorológicos y tectónicos históricos en el área .....	72
3.5 Mapa Geomorfológico.....	82
3.6 Morfometría.....	93
3.7 Mega remociones en masa .....	103
Discusiones.....	105
4.1 Procesos y ambientes sedimentarios.....	105
4.2 Diferencias entre los valles Pedernal y El Sobrante, y las variables que las controlan	106
4.3 Geoarqueología de los Valles .....	108
Conclusiones.....	109
Bibliografía .....	110
ANEXOS .....	118

# Introducción

## 1.1 Motivación

Las respuestas del medio físico a los cambios ambientales son muy variables debido al gran número de factores que influyen en estos cambios durante los últimos cientos a miles de años. La existencia de fuertes contrastes topográficos, la alta intensidad de las precipitaciones, la alternancia de períodos secos y húmedos, y la creciente presión en el uso del suelo genera alta vulnerabilidad a procesos de erosión acelerada una vez que se sobrepasan determinados umbrales geomorfológicos, como lo son los eventos de remoción en masa (Schumm, 1979). Estos procesos de degradación son registrados en la geomorfología y sedimentología de laderas, fondos de valles y abanicos aluviales, entre otras (Sampietro *et al.*, 2016), y su estudio permite el entendimiento de los procesos que gobernaron el ciclo sedimentario y, por ende, la creación y modificación del paisaje a través de los últimos cientos a miles de años. Dichos procesos proporcionaron un dinamismo característico, el cual durante el Holoceno se ha visto afectado por una serie de procesos de remoción en masa y sedimentarios aluvio-fluviales (Ortega, 2014). Lo anterior es resultado del encuentro de factores naturales como el clima, la tectónica y los distintos agentes físicos de erosión, transporte y depositación; junto con factores antropológicos como lo son el asentamiento de grupos humanos y la actividad asociada a ellos.

En la escala de tiempo geológico, El Holoceno es la época más reciente del período Cuaternario, abarcado dentro de la Era Cenozoica. Este está marcado por el fin del último periodo glacial y la ocurrencia de cambios climáticos drásticos que afectaron la flora y fauna de la Tierra. La temperatura aumenta progresivamente con la presencia de periodos fríos, lo que supone la retirada acelerada de los glaciares existentes y un aumento del nivel del mar; permitiendo la comunicación de los océanos y el cambio de las corrientes marinas (Apaéstegui *et al.*, 2014). Las divisiones de la época Holocena no se llevan a cabo atendiendo a las distintas faunas fósiles, como se hace en otros períodos, sino según las distintas etapas de desarrollo de la humanidad (Dolores *et al.*, 2001). Se pueden establecer en el Holoceno tres divisiones mayores: Holoceno Temprano (11.700 a.p – 8.200 a.p), Holoceno Medio (8.200 a.p – 4.200 a.p ) y Holoceno Tardío (4.200 a.p hasta el presente) (Cohen *et al.*, 2013). En América del Sur, el Holoceno Temprano y Medio se caracterizaron por un cambio natural del clima debido a las variaciones en los parámetros orbitales (excentricidad de la órbita terrestre, inclinación de la Tierra, o el movimiento de su eje de rotación), los cuales modifican constantemente la posición y exposición de la Tierra al Sol, generando una fuerte variabilidad climática. Durante el Holoceno Tardío, en cambio, en América del Sur han existido cambios en los patrones de distribución de las precipitaciones, acompañado de cambios en los patrones de circulación de los océanos y de la atmósfera (Apaéstegui *et al.*, 2014).

La creación y modificación del relieve que conforman la topografía es resultado de la tectónica y la eficiencia de los procesos erosivos, determinada por el clima y la litología de la roca (Strecker *et al.* 2007). La ausencia o presencia de cordones montañosos en el mundo, está determinada por la ubicación y tipo de margen de placa; además de resaltar otro factor determinante: la erosión que resulta de los gradientes climáticos (Montgomery *et al.*, 2001). Dentro de América del Sur, Chile posee uno de los gradientes climáticos más pronunciados; desde el desierto más árido de La Tierra, en el extremo norte del país; hasta los canales y fiordos en el extremo sur (Latorre *et al.* 2006).

Chile contiene 4 dominios geomorfológicos principales de este a oeste: la Cordillera de Los Andes, la Depresión Intermedia, la Cordillera de la Costa y las Planicies Litorales. Además de estar dividido en dominios latitudinales, Chile se divide en 5 zonas de norte a sur: Norte Grande, Norte Chico, Zona Centro-Sur, Zona Sur y Zona Austral (Paskoff, 1996). Cada una de estas unidades morfológicas cumple su propio rol en el ámbito climático y antropológico.

El Valle de Petorca se origina en la Cordillera Principal con la unión del Valle de Pedernal y El Sobrante, y se encuentra inmerso en la llamada zona de transición entre la subducción plana o de bajo ángulo (flat slab pampeano) y una subducción normal con un ángulo entre 25°-30°, la cual se encuentra entre los 32°-33° Sur. Presenta un clima semiárido-mediterráneo con un gradiente marcado de precipitaciones; y se caracteriza por presentar morfologías características de sistemas fluviales. Los principales afluentes del río Petorca los constituyen el río Pedernal y El Sobrante. En torno a estos tres ríos se ha desarrollado la vida humana en la zona a través del tiempo.

Es en el encuentro entre estos factores, humanos y naturales, que nace la Geoarqueología; ciencia que intenta reconstruir los paisajes y procesos de formación en torno a las ocupaciones humanas del registro arqueológico (Benito-Calvo et al., 2015).

Este trabajo busca aportar con nueva información de la zona acerca de la evolución de su relieve durante el Holoceno Medio y Tardío, a través del estudio de los registros morfosedimentarios y la geomorfología de los valles; para así identificar y comprender de mejor manera las variables que controlan y condicionan la creación del relieve, y en particular aquellos procesos que controlan y condicionan la formación del registro arqueológico de la zona. Se busca, entonces, colaborar al entendimiento de la relación entre los factores naturales del territorio y las sociedades que lo ocuparon, caracterizando los medios físicos asociados a ocupaciones humanas en los Valles El Sobrante y Pedernal.

El siguiente estudio reafirma la importancia del trabajo interdisciplinario y de su metodología colaborativa; ya que de esta manera se obtiene información más profunda e inclusiva del territorio y sus habitantes. Entendiendo el territorio se logrará una mejor educación y conservación de este. En post de lo anterior, además de presentarse resultados geológicos y geoarqueológicos; se presenta una propuesta digital de difusión científica acerca de los principales puntos de este estudio. De esta manera, se busca otorgar valor al patrimonio natural del área, acercando la geología al público general promoviendo así su conservación y protección.

## **1.2 Hipótesis de trabajo**

A partir de la observación de los valles a estudiar y con el objetivo de realizar un trabajo interdisciplinario que incluye información geomorfológica, sedimentológica y arqueológica, se desprende la siguiente hipótesis de trabajo:

Los valles superiores del Río Petorca cuentan con rasgos geomorfológicos, estratigráficos y sedimentológicos que registran las variables que controlaron y condicionaron la creación y modificación del relieve durante el Holoceno Medio-Tardío; determinando, a su vez, el desarrollo y distribución del registro arqueológico.

## 1.3 Objetivos

### Objetivo general

Analizar la evolución de los valles El Sobrante y Pedernal durante el Holoceno Medio y Tardío (7500-2500 a.p), determinando las variables que controlan y condicionan la creación y modificación del relieve; identificando y comprendiendo aquellos procesos que dieron formación al registro sedimentológico y arqueológico del área; determinando si existe jerarquización de espacios y materiales.

### Objetivos específicos

1. Caracterizar la geomorfología de la zona de estudio e identificar su relación con los factores que controlan y condicionan el relieve.
2. Reconocer y describir las unidades morfosedimentarias Holocenas principales de la zona de estudio, en particular aquellas que contienen elementos del registro arqueológico de la zona y determinar procesos de transporte.
3. Reconocer la distribución espacial de los depósitos no consolidados dentro de los valles mediante el desarrollo de 3 mapas geomorfológicos a escala 1:70.000, 1:80.000 y 1:50.000, para cada sector estudiado.
4. Analizar y comparar datos morfométricos entre ambos valles.
5. Identificar los rasgos arqueológicos principales de cada sitio y establecer relaciones con la geología local y sus procesos.
6. Elaboración de un producto de difusión científica para la comunidad con el fin de informar y generar conocimiento en torno a los principales resultados y alcances de este trabajo.

## 1.4 Zona de estudio: descripción y vías de acceso

La zona de estudio (Figura 1.1) corresponde al extremo NE de la comuna de Petorca, ubicada en la Región de Valparaíso. Se encuentra a 220 km de Santiago y 190 kilómetros al este de Valparaíso, cerca del límite norte de la Región de Valparaíso, colindando hacia el norte con la Región de Coquimbo y hacia el sur con la comuna de Cabildo (Figura 1.1(a)). En esta investigación se estudiarán los Valles El Sobrante y Pedernal, los cuales se forman por la acción de los ríos homónimos y que juntos se unen para formar el río Petorca, el cual modela el valle del mismo nombre desde la Cordillera Principal hasta desembocar en Pacífico. Se extienden dentro de la unidad morfoestructural correspondiente a la Cordillera Principal (Fock, 2005) con distintas orientaciones; el Valle de Pedernal presenta una orientación NS abarcando aproximadamente 340 km<sup>2</sup> mientras que el Valle El Sobrante se dispone en una orientación EW y abarca 200 km<sup>2</sup> aproximadamente (Salazar, 1999) (Figura 1.1(c)).

Para acceder al área de estudio desde Santiago, se debe tomar la ruta 5 hacia el norte, y posteriormente tomar la Ruta E-35 en dirección a La Ligua-Cabildo. Desde ésta última, siguiendo por la misma ruta 33 km, se llega a la localidad de Petorca. A partir de aquí, se debe tomar el camino de Calle Larga hacia el norte, encontrándose con el Valle de Pedernal hacia el Norte y el Valle El Sobrante hacia el Este. (Figura 1.1(a))

Para el trabajo geoarqueológico se eligieron dos sitios arqueológicos entre un total de 13 que se registran en la zona; un sitio ubicado en cada valle. En el Valle de Pedernal encontramos el Campo de Petroglifos del Arenal, ubicado en la localidad del mismo nombre. Para acceder a este sitio arqueológico se debe tomar Calle Larga (Ruta E-375) hacia el norte, desde la ruta E-35. Esta calle cruza todo el valle de Norte a Sur. El segundo sitio arqueológico se encuentra en el Valle El Sobrante, en donde encontramos los petroglifos de El Sobrante y el campo de cerámicas, líticos y

aglomeraciones fúnebres. Para acceder a este sitio arqueológico se debe tomar la Ruta E-375 en dirección hacia la localidad de Chalaco y continuar hacia el este hasta encontrarse con la entrada del Valle.

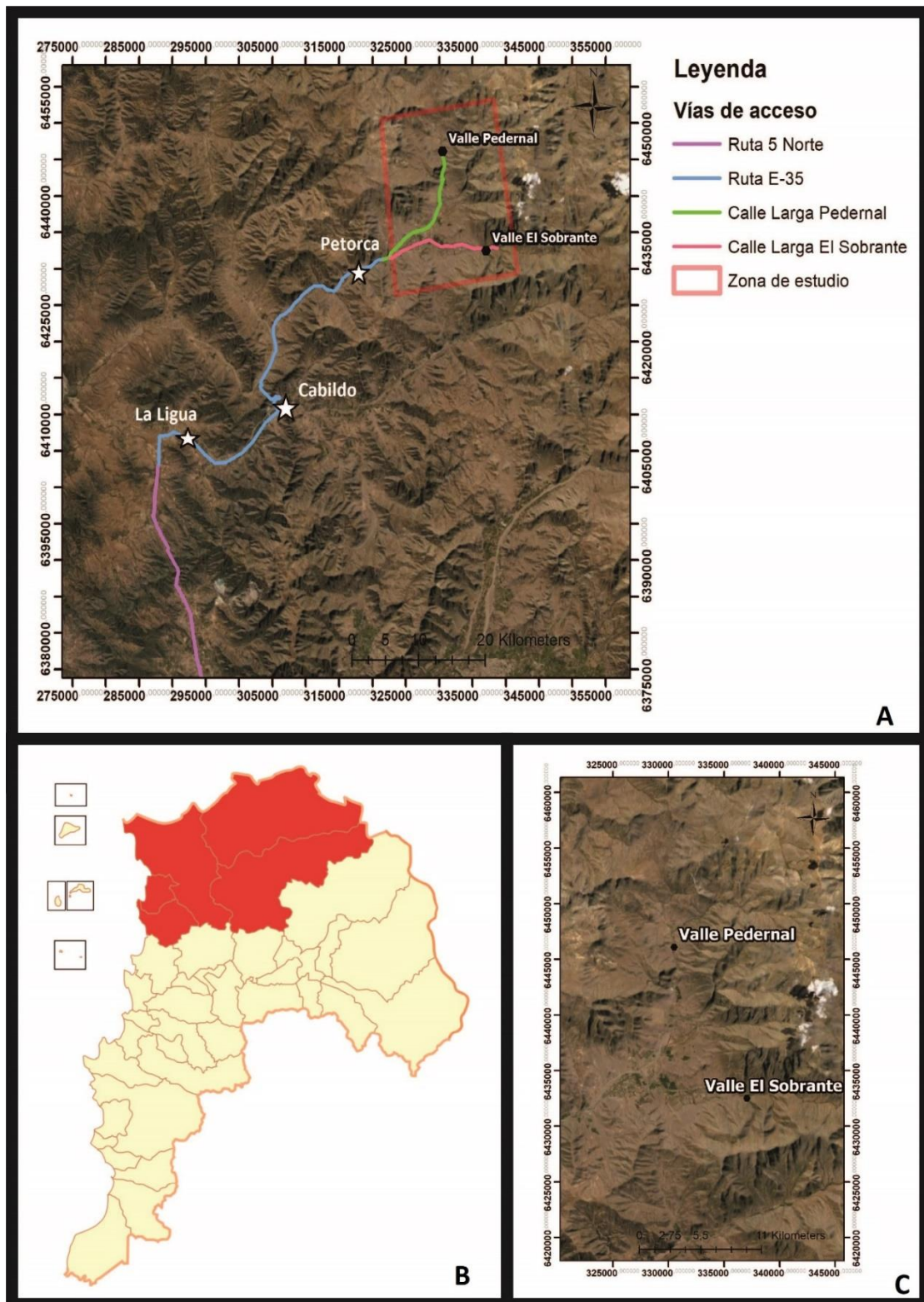


Figura 1.1. A) Vías de acceso a la zona de estudio, B) Ubicación geográfica de la comuna de Provincia de Petorca dentro de la Región de Valparaíso, C) Acercamiento a la zona de estudio.

## **1.5 Metodología**

### **Trabajo de gabinete pre-terreno**

Se analizó la bibliografía disponible y se reconocieron las principales morfologías mediante el estudio de imágenes satelitales.

Para el análisis de las imágenes se utilizaron softwares como ArcGis v. 10.5 y Google Earth Pro. En esta parte, se trabajó con imágenes satelitales ASTER GDEM de resolución 12. 5 (Global Digital Elevation Map).

Las imágenes, junto con la bibliografía, se utilizaron para el reconocimiento e identificación de los rasgos geomorfológicos más importantes de los valles, como los cambios de pendiente, orientación del cauce principal, curvas de nivel y depósitos sedimentarios cuaternarios; pudiendo determinar los puntos de interés a visitar en terreno.

Además, con estas herramientas se desarrolló un mapa geomorfológico preliminar a escala 1:150.000 con los rasgos geomorfológicos que se identificaron, ayudando a comprender de mejor manera el área de estudio y los procesos que pudieron haberla modificado.

### **Trabajo en terreno**

Se realizaron dos visitas a terreno, una en enero 2019 y otra en enero 2020; con el fin de identificar las principales morfologías asociadas a procesos de remoción en masa. Para lograr lo anterior se realizó un estudio geomorfológico, estratigráfico y sedimentológico de campo en donde se llevó a cabo un mapeo sistemático de ambos valles utilizando los mapas desarrollados en gabinete en torno a los puntos de interés designados con anterioridad.

Agregado a lo anterior, y con el fin de reconocer dichas morfologías, se realizó un trabajo fotográfico detallado desde puntos estratégicos en altura; entendiendo que las imágenes son una herramienta primordial del estudio geomorfológico.

Para el mapeo geomorfológico en terreno se utilizó la técnica de telegeología; escogiendo puntos altos desde donde poder observar y mapear sobre las imágenes satelitales desarrolladas en la etapa pre-terreno. Se consideraron variables como morfología de laderas y su respectiva pendiente, acantilados, terrazas, un cauce al pie del depósito, etc. Se observan también, los efectos de remociones en masa en la geomorfología del valle, ya sea con la creación de depósitos, cambio en las redes de drenaje y/o cambios en la morfología de las laderas.

Además, se realizó una descripción sedimentológica de 12 depósitos mediante una pauta basada en las características sedimentológicas más útiles para obtener conclusiones acerca de los procesos de formación de dichos depósitos (Anexo 1), a su vez que se realizaron columnas estratigráficas esquemáticas; definiendo unidades y facies sedimentarias para cada punto. Se caracterizan según su textura, distribución y litología de los clastos, granulometría y estructuras sedimentarias; con el fin de establecer las condiciones de formación del depósito. Se utilizaron las descripciones y fotografías generadas en terreno.

En cuanto al trabajo geoarqueológico en terreno, con el fin de entender los procesos que dieron formación al registro arqueológico y cómo éste se relaciona con su entorno natural, se realiza una prospección sistemática en terreno de los sitios EPD-SA1 (El Pedernal Sitio Arqueológico 1) y SBT-SA1 (Sobrante Sitio Arqueológico 1), ubicados en el Valle de Pedernal y El Sobrante, respectivamente. Se consideran variables geológicas como la geomorfología, posición relativa con respecto a los cauces de agua; de corresponder a un petroglifo se registra la litología del bloque, grado e intensidad de meteorización, y alteración de los bloques. Lo mismo se realiza para la descripción de materiales y herramientas líticas. Se debe analizar la procedencia del registro arqueológico, relacionando la composición de dichos elementos con la geología registrada en la bibliografía.

## Morfometría de los valles

Con el fin de cumplir el objetivo de esta investigación, se calcularon los datos morfométricos de mayor relevancia de los depósitos previamente seleccionados. Entre ellos se encuentra el área, pendiente, largo y ancho del depósito; los cuales se obtienen utilizando distintas herramientas del software ArcGis.

Una vez delimitados los depósitos que se medirán, se procede a superponer imágenes satelitales ALOS PALSAR con el modelo de elevación digital (DEM). Trabajando el DEM es que se pueden obtener las curvas de nivel del área de estudio, ya que el modelo de elevación digital asigna un valor de altura para cada pixel de la imagen. Además de las curvas de nivel, se puede correlacionar los valores individuales para obtener pendientes y puntos de acumulación de material.

Cada uno de los parámetros morfométricos entregados en este estudio se calcularon de la siguiente manera:

- Área del depósito: Se utiliza la herramienta de creación de polígono, el cual abarca todo el depósito. Mediante herramientas geométricas propias del software ArcGis es posible asociar un valor de área para el shapefile del polígono. Este parámetro está medido en kilómetros cuadrados.
- Pendiente del depósito: Para calcular la pendiente es necesario utilizar los valores de elevación entregados por el DEM en conjunto con la herramienta “3D Analyst”; la cual permite determinar, entre otras cosas, el perfil de elevación de una recta trazada en función de los valores de altura máxima y mínima. Mediante un cálculo trigonométrico simple es posible, entonces, obtener la pendiente promedio del depósito en grados.
- Largo del depósito: Utilizando la herramienta de medición “ArcMap” de ArcGis, se calcula el largo del depósito el cual corresponde a la recta que se traza desde la cabeza hasta el fin del depósito. Este valor queda expresado en kilómetros.
- Ancho del depósito: Utilizando la misma herramienta “ArcMap”, el ancho se calcula trazando una recta entre los límites de la zona que presenta mayor extensión lateral, siendo perpendicular a la recta utilizada para el cálculo del largo del depósito. También se presenta en kilómetros.

Además del cálculo de los parámetros ya descritos, se obtuvieron perfiles Swath de elevación para obtener representaciones 3D del relieve. Para desarrollar estos perfiles se debe instalar el archivo Add-In de SwathProfile; una vez instalado, aparece de manera automática en el Add-In Manager de Arcgis (*Menu > Customize > Add-In Manager*). Para utilizar la herramienta se deben seguir los siguientes pasos:

1. *Menu > Customize > Customize Mode.*
2. Seleccionar *Commands* y localizar la categoría “*Geomorphic Indexes*”.
3. Arrastrar y soltar el botón del comando en la barra de herramientas de ArcMap.
4. Hacer click en la herramienta *Swath* recién añadida y completar los parámetros requeridos (Figura 1.2).

Se obtiene entonces un perfil de elevación swath correspondiente a la construcción del relieve en torno a una línea trazada según la sección que se quiera representar. El perfil corresponde un gráfico en 3D del relieve que se construye con 50 líneas trazadas por la herramienta swath, 25 hacia cada lado de la línea trazada previamente.

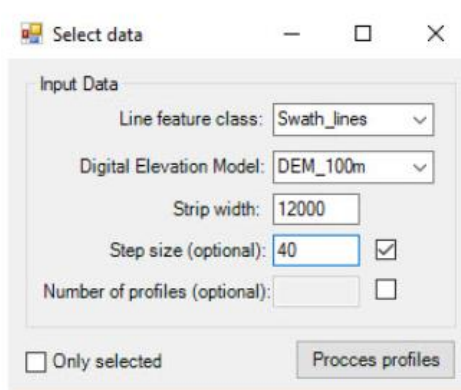
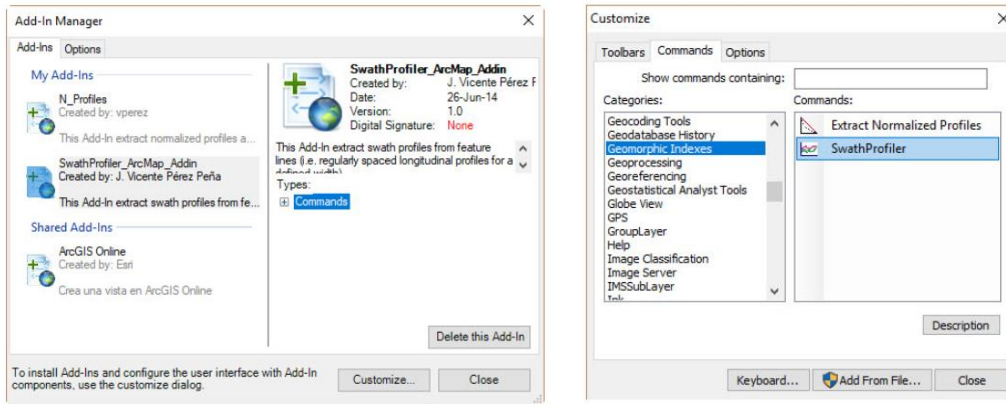


Figura 1.2. Metodología para Add-In Swath Profiler en Arc.Gis.

En post de caracterizar y diferenciar la morfología de cada valle se calculó también el “Valley floor width to valley height ratio” o Vfwh. Este parámetro se calcula con el fin de obtener información sobre la incisión o encajonamiento de cada valle, mostrando la relación entre ancho y relieve dentro del valle. Se define por la siguiente ecuación:

$$V_f = 2 * \frac{W}{(Eld - Elc) + (Erd - Ec)}$$

W= Ancho del valle. Se mide entre los puntos en donde la topografía cambia drásticamente de pendiente, aumentando hacia las cotas mayores de cada flanco del valle.

Eld= Máxima elevación en el lado izquierdo.

Erd= Máxima elevación en el lado derecho.

Ec= Mínima elevación dentro del valle (cauce).

Se construyeron perfiles topográficos a lo largo de cada valle para poder calcular un Vf promedio y permitir una comparación entre ambos valles y su incisión.

Los datos morfométricos acerca de la forma y pendiente de las remociones en masa entregan información referente a los procesos y tipo de flujo que actuaron en su formación. El tamaño y forma de estos abanicos aluviales reflejan la influencia del clima y la litología de la roca; mientras que el valor del Vfwh se utiliza para obtener diferencias cuantitativas en cuanto a la morfología de cada valle, que al relacionarlo con los parámetros morfométricos de largo, ancho, área y pendiente se obtiene un análisis sólido acerca de los procesos de formación del relieve y sus características y diferencias para cada Valle.



## **Recopilación de eventos históricos hidrometeorológicos, tectónicos y registro pluviométrico.**

Con el fin de determinar los factores que controlan y condicionan el registro sedimentario y geomorfológico de cada valle se realiza una búsqueda bibliográfica para obtener información acerca de eventos históricos que impliquen catástrofes climáticas y/o tectónicas que abarquen la zona de estudio. En primera instancia se estudia el comportamiento pluviométrico de cada valle mediante los registros de las estaciones meteorológicas correspondientes. Se analizan las precipitaciones máximas mensuales desde el año 1962 hasta la fecha, determinando aquellos periodos de intensas lluvias frente a periodos de sequía.

Se tabulan los eventos hidrometeorológicos y tectónicos históricos junto con comentarios bibliográficos para así determinar si tuvieron o no influencia en la modificación del relieve de los valles.

Los datos pluviométricos se obtienen mediante la base de datos de la Dirección General de Aguas (DGA) y el Explorador Climático del Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR2), en donde se seleccionaron 2 estaciones meteorológicas, una en el Valle El Sobrante y otra en el Valle Pedernal. De dichas estaciones se recolectaron datos pluviométricos desde el año 1962 a la fecha.

Lo anterior se realiza con el objetivo de determinar que variables fueron determinantes en la creación y modificación del relieve actual de la zona.

## **Trabajo post terreno: integración, interpretación y discusión de resultados**

Primero, se realizó un trabajo de digitalización de la información levantada en terreno a partir de análisis sedimentológico, columnas estratigráficas y mapas preliminares.

Se integró la información generada en la campaña de terreno en un Sistema de Información Geográfico.

Se realizaron tres mapas geomorfológicos de la zona de estudio, dos que abarcan el Valle de Pedernal (zona Norte y Sur) y uno que abarca todo Valle El Sobrante. Para lo anterior se utilizó el software ArcGis v. 10.5, utilizando imágenes satelitales Landsat 7 ALOS PALSAR y el basemap facilitado por la USGS. Además, se utilizaron modelos de elevación digital para observar la diferencia de pendiente entre ambos valles, desarrollando mapas de pendientes con la función SLOPE a la misma escala que los mapas geomorfológicos.

El uso de imágenes satelitales se combina con las fotografías obtenidas en terreno de las distintas morfologías representadas en el mapa, con el fin de realizar fotointerpretación con la ayuda del software Illustrator.

En base a lo obtenido anteriormente, junto con el análisis geoarqueológico, geomorfológico, sedimentológico, morfométrico y de eventos históricos; se discute en torno a las variables que controlan y condicionan los procesos ocurridos durante el Holoceno Medio – Tardío que dan paso a la modificación y formación del relieve y registro arqueológico.

## **Desarrollo del producto de divulgación científica**

Realización de publicaciones en redes sociales para la divulgación científica. El público objetivo al cual se pretende llegar es adolescentes o adultos jóvenes, sin conocimientos previos necesarios. Para este propósito se combinarán ilustraciones con breves textos, a modo de hacer dinámica y sencilla la comprensión de los resultados y alcances de esta investigación.

# Marco teórico

## 2.1 Marco Arqueológico

La arqueología usa las observaciones del registro histórico dejado por comunidades pasadas como evidencia para inferir la conducta humana de dichas comunidades; intentando comprender los procesos que crean similitudes y diferencias en los restos arqueológicos (Schiffer, 1991). Se plantea que el aspecto cultural de los procesos responsables de la formación del registro arqueológico es una rama subdesarrollada de la teoría arqueológica (Schiffer, 1990). El supuesto de que la distribución o patrón espacial de los restos arqueológicos refleja el patrón espacial de actividades pretéritas (Binford, 1962, 1964; Bose, 1970; Clarke, 1978; Wilsem, 1970; y muchos otros) sugiere que las proveniencias de artefactos en un sitio corresponden a sus lugares o ubicaciones reales de uso en actividades pasadas (Schiffer, 1990). Esto no siempre se cumple, lo que lleva a preguntarse cómo se forma el registro arqueológico debido a la conducta en un sistema cultural; siendo ésta una pregunta fundamental para comprender la existencia per se del registro arqueológico, y su significancia dentro del contexto histórico.

La primera interrogante que se presenta, entonces, es por qué hay un registro arqueológico, la segunda es cómo un sistema cultural produce restos arqueológicos; y la tercera pregunta fundamental corresponde a qué clases de variables interculturales e intraculturales determinan la estructura del registro arqueológico (Shiffer, 1990).

Se deben considerar, entonces, aquellos procesos que dan formación al sitio y que contribuyen a la variabilidad que se observa en el registro arqueológico. Estos procesos de formación se definen como todos los eventos y actividades que afectan a los artefactos después de su uso inicial en un tipo particular de actividad; dichos procesos pueden ser culturales o no culturales. Aquellos procesos culturales se pueden clasificar en 4 tipos: el reúso, que incluye actividades como el reciclaje y el uso secundario; otro tipo de proceso cultural es el depósito cultural, que incluye procesos como el desecho, la disposición de los muertos y el abandono de artefactos aún útiles; la reclamación es el proceso cultural contrario a la disposición de los muertos, ya que los artefactos vuelven a entrar al contexto histórico a través de la recolección de artefactos y el saqueo, por ejemplo. Por último, los procesos de perturbación son aquellos que incluyen labores agrícolas y otras actividades que modifican la superficie (Schiffer, 1991).

Los procesos de formación no culturales pueden agruparse en 3 categorías: el deterioro de artefactos, como la descomposición de materiales orgánicos y la corrosión de los metales; los procesos de alteración de sitios arqueológicos, que van desde la actividad de las lombrices hasta el daño debido a ciclos de congelamiento-descongelamiento; y finalmente los procesos regionales, como el crecimiento de la vegetación y las remociones en masa (Schiffer, 1990).

Los procesos de formación se combinan de manera compleja para la creación de estos sitios arqueológicos determinados, y cada proceso opera conforme leyes generales de la conducta humana o leyes de la naturaleza. La identificación de estos procesos es el paso más importante en el proceso arqueológico, ya que cuando se “identifica” el proceso usando las leyes sobre sus efectos, se infiere que este proceso ocurrió (Schiffer, 1990), lo que lleva a entender la manera de pensar y existir de las comunidades pasadas.

El proceso de ocupación humana y desarrollo cultural en Chile se ha visto influenciado por el entorno natural que lo rodea, por lo que es imprescindible conocer los contextos ambientales asociados a estas ocupaciones (Falabella, 2016).

El poblamiento humano inicial de América del Sur hacia finales del Pleistoceno (13.000-11.700 a.p) fue de carácter fundacional, esto quiere decir que se relaciona con las primeras fases de ocupación de esta gran masa continental al sur del planeta, la última en ser colonizada por el *Homo Sapiens*. Estos grupos eran nómades, que se dedicaban a la caza y recolección; y

conformaban pequeñas comunidades familiares que se movían de cordillera a mar según el clima, geomorfología, recursos y cosmovisión. Grupos como éstos habitaron el territorio hasta después de la llegada del conquistador español, sobre todo en la zona cordillerana. (Falabella, 2016).

A través del tiempo, diversos grupos humanos poblaron el territorio que comprende la provincia de Petorca. Dichos grupos asumieron una particular manera de enfrentar los diversos obstáculos que ponía la naturaleza, desarrollando sus aspectos socioculturales por ingenio propio y/o el contacto con otros grupos culturales (Rodríguez J. 1995).

De esta forma, la prehistoria de Petorca se remonta al período prehispánico conocido en arqueología como Arcaico temprano, que comprende entre los 7000 a.C y 4000 a.C. Las primeras evidencias de poblaciones humanas corresponden a la *Cultura Huentelauquén*; los que se reconocen como cazadores y recolectores provenientes de zonas del norte del país (Aguilera, 2012), cuya cronología se ubica entre los 8.000 a 6.000 años a.p (Bahamondes 1969; Rodríguez 1995).

Posteriormente, en el período alfarero temprano (PAT) (400 a.C – 900 a.C), aparecen elementos tecnológicos nuevos como la alfarería, la cual inicia una serie de transformaciones trascendentales en los aspectos sociales y culturales. Durante los primeros siglos de la era cristiana, los valles precordilleranos de Petorca son ocupados por poblaciones pertenecientes a la cultura El Molle, Bato, y Lollole. En estas culturas presenciamos un tránsito paulatino a una subsistencia basada en la producción de alimentos y el sedentarismo, que introducirá profundas modificaciones en todos los aspectos culturales, desarrollando ocupaciones de mayor densidad poblacional y de mayor prolongación en el tiempo (Durán, 1989 y Falabella, 1989).

Entre el año 900 d.C y 1450 d.C, durante la época conocida como Periodo Intermedio Tardío (PIT), se comienzan a diversificar las estrategias de subsistencia; además de la caza, comienza a tener un rol fundamental la producción agrícola (papa, quínoa y calabaza). Este nuevo panorama social permitió el establecimiento de asentamientos más prolongados, fomentando la agrupación de las familias en organizaciones comunitarias en donde los individuos reconocían la existencia de una instancia superior a la cual pertenecían, sin importar sus distintos orígenes familiares (Aguilera, 2005). Estos grupos intermedio-tardíos tuvieron contacto con otros grupos como los diaguitas del norte, Aconcagua del sur, y probablemente con grupo del otro lado de la Cordillera Principal.

Estos grupos dejaron su huella marcando las rocas del valle, creando los petroglifos que podemos encontrar hoy en día distribuidos por toda la cuenca del río Petorca.

Durante el siglo XV, los Incas irrumpen en la provincia provenientes de lo que hoy es el Cuzco, incorporando a las poblaciones de aquél entonces al mayor imperio prehispánico de Sudamérica. La presencia del Inca en Petorca es representada por el “Camino del Inca” o “*Qhapaqñan*”, extensa obra vial que sirvió como columna vertebral al estado incaico en su proceso expansivo.

En la zona interior del estero El Sobrante aún es posible apreciar esta notable obra del pasado prehispánico (Avalos 1996 y 2000, Stehberg, 1995).

Ya cerca del 1450 d.c el Tawantinsuyu o imperio Inca establece una relación con los grupos locales de Chile central, dejando evidencias en el valle a nivel del arte rupestre, decoración y formas de las vasijas de cerámica, y el registro existente en La Ligua (Ávalos *et al.*, 1996).

Durante la llegada de los españoles en el siglo XVI se desencadena un genocidio cultural que rápidamente provocó la desaparición de las culturas precolombinas originarias de esta zona (Aguilera, 2012).

A pesar de que en la cuenca del río Petorca se han realizado en el pasado registros de yacimientos de petroglifos (Igualt, 1964; Sanguinetti, 1969), la exploración ha sido parcial y se ha limitado a los yacimientos de más fácil acceso. Esta zona corresponde a una transición entre dos tradiciones agroalfareras más o menos bien definidas en el Período Tardío: el desarrollo diaguita por el norte

y por el sur la tradición “Aconcagua”; en donde en el Período Temprano se encontraban las tradiciones Llolleo por el sur y Molle por el norte (Niemeyer y Weisner, 1991).

En este estudio se analizan los procesos de naturales de formación de sitios, que han incidido en la fisonomía de las distribuciones artefactuales superficiales del Campo de Petroglifos El Arenal (EPD-SA1) y el Sitio Arqueológico El Sobrante (SBT-SA1), elegidos entre 13 sitios reconocidos y prospectados en la comuna de Petorca (Figura 2.1). La información obtenida a partir de la implementación de diversas técnicas de prospección sistemática superficial permite evaluar la dinámica de distintos procesos naturales y culturales que afectaron el registro arqueológico de estos sitios, como por ejemplo la acción de agentes como el viento, el agua y la actividad antrópica (Somonte *et al.*, 2004). Se eligen estos dos sitios ya que el registro arqueológico presente en ellos se encuentra bien conservado en superficie y están formados en morfologías atribuidas a procesos de remoción en masa.

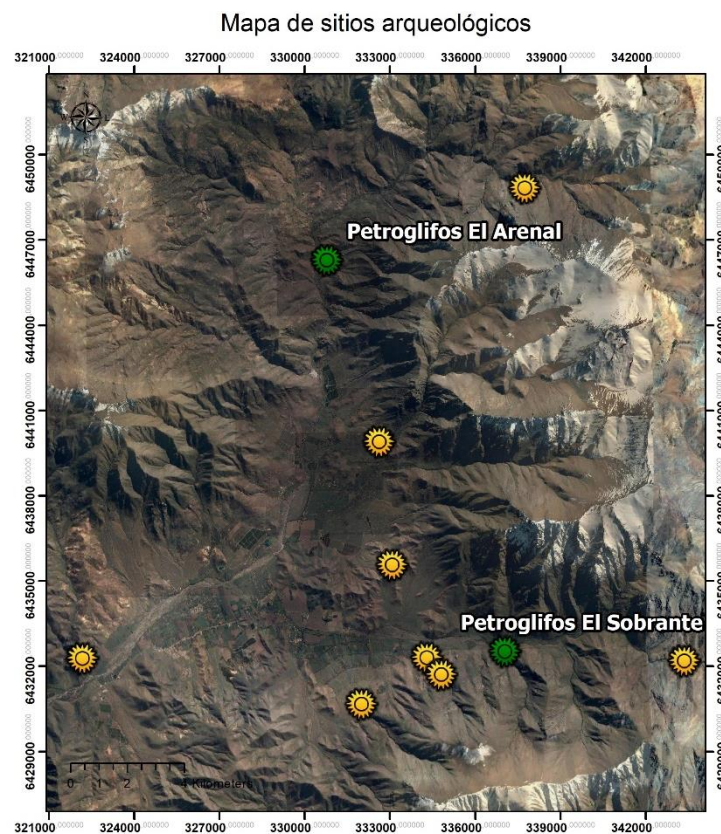


Figura 2.1. Mapa de distribución de sitios arqueológicos en la zona de estudio. Aquellos en verde se incluirán en esta investigación.

## 2.2 Marco Geomorfológico

La cadena andina se extiende por más de 6.000 km a lo largo del margen continental sudamericano. Esta compleja estructura puede ser subdividida en segmentos que reflejarían la geometría de la subducción (Figura 2.2). La subdivisión más amplia corresponde a: Andes del norte (entre 10°N y el golfo de Guayaquil), Andes Centrales (4°S-46°30'S) y Andes del Sur o Patagónicos (46°30'S-52°S). (Gansser, 1973; Ramos, 1999).

En el margen continental Sudamericano se desarrollan dos zonas de subducción subhorizontal o *flat slab*; una entre los 2°S-15°S (zona de flat slab peruano) y otra entre los 27°S-33°S (flat slab Pampeano) (Gutscher *et al.*, 2000). El arco volcánico andino se divide en cuatro segmentos con volcanismo activo, los que ocurren en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado (subducción normal, 25°); entre estas zonas existe ausencia de volcanismo y se refieren a los sectores de flat slabs ya mencionados (Stern, 2004).



Figura 2.2. Segmentación andina. Tomada de Jara, 2013.



La zona de estudio se encuentra comprendida dentro de la zona de transición entre el flat slab pampeano y el segmento de subducción que inclina  $30^\circ$ . Estudios han sugerido que esta suave transición responde a la acomodación producto de una flexión de la losa oceánica (Pesicek et al, 2012). Al sur de los  $32^\circ$  la subducción se mantiene constante con un ángulo entre  $25^\circ$  y  $30^\circ$ , mientras que al norte la placa de Nazca subduce con un ángulo de aproximadamente  $25^\circ$  y tiende a horizontalizarse a unos 250 km al este de la fosa oceánica (Ramos, 1999).

En el borde occidental de Sudamérica, entre los  $32^\circ\text{S}$  y  $35^\circ\text{S}$ , es posible reconocer cinco unidades morfoestructurales principales. Estas se disponen con una orientación NS y corresponden a la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 2.3).

Particularmente, dentro de la comuna de Petorca, las principales unidades morfoestructurales presentes corresponden a la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal; siendo este último dominio aquel que abarca la zona de estudio (Figura 2.3). Las cuencas del Choapa y Aconcagua la determinan por el norte y sur, respectivamente, así como también en el sector oriental, impidiendo que los tributarios que configuran al Río Petorca provengan de la Alta Cordillera (Salazar, 1999).

La zona de estudio está inmersa en un sistema fluvial, por lo que comprende morfologías típicas de estos sistemas, como lo son valles en forma de V, llanuras de inundación, terrazas fluviales y abanicos aluviales.

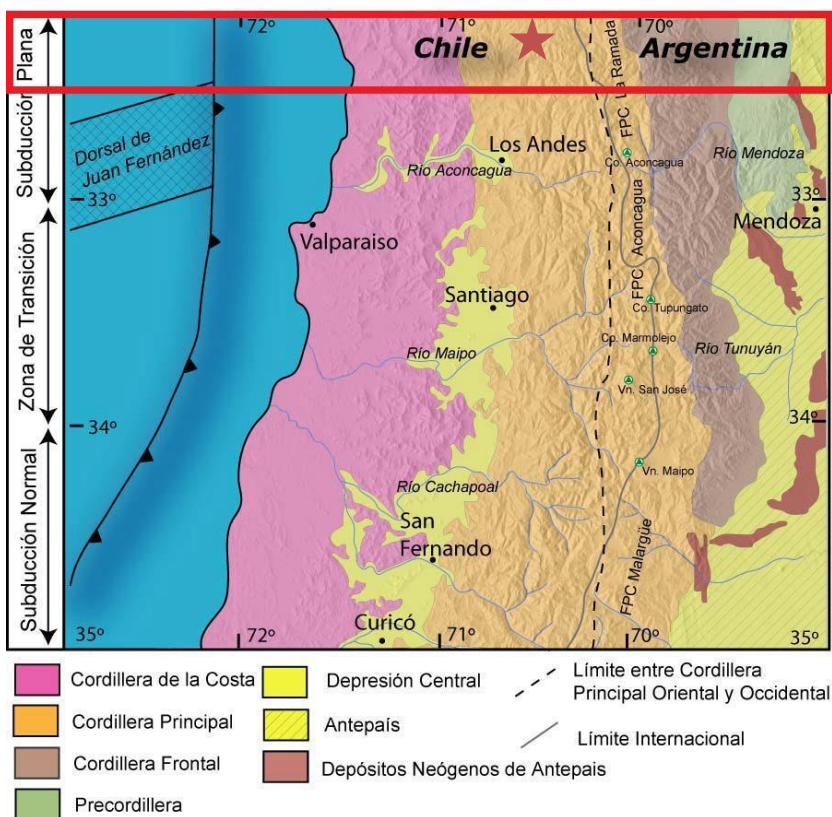


Figura 2.3. Unidades morfoestructurales del borde occidental de Sudamérica entre los  $32^\circ\text{S}$  y  $35^\circ\text{S}$ . Se presenta en rojo la zona de que abarca el área de estudio. Modificado de Fock (2005). La estrella roja indica la ubicación de la zona de estudio.

## 2.3 Marco Geológico

En la comuna de Petorca afloran rocas estratificadas de edades cretácicas hasta neógenas en franjas de orientación NS. Afloran también, rocas intrusivas de edades entre el Cretácico Superior y el Mioceno. En el área de estudio en particular, afloran rocas pertenecientes a la Formación Lo Valle, Las Chilcas y Cerro Morado; y unidades intrusivas correspondientes a la Super Unidad Illapel, Unidad San Lorenzo y Unidad Fredes.

En la Figura 2.4 se presenta la distribución de las unidades geológicas dentro de la Comuna de Petorca, con un acercamiento al área de estudio. Se describen a continuación, las unidades geológicas bibliográficas para la zona de estudio.

Mapa geológico de la comuna de Petorca, Región de Valparaíso, Chile

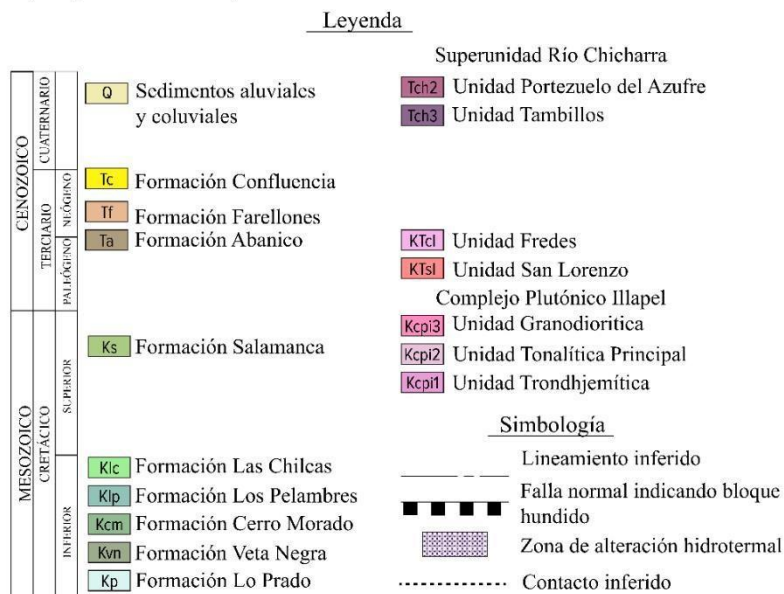
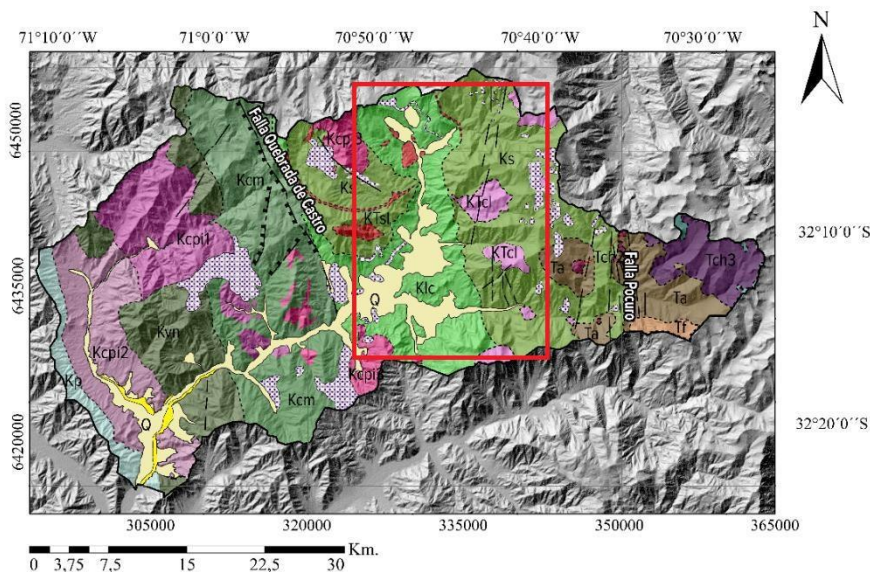


Figura 2.4. Mapa geológico compilado para la comuna de Petorca. En rojo se enmarca la zona de estudio. Modificado de Pérez (2018). Compilado de Rivano (1993), Jara (2013) y Ferrando (2014).

En la Figura 2.5 se presenta la secuencia estratigráfica que aflora en la zona de estudio, las que corresponden a rocas dispuestas en franjas NS de edades cretácicas, las que se desarrollaron en el contexto geodinámico transicional de una configuración extensional a un contexto tectónico compresivo (Charrier *et al.*, 2007).

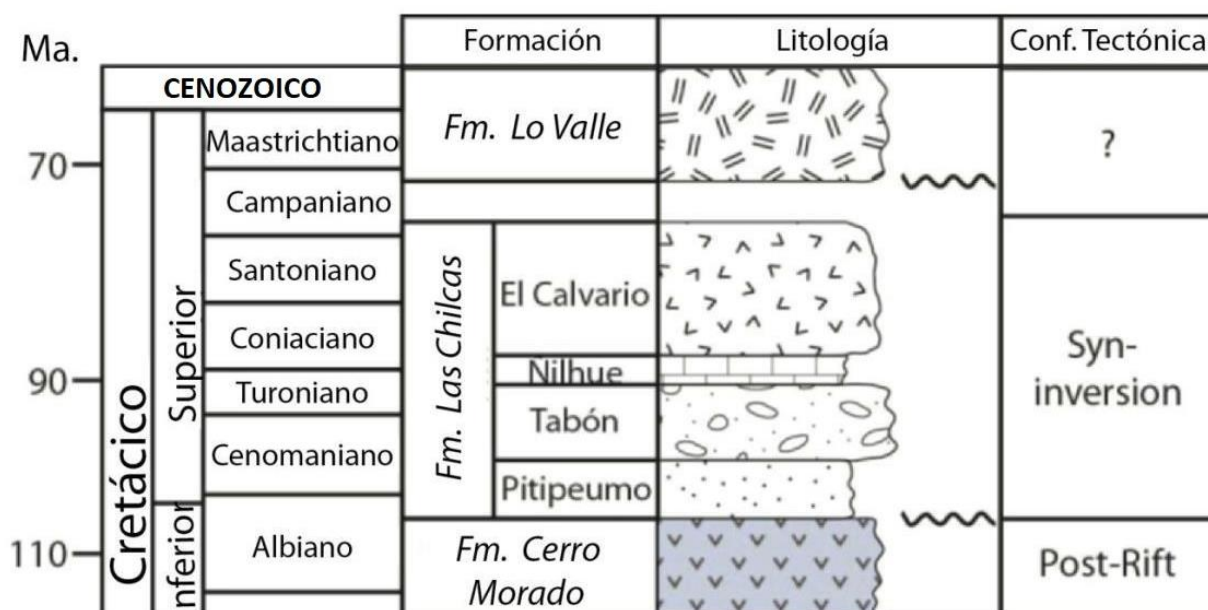


Figura 2.5. Secuencia estratigráfica presente en la zona de estudio, con sus respectivas edades y contexto tectónico. Modificado de Machuca (2017)

En la cuenca del Río Pedernal, se pueden observar principalmente rocas volcánicas correspondientes tanto a un volcanismo fisural como a un centro eruptivo asociado a la Caldera Volcánica Morro Hediondo y su ambiente contiguo, lo que generaría un desarrollo de rocas volcánicas y cambios texturales de rocas preexistentes (Salazar, 1999).

En la cuenca del río El Sobrante afloran rocas correspondientes a la porción oriental de la Formación Salamanca, depositado en un ambiente continental volcánico, iniciándose con depósitos clásticos, fluviales o aluviales, los que habrían sido obliterados por la actividad volcánica asociada también a la Caldera Volcánica Morro Hediondo (Salazar, 1999). Se presentan también unidades intrusivas que dan testimonio del importante volcanismo presente en la zona de estudio durante el Cretácico Superior (Pérez, 2018).

### 2.3.1 Formación Cerro Morado (Aptiano tardío – Albiano Temprano, Cretácico Inferior)

Corresponde a la porción occidental de la Fm. Salamanca (Salazar, 1999); se presenta en el sector centro-occidental de la cuenca del Río Pedernal. Se describe como una secuencia de 1300 m a 1800 m de espesor, constituida predominantemente por rocas volcánicas verdosas y púrpuras; las cuales se depositaron en un ambiente de arco volcánico subaéreo. Ésta yace sobre la Fm. Veta Negra mediante un contacto discordante progresivo, y su techo se presenta discordante bajo la Fm. Las Chilcas (Boyce, 2015).

La litología de esta formación corresponde a sucesiones de lavas y brechas andesíticas con intercalaciones de tobas y areniscas tobáceas (Salazar, 1999). Predominan las brechas andesíticas de grano fino a grueso de color púrpura, donde algunas presentan una textura parecida a las “ocoitas” de la Fm. Veta Negra (Boyce, 2015). Las tobas líticas se presentan en potentes niveles, al igual que las lavas andesíticas de color pardo rojizo.



En el área de estudio, se presenta intruida por el Batolito monzodiorítico cuarcífero de edad Cretácica Superior ( $86 \pm 3$  Ma) correspondiente a la Unidad Chalinga correspondiente a la Super Unidad Illapel. Asociada a esta intrusión se presentan zonas de alteración hidrotermal en la cuenca (Salazar, 1999).

Basándonos en sus relaciones de contacto de la Fm. Cerro Morado con la Fm. Veta negra en la base y la Fm. Las Chilcas en el techo, a esta formación se le asigna una edad Aptiano Tardío-Albiano Temprano (115-106 Ma) (Boyce, 2015).

### 2.3.2 Formación Las Chilcas (Campaniano – Aptiano Superior, Cretácico Medio-Superior)

Corresponde a una secuencia sedimentaria y volcánica subordinada, depositada en un ambiente de arco volcánico subaéreo de aproximadamente 50 km de ancho y un espesor máximo de 3500 m (Alberg *et al.*, 1984; Mpodozis y Ramos, 1989, Charrier *et al.*, 2007; Jara, 2014).

Esta formación se dispone en una franja N-S, abarcando el eje del Río Petorca y sus secciones laterales de manera proporcionada, exceptuando por el afloramiento de la Fm. Cerro Morado en el sector occidental-centro de la cuenca; esta situación se asocia al evento eruptivo de la caldera Morro Hediondo, que, si bien se encuentra fuera de la cuenca hidrográfica del río Petorca, su influencia geológica se ve expresada al interior de la cuenca. Su techo fue reconocido por Thomas (1958) como una discordancia de erosión y plegamiento, yaciendo bajo niveles tobáceos de la Fm. Lo Valle.

En cuanto a su litología, la Fm Las Chilcas corresponde a una secuencia volcanoclástica de ambiente continental con marcadas variaciones laterales (Rivano *et al.*, 1993; Jara y Charrier, 2014). La componen 4 miembros; el miembro inferior (Pitipeumo) corresponde a rocas sedimentarias de 400 m a 1000 m de potencia, constituido por areniscas intercaladas con niveles conglomerádicos, brechas y lavas andecíticas y dacíticas (Boyce, 2015). Sobre el miembro Pitipeumo sobreyace de manera concordante el miembro sedimentario continental Tabón; este se caracteriza por ser una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas matriz-soportadas de color pardo y mala selección, mientras que hacia el techo las brechas son clasto-soportadas color pardo-rojizo (Boyce, 2015). Sobre este miembro yace el Miembro Ñilhue, que consiste en calizas y depósitos calcáreos fosilíferos (Boyce, 2015). Por último, en el techo se encuentra el Miembro El Calvario, el cual está constituido por brechas andesíticas de color gris oscuro y andesitas masivas, intercaladas con niveles conglomerádicos pardo-rojizos (Boyce, 2015).

El registro fósil encontrado en esta formación consta principalmente de esqueletos calcáreos de algas, foraminíferos planctónicos y bentónicos (Martínez-Pardo, 1994). La presencia de foraminíferos bentónicos representa un ambiente marino somero de profundidades menores a 200 m. Es por lo anterior que las secuencias de la Fm. Las Chilcas se han interpretado como secuencias depositadas en un contexto de arco volcánico subaéreo y en menor medida marino (Levi y Aquirre, 1981, Jara y Charrier, 2014). Las facies sedimentarias continentales de esta formación representan un ambiente semi-árido de abanico aluvial y fluvial, con inundaciones repentinas y ocurrencia de lahares (Boyce, 2015).

A partir de la biocronología en organismos planctónicos, es posible establecer que la plataforma continental somera en la que se depositaron los niveles calcáreos de la Fm. Las Chilcas, permaneció hasta el Albiano Superior (Martínez-Pardo, 1994), mientras que las secuencias de rocas sedimentarias y volcanoclásticas se habrían depositado hasta el Campaniano (Kent y Gradstein, 1985; Rivano *et al.*, 1993; Boyce, 2015).

Sobre esta formación se han depositado sedimentos cuaternarios aluviales y coluviales correspondientes a la cuenca del Río Pedernal (Salazar, 1999).

### 2.3.3 Formación Lo Valle (Maastrichtiano – Daniano, Cretácico Superior)

Corresponde a la porción oriental de la Fm. Salamanca (Salazar, 1999), y en la zona de estudio aflora en dos sectores principalmente; por la parte centro-occidental, en donde está fuertemente determinada por la posible estructura de la caldera volcánica Morro Hediondo. El otro sector en donde aflora la Fm. Lo Valle corresponde a la sección oriental de la zona de estudio dispuesta en una franja NS. Estas rocas se pueden observar en morfologías como los cerros Palpalén, La Pila, Baltazar y Maitén (Salazar, 1999).

Corresponde a una sucesión de hasta 700 m de espesor, predominantemente piroclástica de composición andesítica y riolítica, con intercalaciones de niveles sedimentarios continentales (Thomas, 1958). Se dispone coronando los cerros de la Cordillera Principal (Pérez, 2018), como lo son por ejemplo los cerros La Tenca, Bayo, El Morro, Carén, Alquitrán y Morro Morado (Salazar, 1999). Su techo es la actual superficie de erosión, salvo en los sectores orientales, donde yace de manera discordante bajo la Fm. Abanico (Gana y Wall, 1997; Boyce, 2015)

En cuanto a su litología, la Fm. Lo Valle se compone de un nivel conglomerádico inferior, al cual le sobreyace una secuencia volcánica tobácea y brechas volcánicas (Boyce, 2015). Sobre estos niveles, se disponen secuencias volcánicas de lavas andesíticas de textura porfídica grises y negras, tobas y brechas intercaladas con lutitas rojas, conglomerados y areniscas tobáceas (Pérez, 2018).

La Fm. Lo Valle, además, está intruida en varios sectores por cuerpos hipoabisles y plutónicos de edades Paleocenas y Miocenas (Machuca, 2017). Estos cuerpos intrusivos se encuentran representados por las Unidades Chalinga, San Lorenzo y Fredes, siendo la Unidad Chalinga la más antigua (Salazar, 1999).

Varios autores han datado la Formación Lo Valle mediante K/Ar, Ar/Ar y U-Pb (Drake *et al.*, 1976; Rivano *et al.*, 1993; Boyce, 2015), obteniendo resultados entre los 64 Ma y los 73 Ma. De esta manera, la Fm. Lo Valle tendría edad Maastrichtiana a Daniana (Pérez, 2018).

### 2.3.4 Unidad Chalinga (Superunidad Illapel)

Representa una de las 4 unidades de la Superunidad Illapel, definida por Rivano *et al.* (1985) como un complejo intrusivo de dimensiones batolíticas que se desarrolla en un área de 3200 km<sup>2</sup> entre los 31°25'S y los 32°30'S (Pérez, 2018). En la zona de estudio, este cuerpo intrusivo se presenta en la sección oeste intruyendo rocas de la Fm. Cerro Morado, mostrándose de color gris blanco con una textura de grano medio, muy meteorizado (Salazar, 1999). La presencia de epidota infiere un notable metamorfismo de contacto entre el intrusivo y la Fm. Cerro Morado (Salazar, 1999).

Este cuerpo intrusivo se asocia al Cretácico Inferior- Cretácico Superior (Salazar, 1999), esta unidad representa una de las 4 unidades que representan cuatro pulsos distintos durante la formación de la Superunidad Illapel (Pérez, 2018).

### 2.3.5 Unidad San Lorenzo

Está representada por stocks, diques y filones, abarcando una superficie de 7 km<sup>2</sup> (Salazar, 1999), con una composición diorítica, tonalítica, monzodiorítica cuarcífera, granodiorítica y dacítica, que intruye a las formaciones Cerro Morado, Las Chilcas y Lo Valle (Salazar, 1999; Rivano *et al.*, 1993). Se ve concentrada en el sector de la caldera Morro Hediondo, donde el dique anular es el principal componente de esta unidad (Camus *et al.*, 1991).

Dentro de los cuerpos que la componen podemos encontrar el Pórfido Pedernal, el Pórfido Chivaro, el Dique Anular y el Filón Los Portillos (Salazar, 1999).

Dataciones de los pórfidos dioríticos de esta unidad arrojaron edades de  $86 \pm 3$  Ma,  $79 \pm 3$  Ma y  $80 \pm 3$  Ma, mediante K-Ar en plagioclasa, feldespato y roca total, respectivamente. (Camus *et al.*, 1986). También, se hicieron dataciones en el Dique Anular de la caldera Morro Hediondo, la cual le asignó una edad K-Ar de  $80 \pm 3$  Ma, correspondiente al Cretácico Superior (Camus *et al.*, 1991).

### 2.3.6 Unidad Fredes

Aflora en el sector oriental de la zona de estudio, al fondo del valle El Sobrante y en el flanco este del Valle Pedernal, intruyendo a rocas volcánicas de la Fm. Salamanca (Rivano *et al.*, 1993)

Se compone de diversos stocks grises de 20-100  $km^2$  correspondientes a dioritas de piroxeno y hornblenda, y cuarzdioritas de grano fino a medio, con granodioritas, tonalitas y monzogranitos subordinados (Rivano *et al.*, 1993; 1996). Estos cuerpos afloran en los cerros Maitén y La Pila; en donde, además, se observan diversas zonas de alteración hidrotermal de carácter argílico, en donde es poco probable la mineralización de sulfuros (Salazar, 1999).

Las edades radiométricas para esta unidad van desde los  $68 \pm 10$  Ma a los  $45,5 \pm 1,2$  Ma, asignándosele una edad Cretácica Superior-Paleógeno Inferior (Munizaga y Vicente, 1982; Rivano *et al.*, 1993).

### 2.3.7 Depósitos no consolidados o poco consolidados

De edad Cuaternaria, corresponden a eventos locales de carácter fluvial, aluvial y coluvial; los que se determinan por procesos y fenómenos climáticos y tectónicos (Vicencio *et al.*, 2017), que generarían conos de deyección torrenciales y escombros de faldas, depósitos de colapso y gravitacionales (Rivano *et al.*, 1993).

A lo largo del valle, los depósitos más abundantes corresponden a terrazas de inundación de la actual corriente del río. El río, de carácter trezado, genera depósitos fluviales caracterizados por una intercalación entre arenas finas y gravas con clastos redondeados, dispuestos en lentes heterométricos. (Vicencio *et al.*, 2017).

Los depósitos coluviales existentes se observan con mayor recurrencia en el sector occidental del área; en donde, desde las paredes rocosas sub-verticales que limitan las quebradas, se desprenden bloques de distintos tamaños, formando taludes y conos de eyección (Vicencio *et al.*, 2017). En el sector de El Sobrante, es posible encontrar clastos aislados de decenas de metros, proveniente de la fragmentación de la Fm. Las Chilcas. (Vicencio *et al.*, 2017).

### 2.3.8 Estructuras Geológicas

La comuna de Petorca se ve afectada por dos dominios estructurales, los cuales se caracterizan por presentar lineamientos de rumbo N-S (Pérez, 2018). El primer dominio se representa por la Zona de Falla Pocuro (ZFP) (Aguirre, 1996; Rivano *et al.*, 1996), la cual se ubica en la zona oriental de la comuna de Petorca; y afecta principalmente a rocas del Cretácico Superior (Rivano *et al.*, 1993). El segundo dominio se caracteriza por el sistema de fallas Quebrada de Castro, El Bronce y Petorca-El Durzano, los cuales, en conjunto con fallas relacionadas a la caldera Morro Hediondo, controlan la mineralización metálica de la comuna de Petorca (Pérez, 2018)

Rivano (1996) describe la ZFP como una megafalla que se extiende por lo menos desde los  $31^{\circ}S$  a los  $34^{\circ}S$ , y que divide los dominios de la Cordillera Principal y la Depresión Central. Estudios posteriores han relacionado a la ZFP con la Falla San Ramón hacia el sur, el cual se establece

como un sistema de falla invertido vergente al oeste (Thiele, 1980; Fock *et al.*, 2006; Díaz *et al.*, 2014). Con respecto a la actividad actual de la ZFP, en la zona de Los Andes-Cariño Botado se han identificado cambios abruptos de pendientes sobre la traza de la Falla Pocuro, además de elementos geomorfológicos como abanicos aluviales (Pérez, 2018).

El sistema de fallas Quebrada de Castro, El Bronce y Petorca-El Durazno controlan el ascenso de fluidos mineralizadores, que dan origen a los principales yacimientos de CU, Au y Ag de la zona (Camus *et al.*, 1986; 1991; Skewes y Camus, 1988). En Quebrada de Castro se reconoce una estructura de carácter regional, que se extiende entre los 31°S y los 33°S con un rumbo N22°W (Camus *et al.*, 1991); ésta estructura alberga una serie de fallas subparalelas que albergan vetas mineralizadas de Au, Ag y Cu (Camus *et al.*, 1991).

## **2.4 Marco climático y meteorológico**

### **2.4.1 Clima regional y vegetación**

Dada su gran extensión meridional, América del Sur presenta patrones climáticos diversos, exhibiendo condiciones climáticas características de sistemas tanto tropicales, subtropicales como extratropicales. Además, la Cordillera de Los Andes actúa como una gran barrera para el flujo troposférico (Garreaud *et al.*, 2009). Este cordón montañoso interrumpe significativamente la circulación atmosférica resultando en fenómenos climáticos de mesoescala y un fuerte contraste entre las condiciones climáticas de las laderas este, oeste y el piedemonte (Garreaud, 2009). En particular, el clima de Chile es muy variado ya que, además de la presencia de la Cordillera de Los Andes; coexisten distintos factores como la presencia de la corriente fría de Humboldt la cual fluye de sur a norte y produce una anomalía negativa resultando en temperaturas entre 3-5°C más bajas (Gutiérrez, 2008); también El Niño Oscilación Sur (ENSO) condiciona periódicamente el clima de Chile. En Chile se pueden distinguir seis tipos de climas básicos: clima tropical seco, clima subtropical húmedo, clima mediterráneo, clima marítimo, clima de tundra y clima de montaña (La Guía, 2007).

Climáticamente, el Norte Chico, puede considerarse como la transición entre el desierto hiperárido de Atacama y la zona con clima mediterráneo de Chile Central. Se clasifica como una zona con clima subdesértico (Cagri & Hajek, 1976), con temperaturas medias entre los 17° y 14°C (Gellona, 2016). De acuerdo con Van Hausen (1967), el Norte Chico se puede definir como una región semiárida-mediterránea, caracterizada por veranos secos e intervalos esporádicos de sequías también en invierno. Dado su carácter transicional, existe un gradiente muy marcado en las precipitaciones (25-400 mm/año), siendo mínimas en la parte norte y aumentando hacia el sur. En general, se presentan entre mayo y octubre, con niveles pluviométricos más altos en Julio (Maldonado, 1999). Dada su posición marginal en el sistema de los Vientos del Oeste, la variabilidad interanual y poca predictibilidad de las precipitaciones tiende a ser alta, siendo el fenómeno ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) el que más aporta a esta variabilidad (Gellona, 2016). Estos eventos ocurren con una frecuencia variable, aunque en general dentro de un rango entre 3 y 6 años (Trenberth, 1991). Los eventos El Niño se ven expresados en años con precipitaciones anormalmente altas, mientras que los eventos La Niña se asocian a una disminución de la precipitación en esta zona (Aceituno y Garreaud, 1995).

La zona de estudio se desarrolla en una macrozona con un régimen mixto semiárido mediterráneo con estaciones prolongadas (Anabalon, 2006). Las máximas precipitaciones se concentran entre mayo y septiembre, en donde el mes de julio concentra, generalmente, el 50% de las precipitaciones anuales (Salazar, 1999).

En esta latitud se desarrollan ecosistemas de carácter templado mesomórfico (Biblioteca del Congreso Nacional), los que tienen una amplia presencia de arbustos espinosos, y hojas especialmente acondicionadas para evitar la pérdida de humedad a través de la transpiración. Como el aumento de precipitaciones es de norte a sur, observamos distintos fenómenos y formaciones vegetales. Dentro de este paisaje se desarrolla el bosque esclerófilo, vegetación de tipo mediterráneo que ha sido intensamente deteriorada producto de la intervención humana (Biblioteca del Congreso Nacional)

Las condiciones climáticas de la zona han permitido el crecimiento de un núcleo de biodiversidad de Palma Chilena, el cual cuenta con 1300 ejemplares de esta especie protegida. Este núcleo fue declarado Sitio Prioritario para la Conservación de la Biodiversidad (Muñoz *et al.*, 1996).

## **2.4.2 Circulación Atmosférica y fenómeno ENSO**

La circulación atmosférica se refiere al sistema de vientos de escala planetaria, en donde el modelo general idealizado implica tres celdas de circulación vertical (Hadley, Polar y Ferrel), y los vientos resultantes en superficie (Insunza, 2010).

El clima frente a la costa del norte y centro de Chile está controlado por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (APSO), el cual produce condiciones muy estables en la troposfera baja (inversión térmica de subsidencia), temperaturas del mar relativamente bajas y vientos predominantemente del sur (Garreaud, 2002) (Figura 2.7). Esta faja latitudinal limita al norte con la zona casi permanentemente sometida al APSO, y al sur con el área dominada por el cinturón de los vientos del oeste. Esta transición geográfica implica una estacionalidad marcada en el clima, con una influencia anticiclónica desde el sur al norte y de invierno a verano (Rutllant, 2004). Como consecuencia de lo anterior, las precipitaciones en Chile central son casi exclusivamente invernales, producto del desplazamiento hacia el ecuador del APSO y los vientos del oeste (Figura 2.6 y 2.7). El APSO corresponde a un centro de altas presiones originado por la subsidencia de aire relativamente seco proveniente de la parte superior de la nubosidad convectiva asociada a la Zona de Convergencia Intertropical que diverge en dirección a los polos y es parte de la circulación meridional conocida como la Celda de Hadley (Figura 2.6) Por efecto de la rotación terrestre, el aire que circula alrededor del núcleo de máxima presión tiene un movimiento anti-horario, dirigiendo los vientos en dirección hacia el ecuador, encauzados a su vez por la orografía que caracteriza a Chile y Perú (Strub *et al.*, 1998). Al sur de los 27°S, el APSO se encuentra con los Vientos del Oeste, rasgo atmosférico caracterizado por una fuerte disminución de la presión, con isobaras que se orientan en dirección este-oeste. La posición del APSO varía según la estación: en el verano chileno se ubica en su posición más austral, generando condiciones estables y secas en la parte central y sur de Chile; mientras que en el invierno austral el APSO es más intenso y se retrae hacia zonas subtropicales (Garreaud, 2011). Existen diversos fenómenos que pueden interrumpir la circulación atmosférica descrita, como el ciclo ENOS. El Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño Southern Oscillation) es el modo oscilatorio del sistema acoplado océano-atmósfera del Océano Pacífico tropical. Es un fenómeno natural que causa variabilidad climática, donde el océano y la atmósfera actúan acopladamente en la cuenca del Pacífico tropical a escala interanual (Ortlieb, 1994). Para una mayor comprensión de cómo se desarrollan los eventos ENOS a lo largo del Pacífico Ecuatorial, se definen 4 regiones de acción: de Oeste a Este las regiones son Niño 4, Niño 3, Niño 3.4, Niño 1+2 (Figura 2.8); esta división está basada en las anomalías en la temperatura superficial del mar. Las regiones 3 y 4 se encuentran ubicadas en el lado occidental del Pacífico y se caracterizan por presentar las máximas anomalías temperatura superficial del mar (SST) (Figura 2.8); la región 3.4 está comprendida entre la 3 y la 4 y representa un buen indicador de la correlación entre la temperatura superficial del mar y el índice de Oscilación del Sur (IOS); la región 1+2 incluye las costas de Perú y Ecuador incluidas las Islas Galápagos y representa un buen indicador de los cambios inducidos por El Niño en los patrones de variabilidad de la costa del Pacífico de América del Sur (Inocar, 2020). Este fenómeno participa de manera principal en las variaciones de un año para otro en la posición del APSO y los Oestes (Rutllant, 2004). El entendimiento del ciclo ENOS se relaciona la propagación de ondas ecuatoriales a lo largo del océano Pacífico ecuatorial, causando el ascenso y descenso de la termoclina ecuatorial, lo que se refleja en la intensidad y dirección de las corrientes oceánicas (Clarke & Van Gorder, 1994; Shaffer *et al.*, 1997),

involucrando grandes anomalías océano-climáticas en sus fases cálidas (El Niño) y la fría (La Niña) (Vargas *et al.*, 2006).

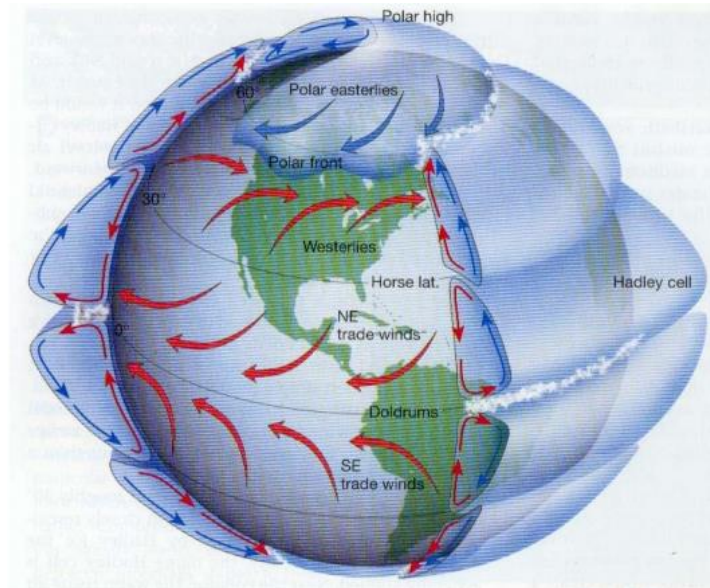


Figura 2.6. Modelo idealizado de la circulación atmosférica global. Se distinguen tres celdas de circulación vertical y los vientos resultantes en superficie.

Producto de la interacción de todas estas variables, Chile central presenta una alta variabilidad interanual en las precipitaciones invernales y primaverales, con sequías intensas y frecuentes inundaciones en los años lluviosos (Rutllant, 2004); el Valle de Petorca cumple con estas características.

El norte semiárido es una región muy sensible a los cambios climáticos, dependiendo de los sistemas frontales conducidos por los Vientos del Oeste durante el invierno y la primavera austral. Estas incursiones se hacen más frecuentes e intensas durante las fases cálidas del El Niño Oscilación del Sur (ENSO), producto del debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y la mayor frecuencia y/o persistencia de anticiclones de bloqueo localizados en el suroeste de Sudamérica (Ortega, 2014). Los eventos anómalos de lluvias que han ocurrido ocasionalmente en el norte de Chile en conexión con El Niño se han explicado por la combinación de un anticiclón debilitado sumado al episódico calentamiento del océano costero, generando un estado de inestabilidad atmosférica que permitiría, junto a corrientes en chorro hacia el norte de Chile, el alcance de incursiones frontales originadas en las latitudes medias (Vargas *et al.*, 2000, 2006). Este mecanismo generaría fuertes tormentas convectivas. Por ejemplo, los años más lluviosos con eventos anómalos de intensas lluvias que generaron inundaciones y aluviones, se han asociado con el desarrollo de condiciones El Niño durante el invierno y primavera austral (Ortega, 2014).

El carácter de transición climática que posee la zona de Chile central-norte (30-34°S), junto a la influencia del sistema El Niño-Oscilación del sur (ENOS), la constituyen en una zona de alta sensibilidad, lo que significa la clave para el registro de los cambios climáticos ocurridos en el pasado (Villa-Martínez, 2002). A pesar de lo anterior, es una de las áreas del país menos estudiada y escasamente comprendida en lo que se refiere a su paleoclima y paleovegetación.



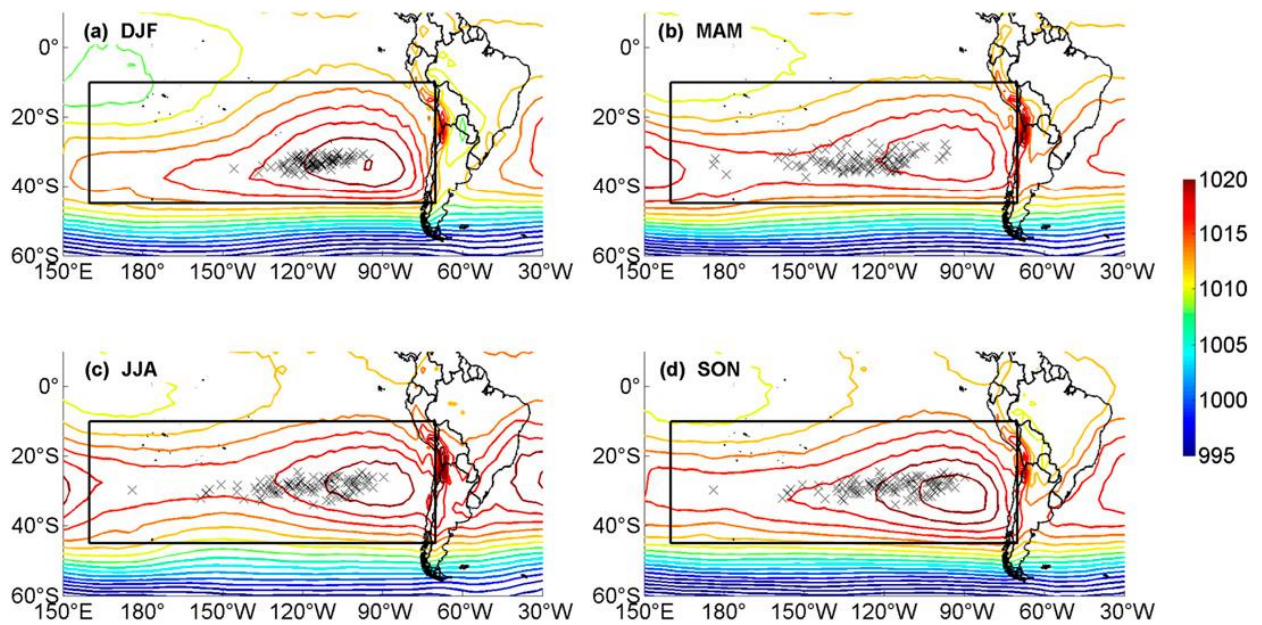


Figura 2.7. Diferencias estacionales para el APSO. Verano (a), otoño (b), invierno (c) y primavera (d).  
Extraída de Barret et al. (2017).

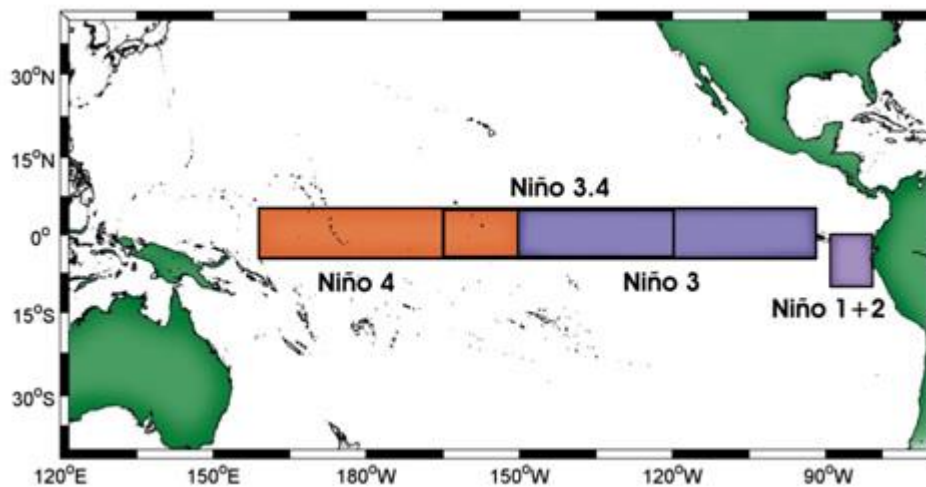


Figura 2.8. Regiones de acción de los eventos El Niño/La Niña del ciclo ENOS a lo largo del Pacífico Ecuatorial.

### 2.4.3 Registro de cambios climáticos Holocenos a lo largo de la costa del Pacífico Suroriental

A pesar de la notable sensibilidad de la región mediterránea de Chile central (30°-38° S) para el registro de los cambios climáticos pasados, por su carácter de transición climática y vegetacional, la historia del clima y vegetación de esta zona es muy poco conocida, a excepción de estudios realizados por Heusser (1983; 1990), Villagrán (1990).

Diversos estudios han sugerido que la costa de Pacífico Suroriental ha sufrido significativos cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío y Holoceno (Sandweiss *et al.*, 1996; Rodbell *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2002; Moy *et al.*, 2002; Kraiser *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2006; Ortlieb *et al.*, 2011). Los antecedentes para la costa pacífica (Clark *et al.* 1978, Clark & Bloom 1979, Porter

et al. 1984, Ota & Paskoff 1993, Jerardino et al. 1992) indican que durante el Tardiglacial y Holoceno se produjo un sostenido ascenso del nivel del mar que culminó entre los 6.000 y 5.000 años A.P, alcanzando niveles de 2 a 5 metros por sobre el nivel actual. A partir de ese momento, el mar ha descendido gradualmente hasta su nivel actual (Villa-Martínez, 1997).

Un debilitamiento de la surgencia de aguas frías en la costa, ascenso de la capa de inversión térmica, disminución de la nubosidad y vientos del oeste debilitados, parecen concordantes con la transgresión marina documentada entre los 6.000 y 5.000 años, evento relacionado con el máximo de temperaturas del Holoceno (Villa-Martínez, 1997).

Respecto a lo anterior, existe evidencia respecto del comienzo de las manifestaciones del ENSO a lo largo de la costa este del Pacífico, las cuales habrían ocurrido hace 5.500-5.300 años, cuando el patrón de teleconexión trópico-extratropical relacionado a ENSO, habría comenzado a operar (Rodbell *et al.*, 1999; Moy *et al.*, 2002; Kraiser *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2006; Donders *et al.*, 2008). Se han observado testigos sedimentarios en Ecuador, los cuales datan de la primera mitad del Holoceno, que presentan un aumento en la frecuencia de niveles con sedimentos clásticos evidenciando el aumento de las lluvias asociadas a El Niño (Rodbell *et al.*, 1999); mientras que en la costa del sur de Perú y Norte de Chile el comienzo del fenómeno ENSO estaría evidenciado por cronoestratigrafía de depósitos aluviales (Vargas *et al.*, 2002; 2006).

Los pocos registros paleoecológicos disponibles sugieren que el clima del Holoceno de Chile central estuvo marcado por una extremada variabilidad, con alternancia de fases húmedas y cálidas/secas. En la costa semiárida de Chile, registros de polen han sugerido la existencia de una fase cálida y seca, y una expansión de tierras pantanosas durante el Holoceno temprano. (Villa-Martínez, 1997), mientras que durante el Holoceno medio sugieren condiciones persistentemente secas (Maldonado y Villagrán, 2006). Esto se condice con los registros sedimentarios y de polen del fondo marino de la laguna Aculeo (Jenny *et al.*, 2002), los cuales también indicaron condiciones áridas durante el Holoceno medio, y más áridas durante el Holoceno Temprano (9.500-8500 años A.P). La alternancia de estas fases climáticas ha sido explicada por cambios latitudinales del cinturón de Vientos del Oeste. Alternativamente, las fases húmedas podrían ser producto de cambios en la intensidad de la circulación al interior del área dominada por los VO (condición tipo ENSO) (Villa-Martínez, 2002). Las fases húmedas habrían existido a partir de los 5700 años A.P, mientras que la fase árida se relaciona con el Holoceno temprano a medio, lo cual coincide con el crecimiento del bosque valdiviano en Chile central. Desde los 3200 años A.P, los eventos ENSO parecen haber incrementado su frecuencia e intensidad, como lo sugiere el incremento de la variabilidad de las lluvias (Villa-Martínez, 2002).

De acuerdo con Caviedes (1972), las dunas actuales depositadas sobre la planicie costera inferior se acumularon cuando el mar se retiró desde su posición máxima, a los 5.000 años, y luego de eso el clima se tornó gradualmente más seco y fresco, por la acción de vientos del oeste intensificados. El mismo autor afirma que, después de la transgresión oceánica, se restableció una circulación atmosférica similar a la actual, con mayor influencia de los vientos del oeste que transportaron hacia el norte los sedimentos litorales y fluviales, hasta formar las actuales dunas.

Por otro lado, testigos marinos extraídos fuera de la costa entre los 27°-41°S también han registrado cambios paleoceanográficos importantes durante el Holoceno; mostrando específicamente una temperatura superficial fría del océano (SST, del inglés Sea Surface Temperature) durante el Holoceno temprano, luego condiciones más tibias durante el Holoceno medio, y finalmente una tendencia decreciente de la SST durante los últimos 2.000 años (Ortega, 2014). Asociaciones de foraminíferos planctónicos indicaron que la surgencia costera, relacionada a una gran intensidad del viento costero (vientos del oeste) y la productividad primaria habrían sido intensas hace 13.000 años; para luego decrecer durante el Holoceno temprano y medio, y hace 3.000 años habrían aumentado nuevamente producto de una mayor variabilidad del ENSO (Marchant *et al.*, 1999).



Los cambios evidenciados durante el Holoceno han sido explicados por variaciones latitudinales de la posición e intensidad de los Vientos del Oeste y del Anticiclón Subtropical del Pacífico durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Ortega, 2014). Han sido sugeridas condiciones tipo La Niña durante el Holoceno temprano (Vargas *et al.*, 2006) y durante el Holoceno medio (Kaiser *et al.*, 2005; Carré *et al.*, 2011).

Los registros paleoclimáticos de los últimos siglos basados en la comparación de datos históricos entre las regiones de Perú-Ecuador y Chile central, muestran una buena correlación entre ellos durante los siglos XIX y XX, y una fuerte relación con el fenómeno de El Niño (Ortega, 2014). Sin embargo, entre los siglos XVI y XVIII, estos registros presentan fuertes discrepancias; lo que ha sugerido un cambio en el comportamiento entre las precipitaciones y el modo de funcionamiento de ENSO (Aceituno y Montecinos, 1993), y un abrupto establecimiento de un patrón de teleconexión diferente al actual (Ortlieb *et al.*, 2002).

Vargas (2007) estudió flujos lúricos y de carbón orgánico, que junto con análisis de paleo-SST en sedimentos marinos del sur de Perú y norte de Chile, mostraron que efectivamente hubo un cambio oceánico-climático durante el siglo XIX. Este cambio estuvo caracterizado por un periodo de transición entre los años 1820 y 1878, evidenciado por un marcado aumento de la surgencia costera junto con la disminución de la SST, asociado a la amplificación e intensificación de la variabilidad interdecadal tipo ENSO de los vientos del sur a lo largo de la costa árida del norte de Chile y sur del Perú (Ortega, 2014).

Antes de 1870, el clima había mutado desde lluvioso a árido y hubo un incremento de condiciones redox en el sedimento, para luego aumentar la productividad y la surgencia conducida por los vientos (Sifeddine *et al.*, 2008). Para fines del siglo XX, estas condiciones habrían seguido intensificándose, mientras que la SST de la costa peruana experimentaba enfriamiento constante.

Los antecedentes anteriores señalan que el borde occidental de la costa subtropical de Sudamérica efectivamente ha sufrido el impacto de las variaciones océano-climáticas asociadas a la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y ENSO; sin embargo, a menor escala aún no existe un consenso respecto del escenario paleoclimático durante el Holoceno temprano y medio (Ortega, 2014).

El carácter de transición climática que posee la zona de centro-norte de Chile, junto con la influencia del sistema ENSO, la constituyen una zona de alta sensibilidad a los cambios climáticos. A grueso modo, los pocos registros paleoecológicos disponibles sugieren que el clima del Holoceno (11.700 a.p) en esta zona estuvo marcado por una extrema variabilidad caracterizada por una alternancia de fases húmedas y cálidas/secas (Villa-Martínez, 1997). Si bien las fases climáticas han sido explicadas por cambios latitudinales del cinturón de vientos del oeste (Veit, 1995), las fases húmedas aún no se han podido explicar con claridad.

Una de las variaciones ambientales de mayor discusión en la actualidad corresponde a la transición entre el Holoceno Medio y Tardío; período en el cual se enmarca el registro arqueológico abordado en este estudio. Esta transición está marcada por paso desde el último mayor pulso ambiental cálido y seco hacia condiciones ambientales contemporáneas más húmedas y frías (Méndez, 2006). Villagrán (2002) propuso para la zona del norte semiárido una correlación entre la intensidad de ocupación arqueológica y los distintos momentos ambientales identificados en columnas polínicas de bosques pantanosos.

Durante la segunda mitad del Holoceno, el clima entre los 27° y 33°S puede ser distinguido como seco, con variaciones menores de fases frías y húmedas, y una acción erosiva sobre los suelos formados anteriormente (Veit, 1993)

Los registros paleoclimáticos sugieren que Chile Central durante el Holoceno Tardío ha experimentado procesos de (i) variabilidad climática de alta frecuencia relacionada al ENSO, (ii) cambios climáticos en escalas de 10 a 100 años; también ha sufrido procesos de (iii) fuerte erosión del paisaje a lo largo de los últimos siglos (Villa-Martínez *et al.*, 2004). Los escasos registros polínicos estudiados en esta área sugieren que durante los últimos 2000 años han existido condiciones húmedas. Dentro de estos registros, la Laguna Tagua Tagua exhibe una serie de fases

secas y húmedas durante el Holoceno, las cuales, basadas en registros polínicos de *Gramíneas*, infieren entre 10200-6700 años cal A.P y durante los últimos 2750 años un aumento de la humedad; mientras que en el intervalo entre esas fechas la dominancia de *Chenopodiaceae* es interpretada como indicación de sequedad (Villa-Martínez, 1997; 2004). Particularmente para el Holoceno Tardío, período en donde se forma el registro arqueológico estudiado, el análisis de paleosuelos sugiere fases húmedas entre los años 1970-1500 y los 630-285 años cal BP; y fases secas durante el 1500-630 años cal BP y después de los 285 años cal BP (Villa-Martínez *et al.*, 2004).

Coincidente con lo anterior, se han establecido condiciones de mayor humedad a partir de eventos de escurrimiento de laderas, las que estaban ausentes hasta los 5.700 años cal A.P y aumentaron su frecuencia posterior a los 3.200 años cal a.p; lo anterior fue establecido en núcleos de la Laguna Acúleo (Jenny *et al.*, 2002). Otra evidencia del cambio climático Holoceno es el reemplazo del polen terrestre, el cual dominó durante el Holoceno Medio, por taxones acuáticos. Lo anterior plantea consecuentemente un aumento en la actividad del ENSO (Méndez, 2006).

Evaluaciones de isótopos de oxígeno ( $\delta^{18}O$ ), realizada sobre moluscos arqueológicos, detectaron el cambio ambiental hacia condiciones de mayor humedad hacia los 3.800 años cal a.p aproximadamente, para luego iniciarse un alza moderada hacia los 2.000 años cal a.p (Falabella *et al.*, 1991). De manera paralela, Lamy y colaboradores (1999) establecen, a través del análisis de la deposición sedimentaria marina en la desembocadura de los ríos Aconcagua ( $33^{\circ}S$ ) y Maipo ( $33^{\circ}60'S$ ), que el cambio hacia mayor humedad se ubica cercano a los 4.000 años cal a.p.

Esta variabilidad entre fases húmedas y secas se puede explicar, entonces, por movimientos hacia el norte y hacia el sur del cinturón de lluvia del oeste. Basándose en el contenido del polen, microalgas y registros de carbón de la Laguna Acúleo ( $34^{\circ}S$ ), se llegó a la conclusión de que la variabilidad en las precipitaciones durante los últimos 2500 años en Chile Central fue probablemente resultado de los cambios en la frecuencia y/o intensidad de tormentas del oeste en escalas interanuales y subcentenales; lo que se relaciona a una alta frecuencia y/o intensidad en la variabilidad relativa a eventos ENOS (Villa-Martínez, 2004).

## 2.5 Ambiente fluvial y aluvial

Los ambientes sedimentarios se caracterizan por una serie de condiciones y procesos físicos, químicos, biológicos, geomorfológicos y climáticos que confluyen en él; influyendo en las características de los sedimentos que se acumulan y por tanto en las rocas sedimentarias que se forman. Los ambientes fluviales y aluviales se encuentran dentro de la clasificación de ambientes sedimentarios continentales, en donde se encuentran facies sedimentarias que se caracterizan por contener sedimentos detríticos dominantes y químicos subordinados, escaso contenido fósil, y un valor económico en cuanto a reservorios (Reineck, 1980).

Los ríos son los principales agentes de transporte de sedimentos desde el continente, siendo sujetos a erosión y meteorización, siendo transportados hasta los cuerpos de agua (océanos o lagos) o siendo depositados en el camino gracias a procesos fluviales (Reineck, 1980) (Figura 2.9). Los principales mecanismos de transporte corresponden a carga de fondo, carga en suspensión y carga en solución. Los depósitos generados en un ambiente fluvial pueden agruparse en tres: depósitos de canal, de ribera y de cuenca de inundación (Reineck, 1980), los cuales a su vez se subdividen dependiendo de ciertas características sedimentológicas (Figura 2.10)

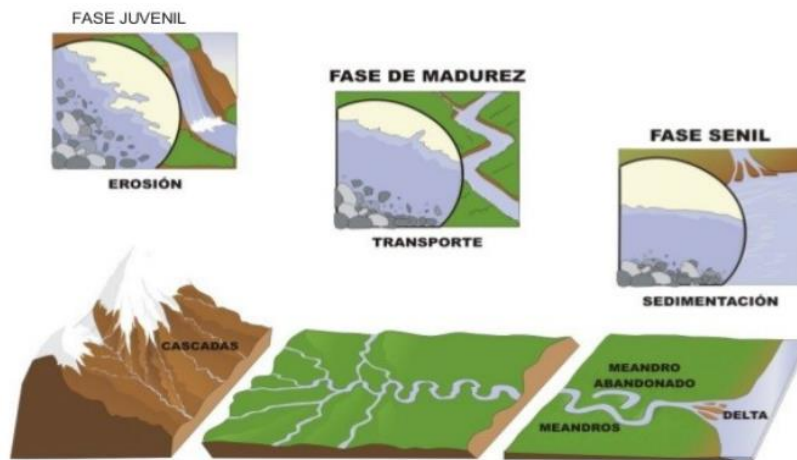


Figura 2.9. Tres etapas del desarrollo de un sistema fluvial. Tomado de Flores (2017).

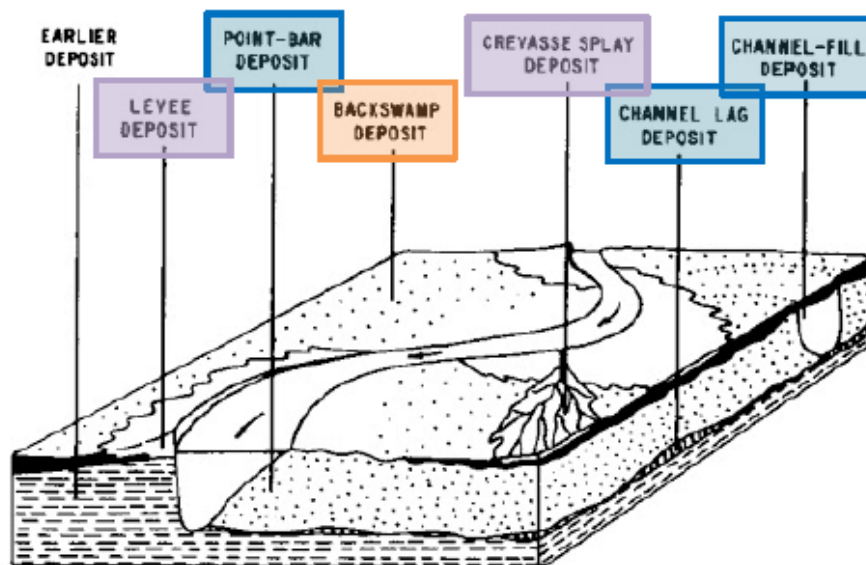


Figura 2.10. Depósitos generados dentro de un ambiente fluvial. Tomado de Flores (2017).

Los depósitos de canal se agrupan en tres:

1. Depósitos de lag: Corresponde al sedimento más grueso que no puede ser transportado por el río. Representa la concentración residual y se acumula como lentes discontinuos y delgados de material tamaño grava en la parte más profunda del canal o en los point bar, se observa cubierto por sedimento más fino. En el curso inferior del río, donde no existe sedimento grueso, los depósitos de lag corresponden a bloques de sedimento no consolidado junto con desechos orgánicos.
2. Depósitos de point bar: Son característicos de los ríos meándricos. Junto con los depósitos de lag, se componen del sedimento más grueso disponible en el río. Si se transporta una cantidad de sedimento considerable, se observa que el tamaño de grano decrece hacia arriba. Producto de la corriente y su migración, se genera un ordenamiento de las partículas tal que permite la estratificación cruzada. La depositación dentro del point bar es bastante rápida y la estratificación puede formarse en un rango de horas.
3. Depósitos de barra de canal: Son característicos de los ríos trenzados. La depositación está controlada por procesos de acreción lateral y vertical. Presentan un amplio rango en tamaño de grano, pero las barras de mayor granulometría se asocian a corrientes montañosas, gradando de grava a limo hacia el techo; las barras de menor granulometría se refieren a ríos trenzado con grandes descargas de sedimento en su curso inferior gradando desde limo arenoso en la base hasta arcilla en el techo, siendo la estratificación cruzada la estructura de mayor importancia. La mayor depositación se produce cuando el nivel del agua es alto, y se pueden distinguir entre barras de canal de granulometría gruesa y fina. La parte basal de estos depósitos presenta estratificación cruzada de gran escala, como resultado del avance lateral y río debajo de la barra de canal, caracterizada por presentar sedimento de mayor granulometría que la parte superior de la barra, por lo que presenta un decrecimiento en el tamaño de grano hacia arriba.

En el segundo grupo se presentan los depósitos de ribera, los cuales se forman a orillas del río en períodos de inundación. La granulometría de estos depósitos es más fina que en los depósitos de canal. Estos depósitos se pueden subdividir en dos:

1. Depósitos de leveé: Corresponden a lomas de sedimento en forma de cuña que bordean las corrientes. Presentan una pendiente suave desde el borde del canal hacia la planicie de inundación. Se forman por la depositación de sedimento durante una inundación; la velocidad de la corriente disminuye y se deposita el sedimento en suspensión. El sedimento más grueso es depositado cerca del canal mientras que el tamaño de grano decrece a medida que se avanza hacia la planicie de inundación; se observa entonces material arenoso con intercalaciones de material lodoso. La potencia máxima del leveé representa la altura máxima alcanzada por el agua durante la inundación de mayor elevación. Las estructuras presentes en estos depósitos son similares a aquellas expuestas en la parte final del depósito de point bar, tales como estratificación cruzada de ondulitas de pequeña escala, ondulitas de ascenso y laminación paralela.
2. Depósitos de grietas de derrame (crevasse splay): Durante inundaciones grandes, una gran carga de sedimento y agua son transportadas a la cuenca de inundación más cercana, formando una crecida o siguiendo canales que cortan las riberas a través de los levees; lo que se conoce como grietas de derrame. Estos canales de grietas de derrame pueden ser centimétricos hasta alcanzar cientos de metros de ancho, disminuyendo su potencia hacia la cuenca de inundación. Se observa una secuencia arenosa cubierta por sedimento lodoso, junto con restos de plantas y organismos. Se espera encontrar estratificación cruzada de pequeñas ondulitas, ondulitas de ascenso y estratificación horizontal; además es común encontrar estructuras de scour-and-fill.

Por último, encontramos los depósitos de cuenca de inundación, los cuales se forman durante fuertes inundaciones en las que el agua del río fluye dentro de la cuenca de inundación. Estos depósitos contienen el sedimento más fino traído por el río. Durante la formación de los depósitos de llanura de inundación la corriente desborda por sobre las orillas hacia las zonas planas y pobremente drenadas ubicadas junto a los cauces fluviales, la cual corresponde a la llanura de inundación. Esta llanura actúa como cuenca de asentamiento del sedimento fino en suspensión, luego de que el sedimento más grueso ya se asentó en depósitos de canal o de ribera. La tasa de sedimentación es muy baja, encontrándose una capa de 1 cm o 2 cm de material fino por cada

inundación. Las estructuras sedimentarias que se pueden encontrar son finas laminaciones horizontales, estratificación de ondulitas en ascenso y estratificación cruzada de pequeña escala. Puede presentar desarrollo de horizonte de suelo junto con grietas de desecación y otras marcas de superficie. (Reineck, 1980)

En un ambiente aluvial los principales mecanismos responsables del transporte y depositación corresponden a: flujo de detritos, carga de lecho, carga en suspensión y el viento (Reading, 1996). La composición y naturaleza de los sedimentos de abanico aluvial es controlada principalmente por la fuente local de detrito y los procesos de meteorización (Reineck, 1980). Los sedimentos son depositados en capas más o menos paralelas a la superficie del abanico, en donde la estratificación se desarrolla moderadamente en forma de capas de grava alternadas con capas arenosas o lodosas (Flores, 2017). El sedimento se deposita en forma de abanico aluvial, el cual es un cuerpo de sedimento detrítico generalmente grueso y de mala selección, construido por una corriente de montaña que presenta un cambio de pendiente abrupto (Reineck, 1980).

Los abanicos aluviales pueden dividirse en dos grupos, basándose en el proceso principal de su génesis: abanicos formados por procesos gravitacionales (semi-áridos) y aquellos formados dentro de un sistema fluvial (húmedos) (Reading, 1996). Aquellos abanicos semi-áridos formados por procesos gravitacionales son de pequeño a mediano tamaño y se desarrollan generalmente asociados a fallas en márgenes tectónicos activos dentro de la cuenca, desarrollándose de mejor manera en ambientes áridos (Reading, 1996); estos abanicos contienen abundancia de material fino y son generados por precipitaciones ocasionales pero intensas. Los depósitos asociados son usualmente matriz-soportados con clastos aislados y anormalmente grandes (Reading, 1996). Según la génesis se pueden distinguir dos tipos de depósitos aluviales:

1. Depósitos de flujo de detrito: Mezcla de sedimento y agua que se mueve inducido por gravedad. Se caracteriza por grandes bloques de sedimentos en una matriz fina, transportado por pendientes suaves debido a la alta densidad de los detritos que permite mantener partículas en suspensión, por lo que el flujo fluye como una masa sin fricción. (Reineck, 1980). Se usa el término “flujo de lodo” si la proporción de clastos gruesos es baja, y flujo de detrito si el contenido de clastos gruesos es alto.  
Los depósitos de flujo de detrito son matriz soportados bimodales con un alto grado de variabilidad y pobremente seleccionados. Aquellos más fluidos presentan estratificación gradada y los guijarros de forma plana presentan imbricación. Los flujos lodosos se mueven en pulsos y depositan gruesas unidades; son una mezcla no estratificada de muy mala selección y angularidad alta. Son depositados como capas delgadas y amplias, paralelas a la superficie del abanico, disminuyendo su espesor hacia la base.
2. Depósitos de depositación por agua: corresponden a depósitos de flujos de agua y se dividen en tres: Depósitos de corriente de canal, de capa de inundación y de tamiz:
  - 2.1 Depósitos de corriente de canal: Depósitos con forma lenticular compuestos de gravas y arenas pobremente seleccionadas, en donde las gravas pueden presentar imbricación y las arenas estratificación cruzada. Son comunes las estructuras de scour-and-fill y se encuentran principalmente en la parte superior y en el segmento medio, ya que bajo el punto de intersección los flujos dejan de estar confinados.
  - 2.2 Depósitos de capa de inundación: Formados por flujos de inundación que se esparcen desde los canales desarrollando un patrón de pequeños canales trenzados y barras de canal. Presenta bandas lenticulares de grava y arena bien seleccionadas con estratificación cruzada y paralela. Presenta imbricación de guijarros bien desarrollada. Son abundantes bajo el punto de intersección (Figura 2.11).
  - 2.3 Depósitos de Tamiz: Formados por agua de inundación pobre en material en suspensión, la cual se infiltra mediante sedimentos altamente permeables. Se depositan lóbulos de grava clastosoportada bien seleccionada, pobremente imbricadas y depositadas bajo el punto de intersección.

Existen tres grupos de facies dependiendo de la granulometría (Collinson, 1996): facies conglomerádicas, de areniscas y de granos finos (Figura 2.7). Estas clasificaciones se dividen, a su vez, según el tamaño de grano dominante, orientación de los clastos y estilo de estratificación

o laminación. Dependiendo de las características, cada facie aluvial se puede asociar a un tipo de flujo en particular.

Las facies conglomerádicas contienen un porcentaje mayor al 10% de fragmentos mayores a 2mm; estas facies se subdividen en conglomerados matriz-soportados y conglomerados-clasto soportados:

- Los conglomerados matriz-soportados no presentan laminación interna ni una orientación preferencial de los clastos, pero si es muy común que presenten gradación interna. Por lo anterior, se asocian a flujos de detritos cohesivos (Nemec & Steel, 1984) cuando presentan ausencia de eliminación interna y a flujos turbulentos cuando se presenta una gradación normal. Si presentan una forma tabular, intercalación con sedimentos más finos, imbricación de clastos y grandes bloques flotando en la matriz, entonces se asocia a flujos hiperconcentrados de inundación de llanura (Laming, 1966)
- Los conglomerados clasto-soportados se relacionan a los depósitos de carga de lecho en flujos de corriente (Reading, 2006). Presenta estratificación lenticular y superficies de erosión con relieve prominente. Si los depósitos presentan estratificación horizontal e imbricación de clastos, da indicio de una depositación en pendiente cercana a 0° (Nemec & Postma, 1993). La estratificación, nuevamente, sugeriría cambios en el régimen del flujo en las distintas fases de la inundación (Steel, 1983).

Las facies de canal de arena se dividen en 6 grupos según el tipo y escala de la estratificación que presenten (Reading, 2006):

- Areniscas conglomerádicas, asociadas a corrientes fuertes
- Areniscas con estratificación cruzada, las cuales se forman por acreción lateral de sedimentos.
- Areniscas con laminación cruzada, asociadas a corrientes de baja energía. Generalmente son de gran potencia.
- Areniscas con laminación paralela y areniscas masivas, las cuales se asocian a depósitos de carga por suspensión.
- Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo y gran escala, las cuales se asocian a la migración de meandros.

Por último, las facies de grano fino comprenden fangolitas, limolitas y areniscas de grano fino. Estas facies están propensas a sufrir cambios pedogenéticos, por lo que la descripción en terreno se hace más compleja que las anteriores. Se relacionan con la parte final y distal del abanico aluvial, inundaciones de planicie o flujos que van perdiendo su energía, como los stream flows (Reading, 2006; 1996) (Figura 2.12).

Dentro de las formas de transporte y depositación dentro de estos ambientes, y en particular en la zona en donde se relacionan el ambiente fluvial con el aluvial, varía desde flujo de detrito o debris flow hasta flujo de corriente o stream flow. Éstos son movimientos continuos en el espacio, en donde la masa desplazada se deforma internamente, comportándose de manera similar a un líquido viscoso (Varnes, 1978). En muchos casos, estos flujos se generan a partir de otros tipos de movimientos de tierra, como por ejemplo un deslizamiento o una caída (Hungar, 2001).

Autores (Varnes, 1978; Hungar, 2001) han clasificado estos flujos según el tipo de material que transportan y el contenido de agua que poseen. De esta manera podemos encontrar los flujos de detrito y flujos de barro. El detrito se define texturalmente como una mezcla de partículas de gran tamaño (mayores a arena), y que posee variaciones proporcionales de arcilla y limo, pero son abundantes las partículas de mayor granulometría. Los flujos de lodo se componen de partículas poco seleccionadas pero que, a diferencia del flujo de detrito, tiene un contenido suficientemente alto de arcilla y limo para producir plasticidad (cohesividad) y un alto contenido de humedad (Hungar, 2001). Los flujos no cohesivos permiten que los granos se muevan relativamente entre ellos debido a las colisiones intergranulares, las cuales son permitidas por la ausencia o poca abundancia relativa de sedimento fino; y esto a su vez aumenta la presión de poros. Estos flujos se detienen rápidamente una vez que los poros pierden el agua que estaba contenida, ya sea a través de la superficie superior del flujo o por una infiltración del techo.

Los flujos de barro o flujos cohesivos, en cambio, no permiten las colisiones intergranulares ya

que contiene una matriz fina que aumenta la viscosidad del flujo, inhibiendo a su vez la decantación de partículas más grandes. (Reading, 1996).

A medida que estos flujos avanzan, van perdiendo la energía y van gradando a stream flows o flujos de canal, que corresponden en mayor proporción a flujos hiperconcentrados. Este tipo de flujo contiene principalmente sedimento en suspensión, son más turbulentos y corresponde a lo que se llama inundación de planicie o de llanura (Reading, 2006).

Estos flujos ocurren una vez que el suelo sobrepasa su capacidad de infiltración o alcanza un grado de saturación de agua cercano a 100%, produciéndose un aumento en la presión de poros que disminuye la resistencia al corte en el material (Sepúlveda 1998). Esto puede ocurrir con la ocurrencia de precipitaciones, los cuales generarían movimientos masivos de terreno. Estos episodios aluviales se intensificarían con la ausencia de vegetación y la pendiente del valle (Highland y Borowsky, 2008).

Una vez que estos flujos se depositan, la morfología resultante habrá dependido de la topografía del área de depositación. Podrían quedar confinados en una quebrada o expandirse hacia el valle en forma de abanico aluvial (Reading, 2006). La depositación del detrito en el abanico aluvial se produce debido al descenso en la profundidad y velocidad del flujo como resultado del incremento en el ancho debido al esparcimiento hacia el valle del flujo desde el ápice del abanico aluvial (Reineck, 1980); el proceso de depositación está apoyado además por la acción intermitente de agua dentro del detrito no consolidado.

El clima, tectónica y litología son factores que controlan las características morfológicas del abanico. Por ejemplo, si la roca madre es una lutita, el abanico aluvial es más empinado y con el doble de largo en comparación a un abanico aluvial cuya roca madre es una arenisca (Flores, 2017). Además, si la cantidad de precipitación es alta, la pendiente del abanico es suave dado que el flujo de agua mueve el sedimento y disminuye la pendiente, lo contrario a las zonas de climas áridos en donde los abanicos aluviales poseen una pendiente elevada (Flores, 2017).

En cuanto a las facies sedimentarias de los abanicos aluviales, predominan las gravas y bloques; con una cantidad subordinada de arena, limo y algo de arcilla. Están pobremente seleccionados y el redondeamiento de los granos gruesos incrementa con la distancia del ápice. La composición y naturaleza de los sedimentos aluviales están controlados por la fuente local de detrito y los procesos de meteorización. Los sedimentos se depositan en capas más o menos paralelas a la superficie del abanico, desarrollándose estratificación moderada. (Reineck, 1980).

Aquellos depósitos más gruesos y de mayor espesor se encuentran cerca del segmento superior del abanico. Dentro de éste, el tamaño máximo de grano y la potencia máxima decrecen rápidamente hacia la base. Se puede observar material grueso en la parte inferior, la cual sería llevado por un canal que corta dicho segmento. Dentro del abanico, el canal principal produce una incisión en el segmento superior y reaparece en la superficie cerca del segmento medio, a lo que se le llama punto de intersección. Sobre este punto, la depositación está controlada por un flujo de detritos y desde este punto la depositación es por corrientes (Figura 2.6)

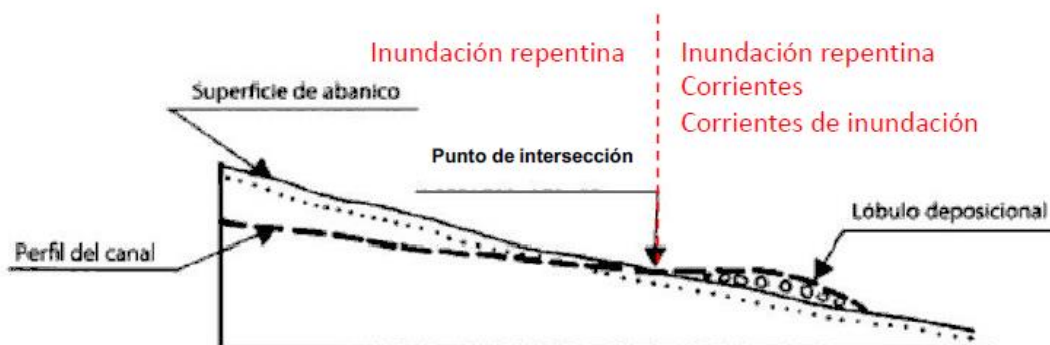


Figura 2.11. Punto de intersección dentro de un abanico aluvial. Sacado de Flores (2017).



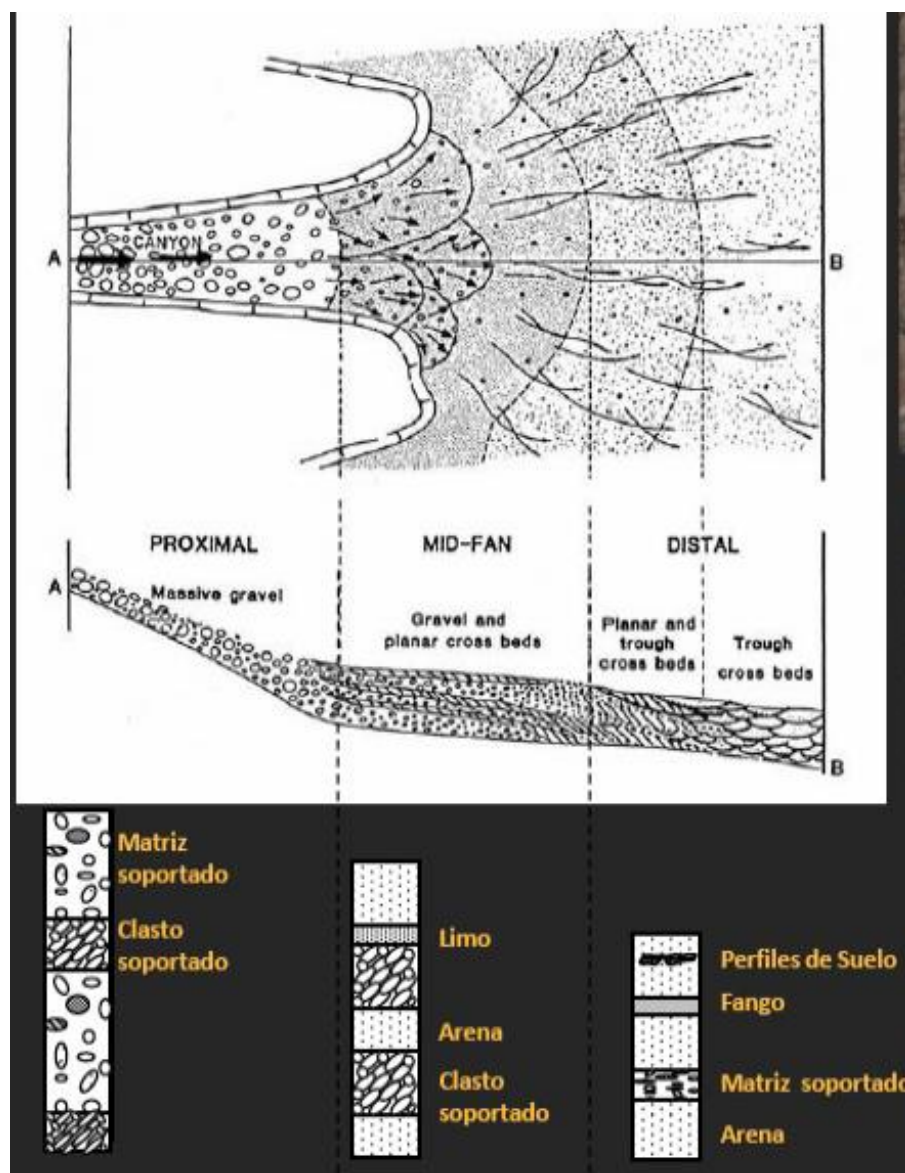


Figura 2.12. Facies de un abanico aluvial, separada en las distintas porciones del abanico. Sacado de Flores (2017).

## Resultados

### 3.1 Sedimentología de los depósitos

En la Figura 3.1(b) se muestran los sitios en donde se realizó una caracterización estratigráfica y sedimentológica. Para una mejor caracterización se dividió el Valle Pedernal en el sector norte y sector sur. Se estudió el sistema de remociones El Arenal (Figura 3.1), las remociones mayores que le dan forma al Valle Pedernal Sur, y las remociones principales del Valle El Sobrante. Se presenta la leyenda y simbología generalizada para todas las columnas estratigráficas esquemáticas de este capítulo (Figura 3.0).

Todos los contactos observados en este apartado son inferidos, exceptuando aquellos que están medidos, por lo que no se utiliza la simbología de línea punteada, sino de línea sólida.



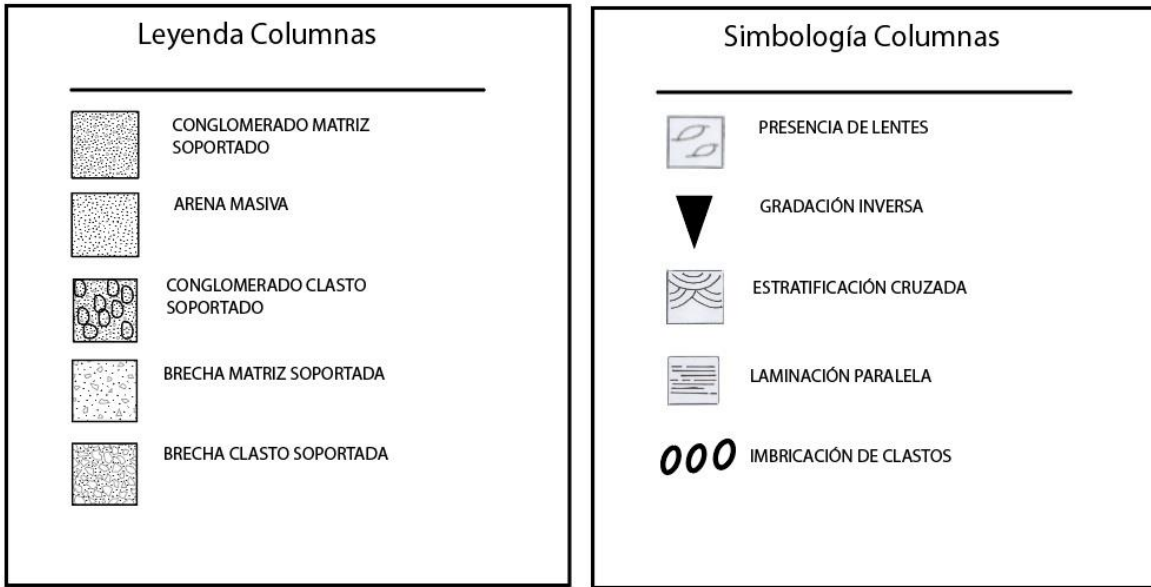


Figura 3.0. Leyenda y simbología utilizadas en las columnas estratigráficas esquemáticas presentadas en este capítulo.

### 3.1.1 Valle de Pedernal Norte

#### Sistema de Remociones El Arenal

Este sistema de remociones se compone de múltiples depósitos generados por procesos de remoción en masa. Se encuentra en el flanco Este del río Pedernal, en el sector norte del Valle homónimo. La Figura 3.1 muestra la distribución de las descripciones y perfiles realizados en distintos puntos del sistema de remociones.

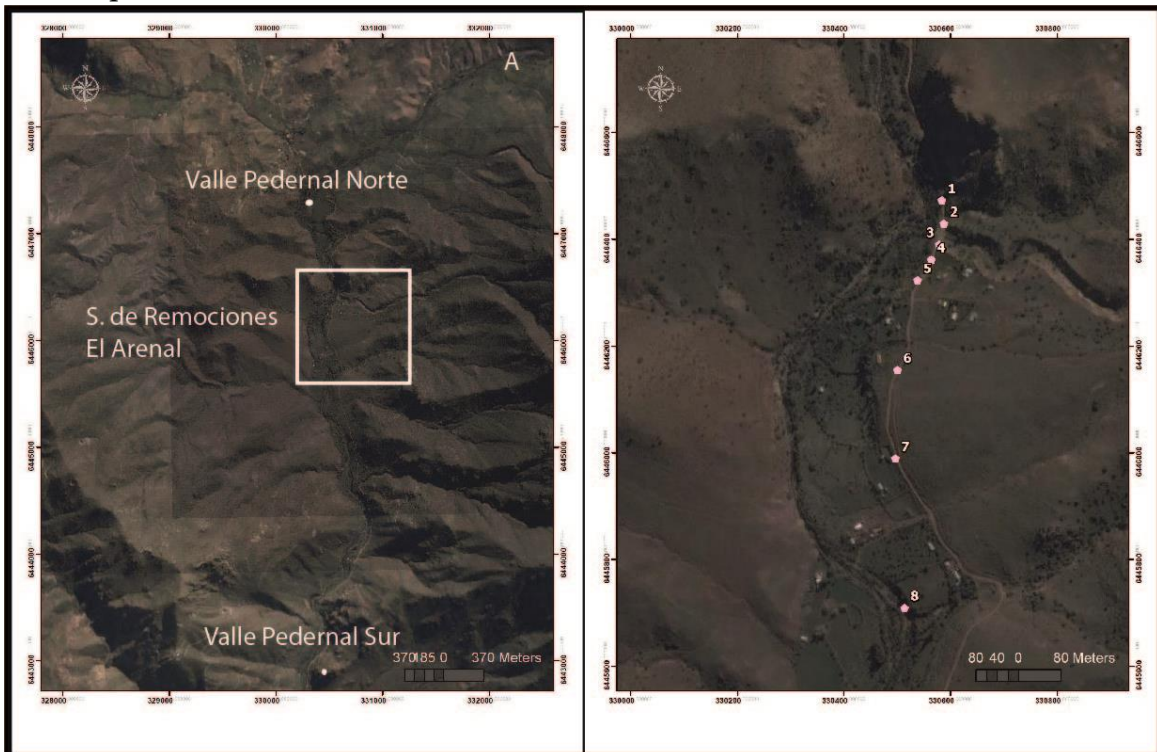


Figura 3.1. Valle de Pedernal Norte y Sistema de Remociones El Arenal (A) en donde se observan todos los perfiles descritos (B).

## El Arenal 1

Este depósito comienza en el extremo norte del Sistema de Remociones El Arenal (Figura 3.2.B). En el extremo norte de este sector se observa un afloramiento de roca intrusiva, correspondiente aparentemente a la Unidad Fredes, la cual aflora en el flanco este del Valle de Pedernal intruyendo a rocas volcánicas de la Fm. Salamanca (Rivano *et al.*, 1993). El depósito consta de 40 metros de largo y 17-20 metros de potencia. Se reconocen variaciones verticales que definen 3 unidades, marcadas por sus diferencias en el porcentaje de matriz y el tamaño y porcentaje de fragmentos mayores. De techo a base se presenta una brecha clasto soportada con variaciones laterales matriz soportadas, luego una brecha matriz soportada con un porcentaje muy bajo de clastos, para finalizar con un techo de brecha clasto soportada lentiforme con un bajo porcentaje de matriz. La naturaleza de los clastos es polimíctica y es la misma para todo el depósito, encontrando clastos de origen plutónico y volcánico, correspondiente probablemente al cuerpo intrusivo Unidad Fredes y las rocas volcánicas de la Fm. Salamanca. La mineralogía de los clastos es la correspondiente a estas unidades. El depósito está ausente de cemento. Se presenta una columna estratigráfica esquemática para la sección El Arenal 1, realizada a partir de descripciones y fotointerpretación (Figura 3.7)

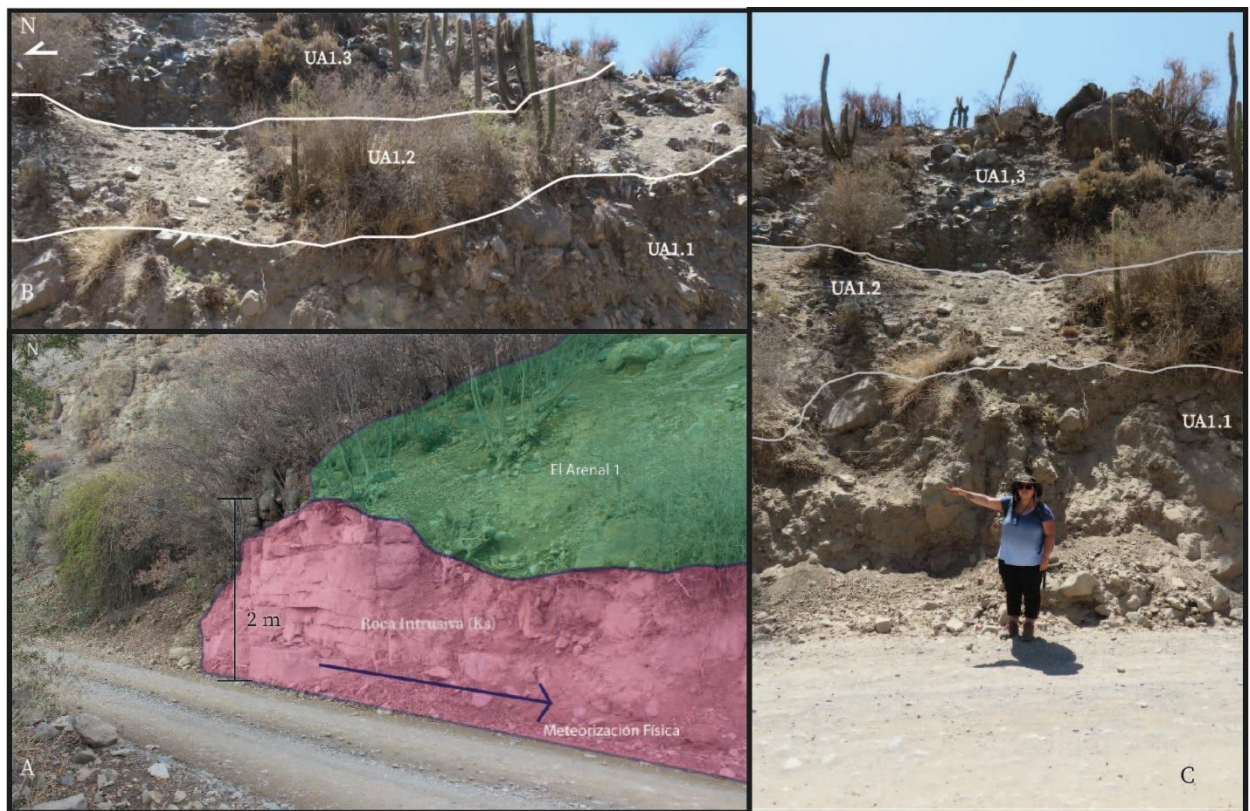


Figura 3.2. Se muestra el extremo norte del depósito intruido por una roca plutónica de edad Cretácica (Rivano *et al.*, 1993) (A). Se puede observar la distribución de las unidades UA1.1, UA1.1.2 y UA1.3 (B y C).

### Unidad 1 (UA1.1):

Brecha clasto soportada que se expone a lo largo de todo el depósito, con variaciones laterales y verticales marcadas; se describe la porción media-sur debido a las buenas condiciones de conservación y exposición. La porción media-norte solo expone el afloramiento intrusivo con un gradiente de meteorización hacia el sur (Figura 3.2.A).

Presenta una potencia de 6-10 metros y una extensión de 20-25 metros. Se observa una textura



generalizada matriz soportada, con una matriz de arena fina a media, en donde el porcentaje de matriz varía entre un 80% a un 30%. De base a techo:

- 1.A: Brecha matriz soportada de 1.2 metros; el porcentaje de matriz varía entre un 50% y 70%. El tamaño de los fragmentos varía entre los 5 cm y los 80 cm de tamaño máximo, con una moda entre 5 cm y 15 cm. Presenta mala selección y clastos sub redondeados a sub angulosos. Se pone en contacto con 1.B mediante un contacto irregular.
- 1.B: Brecha clasto soportada de potencia 8 metros en su parte central. Se caracteriza un mayor porcentaje de clastos que el estrato de la base, pero de menor tamaño. El porcentaje de matriz promedio es un 40%. Los fragmentos mayores presentan un tamaño mínimo de 2 cm y un tamaño máximo de 40 cm, presentando un 70% de los clastos tamaños entre los 5 cm y 20 cm. Se observan lentes clasto soportados en la zona media y superior, con tamaños de fragmentos entre los 10-20 cm; de forma cóncava y límites difusos (Figura 3.5)

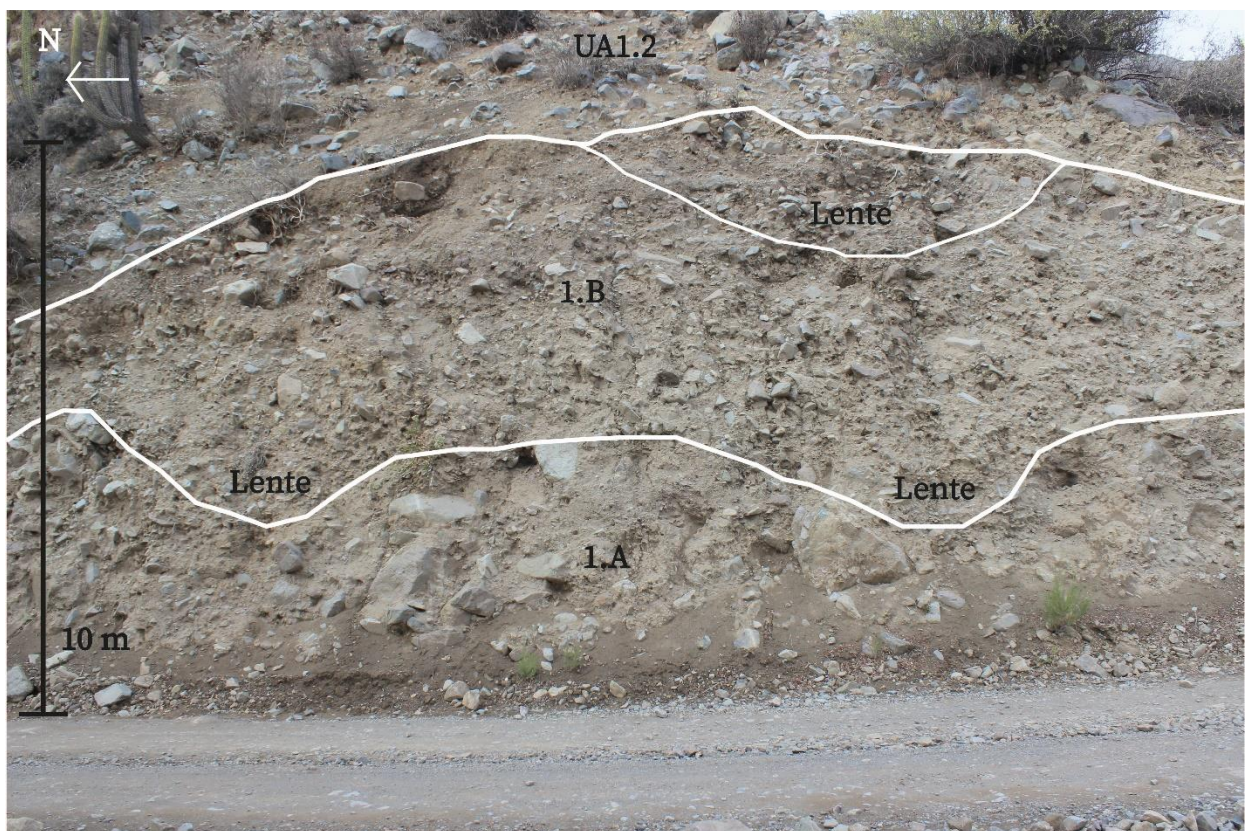


Figura 3.3. Unidad 1 del depósito El Arenal 1. Se reconocen 2 unidades de brecha con diferencias en el tamaño y porcentaje de los clastos. La unidad 1.A presenta lentes clasto soportados.





Figura 3.4. Lentes clasto soportados de la facie 1.A de la unidad UA1.1.

Lateralmente, la unidad presenta una variación clara hacia el norte; en donde se observa un contacto al interior de la unidad, el cual pone en contacto las facies anteriormente descritas con:

- 1.C: Brecha matriz soportada de 1.2 metros de potencia en donde el tamaño de grano disminuye considerablemente, existiendo una moda entre los 8 cm y 0.5 cm. Se caracteriza por ser una zona matriz soportada con un 90% de porcentaje de matriz. Se observa una acumulación de fragmentos mayores hacia el techo de esta zona, en el contacto irregular con la facie anterior. Cerca del contacto se observa estratificación cruzada de estratos de granulometría de arena fina a grava fina, de 8 a 10 cm. Se observa una aparente imbricación de los clastos de los estratos anteriores (Figura 3.5)



Figura 3.5. Contacto entre la distintas facies de la unidad UA1.1. Se observa la estratificación cruzada en la parte superior de 1.C.

*Unidad 2 (UA1.2):*

Brecha matriz soportada de 1.5 metros de potencia con baja presencia de clastos, aproximadamente un 30%; con tamaños entre los 2 cm y 20 cm. Marcada presencia de vegetación que se acumula en la zona de contacto con la Unidad 1. Dicho contacto es irregular y difuso. La matriz toma un color café oscuro, a diferencia de la unidad anterior y disminuye su granulometría a limo-arena fina. Entre esta unidad y la anterior existe un horizonte de suelo (paleosuelo). Presenta mala selección y alta angularidad de los clastos (Figura 3.6)

*Unidad 3 (UA1.3):*

Brecha clasto soportada con 5 metros de potencia en su parte más ancha (Figura 3.6). El porcentaje de matriz varía entre un 70% hasta un 20%. Se observa una acumulación de clastos en la parte central, la cual presenta forma lenticular, aumentando el porcentaje de matriz hacia los extremos de la unidad. Se observa una gradación grano creciente hacia el techo, alcanzando tamaños máximos de 2 metros; en su parte basal se acumulan clastos de tamaño entre los 5 cm y 30 cm con una aparente imbricación NS en la porción central. El grado e intensidad de meteorización de los clastos aumenta hacia la superficie. Presenta selección regular a mala y clastos sub redondeados a subangulosos.



*Figura 3.6. Se observa la facie principal de las unidades 2 y 3 del depósito El Arenal 1.*



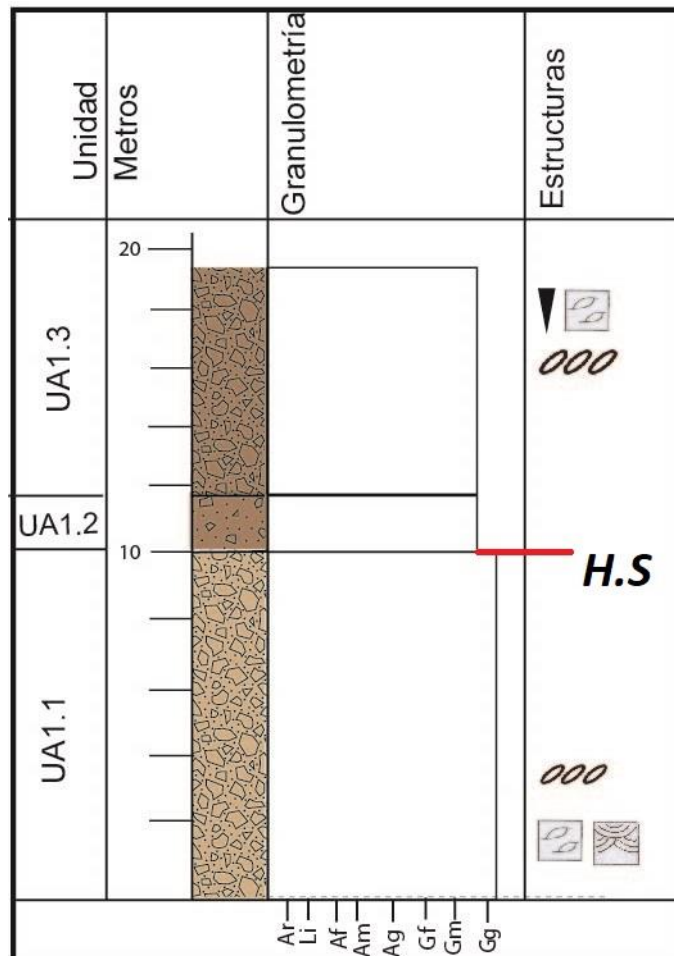


Figura 3.7. Se presenta la columna estratigráfica esquemática para la sección El Arenal 1, la cual se desarrolló a partir de las descripciones realizadas en terreno y análisis fotointerpretativo realizado en gabinete.

## El Arenal 2

Hacia el sur, aproximadamente 50 metros, se encuentra un depósito de 8 metros de potencia máxima y 15 metros de extensión de textura clasto soportada. Está delimitado por dos canales actuales.

Se reconocen dos unidades con variaciones verticales y laterales en el tamaño de los fragmentos mayores, angularidad y textura (Figura 3.8). Se presentan las descripciones sedimentológicas y una columna estratigráfica esquemática de la sección El Arenal 2 (Figura 3.9).

### Unidad 1 (UA2.1):

Brecha clasto soportada que compone la base del depósito, presenta una potencia de 4-5 metros y una extensión de 15 metros la cual disminuye hacia el techo, hasta llegar a un mínimo de 4 metros en su contacto con la Unidad 2 (Figura 3.8). Se observa una laminación paralela entre estratos clasto soportados de distinta granulometría y porcentaje de matriz (Figura 3.10(a)). Aquellos de mayor tamaño presentan fragmentos mayores entre 10 cm y 40 cm, con una moda de tamaño entre 15-25 cm; se observa un 40% de matriz y un 60% de clastos. Los estratos de menor granulometría presentan fragmentos mayores entre 0,5 cm y 8 cm inmersos en una matriz arenosa; el porcentaje de clastos aumenta en comparación a los estratos de mayor granulometría,

alcanzando un 70% en algunas zonas. Los estratos con mayor granulometría son también los que presentan una mayor potencia (50 cm). En promedio se observa un 40% de matriz y un 60% de clastos; existiendo zonas en donde el porcentaje máximo de clastos alcanza el 80%. Presenta en general muy mala selección, localmente en los estratos de menor granulometría la selección mejora de regular a buena. La angularidad es alta en aquellos estratos de mayor granulometría; en aquellos de menor granulometría y espesor se observa un redondeamiento mayor de los clastos.

Se observa un lente de 50 cm de potencia en su parte más cóncava, presenta textura clasto soportada y una gradación inversa techo (Figura 3.10); los clastos tienen tamaños entre 1 cm y 30 cm y se observan redondeados a subredondeados, a diferencia de los fragmentos mayores que existen a su alrededor que presentan mayor angularidad.

La naturaleza de los clastos corresponde posiblemente a rocas volcánicas de la Fm. Salamanca e intrusivos de la Unidad Fredes, con su mineralogía correspondiente. Existe presencia de minerales de alteración como epidota y óxidos de hierro. No se observa presencia de cemento.



*Figura 3.8. Depósito El Arenal 2 y las unidades que lo componen.*



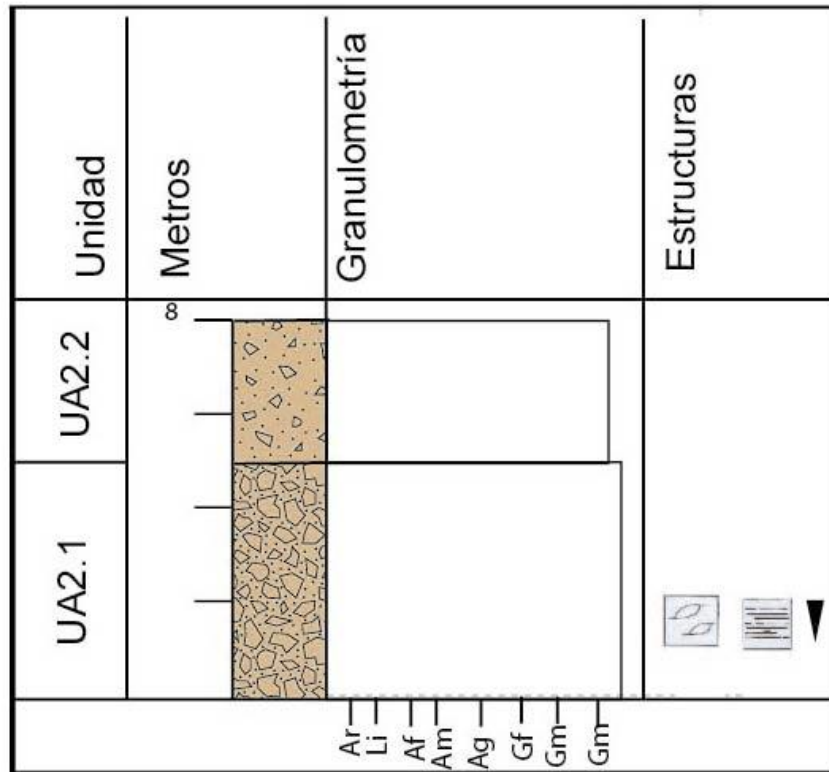


Figura 3.9. Columna estratigráfica de El Arenal 2.

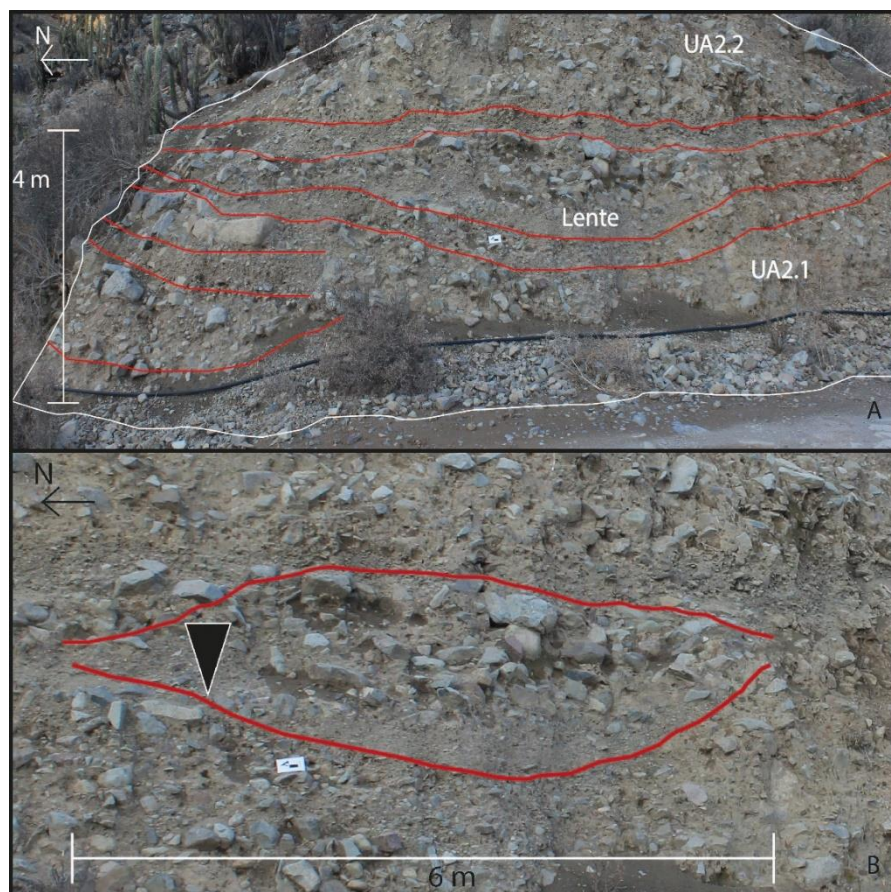
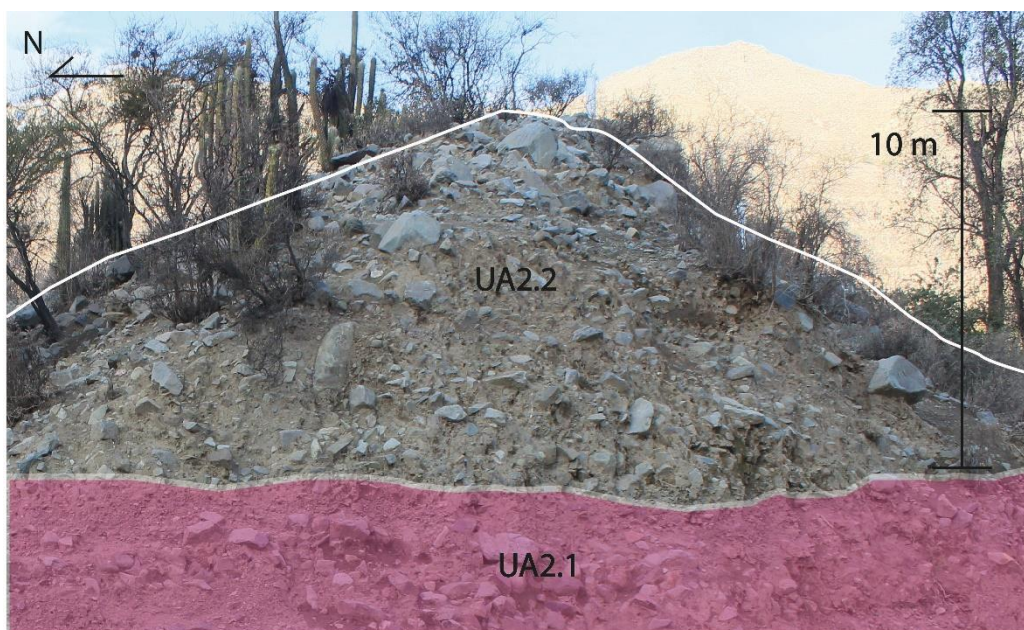


Figura 3.10. Se observa la textura y lamianción paralela de la UA2.1 (A) y un zoom al lente clasto soportado que se expone en la parte central de la unidad (B).

### *Unidad 2 (UA2.2):*

Brecha matriz soportada que se observa con 2-3 metros de potencia y una extensión lateral de 4-6 metros, disminuyendo hacia el techo. Se observa una textura masiva sin estructuras sedimentarias. Presenta fragmentos mayores de hasta 1.2 metros, siendo el mínimo 5 cm, con una moda entre 30 cm y 5 cm. La forma de las partículas es angulosa a subangulosa. Esta facies presenta mayor redondeamiento debido a que los fragmentos se encuentran totalmente expuestos a la superficie. Es porcentaje de matriz es un 80%-70%. siendo menor (60%) en aquellas zonas en donde el tamaño de clastos es mayor. Se observa muy mala selección en comparación con la unidad anterior. En contacto erosivo e irregular, la Unidad 2 sobreyace a la Unidad 1 (Figura 3.11). La naturaleza y mineralogía continúa siendo la misma. El tono de la matriz es el mismo. No se observa un gradiente de meteorización dentro del depósito.



*Figura 3.11. Unidad 2 brecha clasto soportada de El Arenal 2, en contacto con la unidad basal ya descrita.*

### **El Arenal 3**

Se observa una brecha clasto soportada de 6 metros de potencia que se analizó a lo largo de 30 metros hacia el sur por el camino principal. Se observa una variación vertical y lateral en el porcentaje y tamaño de los fragmentos mayores; lo anterior define 2 unidades dentro de este depósito. Se presenta la columna estratigráfica esquemática que representa la secuencia sedimentológica descrita para la sección El Arenal 3 (Figura 3.13).

### *Unidad 1 (UA3.1):*

Se dispone con 4 metros de potencia y sigue por los 30 metros observados. Brecha clasto soportada con un alto porcentaje de matriz (Figura 3.12). El porcentaje de clastos se encuentra entre un 40% y un 80%, con un promedio de 50/50 de matriz/clastos. El tamaño de grano tiene un máximo de 2.5 metros y un mínimo de 1 mm, con una moda entre 60 cm y 5 cm. La granulometría de la matriz es principalmente limo con arena subordinada. Presenta muy mala selección; la angularidad de los clastos es alta con un leve redondeamiento de los clastos expuestos. Presenta un lente de dimensiones considerables con 1.7 m de potencia en la parte cóncava y 8 metros de largo; en el interior se observa estratificación de gran escala en donde, de



más antiguo a más joven, se observa un estrato de 20 cm con textura matriz soportada de clastos redondeados entre 2 cm a 10 cm en una matriz de arena y razón matriz clastos 60/40. Sobre este estrato matriz soportado se encuentra un estrato de 20 cm – 30 cm de potencia con textura clasto soportada y bajo porcentaje de matriz (30%), se observa una cierta imbricación de los clastos en dirección NS; los fragmentos mayores tienen una moda de tamaño entre 10 cm y 20 cm, se observa mayor redondeamiento de los clastos y muy baja esfericidad. Sobre este, y hasta el contacto, se expone una porción clasto soportada de muy mala selección, se puede observar una leve imbricación de los clastos de menor tamaño en dirección NS. Se observa una gradación inversa hacia el techo del lente. La naturaleza de los clastos y su mineralogía siguen siendo las mismas que en las zonas anteriores. No se observa la presencia de cemento. Se observa un contacto erosivo con la Unidad 2 y la presencia de vegetación, por lo que se infiere un horizonte de suelo.

*Unidad 2 (UA3.2):*

Brecha matriz soportada de mayor granulometría y menor porcentaje de clastos (Figura 3.12). Posee una potencia de 2 metros y fragmentos mayores desde los 10 cm hasta los 80 cm, con un mayor porcentaje de clastos entre los 20 cm y 30 cm. No se observa estructuras sedimentarias.



*Figura 3.12. Se observa el depósito El Arenal 3, en donde se reconocen dos unidades. En la unidad basal se observa un lente con estratificación paralela siguiendo la forma lenticular.*

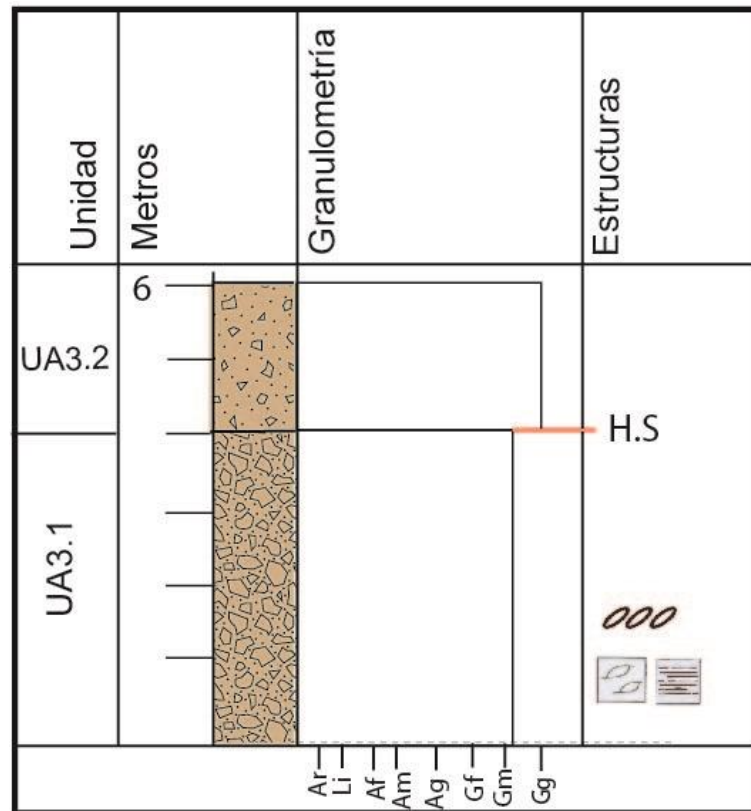


Figura 3.13. Columna estratigráfica El Arenal 3.

#### El Arenal 4

Brecha matriz soportada de 8 m de potencia. Se reconoce solo una unidad con variaciones laterales y verticales en el tamaño y porcentaje de los clastos (Figura 3.14). El tamaño de los fragmentos es en promedio entre 10 cm y 20 cm, con un máximo de 70 cm. El porcentaje de los clastos aumenta hacia el techo de la unidad, exponiéndose un 40% de clastos en la base el que llega a ser un 70% - 80% en el techo. El porcentaje de matriz disminuye hacia la base, pero mantiene su color café claro y granulometría de arena-limo. La selección empeora hacia el techo. Se observan franjas verticales de acumulación de clastos de tamaño 10-20 cm, de forma tabular y bordes difusos que ponen en contacto zonas clasto soportadas con zonas matriz soportadas. En la base de la unidad se reconoce un lente de 50 cm de potencia de textura clasto soportada en donde existe laminación paralela de estratos de menor granulometría (limo-arcilla) y textura clasto soportada (L1) con estratos de mayor granulometría (grava fina a gruesa) y textura matriz soportada (L2). Dentro del lente y de los estratos existe una clara gradación inversa hacia el techo. Los clastos dentro del lente se observan con un mayor grado de redondeamiento que los expuestos en el resto del depósito.

La figura 3.16 presenta la columna estratigráfica esquemática para la sección El Arenal 4, basada en la descripción anterior.





Figura 3.14. Se observa el depósito El Arenal 4 ya descrito, el lente y las franjas clasto soportadas en contraste con su textura matriz soportada.

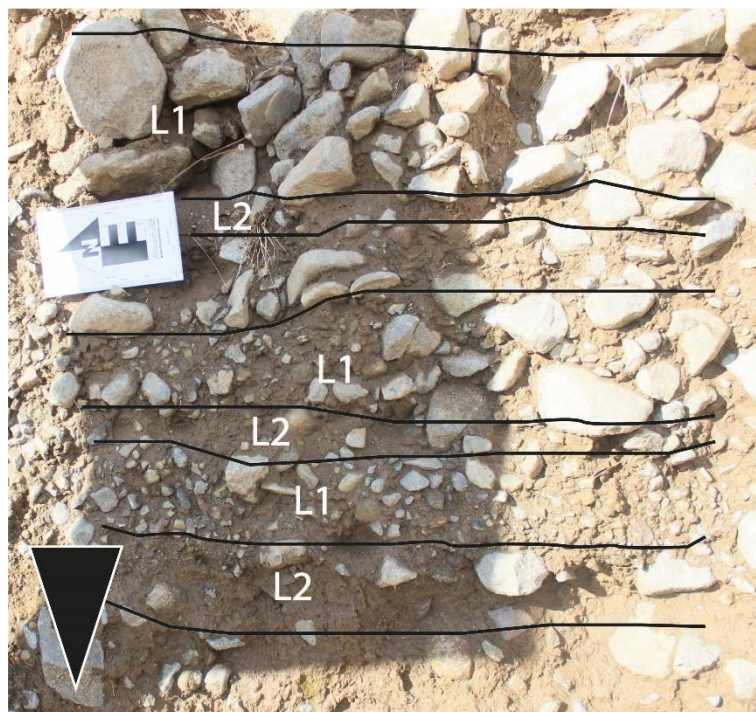


Figura 3.15. Lente descrito presente en la base del depósito El Arenal 4. Se observa una tendencia grano creciente hacia el techo.

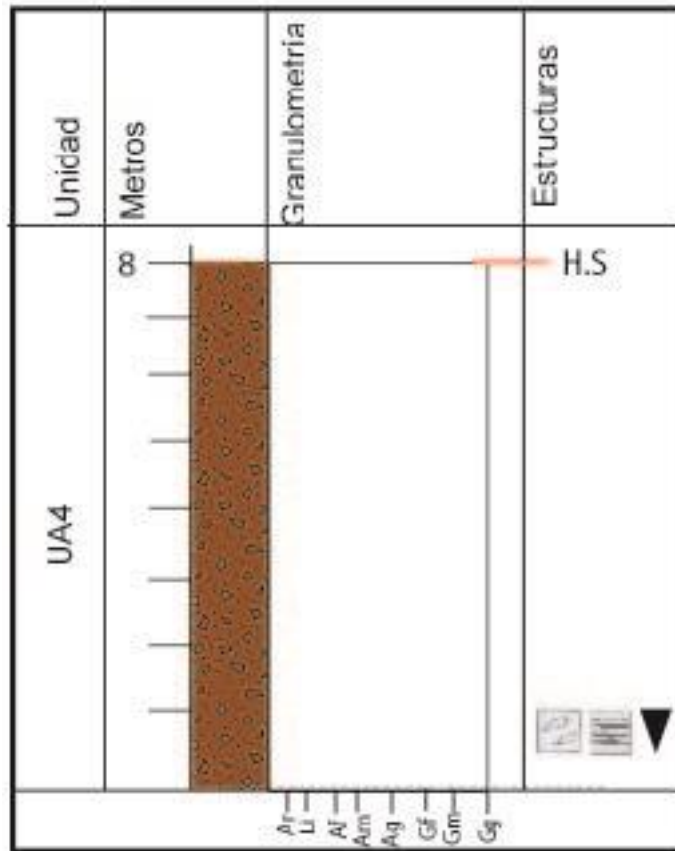


Figura 3.17. Columna estratigráfica El Arenal 4.

## El Arenal 5

Este perfil está ubicado en la porción media - distal del sistema de remociones El Arenal. Se puede observar un corte de camino de 2.5 metros de potencia y se extiende por al menos 20 metros. Se reconocen 2 unidades, esquematizadas en la columna estratigráfica generalizada para la sección El Arenal 5 (Figura 3.19) .

### Unidad 1 (UA5.1):

Brecha matriz soportada de color café oscuro de 1.8 metros de potencia y se sigue al menos por 50 metros (Figura 3.18). Presenta un tamaño máximo de clastos de 80 cm y mínimo de 3 cm, la moda de clastos es 10-20 cm. La razón clastos/matriz de la unidad es 30/70 con variaciones hasta 40/60 hacia el techo de la unidad. Presenta mala selección y clastos subangulosos. En el techo de esta unidad se observa un mayor porcentaje de fragmentos mayores, los cuales tienen dimensiones de hasta 80 cm; estos se encuentran oxidados dada la exposición superficial. Se puede observar un gradiente de meteorización física que aumenta hacia el techo de la unidad, al igual que el porcentaje de clastos. No presenta estructuras sedimentarias ni cemento. Hacia el sur disminuye su espesor, ya que desaparece la parte superior de esta unidad.

### Unidad 2 (UA5.2):

Capa masiva de limo-arena fina de potencia máxima 30 cm. Esta unidad se encuentra inmersa en la parte media-superior de la Unidad 1. Presenta bordes difusos e irregulares, pero se observa una morfología tabular. Exhibe un cambio de color claro c/r a la UA5.1; esta unidad se presenta



de color marrón anaranjado en vez de café oscuro. El porcentaje de fragmentos mayores disminuye considerablemente, alcanzando una razón 10/90 de clastos/matriz. Desaparece hacia el norte en la base de la Unidad 1, alcanzando su espesor máximo antes de desaparecer. Hacia el sur, la porción de la Unidad 1 que existe sobre esta unidad anaranjada disminuye su espesor hasta desaparecer, quedando solamente la UA5.2 y la base de la UA5.1 (Figura 3.18)

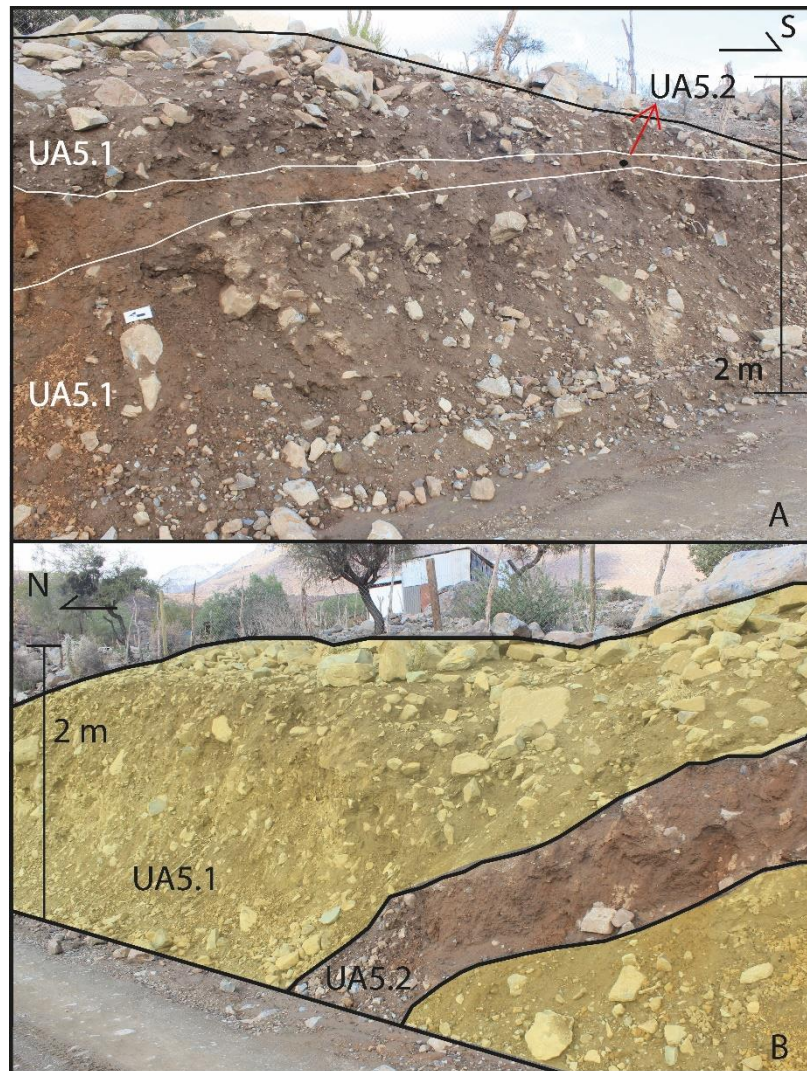


Figura 3.18. Unidades que componen El Arenal 5 (A), caracterizado como una brecha matriz soportada ubicado en el sector distal del Sistema de Remociones El Arenal. Se observa como desaparece la UA5.2 dentro de la UA5.1 (B).



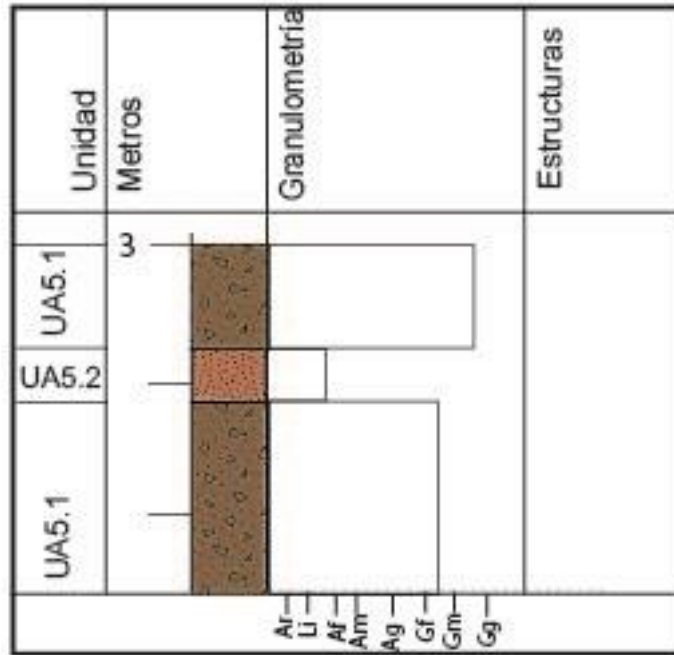


Figura 3.19. Columna estratigráfica El Arenal 5.

## El Arenal 6

Este sector se ubica en la porción más distal del sistema de remociones, en la parte central. Se describe un corte de camino de un conglomerado arenoso de 1.5 metros de potencia. Se observa una facie caracterizada por una alta variación lateral y vertical en la textura del depósito. En general, se presenta una fábrica abundante en clastos (70%-80%), con variaciones en la selección y tamaño. Se observa una tendencia lateral hacia el sur en donde disminuye la cantidad de clastos y aumenta la matriz hasta un 80%. Varía desde bien seleccionada a mal seleccionada; la angularidad es alta observándose redondeamiento local en clastos expuestos a condiciones meteorizantes. Las zonas mejor seleccionadas presentan clastos entre 1 cm a 2 cm, mientras que en los sectores mal seleccionados los bloques llegan a 30 cm.

Se pueden distinguir 3 unidades, de base a techo: Brecha clasto soportada con variación vertical y lateral en el tamaño y porcentaje de los clastos; sobre esta un conglomerado matriz soportado y luego una unidad sobre el horizonte de suelo (Figura 3.20).

La primera unidad (UA6.1), de base a techo, corresponde a una brecha clasto soportada de 70 cm de potencia. Presenta mala selección con bloques de hasta 30 cm. Sobre esta unidad, se superpone la Unidad 2 (UA6.2) correspondiente a un conglomerado matriz soportado con 30 cm de potencia con tamaño de grano entre 2 cm y 15 cm, en donde predominan los clastos redondeados sobre los angulosos y la matriz alcanza un 80%. Sobre esta unidad matriz soportada, y sobre el horizonte de suelo, se observan bloques sueltos sin la presencia de matriz, los cuales presentan tamaños entre 10 cm a 40 cm. Presenta una selección mala a regular, predominando los bloques entre 20 y 30 cm.

Se observa un cambio en la coloración de la matriz entre la primera y segunda capa; siendo la capa matriz soportada la que presenta los tonos café más oscuros. La naturaleza de los clastos y la mineralogía continúa siendo la misma que en las facies anteriores.

Se observa un lente de 50 cm de potencia dentro de la UA6.1 y en contacto superior regular con UA6.2. Presenta fragmentos de tamaños entre 5 cm y 25 cm, con redondeamiento regular a bueno al igual que la selección. Presenta una fábrica interna clasto soportada con un 30% de matriz y una selección regular, en comparación con las zonas aledañas. Los clastos presentes dentro del

lente tienen buen redondeamiento, a diferencia de aquellos presentes en el resto del depósito que poseen una alta angularidad. Los clastos presentan una mayor diversidad de colores que aquellos expuestos a lo largo del depósito. Se observa una leve gradación inversa hacia el techo del lente (Figura 3.20(b))

En este sector, al igual que en El Arenal 5, se observa un gradiente de meteorización marcado por la oxidación; el cual aumenta hacia la superficie del depósito. se comienza a notar una mayor intensidad en la meteorización física de los clastos.

Sobre este sector comienza el campo de petroglifos El Arenal (EPD-SA1).

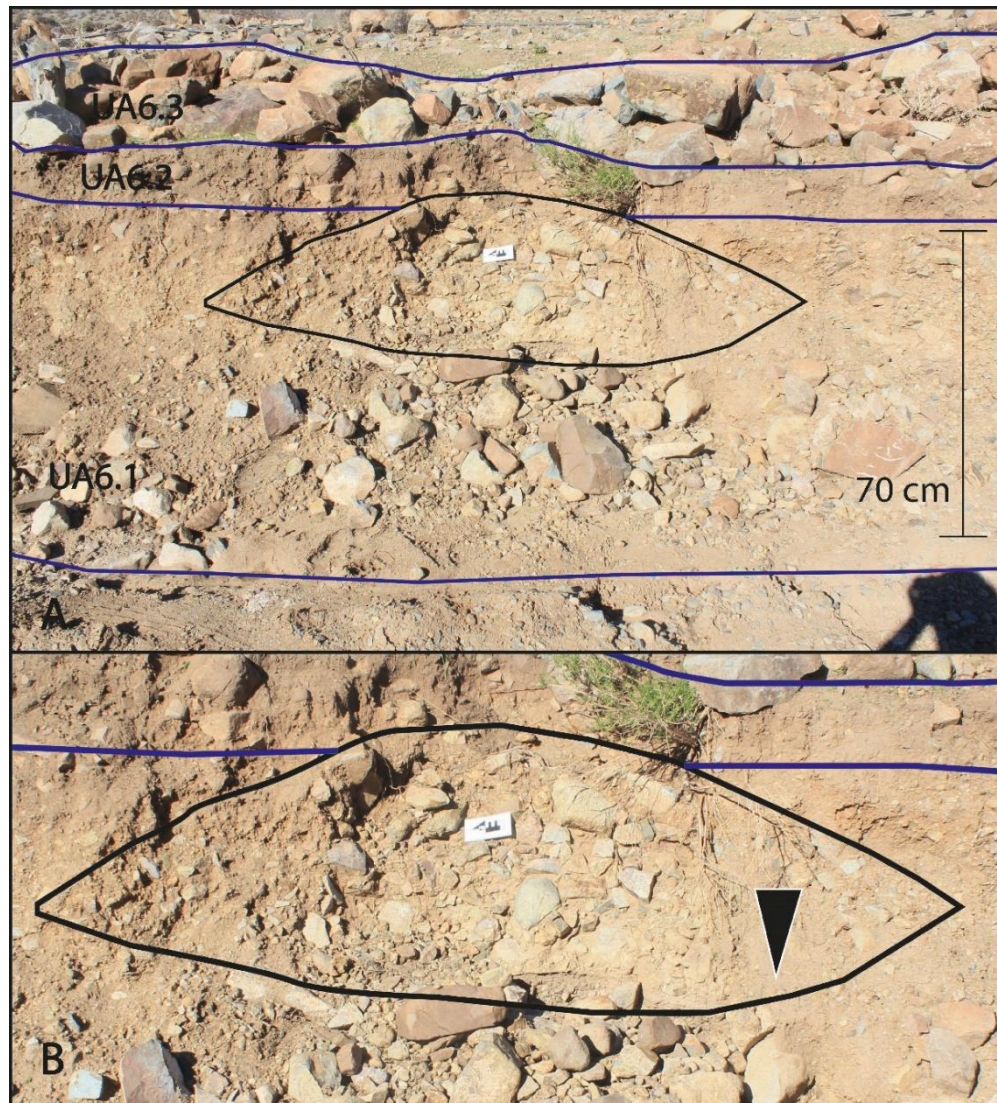


Figura 3.20. Se observan las unidades que componen El Arenal 6 (A), con un zoom al lente clasto soportado de clastos redondeados y gradación inversa hacia el techo (B).

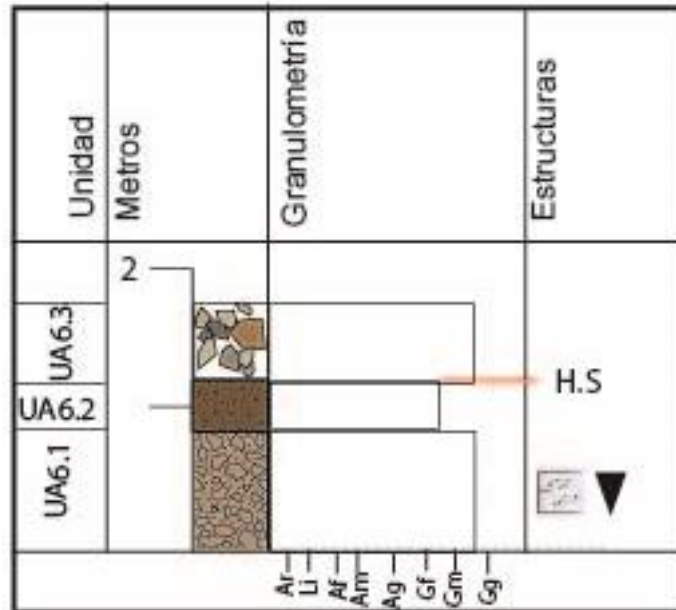


Figura 3.21. Columna estratigráfica de El Arenal 6.

## El Arenal 7

Esta sección se encuentra en el centro del sistema de remociones El Arenal, en su porción distal. Se describe una sección de 2.5 metros de potencia en donde se reconocen dos unidades (Figura 3.22).

En la base se observa la Unidad 1 (UA7.1), la cual corresponde a una brecha clasto soportada de 1.8 metros de potencia con fragmentos de tamaños entre los 10 cm y 50 cm. El porcentaje de matriz varía verticalmente entre un 10% y un 50%. Se observa una alta angularidad, pero un mayor redondeamiento en aquellos clastos expuestos a condiciones meteorizantes. La intensidad de la oxidación disminuye en comparación a los fragmentos mayores de la facie anterior. La granulometría de la matriz es arena fina y tiene color café claro. Sobre esta unidad se encuentra en contacto, de manera irregular, la Unidad 2; la corresponde a un conglomerado matriz soportado de 70 cm de potencia y color café oscuro. Presenta un bajo porcentaje de clastos (20%-30%) con rangos de tamaños entre 5 cm hasta los 60 cm, con una moda de 5 -15 cm. Esta unidad es mal seleccionada y con un redondeamiento mayor que la unidad anterior. A diferencia del depósito anterior, no se observan bloques rodados sobre el horizonte de suelo.

En la base de la UA7.2 y en contacto inferior con la UA7.2, se reconoce un lente de características similares al observado en El Arenal 6, se observa un leve aumento en porcentaje de matriz y no se observa gradación de los clastos.

Se presenta la columna estratigráfica esquemática para la sección El Arenal 7 (Figura 3.23), en donde se observan las unidades ya descritas.



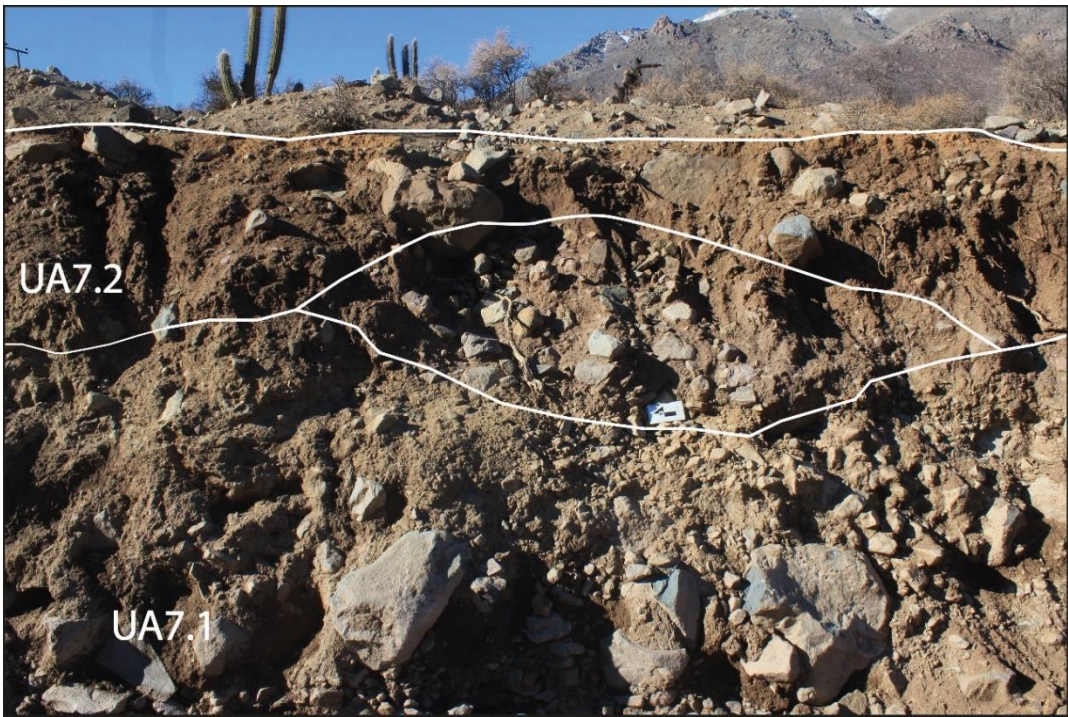


Figura 3.22. Unidades que componen El Arenal 7 y el lente entre ambas.

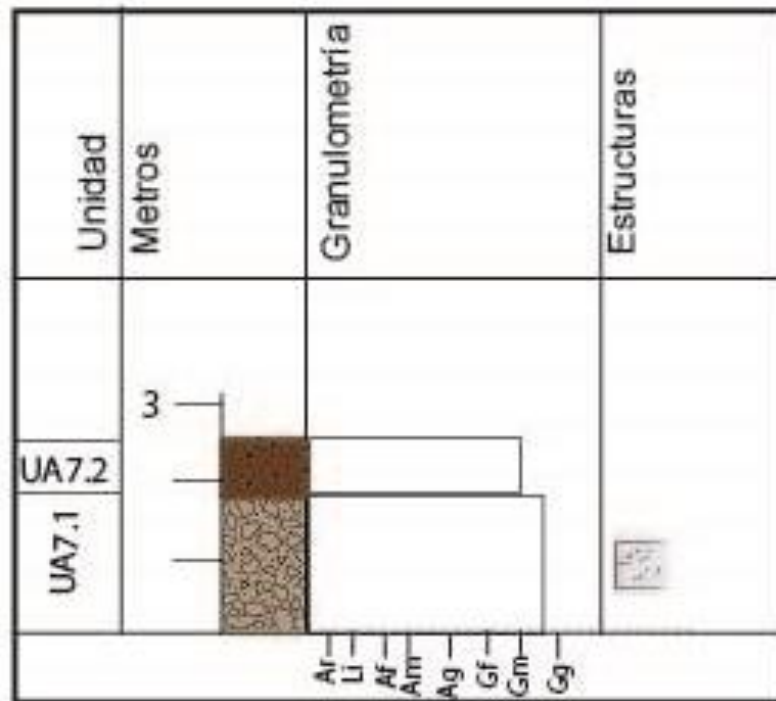


Figura 3.23. Columna estratigráfica El Arenal 7.

## El Arenal 8

Esta sección representa el frente de la remoción al norte de la quebrada (Figura 3.24). Se observa un depósito de 12 metros de potencia compuesto por zonas de brechas y conglomerados clasto soportados, así como zonas masivas de matriz tamaño arena fina en donde el porcentaje de clastos es menor. Se presenta la columna estratigráfica esquemática para El Arenal 8 (Figura 3.25).

El depósito presenta estratificación paralela de estratos clasto soportados con estratos matriz soportados; con variación en la angularidad, selección y tamaño de los clastos. En general, la granulometría varía entre grava fina y muy gruesa y los estratos clasto soportados acumulan los fragmentos de mayor diámetro. Desde la mitad hacia el techo se observa un aumento en el tamaño de las partículas más finas, desapareciendo las zonas masivas de matriz, reemplazadas por zonas clasto soportadas de grava fina. Se observa, entonces, una tendencia de la selección a mejorar hacia el techo, al igual que el tamaño y porcentaje de los clastos; se presenta también, una tendencia de la angularidad a aumentar hacia el techo. Los estratos de la base corresponden a brechas clasto y matriz soportadas, mientras que desde la mitad hacia el techo los clastos mejoran su redondeamiento y se convierten en estratos de conglomerados clasto soportados. De base a techo se observa: una base caótica de 1.5 m de potencia de textura clasto soportada con tamaño de clastos entre 5 cm y 45 cm; mala selección y clastos con buen redondeamiento. Sobre este estrato podemos observar el inicio de la secuencia de estratificación; se observa un estrato matriz soportado con un 95% de matriz tamaño arena fina, masivo y con clastos de tamaño 15-20 cm acumulados en la base y el techo. Sobre este, vuelve a repetirse un estrato de textura clasto soportada, pero mejora la selección y aumenta el tamaño de clastos evidenciando la tendencia ya mencionada. Las zonas clasto soportadas de menor granulometría son aquellas que presentan mejor selección y redondeamiento; en sectores locales se sugiere imbricación de los clastos; pueden corresponder a lentes de gran extensión.

La naturaleza y mineralogía de los clastos continúa siendo la misma; pero sobresale la presencia de clastos con cristales de hornblenda de 2 cm a 4 cm. El porcentaje de matriz y clastos varía verticalmente dada la laminación paralela y presencia de lentes.



Figura 3.24. Depósito El Arenal 9. Se observa estratificación paralela de gran escala (líneas negras). Desde la línea blanca hacia el techo se observa un aumento de tamaño de clastos, su porcentaje y su angularidad



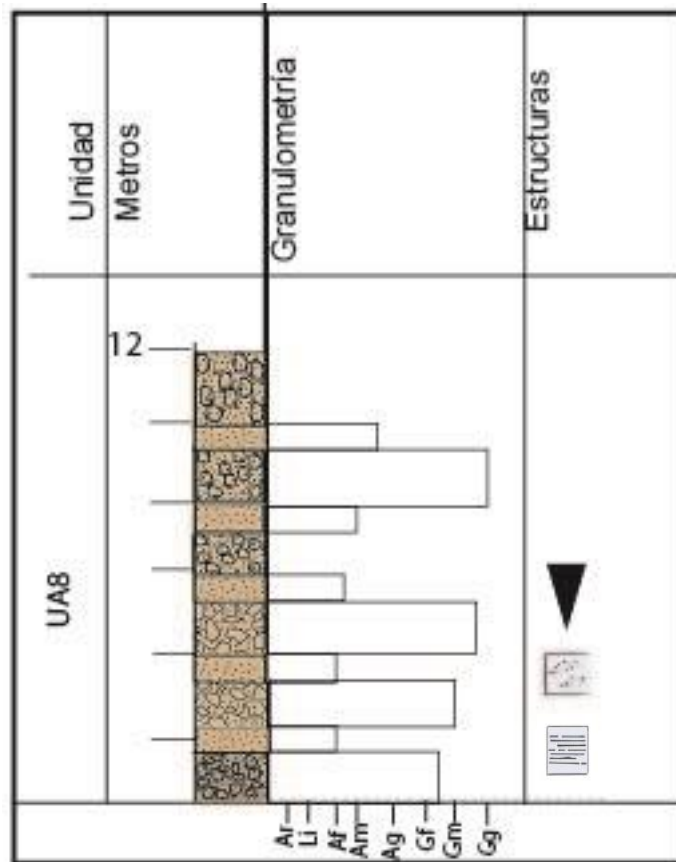


Figura 3.25. Columna estratigráfica El Arenal 8

### 3.1.2 Valle Pedernal Sur

En esta porción del valle, se estudiaron los depósitos que presentan una mayor extensión e influencia sobre el relieve de este sector (Figura 3.26), describiendo los depósitos denominados Pedernal Sur 1 y Pedernal Sur 2.

#### Pedernal Sur 1

Esta sección se ubica a la entrada del Valle Pedernal, en el flanco oeste del cauce principal. Esta sección presenta una facie principal que se observa en la mayor parte del depósito, y facies subordinadas de menor potencia, diferenciadas por el porcentaje de clastos y de matriz. Éstas definen 4 unidades dentro de Pedernal Sur 1, observadas en la columna estratigráfica esquemática de la sección (Figura 3.30)

##### Unidad 1:

Representa la facie principal del depósito (Figura 3.27). Conglomerado clasto soportado que expone una potencia entre 8 m y 10 m de potencia. La moda de tamaños de fragmentos mayores se encuentra entre los 6 cm y los 25 cm, correspondiente a un 80% del total de clastos; el tamaño mínimo es entre 2 cm y 5 cm correspondiente a un 10% de los clastos; y el tamaño máximo es 1 metro, representando el 10% de los clastos. La matriz tiene granulometría de arena media/fina y color café oscuro. Se observa un 60% de la facie clasto soportada y un 40% matriz soportada, variando hasta un 70/30. Se observa una selección mala a muy mala. Presenta fragmentos mayores subangulosos a subredondeados, sobre todo aquellos fragmentos más expuestos al retrabajo superficial; en la base de la facie la angularidad es menor y aumenta el redondeamiento,

mientras que a medida que se va subiendo en la cota se observa un aumento en la angularidad de los fragmentos mayores.

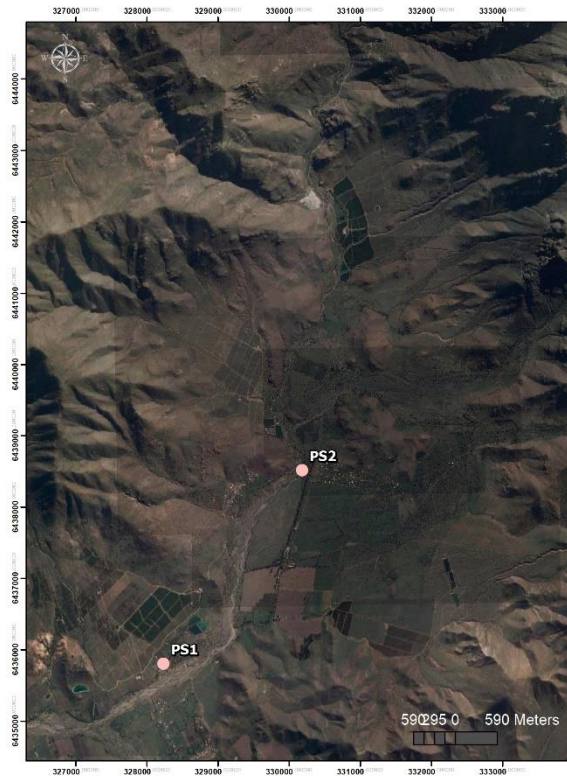


Figura 3.26. Ubicación de los perfiles descritos en el Valle de Pedernal Sur.

La naturaleza de los clastos se caracteriza por ser polimíctica, dentro de las cuales se encuentran rocas ígneas plutónicas y volcánicas. Se observa la mineralogía correspondiente a las rocas mencionadas, tales como plagioclasa, hornblenda, feldespato alcalino, minerales opaco y cuarzo. No se observa cemento y no presenta estructuras sedimentarias.



Figura 3.27. Unidad 1 del depósito Pedernal Sur 1. Se observa la facie principal clasto soportada.



### *Unidad 2:*

Esta brecha matriz soportada se observa llegando al camino superior que se encuentra cruzando el depósito (Figura 3.28). Se caracteriza por presentar una cantidad mucho mayor de matriz en comparación con la facie principal. Se observa con una potencia de 1.8 metros medidos en pendiente. Se observa una disminución considerable en el tamaño de los fragmentos mayores, los que presentan un tamaño máximo de 30 cm y un tamaño mínimo de 1 cm, con una moda de 10 cm. La fábrica del depósito se caracteriza por un 80% de matriz y un 20% de clastos, presentando una textura masiva sin estructuras. La granulometría y color de la matriz continúan siendo los mismos que en la facie anterior. La selección es mala a muy mala y los fragmentos mayores se observan preferentemente angulosos, con un leve grado de redondeamiento en los fragmentos más expuestos. La naturaleza y mineralogía de los clastos es la misma que en la Unidad 1. No se observa cemento ni estructuras sedimentarias.



*Figura 3.28. Unidad 2 del depósito Pedernal Sur 1. Se observa un porcentaje de matriz considerablemente mayor a la Unidad 1.*



### *Unidad 3:*

Conglomerado matriz soportado que se observa llegando a la porción media-superior del depósito. Se diferencia de las anteriores en que la granulometría es considerablemente menor y el porcentaje de matriz es muy alto, existiendo porciones en las que no se observan fragmentos mayores (Figura 3.29).

Exhibe una potencia irregular, con un rango entre 2 m y 80 cm, con un promedio de 1.2 metros de potencia. Se observa un tamaño de clastos que va entre los 10 cm a los 2 mm. Presenta una fábrica matriz soportada caracterizada por un 85% a 90% de matriz; presenta sectores muy locales en los que se observa una textura clasto soportada; los que se consideran lentes que ponen en contacto fragmentos de mayor granulometría con partículas de menor granulometría. Presenta una mala selección y clastos angulosos con leve redondeamiento superficial. No se observa cemento. La mineralogía y naturaleza de los clastos sigue siendo la misma. Se encuentra en contacto irregular con la facie 4 hacia el sur.

### *Unidad 4:*

Esta sección se encuentra en la misma cota que la Unidad 3 pero más al sur. Se caracteriza por ser una brecha clasto soportada y tener una granulometría mucho mayor en comparación con la unidad 3. Se observan 5 metros de potencia máxima. El tamaño de clasto alcanza un máximo de 70 cm, una moda entre 10 cm y 50 cm y un mínimo de 5 cm. La moda de los clastos representa un 80% del total de fragmentos mayores, mientras que el mínimo y el máximo representan el 10% del total cada uno. La granulometría de la matriz es arena fina con arcilla subordinada; el porcentaje de clastos y matriz se ve representado por un 90% de clastos y 10% de matriz. Presenta mejor selección que las unidades anteriores, aun así, continúa siendo moderada a mala. Los clastos de esta porción del depósito son angulosos con bajo redondeamiento. La mineralogía y naturaleza de los fragmentos continúa siendo la misma. No se observa cemento ni estructuras sedimentarias.

Esta unidad sobreyace a la Unidad 3 hacia el sur. El contacto con la facie 3 se observa irregular, con una orientación de rumbo y manteo promedio de N15E (Figura 3.29).



*Figura 3.29. Unidad 4 sobreyaciendo a la Unidad 3 (U3PS1). Se observa el contacto nítido e irregular entre ambas, reflejando la diferencia de tamaño y porcentaje de clastos.*

No se observan diferencias en el grado de consolidación entre las unidades. El color de la matriz es café claro y es el mismo a lo largo de todo el depósito, con ciertas variaciones producto de las condiciones de humedad o por presencia de vegetación. El contacto entre la Unidad 1 y las demás, a medida que se sube en la cota, se observa transicional. No existe la presencia de cemento.

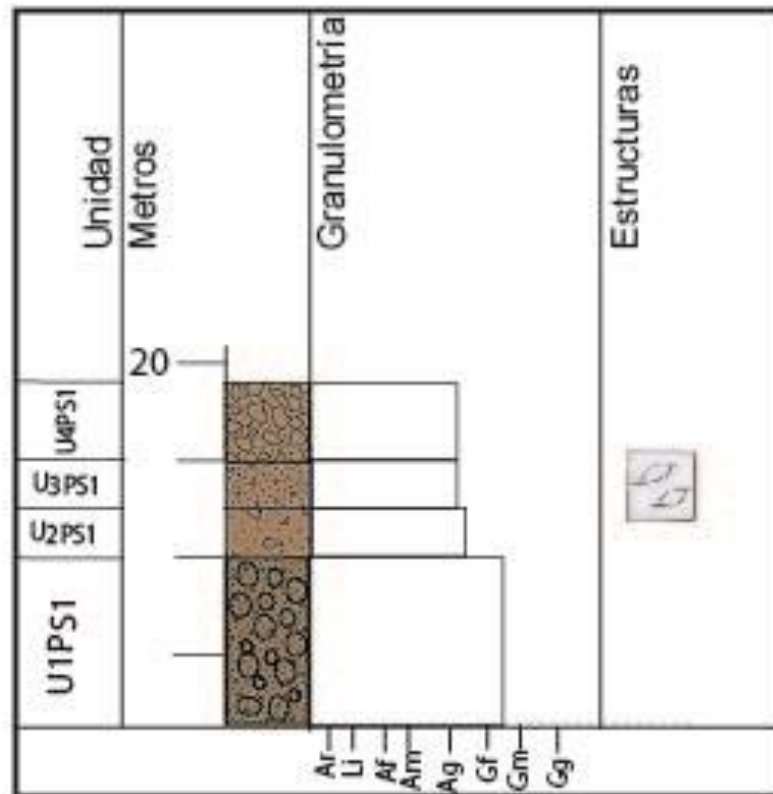


Figura 3.30. Columna estratigráfica Pedernal Sur 1.

## Pedernal Sur 2

Este depósito es el de mayor extensión del flanco este del río Pedernal en el sector del Valle Pedernal Sur. Los datos se tomaron en el extremo norte de la parte más lejana del ápice del depósito y en el frente de la remoción; pudiendo reconocerse 4 unidades en total, donde las principales diferencias radican en el tamaño y porcentaje de los fragmentos mayores. El depósito se encuentra inmerso entre dos valles fluviales, correspondientes a los cauces de los ríos Pedernal y El Sobrante. Se observa una zona de llanura de inundación entre el depósito y el cauce principal. Se presenta la columna estratigráfica esquemática para Pedernal Sur 2, dividida en 2 ya que no se sabe si la Unidad 3 sobreyace a la Unidad 2. (Figura 3.36)

### Unidad 1:

Se observa en una porción del depósito que tiene 22 m de potencia (Figura 3.31). Representa una brecha matriz soportado con tamaño de clasto entre 10 cm y 60 cm (50% del total de clastos), 30% entre 60 cm y 1.5 metros; el 10% restante se caracteriza por tener una granulometría menor, entre 10 cm y 1 cm. La fábrica de esta porción del depósito se caracteriza por un 50% - 60% de matriz y una 40% - 50% de clastos; se define en general como matriz soportado, pero se observan zonas locales en donde la fábrica cambia a clasto soportada. Estas zonas se encuentran



distribuidas homogéneamente dentro de la unidad.

Presenta mala a muy mala selección y clastos angulosos a subredondeados. No se observa una orientación preferencial en la disposición de los clastos. La naturaleza de los clastos es polimíctica de tipo volcánico e hipabisal. La mineralogía corresponde a esta composición. No se observa la presencia de cemento ni tampoco estructuras sedimentarias.



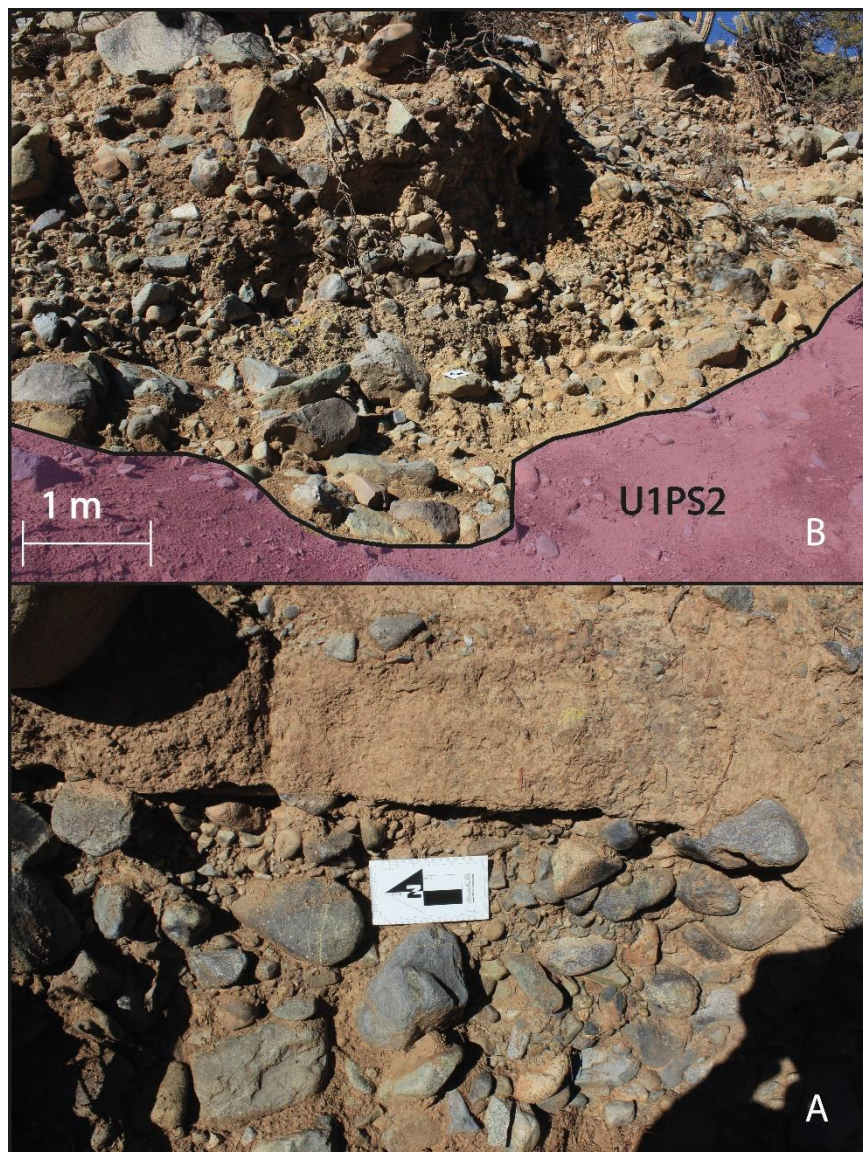
*Figura 3.31. Brecha matriz soportada que caracteriza a la Unidad 1 del depósito Pedernal Sur 2.*

#### *Unidad 2:*

Se observa subiendo por el depósito hacia el este, por sobre la unidad 1 en contacto irregular. Corresponde a un conglomerado matriz soportado con una potencia máxima de 10 metros (Figura 3.32). El porcentaje de clastos alcanza un 70% de abundancia, mientras que la matriz varía entre un 30% y 40% en las zonas en donde los fragmentos son mayores. Los clastos presentan tamaños que van desde 2 mm hasta 2 metros. Del total, un 60% corresponde a tamaños entre 10 cm y 1 metro, un 20% menor a 10 cm y un 20 % mayor a 1 metro. La granulometría de la matriz es de arena fina, y presenta un color generalizado pardo claro. La selección es mala a muy mala. Predomina el buen redondeamiento de los clastos, pero existe una alta angularidad subordinada. No se observa una orientación preferencial en la disposición de los clastos. La naturaleza y mineralogía de los clastos es la misma que en la facie anterior. El contacto entre la unidad 1 y 2 es de carácter transicional. Se observan lentes distribuidos homogéneamente dentro de la unidad; dentro de los cuales se observa una textura generalizada: en la base, se encuentra una moda de clastos angulosos de tamaño entre 10 cm y 50 cm y una textura clasto soportada. Por sobre esta unidad clasto soportada, se ubica una unidad de menor granulometría con una moda de tamaño entre 1 cm y 5 cm y una textura matriz soportada con un alto porcentaje de fragmentos mayores. Por sobre esta unidad vuelve a repetirse la unidad de la base, para luego pasar a una unidad de mayor granulometría con una moda de clastos entre 50 cm y 1.5 metros, de textura clasto soportada. En general se observa una mala selección, exceptuando la unidad de menor granulometría que presenta una selección regular. Se observa un redondeamiento moderado en el 70 % de los clastos y una baja esfericidad en general. La mineralogía y naturaleza



de los clastos es la misma que en las facies anteriores. No se observa cemento. La intercalación de tamaños se presenta como una estructura de laminación paralela; en la cual se midió una orientación de N40E. Se observa una gradación inversa del lente (Figura 3.32(a)).



*Figura 3.32. Unidad 2 de Pedernal Sur 2 sobreyace a la Unidad 1 y presenta una textura clastosoprotada (A). Ejemplo del tipo de lente que se encuentra distribuido en la Unidad 2 (B).*

Esta sección se encuentra al Este del cauce principal del río Pedernal. Posee aproximadamente 8 metros de potencia y se exhibe a lo largo del cauce por 70 metros aproximadamente. Corresponde a un conglomerado con variaciones texturales. Se observan dos facies con diferencias granulométricas, una acuñándose hacia la otra en dirección al norte.

### Unidad 3:

Se observa un conglomerado matriz soportado con una potencia máxima de 5 metros y mínima de 1.5 metros, con un promedio de 4 metros de potencia (Figura 3.33). Se caracteriza por un tamaño principal de grano entre los 25 cm y los 40 cm, con un 40% del total de fragmentos mayores; el 25 % está sobre los 45 cm y el porcentaje restante de clastos se encuentra bajo los 25 cm. La textura es principalmente matriz soportada con variaciones clasto soportadas subordinadas. El porcentaje de matriz varía verticalmente entre un 40%-80% aumentando de base a techo. La selección es muy mala; los fragmentos son preferentemente redondeados a subangulosos. La naturaleza y mineralogía de los clastos corresponde a rocas volcánicas y plutónicas. Se observa una orientación preferencial de los clastos hacia el norte, sugiriendo estratificación cruzada entre zonas clasto soportadas de mayor granulometría con zonas matriz soportadas de menor granulometría. Esto se ve reflejado en una alta variación vertical en la textura de esta unidad.

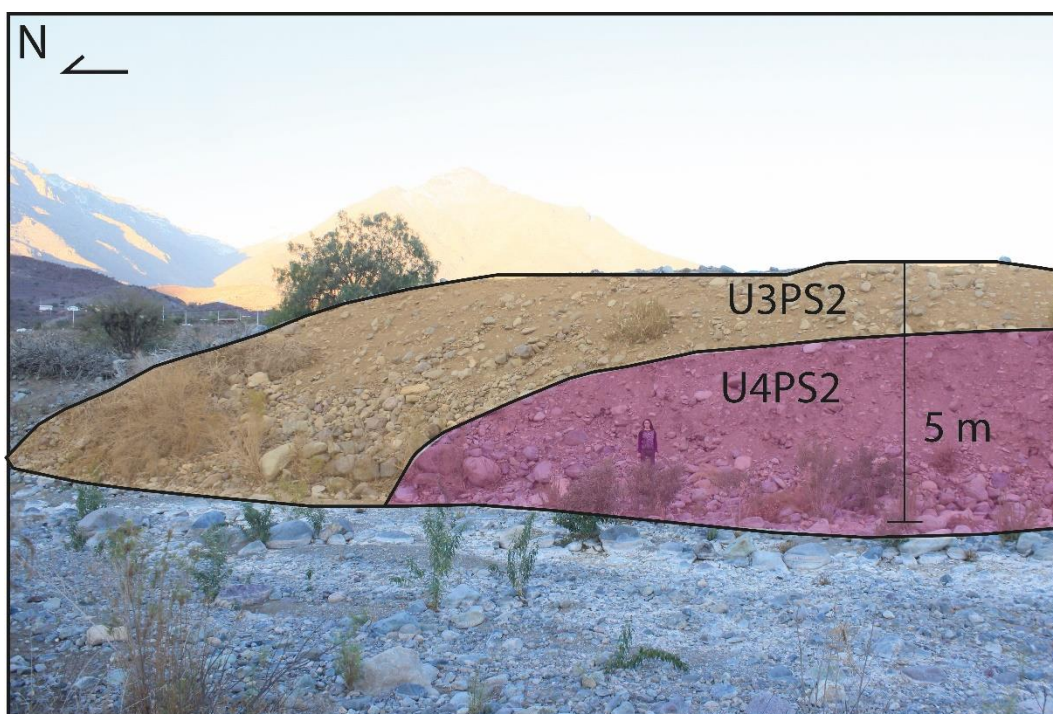


Figura 3.33. Vista general de la disposición de las unidades 3 y 4.

### Unidad 4:

La potencia máxima de esta unidad caracterizada como un conglomerado clasto soportado es de 8 metros, acunándose hasta desaparecer hacia el norte en la Unidad 1. Se observa una textura muy heterogénea (Figura 3.34), presentando zonas con diferencias notorias en tamaño de clastos, porcentaje de matriz y selección. De base a techo se puede observar lo siguiente: en la base se observa una capa de potencia máxima 60 cm, de textura clasto soportada con fragmentos mayores de tamaños preferentes entre 10 cm y 25 cm, presentando clastos mayores de hasta 50 cm y un mínimo de 2 cm; estos últimos en menor proporción. Sobre este estrato, en contacto irregular, se encuentra un estrato de potencia máxima 1.5 metros de textura matriz soportada y fragmentos mayores de 30 cm a 5 cm. El porcentaje de matriz varía verticalmente entre un 30%-50%, siendo menor en la base del contacto en donde parecen acumularse un alto porcentaje de fragmentos mayores. Hacia el techo de este estrato matriz soportado, en contacto irregular con



la Unidad 3, se observa una acumulación nuevamente de fragmentos mayores. En el extremo sur de esta unidad se observan solo el estrato base y la parte inferior de la capa superior. Esta unidad se acuña hacia norte con la Unidad 3 (Figura 3.35), en un contacto que presenta una orientación N23E. Hacia el techo de esta unidad, en el contacto irregular con la Unidad 3, se observan lentes con un mayor porcentaje de clastos de mayor tamaño; los mismos lentes se pueden observar en la base del contacto con el primer estrato de esta unidad. Estos lentes clasto soportados se ubican en el estrato superior de esta unidad. No se observa la presencia de cemento. La naturaleza y mineralogía de los clastos continúa siendo la misma, pero se le agregan clastos de naturaleza sedimentaria de color rojizo. Hacia el sur, en la porción final de la unidad, se observa imbricación NS en los fragmentos mayores de tamaño grava media.

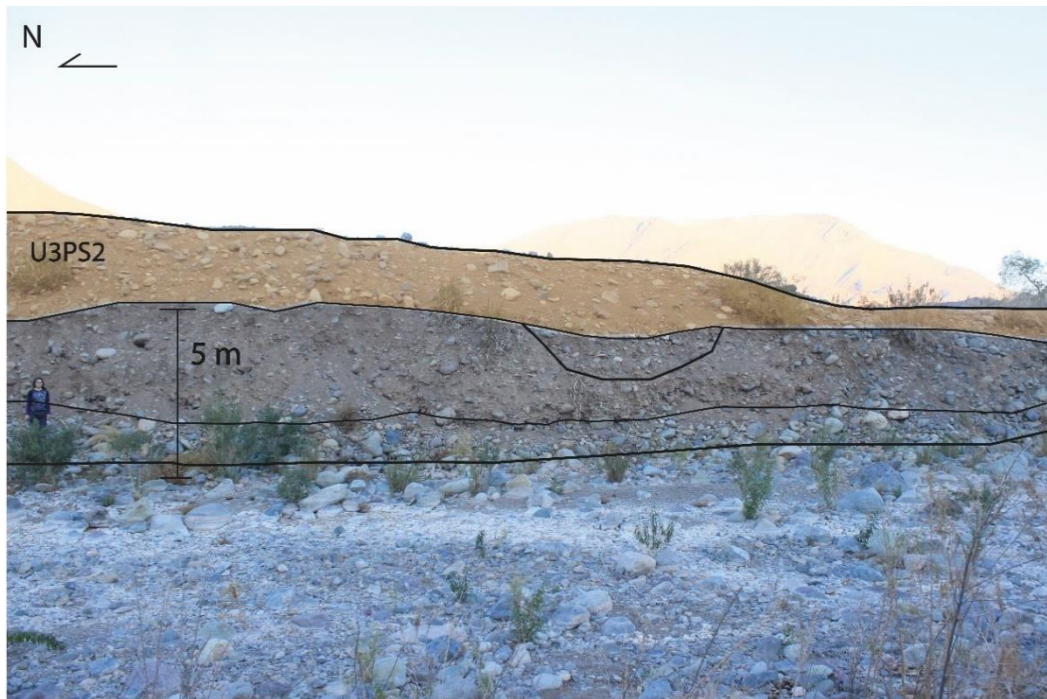


Figura 3.34. Unidad 3 del depósito. Se observa la laminación y el acuñamiento de la unidad 4.

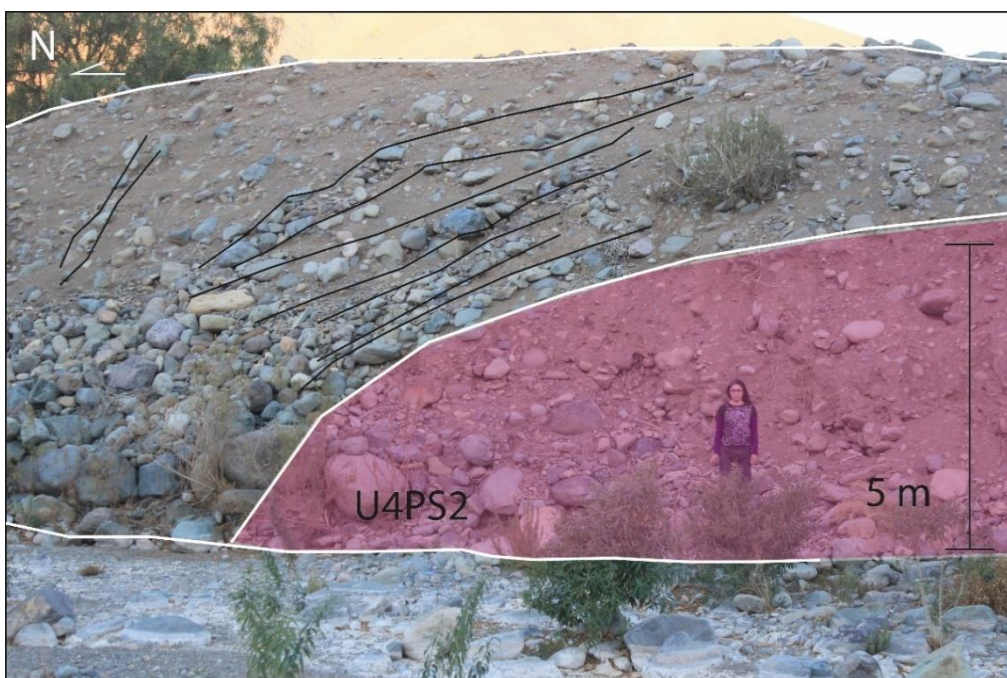


Figura 3.35. Unidad 4 del depósito. Se observa el lente en el contacto con la U3PS2



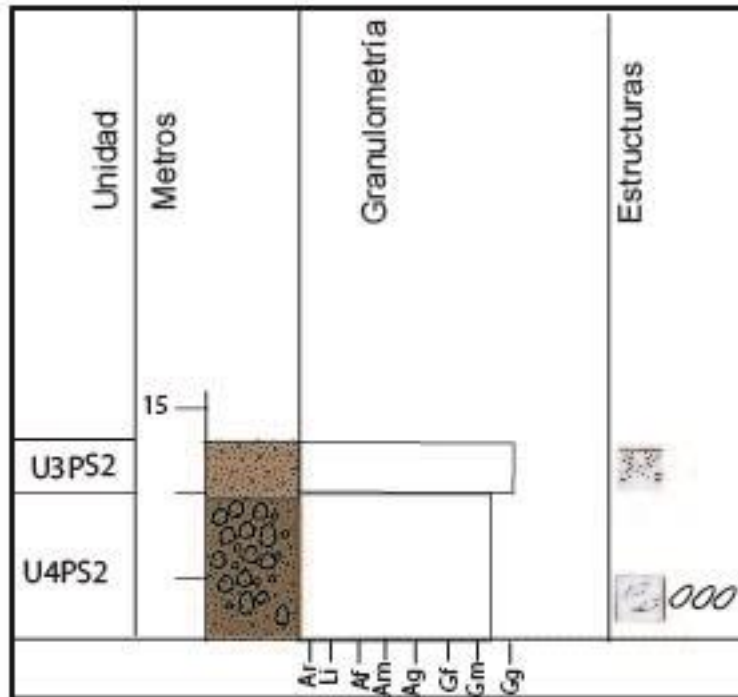
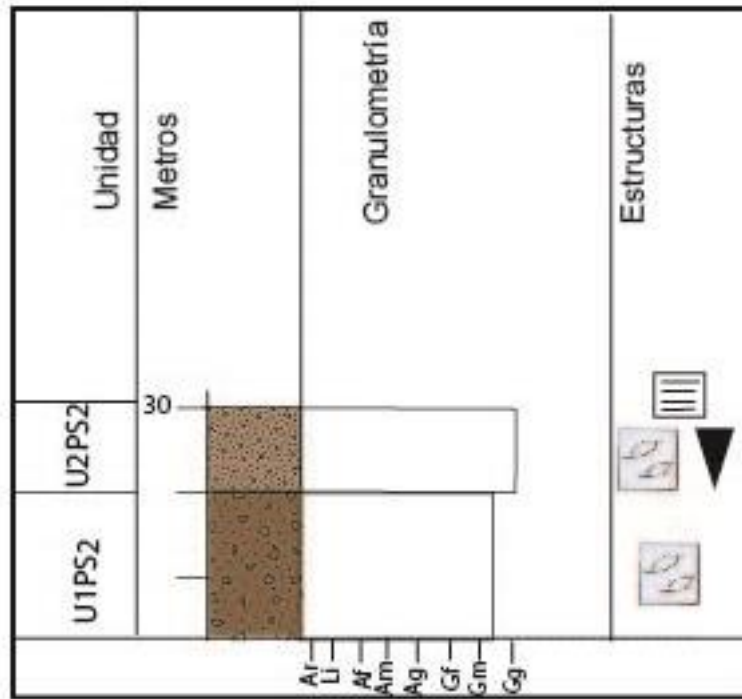


Figura 3.36. Columnas estratigráficas de las unidades correspondientes al depósito Pedernal Sur 2.

### **3.1.3 Valle El Sobrante**

Se describe la ladera este de la quebrada en donde existe el registro arqueológico correspondiente al sitio SBT-SA1 (Figura 3.37).

#### **Sitio El Sobrante SBT-SA1**

Se describe un perfil en donde la diferencia en la proporción matriz/clastos y la granulometría de las partículas definen dos unidades, una en el sector SE de la ladera y otra en el sector NW, siguiendo por el camino que se adentra en el valle.

##### *Unidad 1:*

Se ubica en el sector NW de la ladera y expone una potencia de 8 m aproximadamente. Se caracteriza como una brecha matriz soportada con matriz tamaño limo, presenta variaciones verticales en el porcentaje de matriz y tamaño de los clastos dando paso a 3 subunidades. De base a techo se observa: U1SA1, la cual tiene 2 m de espesor aproximado y textura matriz soportada. Tiene clastos angulosos de 5 cm a 30 cm y una proporción matriz/clastos de 75/25. Presenta una orientación preferencial del eje mayor de los clastos que se interpreta como imbricación NW-SE. Le sobreyace la unidad U2SA1, la cual corresponde a una unidad matriz soportada de 2 m de potencia con clastos volcánicos angulosos de 30 cm – 1 m. Por último, se expone U3SA1 con 4 m de potencia y una fábrica matriz soportada con mejor selección de los clastos (10-20 cm); se observa una gradación inversa hacia el techo.

Existe un desarrollo de suelo de 2 m aproximadamente. La naturaleza de los clastos es polimíctica de composición volcánica; no presenta cemento y se observan considerablemente menos meteorizados que aquellos bloques de la ladera W de la quebrada.

##### *Unidad 2:*

Brecha clasto soportada de color gris-pardo mal seleccionada con matriz de arena fina a media. Presenta variaciones laterales en el tamaño de los clastos, angularidad y porcentaje de matriz. Tiene 2 m de potencia y presenta clastos subangulosos a subredondeados de 1 m hasta 2 cm de naturaleza polimíctica y composición volcánica. Se observan lentes matriz soportados de hasta 15 cm de espesor y 60 cm de largo, presenta variaciones granulométricas internas definiendo 2 unidades de base a techo del lente: la porción inferior presenta clastos de tamaño arena gruesa y matriz tamaño limo, sin estructuras y con buena selección. La porción superior se caracteriza por presentar clastos de tamaño arena gruesa a grava fina, sin estructuras y selección moderada dentro de una matriz de la misma granulometría que la porción inferior del lente. La unidad presenta zonas en donde se observa una imbricación de los fragmentos mayores; dentro del lente se observa una tendencia grano creciente hacia el techo.

### 3.2 Prospección interdisciplinaria de los sitios EPD-SA1 y SBT-SA1

Este apartado se desarrolló gracias a la colaboración de colegas del área de arqueología de la Fundación Escalera del Diablo.

#### 3.2.1 EPD-SA1: Campo de Petroglifos El Arenal

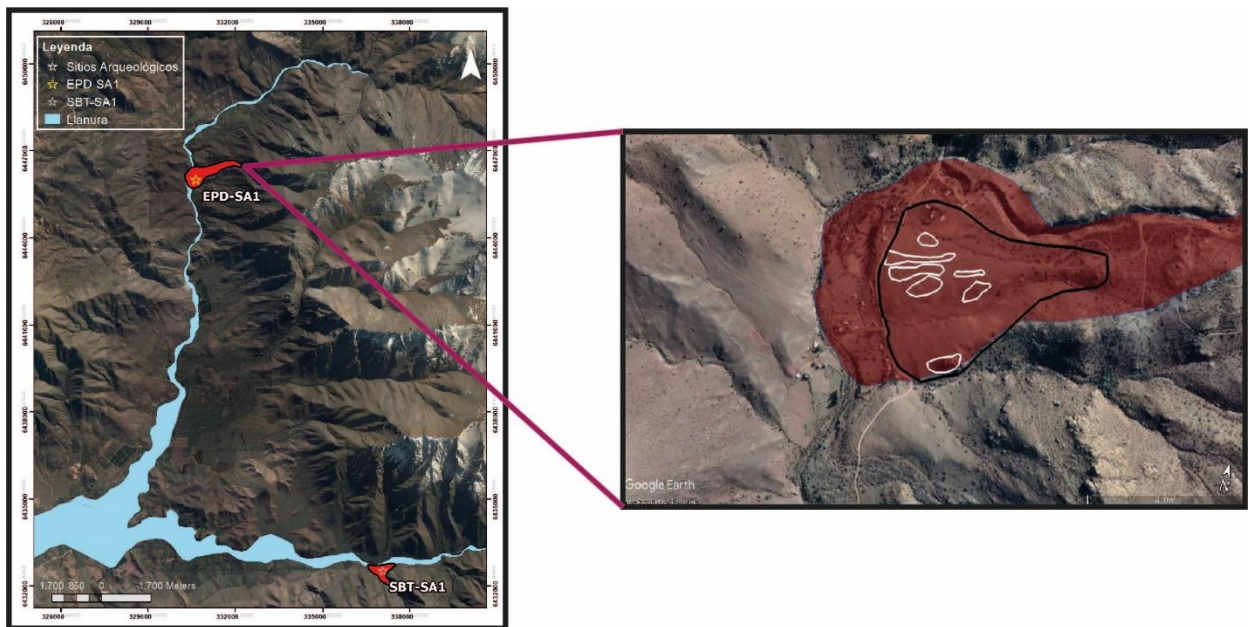


Figura 3.2.1.1. Ubicación general de los sitios arqueológicos EPD-SA1 y SBT-SA1. A la derecha se muestra en negro el polígono correspondiente a EPD-SA1 y dentro, en blanco, se observa la distribución espacial de los petroglifos hasta ahora registrados.

El sitio, ubicado en la localidad de El Pedernal, pertenece al período prehispánico e histórico y posee una dimensión de 190 m de radio aproximadamente. Las coordenadas en UTM son 330683 m Este y 6446148 m Sur.

El sitio arqueológico se ubica por sobre un abanico aluvial que forma el Sistema de Remociones El Arenal (Figura 3.2.1.1), al Este del camino de tierra que se interna hacia El Pedernal. Se compone de más de 80 bloques con petroglifos dispersos en 380m de diámetro. Los bloques corresponden a rodados de distintas dimensiones, algunos ubicados sobre la superficie o cubiertos parcialmente por sedimentos. La naturaleza de los bloques es polimíctica de composición volcánica, siendo algunas de las litologías que se pueden observar:

Rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa entre 2-5 mm, euhedrales y con una masa fundamental color gris con tonos lilas; las plagioclasas se presentan alteradas de forma selectiva a jasperoide (Figura 3.2.1.2(b)). Presentan epidota en nódulos y óxidos de hierro como minerales de alteración. Las costras de oxidación denotan un gradiente de meteorización que aumenta hacia el lecho del río; se observa un alto grado de meteorización física expresada en fracturamiento de bloques, y meteorización química en forma de oxidación intensa formando costras rojizas características.

Rocas porfíricas con fenocristales de Hornblenda de hasta 1.5 cm (Figura 3.2.1.2(a)). Existe abundante vetilleo relleno con calcita o sílice, de bordes definidos y sin halo de alteración. Hacia el extremo del sistema de remociones se observa un afloramiento de color rojizo el cual se caracteriza por presentar bandas de lise gang en baja escala, pero característicos. Predominan los motivos no figurativos, especialmente los círculos de distinto tipo (simple, concéntricos, con

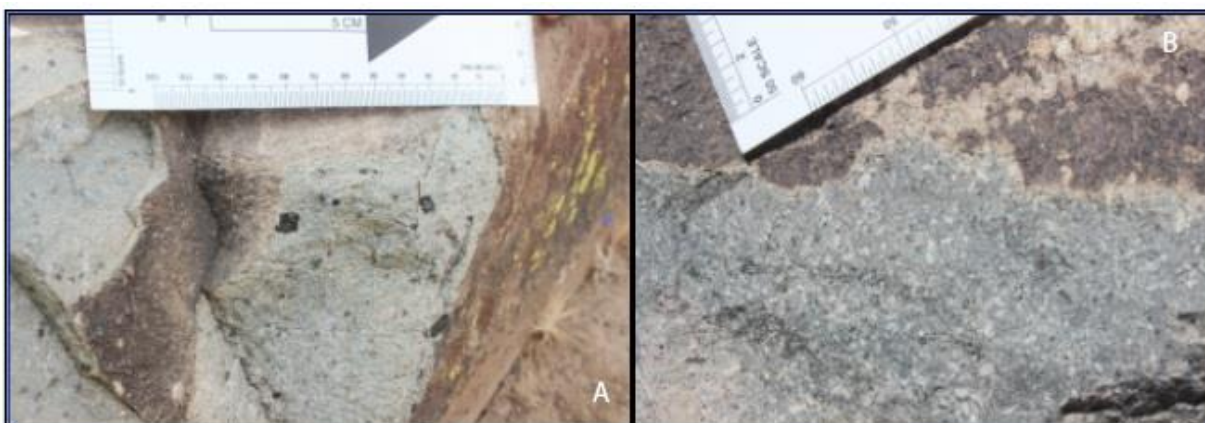


decoración interior, apéndice exterior, etc). Destaca la presencia de un motivo de sol a ras de piso (Figura 3.2.1.3).

El sitio está señalado y es visitado frecuentemente por turistas. Ha sido registrado dos veces, primero por Igualt (1963) y luego por Aguilera (2012), recibiendo el nombre de Pedernales 2 y El Arenal, correspondientemente. Debido a trabajos topográficos se instalaron de forma invasiva estructuras de cemento como hitos topográficos, lo que, junto a la continua actividad turística, han afectado tanto la espacialidad del sitio en general, como la conservación de los petroglifos en particular.

Según Aguilera (2012), el emplazamiento del sitio es coherente con los antecedentes históricos de la zona. Los petroglifos responden a lugares de tránsito o áreas destinadas para funciones simbólicas-religiosas, generalmente localizadas cerca de terrazas fluviales aptas para el asentamiento o para actividades hortícolas, las que aún pueden verse en la actualidad. En la figura 3.2.1.1 se puede observar la distribución espacial de los petroglifos registrados por el equipo de la Fundación Escalera del Diablo.

Se observa una recurrencia de motivos geométricos, destacando el círculo con apéndice (Figura 3.2.1.3), algunos con puntos en el centro, lo que es muy común en el Norte Chico. Otros motivos recurrentes son los zoomorfos, donde es posible apreciar representaciones de camélidos; y antropomorfos, donde la figura humana aparece en distintos grados de estilización (Figura 3.2.1.3). Se pueden observar diferencias en la ejecución de los grabados, lo que podría sugerir distintos periodos de ejecución (Igualt 1964, Niemeyer y Weisner 1991, Sanguinetti 1969).



*Figura 3.2.1.2. Litologías encontradas en bloques con petroglifos en EPD-SA1.*



Figura 3.2.1.3. Muestra de registro arqueológico de Pedernal

### 3.2.2 SBT-SA1: Sitio arqueológico El Sobrante

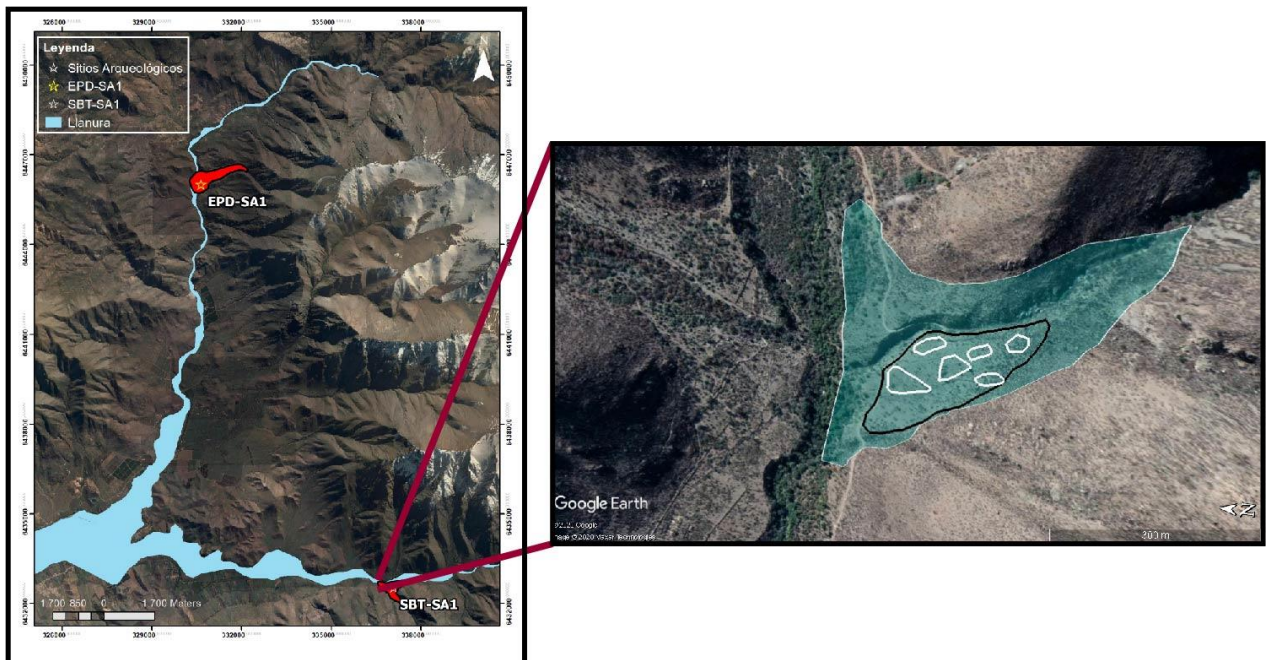


Figura 3.2.1.1. Ubicación general de lo sitios arqueológicos EPD-SA1 y SBT-SA1. A la derecha se muestra en negro el polígono correspondiente a SBT-SA1 que se encuentra sobre la remoción en masa de color celeste. En blanco, se observa la distribución espacial de los petroglifos hasta ahora registrados.



Ubicado en la localidad de El Sobrante, corresponde al período intermedio tardío, tardío e histórico. Tiene 160 m de radio aproximadamente y sus coordenadas UTM son 337011 m Este y 6432428 m Sur.

Este sitio arqueológico está emplazado en un pie de monte generado por procesos de remoción en masa, frente a la confluencia entre la quebrada del río El Sobrante y pequeñas quebradas tributarias. El uso del pie de monte es extensivo, y la densidad material se concentra en las zonas de mayor altitud del sitio arqueológico (Figura 3.2.2.1).

Se accede desde el costado Sur de camino de tierra que se interna hacia la cabeza del valle El Sobrante. Se compone por una extensa dispersión de materiales que cubren un diámetro de 320 m.

La naturaleza de los bloques sigue siendo polimíctica, al igual que en EPD-SA1, pero se agrega una roca clástica de textura brechosa de color gris claro. Las puntas de flechas observadas están hechas de esta roca, prefiriéndose sobre aquellas volcánicas de mayor dureza (Figura 3.2.2.3).

Los petroglifos observados se realizan sobre bloques de grandes dimensiones entre 3 m a 1 m, observándose una textura porfírica en donde se distinguen distintas familias de tamaños en cuanto a las plagioclasas y hornblendas, siendo la mayor entre 3 mm a 6 mm, observándose un menor tamaño de cristal en comparación al sitio EPD-SA1 (Figura 3.2.2.2). Como minerales de alteración vuelven a repetirse los óxidos de hierro y epidota, tanto en vetillas como en pátina. La intensidad de la meteorización química no es tanta como en el sitio anterior ya que las costras de oxidación son de tonos más suaves e incluso están ausentes. Se observa, en cambio, preferentemente una meteorización física en forma de fracturamiento de los bloques.

Los bloques se observan menos reabajados y expuestos que en el Sitio EPD-SA1-. Las piedras de moler se observan de composición granítica de anfíbol.

Existe además abundante fragmentería cerámica y desechos de talla lítica, distribuidos en locus particulares (Figura 3.2.2.3). Se identifican estructuras pircadas de periodicidad histórica, aglomeraciones monticulares de rocas medianas sin adscripción cultural clara (pero con material prehispánico asociado), así como un conjunto de bloques líticos con petroglifos, ubicados en el extremo.



*Figura 3.2.2.2. Litología del bloque de petroglifos de SBT-SA1.*



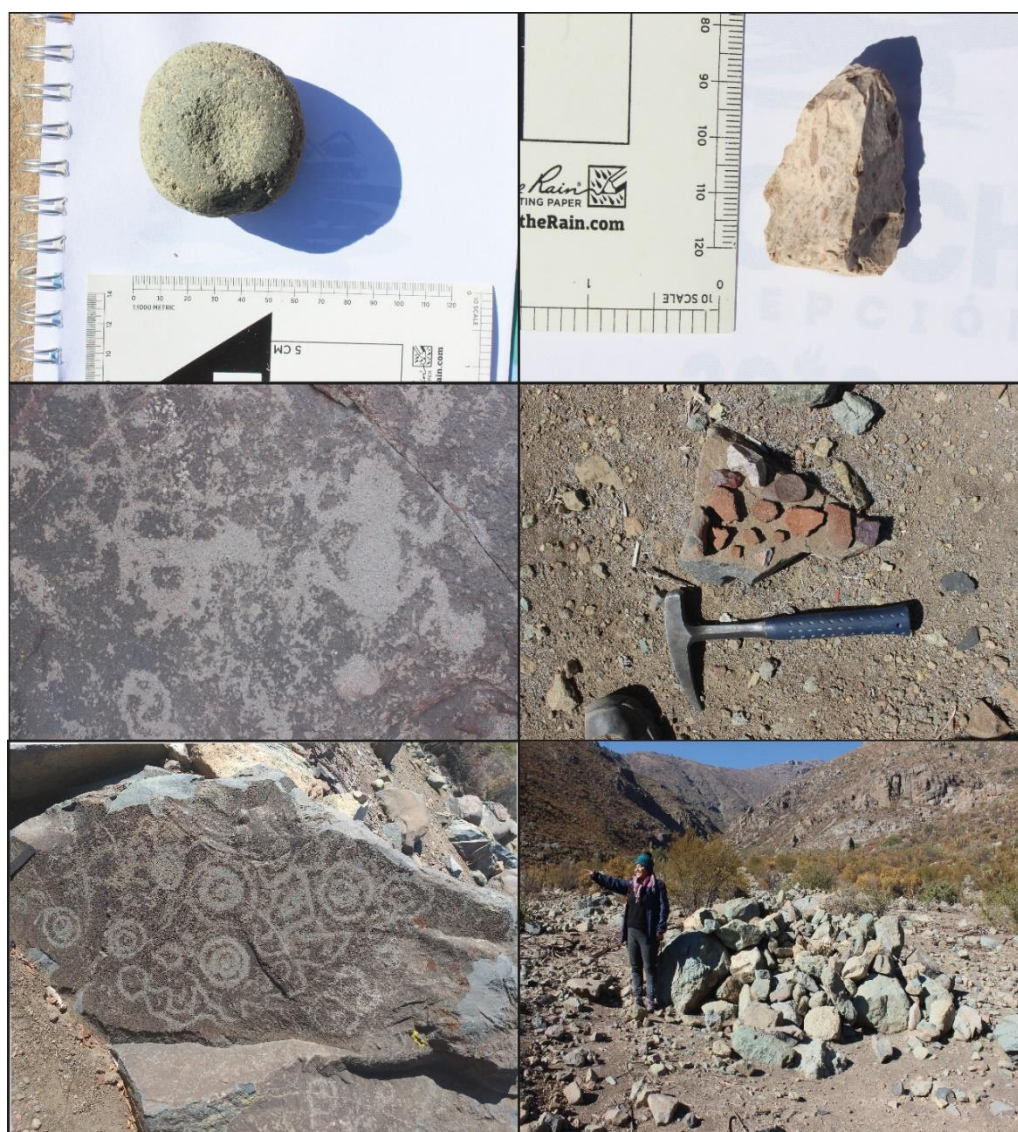
El material lítico se caracteriza principalmente por lascas secundarias y terciarias, materias primas afaníticas y porfídicas, así como morteros y manos de moler en granito y tonalita.

Además, presenta petroglifos en bloques de rodados con la misma corteza de meteorización vista en todo el Valle que contrasta mucho con la cara fresca del bloque. Predominan los motivos no figurativos como círculos y líneas, aunque se pueden observar motivos figurativos como un batracio y un posible camélido (Figura 3.2.2.3)

Se registran acumulaciones monticulares de rocas de diámetro entre 50 cm y 2 metros, que se distribuyen aleatoriamente en el sitio. Estas acumulaciones podrían haber correspondido a sitios fúnebres (Figura 3.2.2.3); los bloques que la componen se observan brechizados y de tonos verdosos producto de la intensa alteración a epidota y clorita, en pátina y nódulos.

En la literatura, el sitio es conocido como El Sobrante, y posee una buena vista del cerro Tongorito, cuya cima presenta también un sitio arqueológico de arte rupestre.

La conservación de los motivos rupestres es relativamente buena, salvo por algunos casos desgastados por la erosión.



*Figura 3.2.2.3 Registro arqueológico del Valle EL Sobrante. Se observa la piedra de moler, punta de flecha, petroglifos y tumbas.*

### 3.3 Registro histórico de precipitaciones

La principal entrada del sistema hidrológico de la cuenca del río Petorca, son sin duda las precipitaciones; las que activan el funcionamiento de la red hídrica a través de la lluvia ocurrida en el período anual de manera directa, o indirectamente por medio de la acumulación de nieve y posterior derretimiento en el periodo estival. Para efectuar el análisis de del comportamiento pluviométrico en el área de investigación y determinar el rol que juegan las precipitaciones en el registro sedimentológico y la configuración de los valles, se seleccionan dos estaciones meteorológicas de las 13 existentes en la Comuna de Petorca; la estación El Trapiche Sector El Sobrante y Hacienda Pedernal; cada una ubicada en la cabeza de los valles homónimos correspondientes. De estas, mediante la base de datos de la Dirección General de Aguas (DGA) y el Explorador Climático del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2), se recolectaron datos de precipitaciones máximas mensuales desde el año 1962 a la fecha de ambas estaciones meteorológicas (Figura 3.3.1 y Figura 3.3.3). Para aquellas series de precipitaciones extremas se reconoce el mes en el que se concentraron los episodios hidrometeorológicos; de esta manera establecer una relación entre las precipitaciones y la ocurrencia de procesos que modifican el relieve.

#### Precipitación en Pedernal Hacienda [DGA]

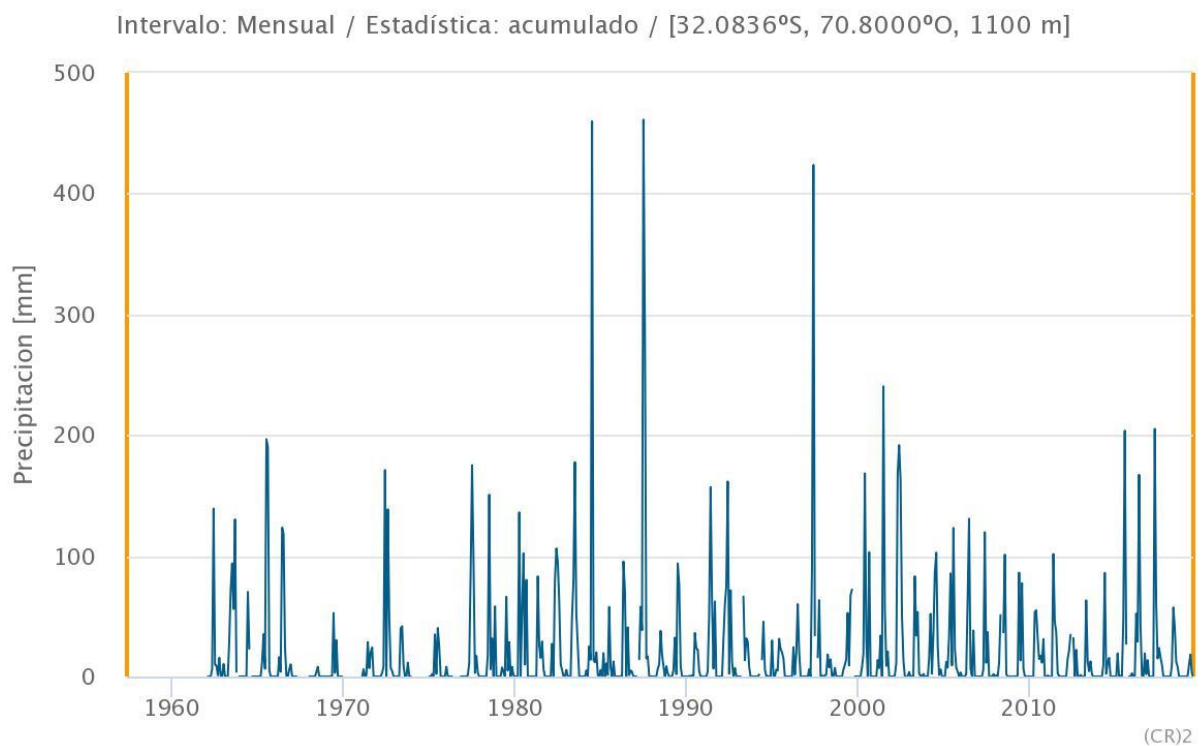


Figura 3.3.1. Precipitaciones máximas mensuales desde 1960 hasta 2019 en la estación Hacienda de Pedernal, ubicada en el extremo norte del Valle de Pedernal.

En el gráfico correspondiente a la estación Hacienda de Pedernal, se pueden observar los peaks máximos de precipitaciones mensuales desde 1960 hasta el 2019. En relación con lo anterior, se observa un promedio de precipitaciones máximas mensuales cercano a los 200 mm; existiendo años en los que las precipitaciones mensuales están muy por debajo del promedio, y otros años en el que se presentan precipitaciones extremas por sobre este rango. Se advierten primariamente 3 series extremas, que corresponden al período anual de 1984 con 460 mm máximo-anales, 1987 con 461 mm y 1997 con 422 mm máximo anual.

A continuación, se presenta un gráfico con datos de precipitaciones máximas anuales en 24 horas (mm), desde 1962 hasta el presente, obtenida de la base de datos de la DGA y CR2, los cuales

coinciden con los peaks del primer gráfico. Se reafirma la idea de que existen series extremas de precipitaciones, pero observando la Figura 3.3.2 se ve que las series extremas habrían ocurrido en 6 ocasiones, las cuales incluyen las 3 series extremas ya observadas en la Figura 3.3.1. Esto sugiere que en esos 3 peaks ocurrieron eventos de remoción en masa dada las lluvias intensas. Se le agrega a los años mencionados anteriormente, la serie de precipitación extrema ocurrida en el 12/07/1965 con 80 mm máximos caídos en 24 horas, el 04/07/1984 con 131,6 mm máximos en 24 horas, 15/07/1987 con 100,1 mm máximos, el 19/06/1997 con 82 mm máximos, el 18/07/2001 con 123 mm máximos y el 03/06/2016 con 116 mm máximos.



Figura 3.3.2. Datos de precipitaciones máximas en 24 horas para la estación Hacienda Pedernal durante los años 1962 y 2019. Se observan 6 peaks considerables, en el año 1965, 1984, 1987, 1997, 2001 y 2016.

A continuación, se presenta la información recolectada de la estación El Trapiche, ubicada en el extremo este del Valle El Sobrante. Se realiza la misma metodología que para la estación anterior.

### Precipitación en El Trapiche [DGA]

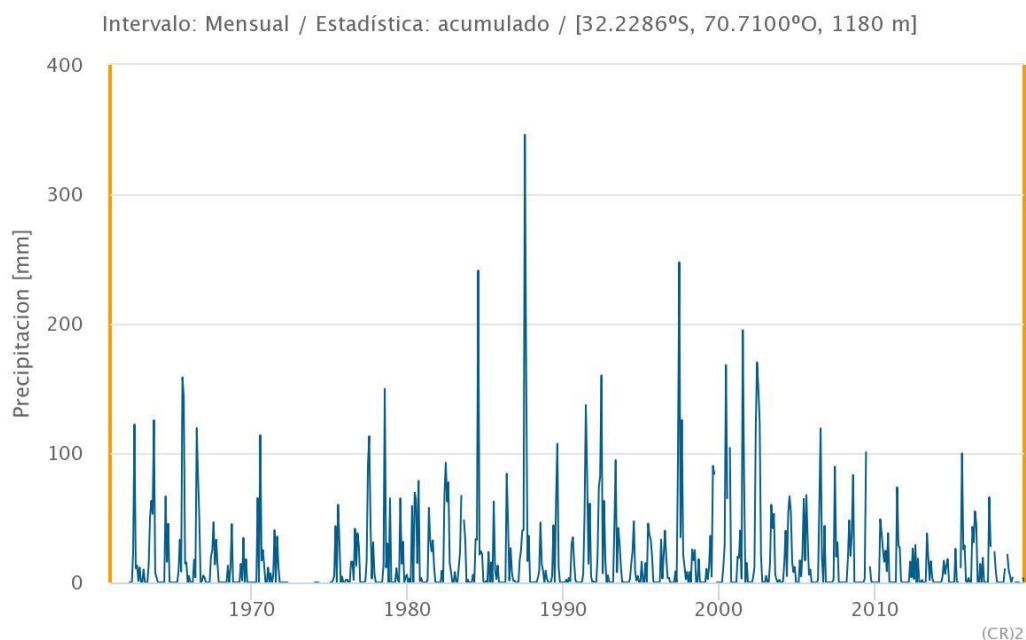


Figura 3.3.3. Precipitaciones máximas mensuales de la estación El Trapiche, en el Valle El Sobrante. Se mide desde el año 1962 hasta el 2019.



En la figura 3.3.3 se observan peaks de precipitaciones mensuales medidas en el extremo este del Valle El Sobrante; presenta un comportamiento similar a la estación Hacienda de Pedernal, mostrando 3 peaks de series extremas de precipitaciones por sobre el promedio de precipitaciones. Este promedio es menor que en el Valle de Pedernal, alcanzando aproximadamente los 150 mm anuales. Los peaks observados coinciden con los presentados en la figura 3.3.1. correspondiente a la Hacienda de Pedernal; pero en este sector los milímetros de precipitación disminuyen. Se tiene entonces 3 peaks hidrometeorológicos: el año 1984 con 241 mm, el año 1987 con 346 mm, y el año 1997 con 248 mm.

Se presenta a continuación, el gráfico correspondiente a las precipitaciones máximas anuales en 24 horas de la estación El Trapiche.

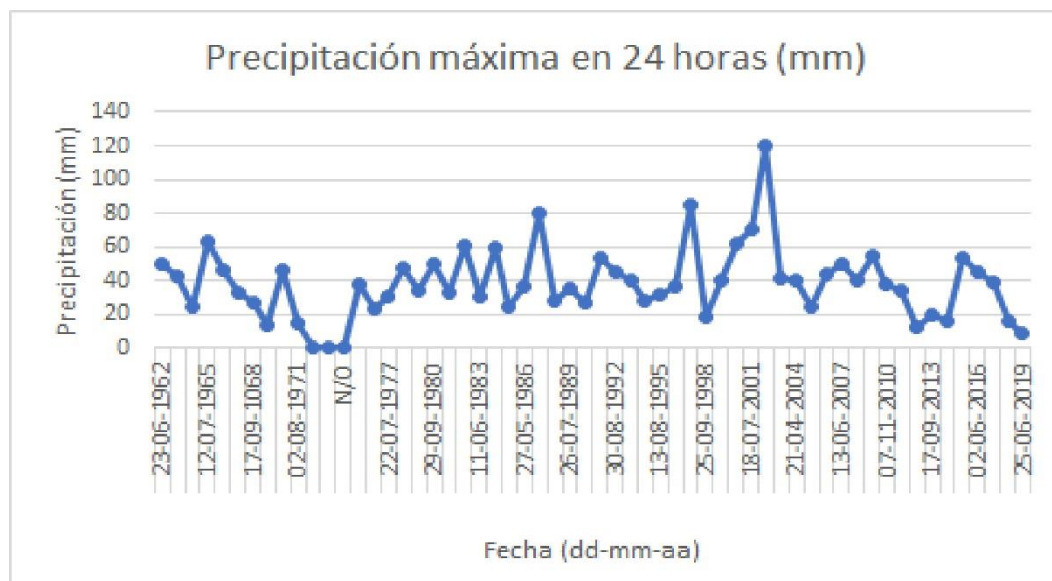


Figura 3.3.4. Presentación de datos de precipitaciones máximas en 24 horas entre 1962 y 2019. Estación El Trapiche, El Sobrante.

Del gráfico anterior se observan 3 peaks, pero que difieren de los observados en las precipitaciones máximas mensuales. Según este gráfico, los peaks se observan en el año 1987 con 80 mm, 1997 con 87 mm y el año 2002 con 120 mm; los dos primeros dos años el máximo se alcanzó en el mes de julio y el tercer año en el mes de junio.

Se observan diferencias en los peaks de precipitaciones máximas tanto mensual como la máxima en 24 horas, desde 1960 hasta el 2019. En el Valle de Pedernal se observan 3 peaks principales: el año 1984, 1987 y 1997, agregándose los años 1965, 2001 y 2016 como años en que llovió intensamente de manera inusual en un período de 24 horas, pudiendo haber afectado también el relieve. Para el Valle El Sobrante, en cambio, se mantienen los 3 peaks principales pero la cantidad de mm caídos disminuye a la mitad.

### 3.4 Recopilación de eventos hidrometeorológicos y tectónicos históricos en el área

Se estima que el cambio en los patrones climáticos globales, así como su dinámica natural, pueden ocasionar una alta incidencia en el aumento e intensidad de las amenazas naturales. Estos incluyen aumento en el nivel del mar, del oleaje por tormentas, olas de calor, precipitaciones extremas, inundaciones, sequías, remociones en masa, aridez y contaminación del aire (IPCC, 2014; Henríquez *et al.*, 2016). La recurrencia casi periódica de las manifestaciones meteorológicas y oceanográficas del fenómeno El Niño Oscilación del Sur ha llevado a atribuir al sistema ENOS como una de las principales causas de la variabilidad climática interanual en una gran parte del mundo; principalmente la zona intertropical de la cuenca del océano Pacífico.

Dentro de las manifestaciones climáticas clásicas de las anomalías provocadas por este fenómeno están las sequías en el noreste de Australia e Indonesia, los déficits pluviométricos en India y

Etiopía, las precipitaciones excepcionales en la costa norte de Perú y un incremento de las lluvias en Chile central (Ortlieb, 1994).

El registro de eventos hidrometeorológicos entre 1544 y 1900 se compone de fuentes bibliográficas analizadas en Ortlieb (1994) compuesta de Taulis (1994), Vicuña Mckenna (1877) y Urrutia y Lanzal (1993); sólo se consideraron aquellos eventos hidrometeorológicos en el que al menos dos de los autores coincidieran. Según Ortlieb (1994), Taulis (1934) es el autor más confiable para realizar el análisis climatológico histórico.

Posterior a 1960 la bibliografía principal es Henríquez (2016); según la metodología utilizada en dicha investigación sobre el cálculo del índice de riesgo climático en Chile, las comunas con mayor índice de riesgo climático son La Ligua, Cabildo y Petorca, Región de Valparaíso, dentro de la macrozona de Chile Central y el Norte Chico. Estas comunas se caracterizan por presentar un alto nivel de amenaza, con índices mayores a la media nacional; dado lo anterior se presenta una tabla resumen con los mayores eventos hidrometeorológicos registrados en dichas comunas (Tabla 3.4.1-3.4.8).

Con respecto a la naturaleza de estos eventos, los temporales de lluvia han sido el tipo de evento más recurrente entre 1984 y 2013, con un 61% de ocurrencia; siendo el año 1997 el más importante, y que concentró la mayor cantidad de eventos afectando 10 regiones del país. El segundo evento más recurrente corresponde a las sequías, con un 20% de ocurrencia; seguida de los nevazones con un 9%, las heladas con un 7% y finalmente los aluviones con solo 3 eventos entre 1984-2013 (Henríquez *et al.*, 2016). Estos últimos consisten en eventos extremos puntuales desencadenados por lluvias intensas.

Tabla 3.4.1. Datos climatológicos Históricos

Año del evento	Comentario bibliográfico
Invierno, 1544	"Lluvias y tempestades, que fue cosa mosntruosa, y como es toda esta tierra llana, pensamos de nos ahogar. Y ducen los indios que nunca tal han visto, pero que oyeron a su padres que en tiempo de sus abuelos hizo así otro año". Benjamín Vicuña Mckenna, (877). "El Clima de Chile". Museo Nacional Vicuña Mckenna.
1548-1550-1551-1559	Cuatro años lluviosos según Taulis (1934). No es posible confirmar con precisión si estos años han sido más lluviosos de lo normal en Chile central
1574	Año muy lluvioso según Taulis (1934). Inundaciones de los ríos Mapocho y Maipo los días 20-21 de Julio de dicho año. Fuerte nevazón en la cordillera y lluvias abundantes; según testimonio del escribano del cabildo. (Urrutia y Lanzal, 1993)
1581	Año muy lluvioso según Taulis (1934). Desbordes del río Mapocho en junio, según Urrutia y Lanzal (1993).
1597	"El invierno de 1597 fue eztraordinariamente lluvioso. En la mayor parte del territorio los ríos se desbordaron, causando daños de consideración. En Santiago, el río Mapocho inundó las calles, destruyendo muchas casas y solares, y causó la muerte de un número considerable de personas". Urrutia y Lanzal (1993).
1607	Año lluvioso según Taulis (1934). Desbordes del río Mapocho en el invierno con daños de consideración en la capital (hermita de San Saturnino, a punto de derrumbarse". Urrutia y Lanzal (1993).

Tabla 3.4.2. Datos climatológicos históricos.

Año del evento	Comentario bibliográfico
1609	"Fue aquel invierno muy lluvioso y de la humedad hubo tan gran multitud de ratones que parecía la plaga de Egipto. Salidas de madre del río Mapocho en abril, mayo y junio. A raíz del gran aluvión de Pentecostés de 1609, el presidente García Benjamín mandó la construcción de los primeros tajamares de sillería que hayan protegido la ciudad por el margen meridional de su río", Benjamín Vicuña Mckenna (1877). Año muy lluvioso según Taulis (1934). U. & L. (1993) agregan comentarios sobre la destrucción definitiva de la hermita San Saturnino, entre Concepción y Santiago; 120 ahogados, 20.000 cabeza de ganado perdidas.
1618	"Copiosas lluvias que provocaron una crecida del río Mapocho con inundación de su lecho de la Cañada (destrucción del claustro de las monjas Clarisas)", BVM (1877). Año muy lluvioso según Taulis (1934).
1647	"Tercera inundación histórica que tuvo lugar el 16 de junio de 1647 y que, como la avenida grande, más de un siglo posterior, ha conservado un poco de inolvidable calamidad en la memoria de nuestro pueblo. Invierno extremo lluvioso durante e cual se vino al suelo el puente de suspensión del Maipo. Salida de madre del Tinguiririca, cuyas aguas arrastraron más de cincuenta mil cabezas de ganado. A las luvias le sucedieron las pestes y volvieron los campos y las ciudades a desponblarse de su mejor gente de trabajo", BVM (1877). Año muy lluvioso según Taulis (1934). U. & L. (1993) indican que en santiago se produjeron dos aguaceros, uno en mayo y el otro que empezó el 23 de junio y duró varios días (nevada, lluvias torrenciales, truenos y relámpagos)
1650	Año lluvioso según Taulis (1934). Desbordes de los ríos Mapocho y Maipo entre junio y septiembre, según U. & L. (1993).
1657	Crecidas del río Maipo en junio, según U. & L. (1993).
1687 y 1688	"Algunos cronistas mencionan una gran riada del Mapocho ocurrida en el periodo del presidente Garro, la cual postró por tierra grandes paños de la muralla ya varias veces remendada de Ginés de Lillo", BVM (1877). Durante esta década, Taulis (1934) menciona cuatro años lluviosos; 1683, 1686, 1687 y 1688. U. & L. (1993) señalan que la destrucción de los tajamares del río Mapocho se produjo a consecuencia de las inundaciones de 1687 y 1688.



Tabla 3.4.3. Datos climatológicos históricos.

Año del evento	Comentario bibliográfico
1697	Año muy lluvioso según Taulis (1934). Según ciertos cronistas, se produjo "una inundación general en el país, en la que perecieron muchos ganados y especialmente caballos ", BVM (1877).
1723	Copioso aluvión en el invierno según BVM (1877). Año lluvioso según Taulis (1934). Inundación del río Mapocho en el 17 de mayo, según U. & L. (1993).
1744	Año lluvioso según Taulis (1934). Aluvión según BVM (1877). U. & L. (1993) registran inundaciones del río Mapocho a raíz de los deshielos de noviembre.
1746	Año muy lluvioso según Taulis (1934). "Fueron tan copiosas las lluvias del año 1746 que aún por el mes de octubre no se habían terminado las faenas de las siembras ", BVM (1877).
1748	Terrible aluvión, segundo en importancia durante el siglo XVIII, después de la llamada "avenida grande" (BVM, 1877). "Fueron tan impetuosas sus embestidas contra los muros de defensa que no solo postraron por el suelo los tajamares que hacía ciento cuarenta años había construido Ginés de Lillo en toda su extensión de catorce cuadras, sino que se llevó por delante como una leve pluma el único puente que conectaba la ciudad, la que fue completamente inundada por tres cauces secos que habían sido antiguas cajas del mapocho." (BVM, 1877). U&L agregan información sobre inundaciones de los ríos Aconcagua en mayo, Mapocho en abril y el Chillán.
1751	Año lluviosos según Taulis (1931). U&L (1993) registraron que se produjo un exceso de lluvias. Se observa que las inundaciones del Chillán de 1751 estaban relacionadas con sacudidas sísmicas del terremoto de mayo del mismo año en Concepción.

Tabla 3.4.4. Datos climatológicos históricos.

Año del evento	Comentario bibliográfico
1764	Aluvión llamado "Gonzaga", mucho menos serio que el de 1779 (BVM, 1877). Año muy lluvioso según Taulis (1931). Según U&L (1993) se produjo la destrucción del puente sobre el río Mapocho (que luego sería reemplazado por el puente cal y canto).
1779-1780	"Riada que inundó la parte baja de la ciudad y atacó las colosales rampas del puente cal y canto (...) Después de la inundación de abril sucedió un invierno sumamente seco, la gran seca que había comenado para nuestros abuelos en 1770 se prolongaba todavía con todo sus rigores en 1781. Los aluviones parecen solo fenómenos eléctricos, como los temblores verdaderos terremotos de la atmósfera, si la figura es permitida, pero que ejercen en la mutación de los elementos constitutivos del clima una influencia menos poderosa que los sacudimientos puramente terráqueos del globo en que como equilibristas, más que como parásitos, vivimos" (BVM, 1877). Años secos según Taulis (1931). U&L(1993) mencionan una riada del Mapocho durante la cual desaparecieron las hilera de cauce de la ribera sur
1783	"La avenida que se experimentó en el presente año fue tan copiosa y abundante que no se ha visto otra mayor desde la fundación de la capital. 209 horas de incesante lluvia" (BVM, 1877). Taulis (1931) registra un año muy lluvioso con volumen de precipitaciones excepcional.
1817	"Excesivamente lluvioso en el sur y en el centro del país, al general Zenteno le era materialmente imposible hacer el viaje por las muchas aguas, le explicó O'Higgins a San Martín" (BVM, 1877). Según Taulis (1931) fue un año muy lluvioso.
1819-20-21	Año muy lluvioso según Taulis (1931). "Fue positivamente de grandes lluvias el periodo de 1819, 20 y 21, y por exceso de las humedades, sin duda alguna más dañosas que las secas, se perdieron las cosechas" (BVM, 1877).
1823	Invierno bastante lluvioso, destrucción de cosechas, temporal en Valparaíso (U&L, 1993). Para BVM y Taulis este año no fue más lluvioso de lo normal.

*Tabla 3.4.5 Datos climatológicos históricos.*

Año del evento	Comentario bibliográfico
1826	Año seco según Taulis (1931). Se registraron 325 mm de precipitación en Valparaíso.
1827	Año muy lluvioso según Taulis (1931) (600 mm en Valparaíso). Después del aluvión en Santiago, el frente de mal tiempo se desplazó hacia el norte, llegando a La Serena el 9 de junio; donde se produjo "la avenida grande de La Serena": llovió 25 horas sin descanso, el río llegó a ocupar con sus aguas muertas el espacio de tres cuadras, y en la quebrada San Francisco subió el agua a la altura de cerca de dos metros (dos varas y cuarta), inundándose todo el pintoresco distrito llamado la Pampa" (BVM, 1877). U&L (1993) registran detalles sobre destrucciones ligadas a estos temporales en Copiapó, Quillota, Valparaíso, Rancagua, Curicó, etc.
1828	Año lluvioso según Taulis (1931) (555 mm de Valparaíso). U&L (1993) agregan desbordes del río Teno provocaron inundaciones en Curicó y heladas en la zona que afectaron las cosechas.
1829	Año muy lluvioso según Taulis (1931) (630 mm en Valparaíso)
1833	Año muy lluvioso: 404 horas de precipitaciones en Santiago, durante un total de 48 días de lluvia (BVM, 1877). Año muy lluvioso según Taulis (1931) (800 mm en Valparaíso). Según U&L los aguaceros de agosto de 1833 provocaron desbordes de los ríos Turbo y Coquimbo, y daños en La Serena y Copiapó.
1837	Se caracteriza por aguaceros estivales, tanto en enero como en diciembre. Además, en mayo una lluvia de 19 horas provocó una riada del Mapocho, y en el valle del Choapa, 6 aguaceros se produjeron entre mayo y diciembre. Copiosos aguaceros también en las regiones de Quillota y Valparaíso (BVM, 1877). Año lluvioso según Taulis (1931) (580 mm en Valparaíso) . Aluvión en la capital e inundaciones del río Claro según U&L (1993).



*Tabla 3.4.6 Datos climatológicos históricos.*

Año del evento	Comentario bibliográfico
1841	Lluvias importantes a fines de febrero, sumando un total de 313 horas de precipitaciones para este año (BVM, 1877). Año lluvioso según Taulis (1931) (610 mm en Valparaíso).
1843	390 h de precipitaciones en total (BVM, 1877). Año muy lluvioso según Taulis (1931) (781 mm en Valparaíso).
1845	"Llovió solo 21 días del año, pero con una abundancia tal que esos días fueron casi un aguacero recio y permanente . Diversos aluviones en el país, pero por las bajas temperaturas no hubo crecida catastrófica del Mapocho. 417 horas de precipitaciones "(BVM, 1877). Año muy lluvioso según Taulis (830 mm en Valparaíso).
1850	Año lluvioso según Taulis (1931)(565 mm en Valparaíso). "Figura el invierno de este año entreo los más tormentosos que han visitado a Chile, porque fue especialmente época de fríos, tormentas y aluviones. En los temporales que ocurrieron, principalmente en el mes de junio, perecieron, porque las inundaciones y la intemperie, 220.371 cabezas de ganados, de las cuales 182 mil eran de lana. 553 mm en Santiago en 285 horas " (BVM, 1877).
1851	"Uno de los inviernos más lluviosos de Chile" (BVM, 1877). Año muy lluvioso, según Taulis (1931) (461 mm en Santiago)
1860	Año lluvioso según Taulis (1931) (521 mm en Valparaíso). "Sumamente lluvioso, inclusive en el norte donde bajaron los ríos por ultima vez en 1877" (BVM, 1877).

Tabla 3.4.7 Datos climatológicos históricos.

Año del evento	Comentario bibliográfico
1864	"Si no fue la repetición del diluvio universal, fue su imagen. En junio, varias inundaciones en Valparaíso; en Santiago, el Mapocho se mantuvo en su lecho pero se desbordó el Zanjón de la Aguada, arrastrando un considerable número de ranchos. 600 mm en Santiago y 732 mm en Valparaíso 2 (BVM, 1877).
1868	Año muy lluvioso, según Taulis. Se mencionan 889 mm en Valparaíso
1877	Año muy lluvioso según Taulis, 847 mm en Valparaíso. U&L (1933) recapitulan los estragos de los temporales en Chañaral, Copiapó, Chañarillo, Coquimbo, La Serena, Vallenar, Illapel, Elqui, Valparaíso, Santiago, San Fernando, Nancagua, Peumo, Valdivia, Ancud, etc.
1880	Año muy lluvioso según Taulis (1931), 915 mm en Valparaíso. Crecidas devastadoras de los ríos Huasco, Coquimbo, Limarí y Choapa (U&L, 1993).
1888	Año muy lluvioso según Taulis (967 mm en Valparaíso). Se produjeron varios temporales e inundaciones en el invierno de 1888. Primero unas inundaciones en la región de Talca-Concepción en mayo; luego, en junio, hubo una ola fría cerca de Angol; después, en agosto, un temporal azotó el área entre Copiapó y Concepción, con desbordes de los ríos Copiapó, Huasco, Coquimbo, Limarí y Choapa, Aconcagua, Mapocho, Claro, Cachapoal, Bío-Bío, etc. Entre las ciudades más afectadas destacan Copiapó, Coquimbo, Valparaíso, Santiago y Concepción. En diciembre, el calor provocó un rápido deshielo que generó una nueva ola de inundaciones y catástrofes en Vallenar, La Serena, Copiapó, Los Andes y Santiago (U&L, 1993).
1891	Año muy lluvioso según Taulis, 822 mm en Valparaíso. Fuertes nevazones en la semiordillera a principios de julio, y a fines de julio entre La Ligua y Rancagua; y una serie de inundaciones de los ríos Huasco, Coquimbo, Limarí y Choapa. (U&L, 1993).
1899	Año muy lluvioso según Taulis, 1196 mm en Valparaíso. Los primeros estragos se hicieron sentir en Concepción, y también Ovalle, San Felipe, Quillota y La Ligua. En junio, otro frente de mal tiempo afectó desde Vallenar a Osorno, El 1ero de agosto, otro frente provocó marejadas en Iquique y Antofagasta, mientras se producían inundaciones en Santiago, San Felipe, Putaendo, Viña del Mar, Limache. (U&L, 1993).
1900	Año muy lluvioso según Taulis, 1345 mm en Valparaíso. Tres temporales se produjeron en julio entre Valparaíso y Valdivia. El primero tuvo lugar a principios de mes y afectó principalmente Valparaíso, Chillán y Concepción. El segundo temporal, a mediados de mes, ocasionó una serie de desbordes en Concepción, Chillán, Talca, Valparaíso, Quillota y Santiago. El tercero ocurrió a fines de julio y afectó las mismas ciudades. (U&L, 1993).

*Tabla 3.4.8 Datos climatológicos históricos*

Año del evento	Comentario bibliográfico
1984	Temporales de lluvia que generaron aludes de nieve, inundaciones y remociones en masa que provocaron cortes de camino, suspensión de servicios públicos, daños a la propiedad pública y privada, y muertes (Henríquez, 2016).
1990	Prolongada sequía que afectó al país con especial intensidad en las regiones de Atacama, Coquimbo y Valparaíso; encontrándose entre las comunas afectadas Cabildo, La Ligua, Petorca y Zapallar. Este evento de sequía generó grandes pérdidas en las ramas económicas de la agricultura, ganadería, pequeña minería y también se vió afectada la disponibilidad de alimentos y agua (Henríquez, 2016).
1997	Se registraron tres eventos que afectaron a la macrozona del Norte Chico y Chile Central. El primer evento fue una sequía en marzo que afectó a comunas de las regiones de Atacama, Coquimbo y Valparaíso; produciendo daños en la agricultura, ganadería y disponibilidad de agua para el riego y consumo humano. El segundo evento ocurrió en junio, caracterizado por fuertes temporales de viento y lluvia que afectaron gran parte del país con daños considerables a la población y las viviendas, infraestructura vial, social, urbana y rural. Un mes después se genera el tercer evento, de las mismas
1999	Sequía que afectó gravemente la agricultura, ganadería y disponibilidad de agua, declarándose zona de catástrofe la provincia de Petorca y sus comunas integrantes (D.S.3.144) (Henríquez, 2016).
2000	Intensas lluvias que provocaron el anegamiento de vías de circulación y paralización del transporte, además de daños en infraestructura pública y privada; dado lo anterior se declara zona de catástrofe a las regiones de Valparaíso y Metropolitana de Santiago (D.S.3.120) (Henríquez, 2016).
2007	Fuertes heladas impactaron las comunas de Cabildo, La Ligua y Petorca; las que destruyeron los cultivos de la zona afectando tanto a pequeños agricultores como a empresarios agrícolas.
2012	Intensa y prolongada sequía (D.S. 234) que afectó a los sectores agrícola, productivo, ganadero, de la pequeña minería, de riego y energía eléctrica debido a la reducción del caudal en las cuencas de los ríos Petorca, La Ligua y Aconcagua, afectando nuevamente a las tres comunas con mayor índice de riesgo climático ya señaladas (Henríquez, 2016).+

Para el registro de eventos tectónicos, se revisó Taulis (1938), esto con el fin de determinar el rol de los episodios tectónicos en el control del relieve de las distintas zonas estudiadas. Se presenta una tabla resumen con los principales eventos tectónicos históricos (Tabla 3.4.9)

*Tabla 3.4.9 Datos sísmicos históricos.*

Año del evento	Comentario bibliográfico
1730	"Julio a las 5. Terremoto en Santiago y Valparaíso y en la región central de Chile. Grandes daños en Illapel, Petorca, San Felipe, Tiltil y Renca. El área damnificada se extendió hasta la Serena y Chillán, sintiéndose el movimiento hasta Córdoba y La Concepción. El maremoto consecutivo se hizo notar de Coquimbo a Valdivia" (Taulis, 1938)
1822	"Noviembre 19, Valparaíso. Terremoto. Sacudida terrible con gran ruido en Quintero" (Taulis, 1938).
1847	"Marzo 8. La Ligua y Petorca. Terremoto. Arruinador, pero mal documentado" (Taulis, 1938).
1873	"Julio 7. La Ligua y Petorca. Terremoto. Perjuicios bastante grandes en Chincolco, Hierro Viejo, pequeños en Valparaíso, Quillota, Limache y Santiago. Sentido desde Copiapó hasta Lota" (Taulis, 1938).
1880	"Agosto 15. Illapel, Petorca, Ovalle, Salamanca y Chalinga. Terremoto. El área damnificada se extendió a Valparaíso, Melipilla, Santiago. Área Sacudida: Concepción, Mendoza, San Juan, Copiapó" (Taulis, 1938).
1965	Terremoto de La Ligua. 28 de marzo. Percibido desde Copiapó hasta Osorno, y por el oriente hasta Mendoza y Buenos Aires (vregion, 2020).
1981	Terremoto de La Ligua y Petorca. Ocurrido el 16 de octubre de magnitud 7.5 MS. No produjo daños importantes ni víctimas. Se reportó la interrupción de la energía eléctrica y el servicio de teléfono durante algunas horas. (vregion, 2020)

El registro histórico de eventos tectónicos es escaso, sin embargo, del registro existente no se extrajo ninguna diferencia en cuanto a los efectos de la tectónica en un valle respecto del otro. Lo mismo sucede con los eventos hidrometeorológicos, los cuales no hacen referencia a alguna diferencia entre los valles. Queda registro de las remociones en masa provocadas por causas meteorológicas y tectónicas, lo que no permite descartar que estos factores sean influyentes en las diferencias geomorfológicas y geoaerológicas.



### 3.5 Mapa Geomorfológico

Se presentan los mapas elaborados a partir del análisis de imágenes satelitales, fotografías tomadas en terreno e información entregada por el mapa de pendientes y perfiles topográficos. Se observan depósitos correspondientes a procesos de remoción en masa, cerros isla correspondiente a intrusivos de la Unidad Chalinga y San Lorenzo, que son las rocas intrusivas que afloran en la zona; y los cuales se pueden ver en el registro estratigráfico descrito en el capítulo de estratigrafía. El mapa de pendientes se utiliza para corroborar la existencia de los depósitos con los cambios de pendientes registrados en el mapa.

Mapa Geomorfológico Valle Pedernal Norte

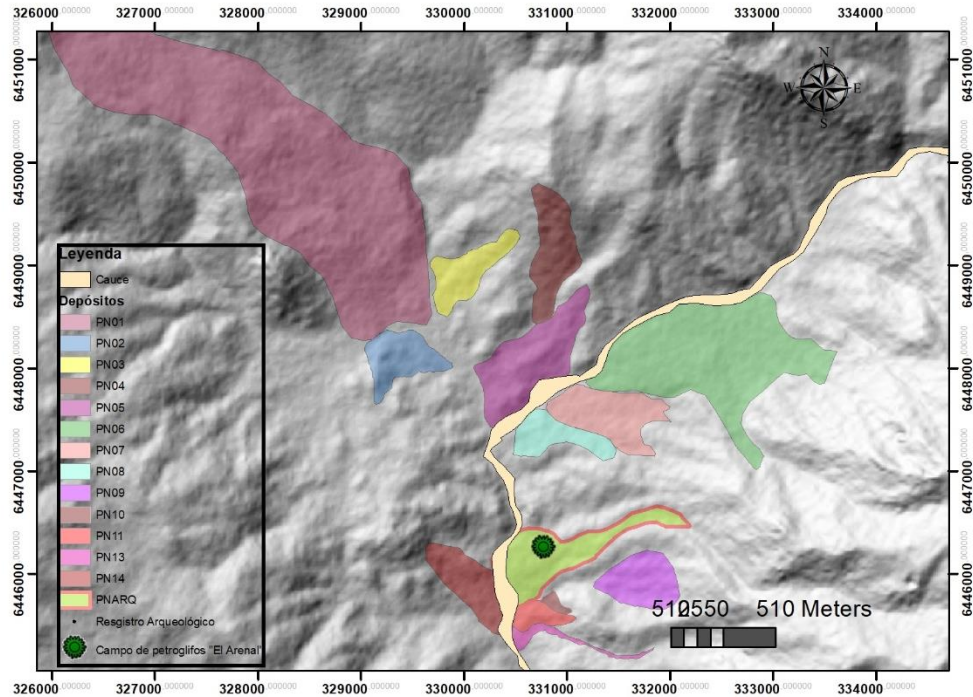


Figura 3.5.1. Mapa geomorfológico 1:50.000 del Valle de Pedernal Norte. Elaboración propia.

## Mapa de pendientes Valle Pedernal Norte

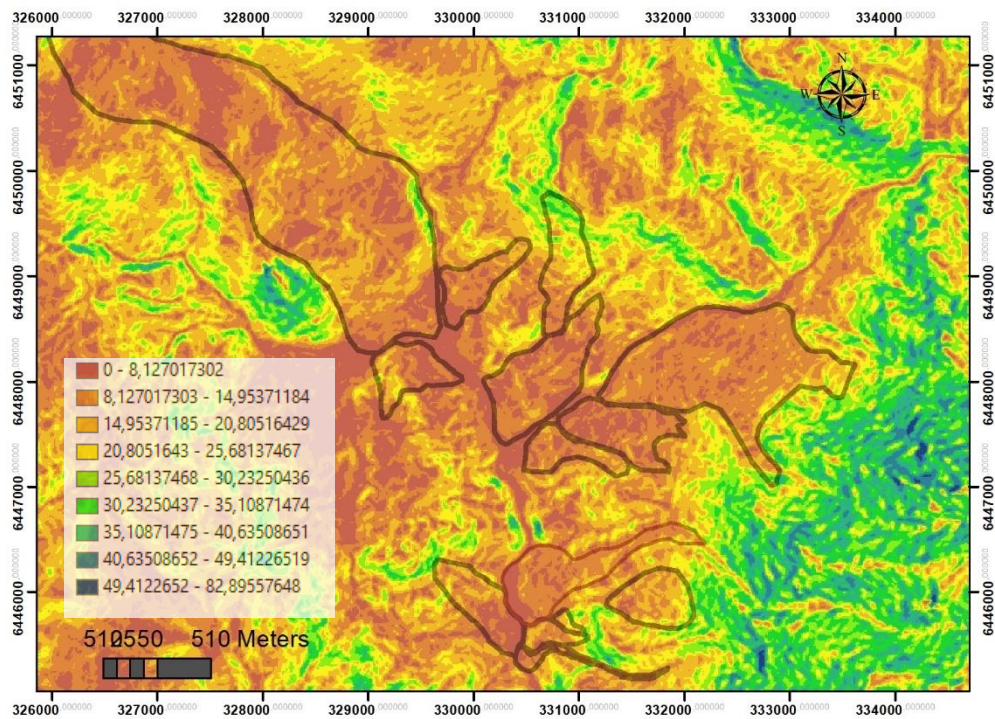


Figura 3.5.2. Mapa de pendientes Valle Pedernal Norte, en donde se observa la delimitación de los depósitos expuestos en la Figura X. Elaboración propia.



## Mapa geomorfológico Valle Pedernal Sur

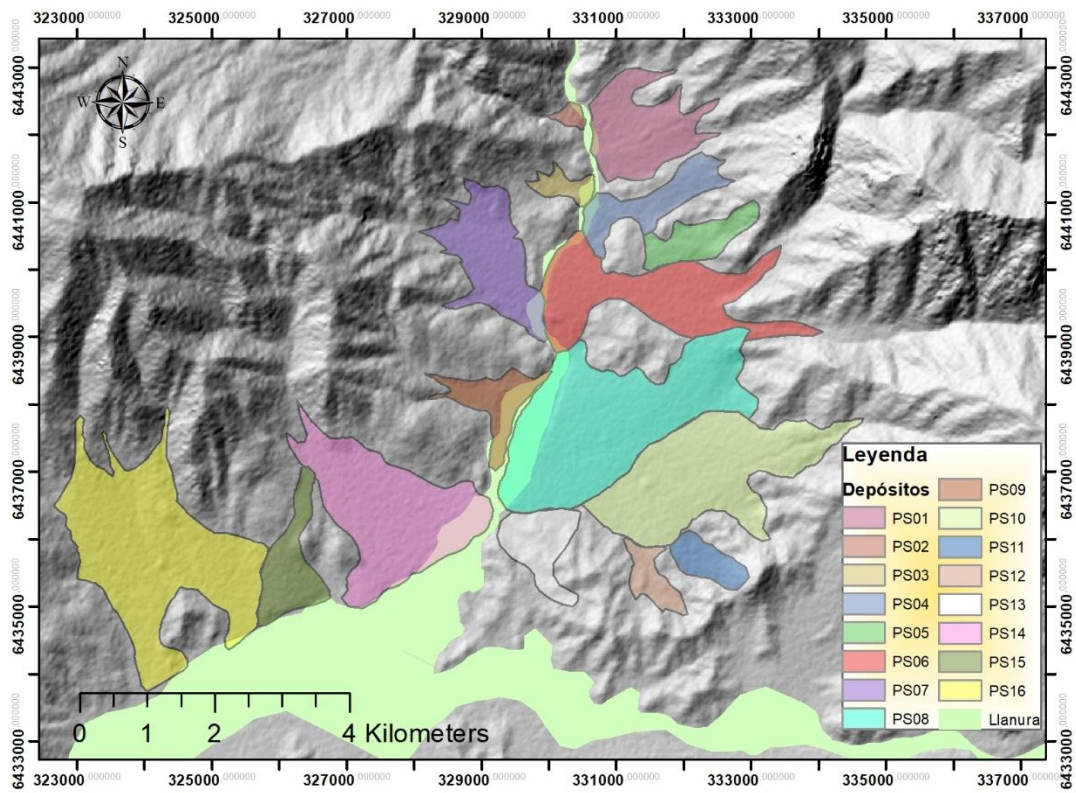


Figura 3.5.3. Mapa geomorfológico 1:80.000 del Valle de Pedernal Sur. Elaboración propia

## Mapa de pendientes Valle Pedernal Sur

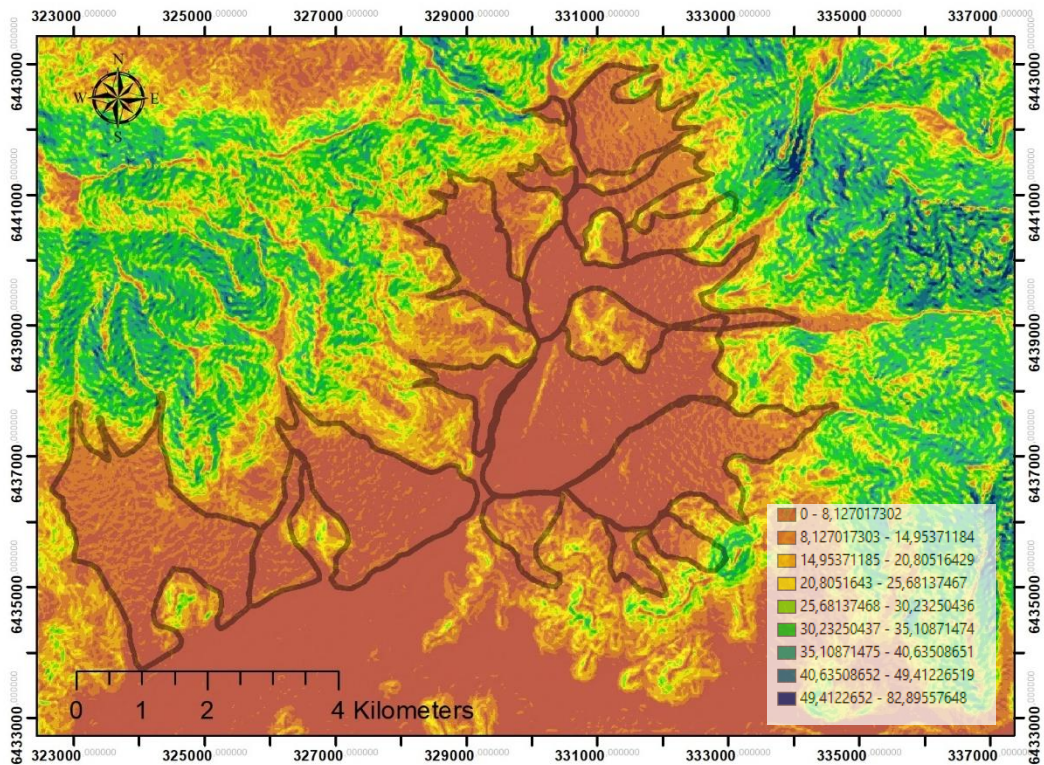


Figura 3.5.4. Mapa de pendientes 1:80.000 de Valle de Pedernal Sur. Elaboración propia.



## Mapa geomorfológico Valle El Sobrante

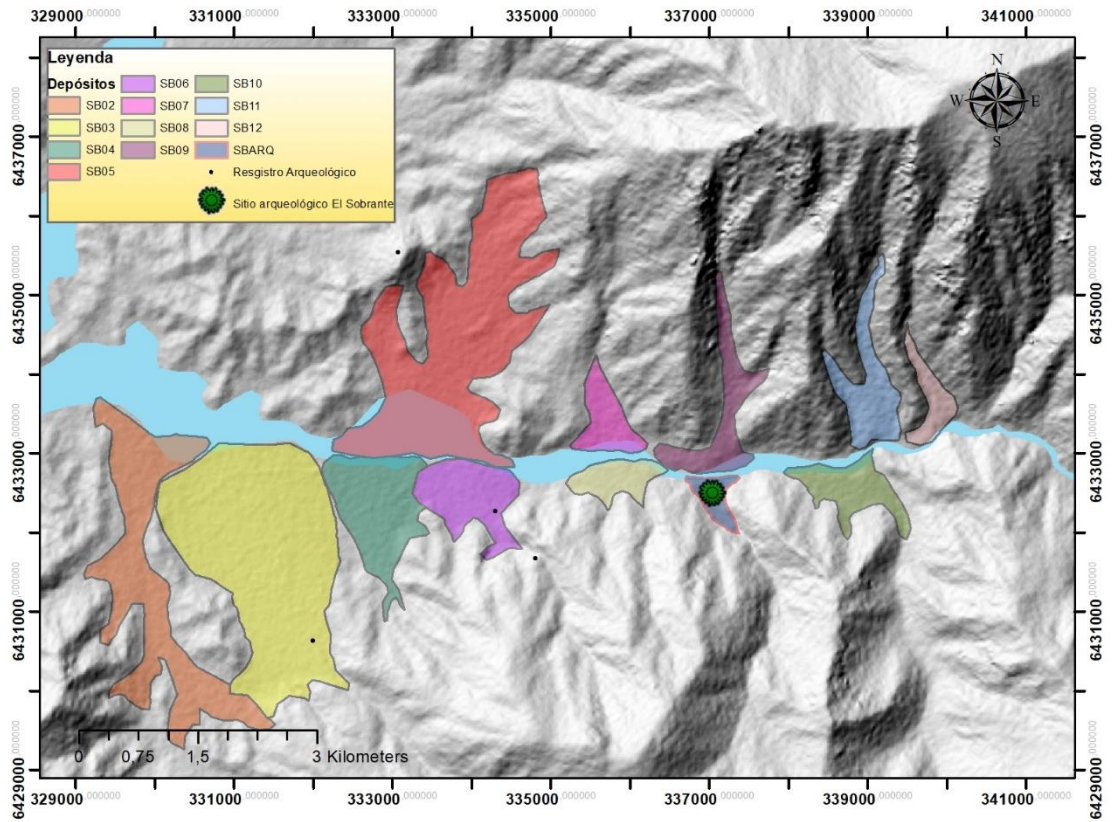


Figura 3.5.5. Mapa geomorfológico 1:70.000 del Valle El Sobrante. Elaboración propia.

## Mapa de pendientes Valle El Sobrante

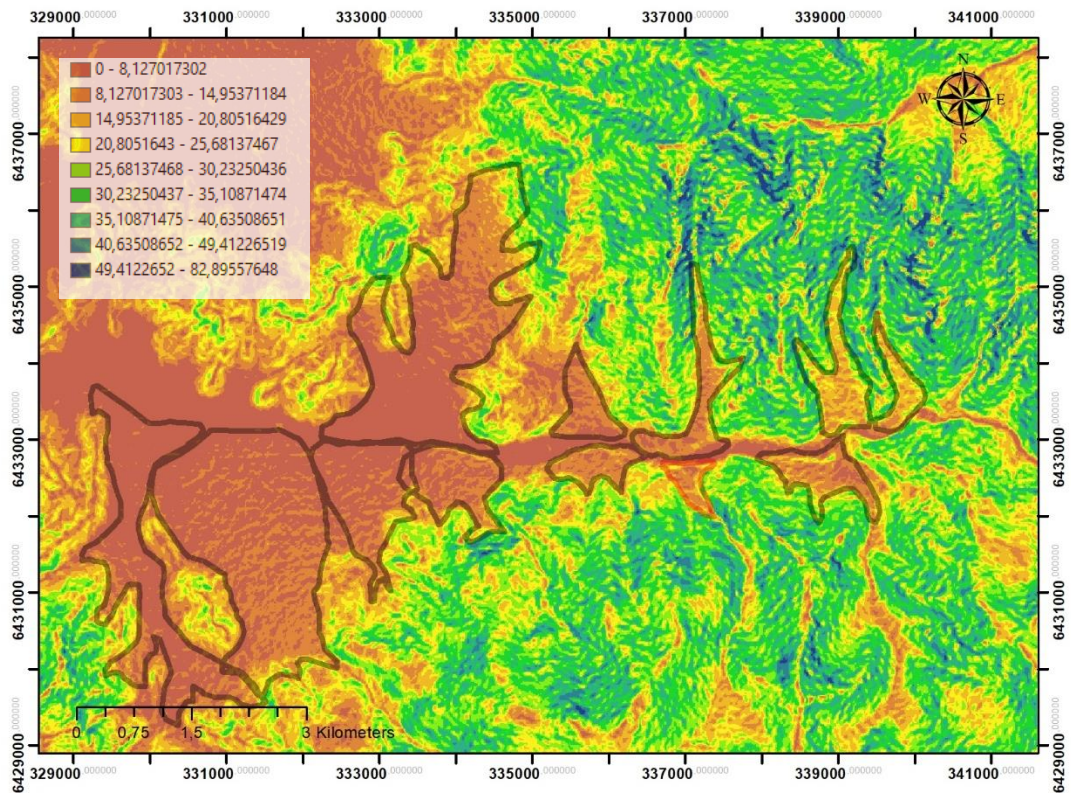
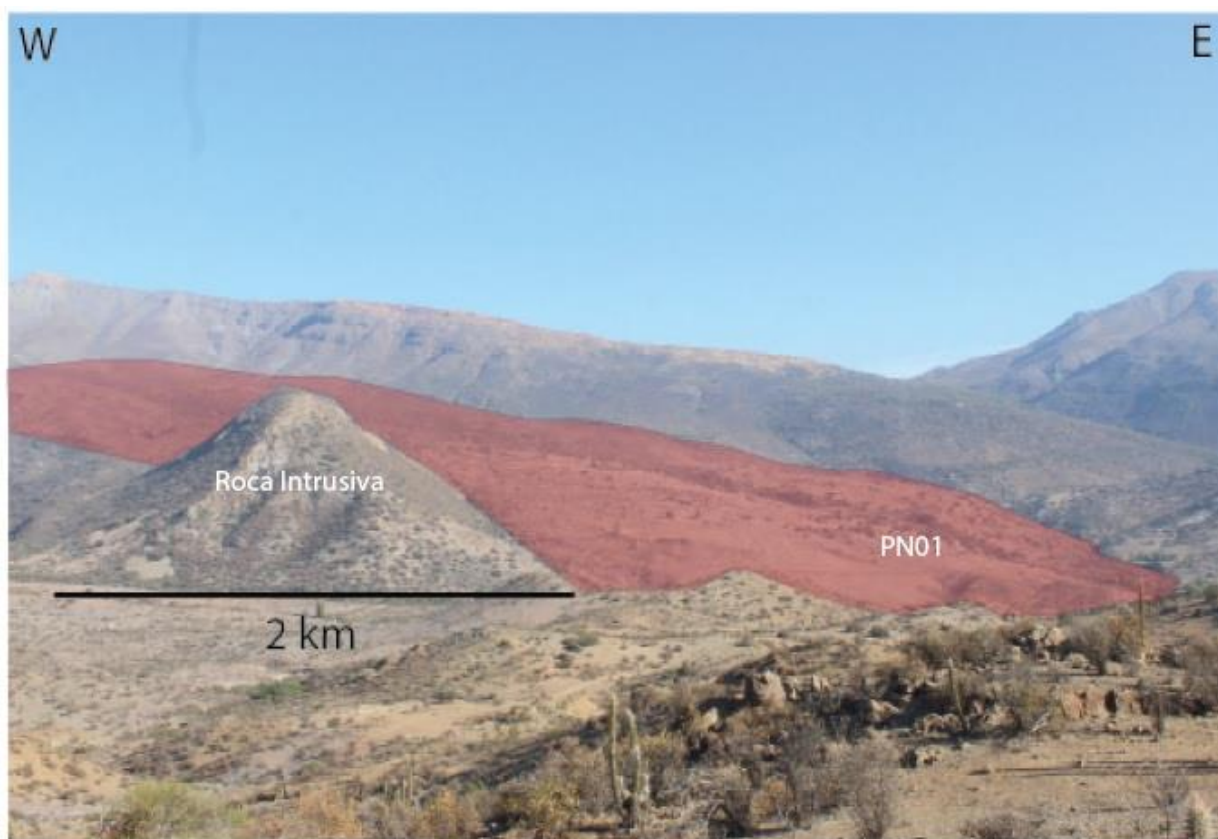


Figura 3.5.6. Mapa de pendientes 1:70.000 Valle El Sobrante. Elaboración propia.



Se observan relaciones de corte entre depósitos, los cuales permiten estimar una geocronología relativa, dada la ausencia de dataciones: en el Valle de Pedernal Norte, los pulsos correspondientes al depósito PN13 son más jóvenes que PN12 y PN11, el cual a su vez parece ser más joven que el Campo de petroglifos (Figura 3.5.1). En el Valle Pedernal Sur se observa que el pulso correspondiente al depósito PSo6 es más joven que PSo4, PSo7 y PSo8, el cual es más joven que PS10; el depósito PS15 es más joven que PS 16 (Figura 3.5.3). En el Valle El Sobrante se observa que SBo2 es más joven que SBo3 y que SBo6 es más joven que SBo4 (Figura 3.5.5). Además, se puede observar aquellos pulsos que modificaron la posición del cauce, como por ejemplo PNo6, PNaRQ, PNo11 y PNo13 en el Valle de Pedernal Norte (Figura 3.5.1); en su porción sur, se observan los pulsos modificadores de los depósitos PSo6, PSo8 y PS1 (Figura 3.5.3). En el Valle El Sobrante el depósito SBo6, SBo9 y SB12 se ve que modificaron el curso del cauce en el momento en el que se depositaron (Figura 3.5.5).

A continuación, se presenta el trabajo telegeológico realizado con fotografías tomadas en terreno y su posterior fotointerpretación; además, se comparan con los perfiles swath de elevación cuando el caso lo permite; lo anterior para un análisis más detallado de los depósitos y su morfología.



*Figura 3.5.7. Se observa PNo1 desde un punto alto de la ladera W del cauce principal del río Pedernal.*

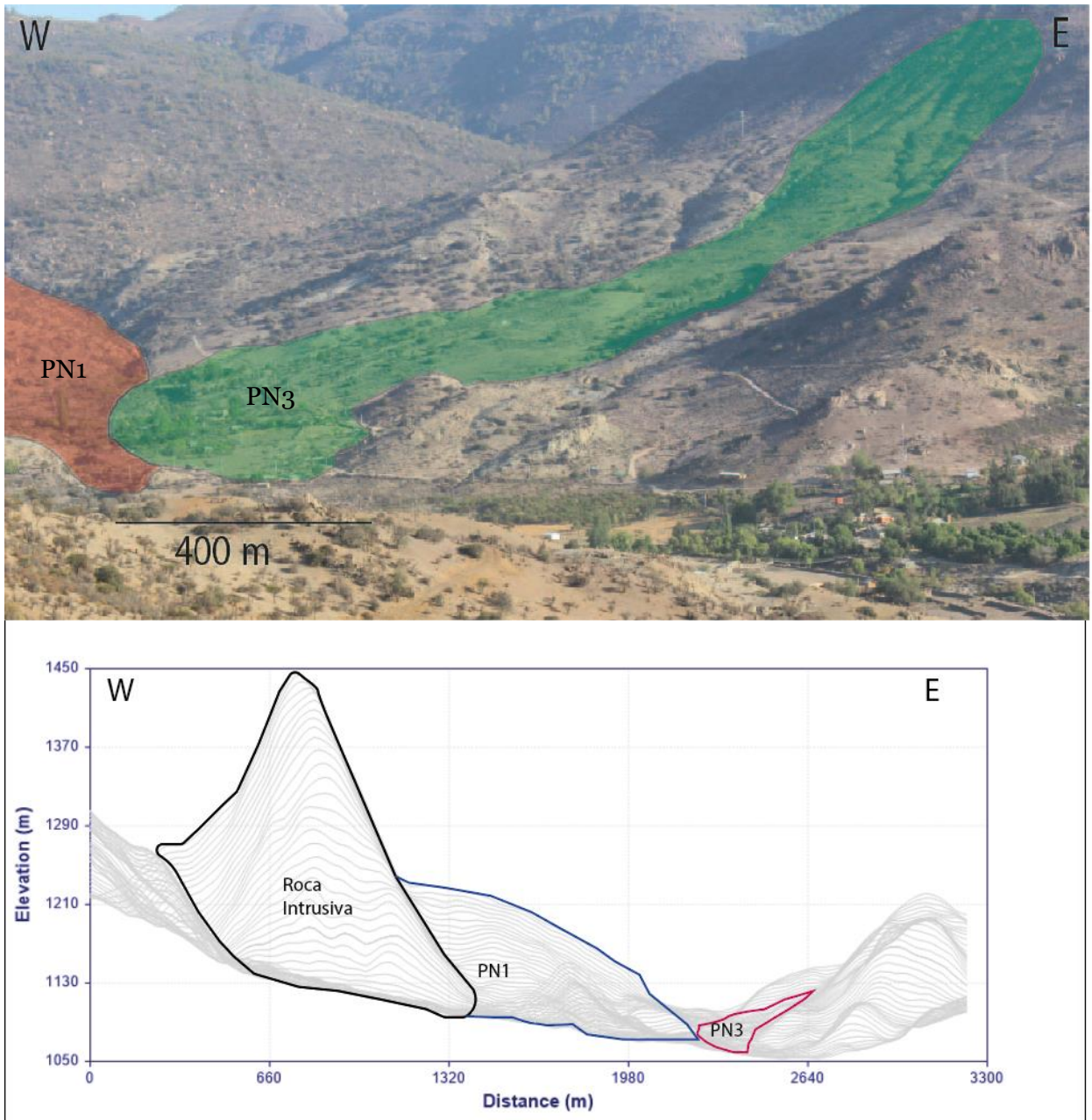
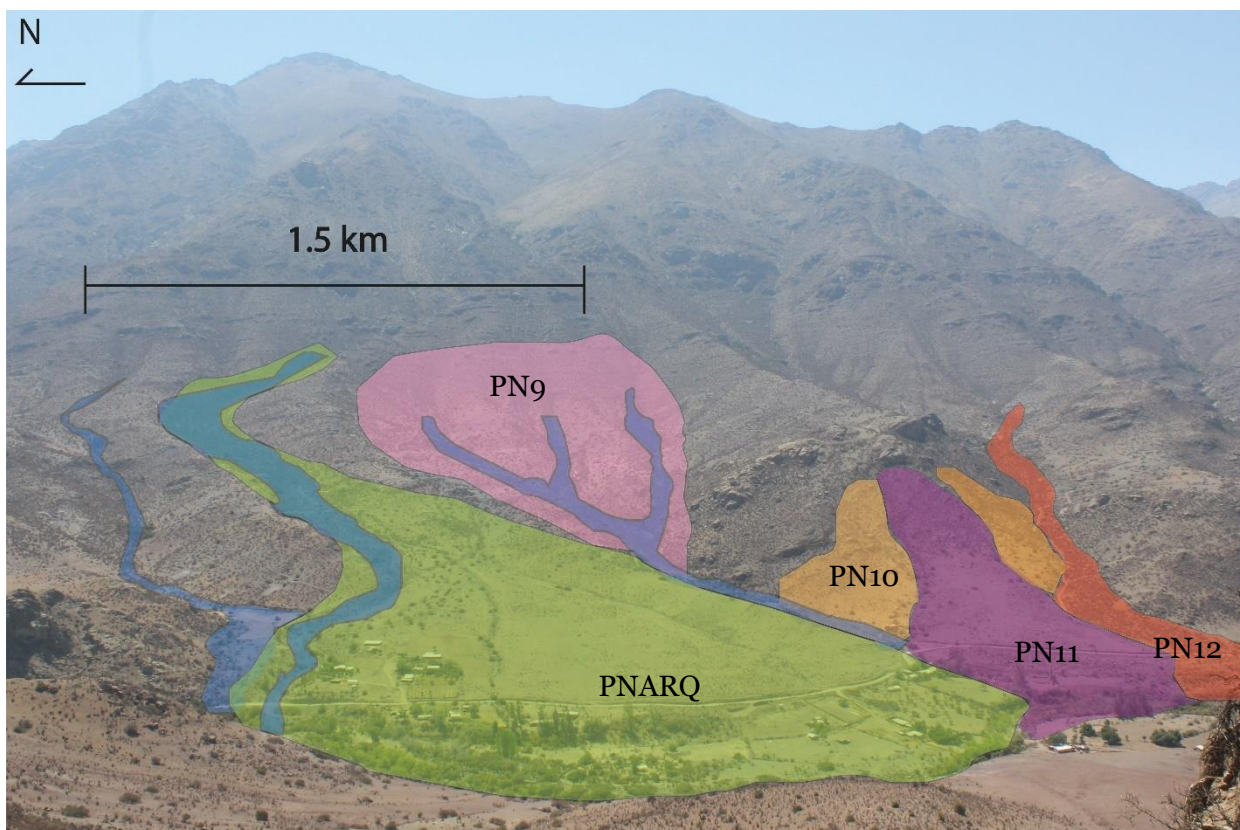


Figura 3.5.8. Depósito PN01 y PN03 junto con el perfil Swath de elevación que permite ver los cambios correspondientes a los mismos depósitos.





**Sistema de remociones El Arenal**

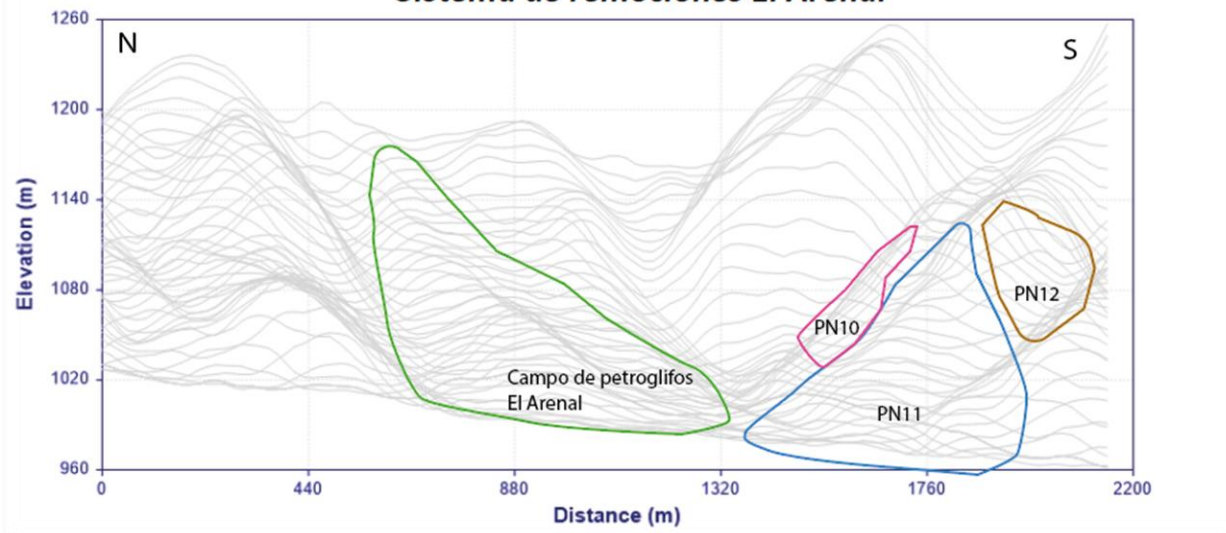
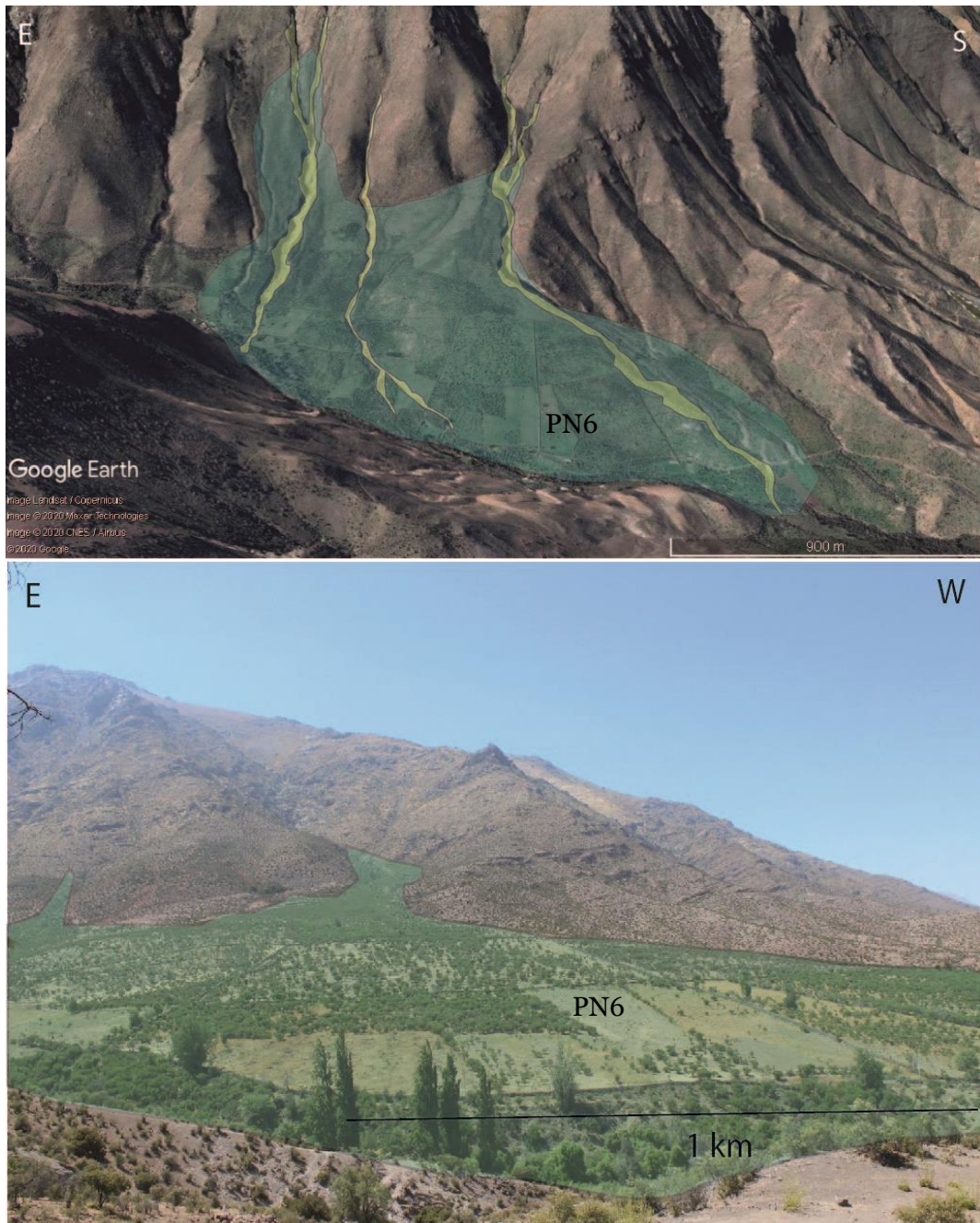


Figura 3.5.9. Depósito aluvial correspondiente al Campo de Petroglifos El Arenal, en donde se encuentra el sitio arqueológico EPD-SA1. Se observan depósitos de menor tamaño aledaños al Campo, junto con los cursos de agua que lo cortan. Perfil Swath de elevación en donde se reconocen los mismos depósitos.



*Figura 3.5.10. Fotointerpretación del depósito PNO6 del Valle de Pedernal Norte. Corresponde a una megaremovición dentro del valle.*



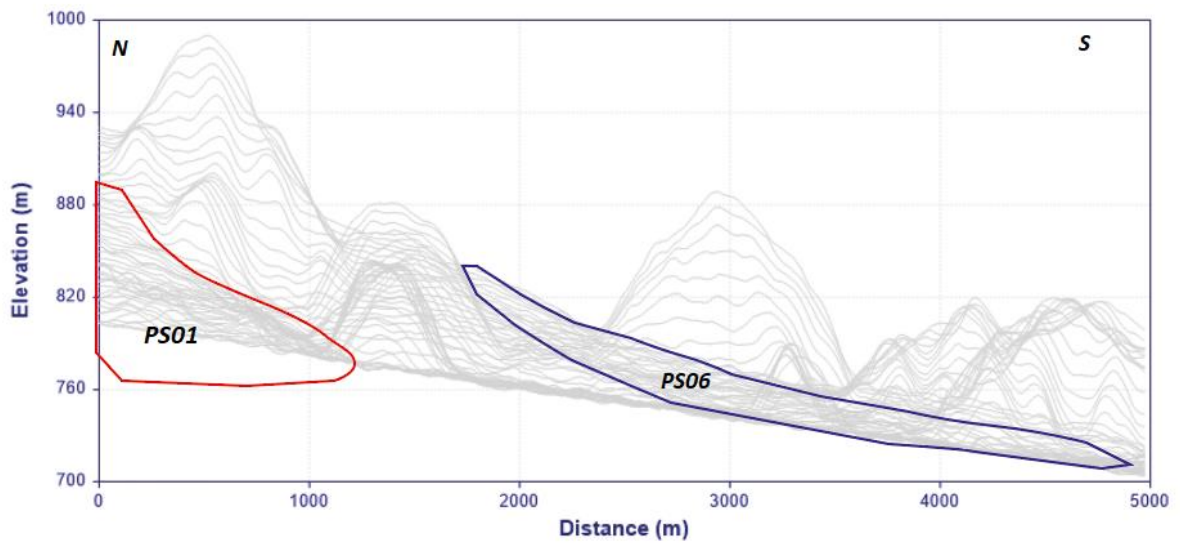
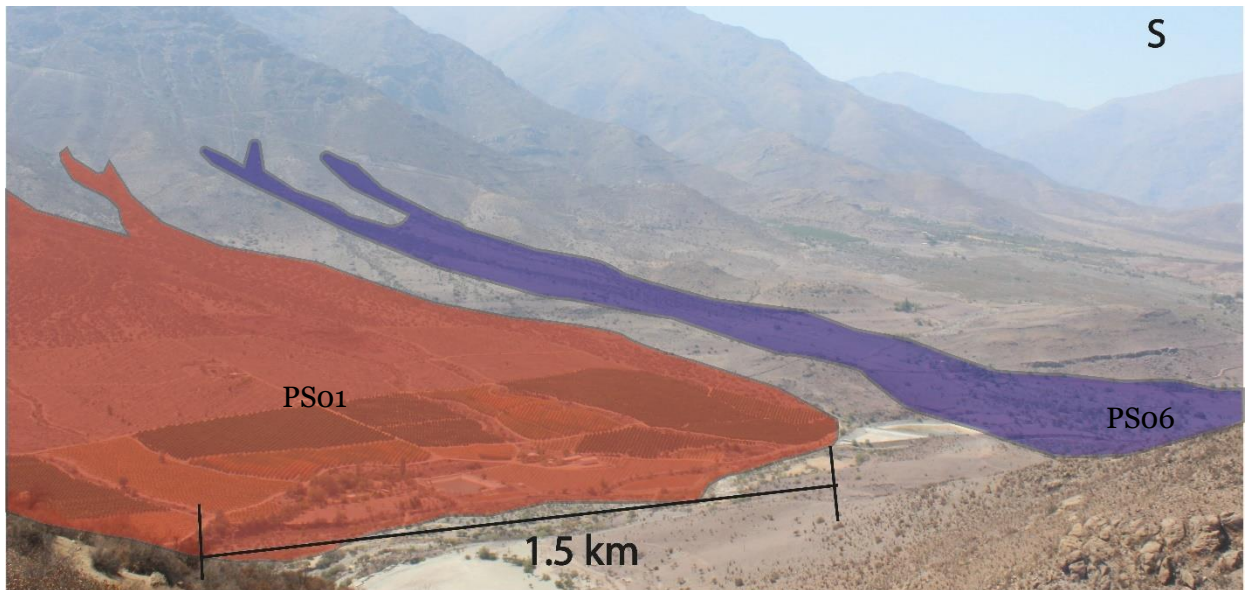


Figura 3.5.11. Depósito PS01 y PS06. Fotointerpretación y perfil de elevación Swath. Se observa su gran alcance dentro del valle.

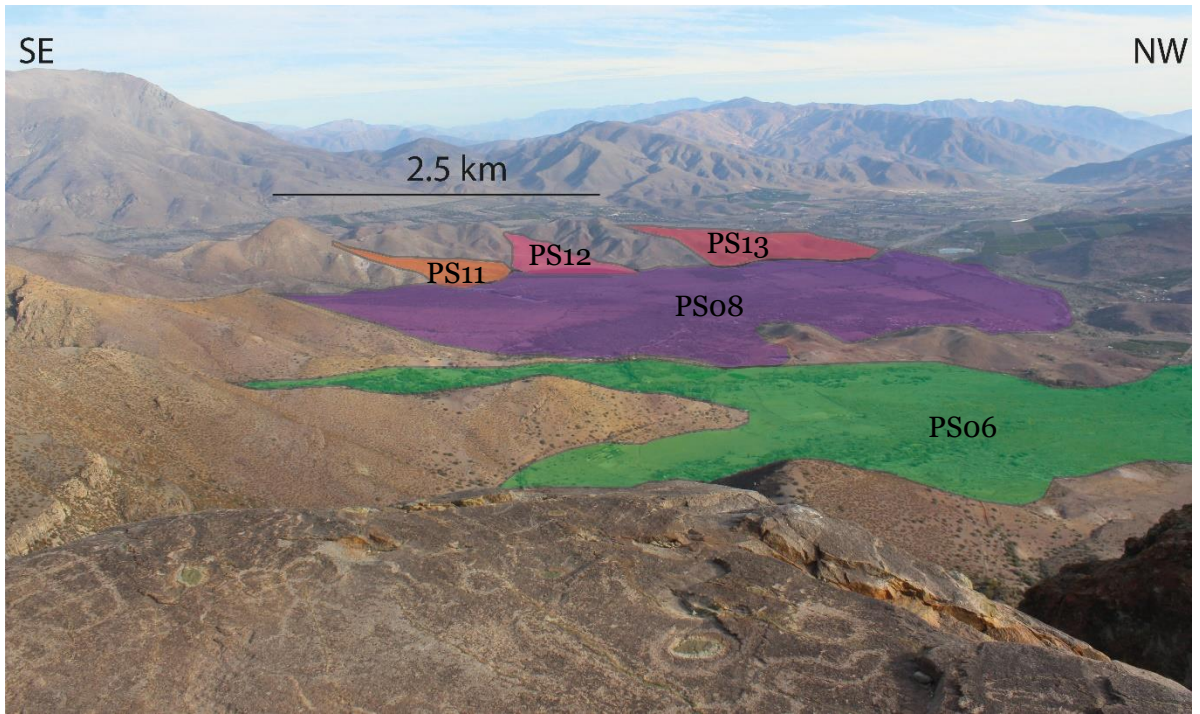


Figura 3.5.12. Fotointerpretación de los depósitos ubicados en el flanco oriental del Valle de Pedernal Sur.

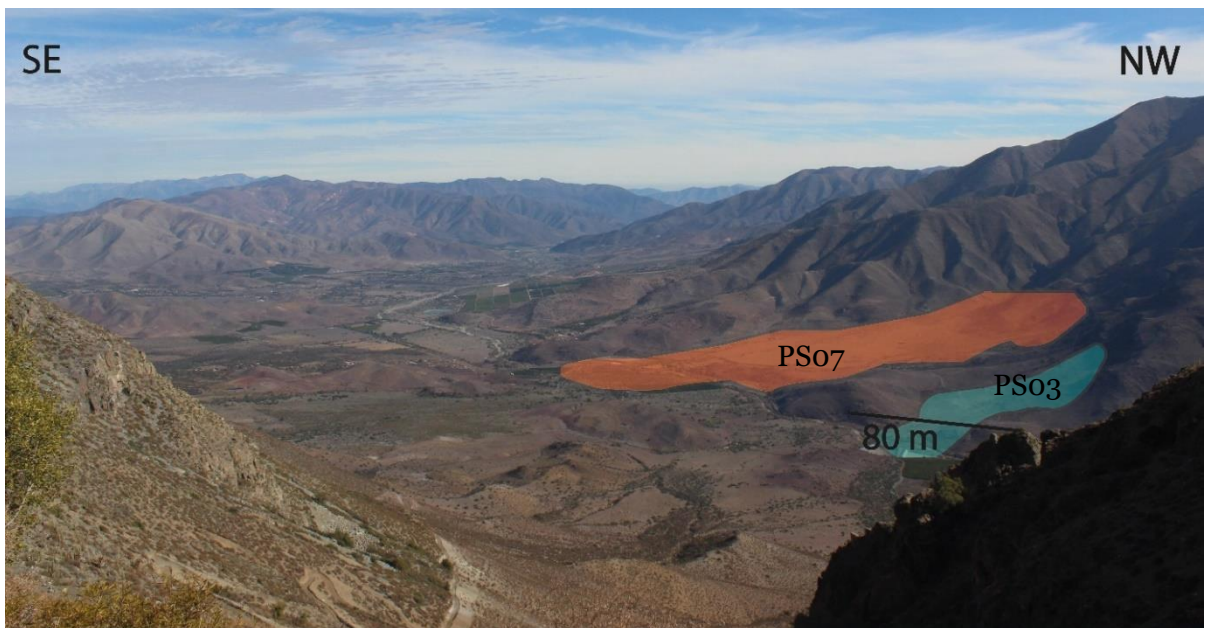
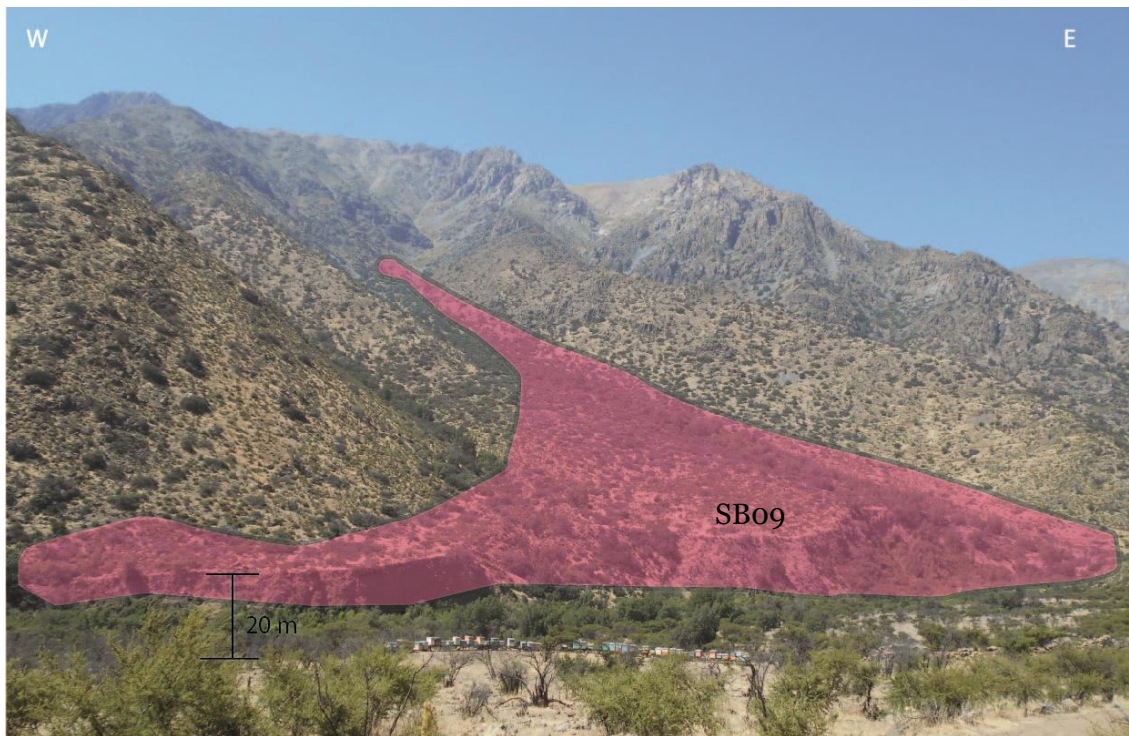


Figura 3.5.13. Fotointerpretación de los depósitos ubicados en el flanco occidental del Valle de Pedernal Sur.





Valle El Sobrante

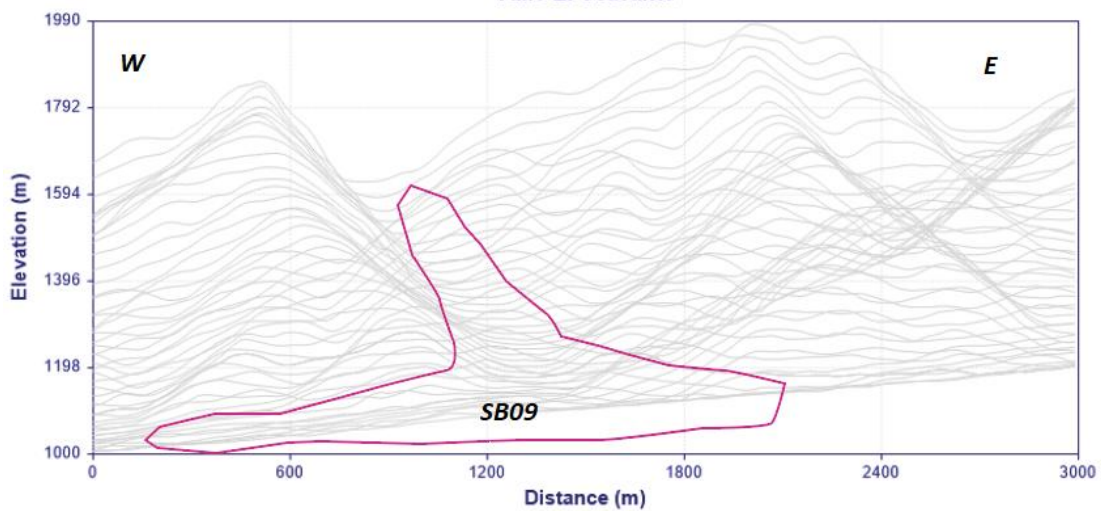


Figura 3.5.14. Fotointerpretación del depósito 09 del Valle El Sobrante, el cual se encuentra frente al sitio arqueológico SBT-SA1, mostrando terrazas fluviales altas y una morfología clásica de abanico aluvial, como se puede observar en el perfil swath de elevación.



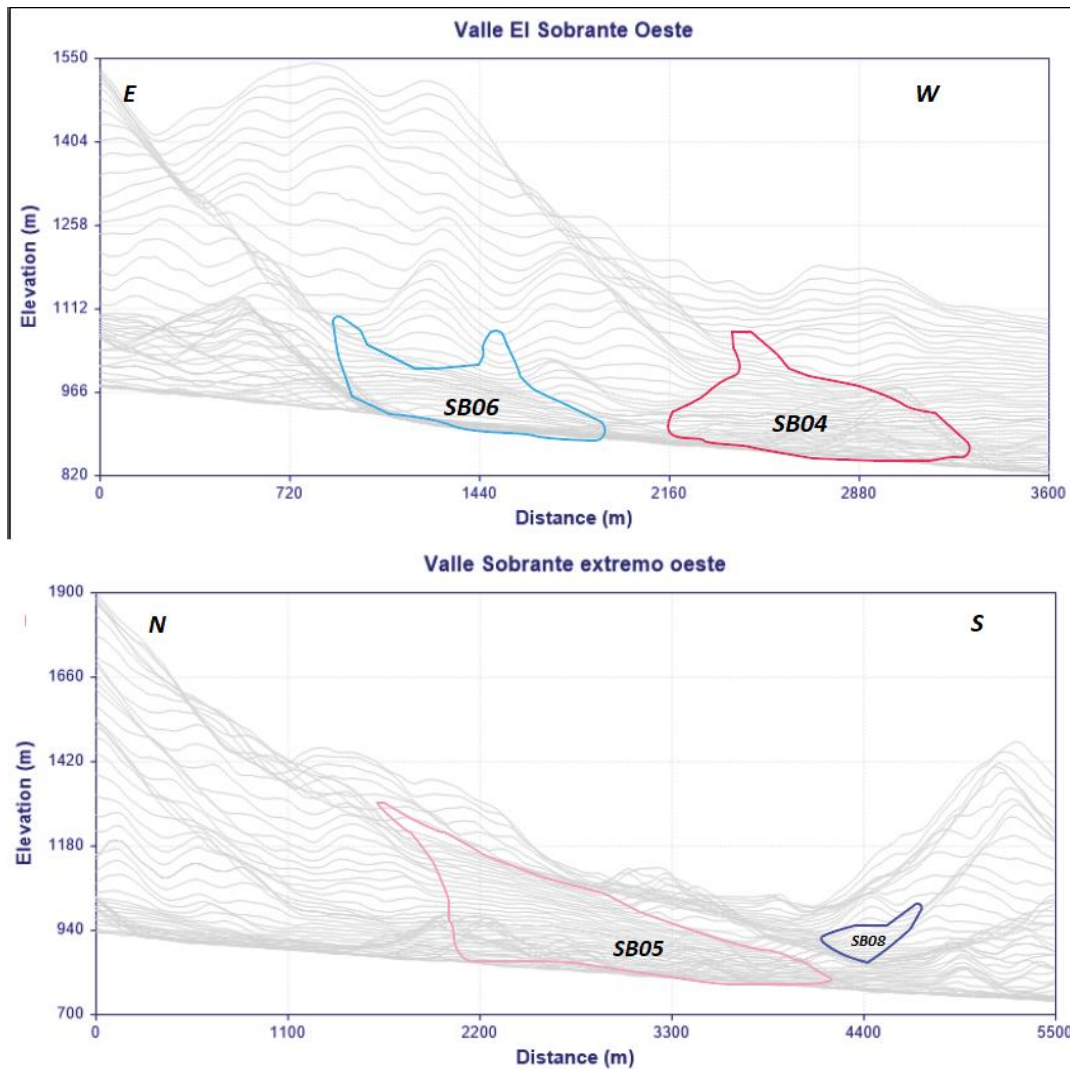


Figura 3.5.15. Reconocimiento de las remociones en masa del Valle El Sobrante con la herramienta SwathProfile.

### 3.6 Morfometría

En este apartado se muestran los resultados obtenidos mediante software ArcGis v10.5, para el cálculo de 5 parámetros morfométricos y la razón ancho-alto para cada valle. Lo anterior con el fin de poder realizar una comparación de la geomorfología y morfometría de los valles El Sobrante, Pedernal Norte y Pedernal Sur.

#### 3.6.1 Cálculo y comparación de parámetros morfométricos

Con el fin de caracterizar cada valle y poder hacer una comparación, se calcularon 5 parámetros morfométricos utilizando la metodología señalada en el capítulo 1 de este trabajo, entre los que están el área total del depósito, el largo, ancho, pendiente promedio y pendiente máxima. Los datos morfométricos se presentan en 3 grupos. Se presentan gráficos comparativos para facilitar el entendimiento y visualización de los resultados. En la tabla 3.6.1 se tabulan los datos de desviación estándar asociadas a cada parámetro. En el apartado del anexo se presentan las tablas a partir de las cuales se construyeron los gráficos.

Tabla 3.6.1. Desviación estándar relativa, en porcentaje, para cada parámetro calculado.

Sector/Desv.Estándar	Área [km <sup>2</sup> ]	Largo [km]	Ancho [km]	Pendiente Prom. [°]	Pendiente máx. [°]
Valle Pedernal Norte	181	83	80	20	17
Valle Pedernal Sur	84	50	53	23	20
Valle El Sobrante	98	61	48	40	22

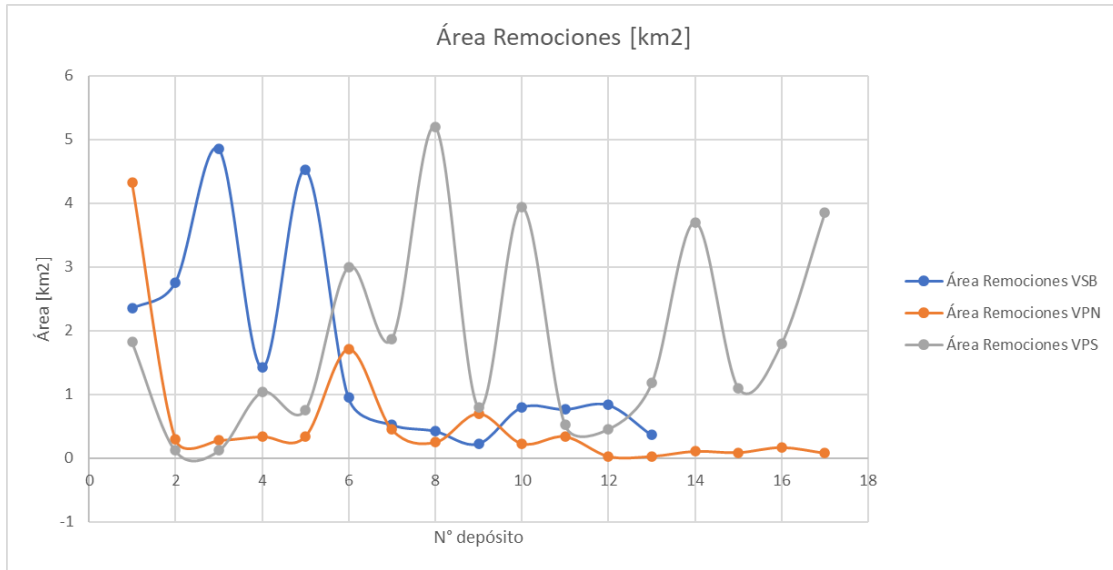


Figura 3.6.1. Gráfico comparativo del área de las remociones en masa de cada valle.

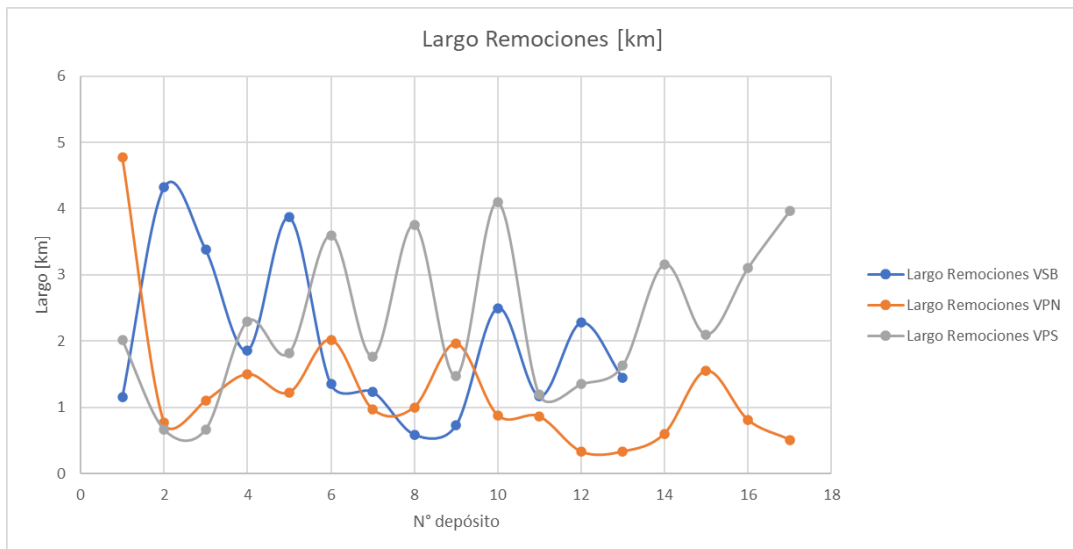


Figura 3.6.2. Gráfico comparativo del largo de las remociones en masa de cada valle.

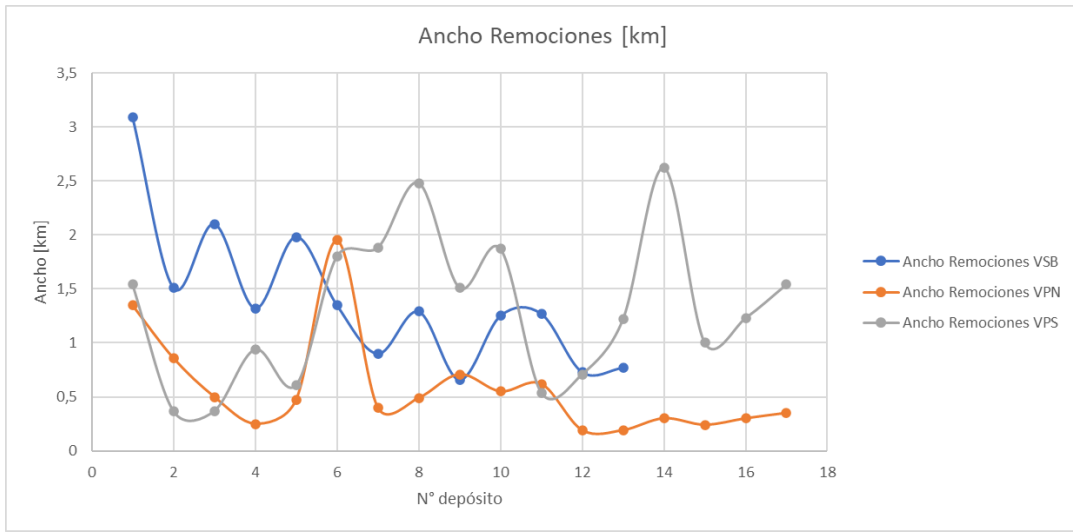


Figura 3.6.3. Gráfico comparativo del ancho de las remociones en masa de cada valle.

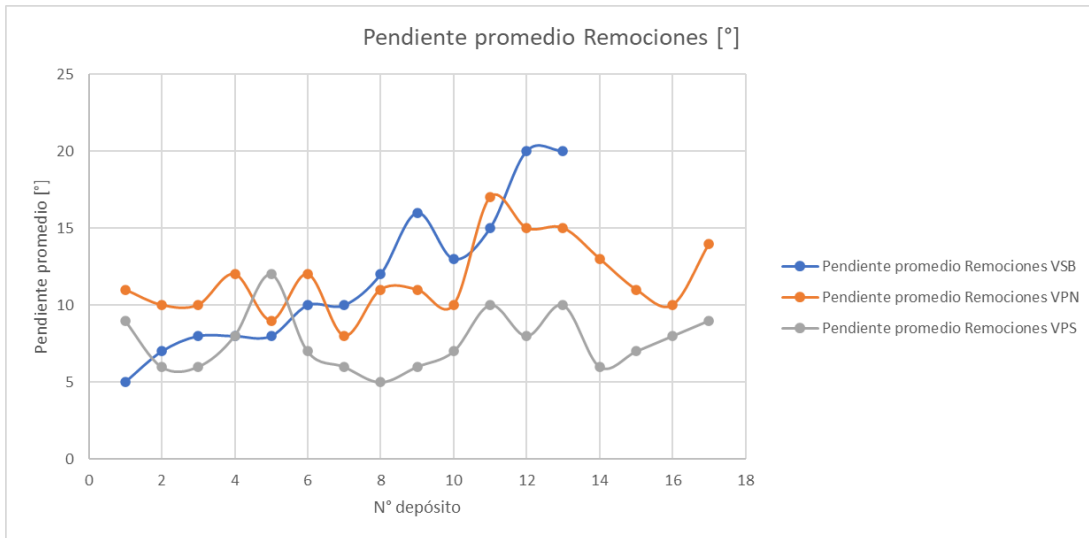


Figura 3.6.4. Gráfico comparativo de la pendiente promedio de las remociones en masa de cada valle.

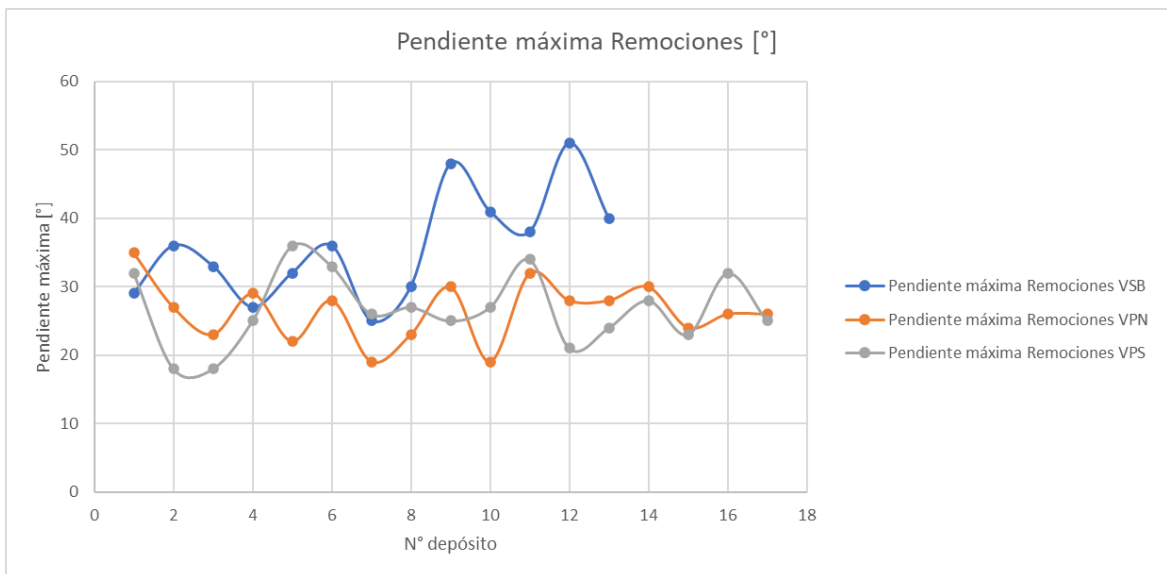


Figura 3.6.5. Gráfico comparativo de la pendiente máxima de las remociones en masa de cada valle.



En la zona del Valle Pedernal Norte, el área de los depósitos es media-baja en comparación la porción sur del Valle Pedernal y el Valle El Sobrante. Cerca de un 88% de los depósitos del Valle de Pedernal norte que abarcan menos de 1 km<sup>2</sup>, mientras que, en el sector sur del valle, el porcentaje de depósitos menores a 1 km<sup>2</sup> disminuye a un 47% y en el Valle El Sobrante es un 62%, lo mismo pasa para el largo. Los depósitos de la porción sur del Valle de Pedernal tienen en promedio 2.3 km de largo y 1.3 de ancho, mientras que en su porción norte los valores disminuyen a la mitad.

En cuanto al Valle El Sobrante, este presenta valores promedio de largo y ancho parecidos al Valle de Pedernal Sur; un 85% de los depósitos tiene un largo mayor a 1 km. Las alturas máximas alcanzan los 2.300 – 2.500 m.s.n.m en el límite norte del Valle de Pedernal con la IV Región de Coquimbo; mientras que hacia el sur este valor disminuye a los 2.100 – 2.200 m.s.n.m. En el Valle El Sobrante las alturas máximas aumentan hasta alcanzar los 3.000 m.s.n.m. Se observa, también, diferencias en los valores de pendiente; expresándose mejor en los valores de pendiente máxima.

En el Valle Pedernal Norte, es decir, la zona que rodea la unión de los cauces de los ríos Pedernal y El Sobrante, las superficies con pendiente mayor o igual a 10° son abundantes, alcanzando un 88% y disminuyendo hacia el sur, en donde solo existe un 23% de los depósitos con pendiente mayor o igual a 10°.

Se observa una diferencia notoria en las pendientes máximas; en el Valle de Pedernal, tanto su porción norte como la sur, presenta una pendiente máxima promedio de 27°, mientras que en el Valle El Sobrante la pendiente máxima promedio son 36°. Esto se ve reflejado en que las superficies con pendientes máximas mayores o igual a 30° en el Valle de Pedernal Sur alcanza un 30%, en su parte norte alcanza un 24%, mientras que en el Valle El Sobrante este porcentaje aumenta a un 77%, existiendo una diferencia hasta de 20° en valores de pendiente máxima. Lo anterior se puede ver reflejado la Figura 3.6.6, que corresponde a un mapa de pendientes obtenido con el software ArcGis, el cual refleja la diferencia en el valor de pendiente asociado a cada píxel; reconociéndose los colores más azules, que reflejan mayores pendientes, en el Valle El Sobrante por sobre el Valle de Pedernal Norte y Sur.

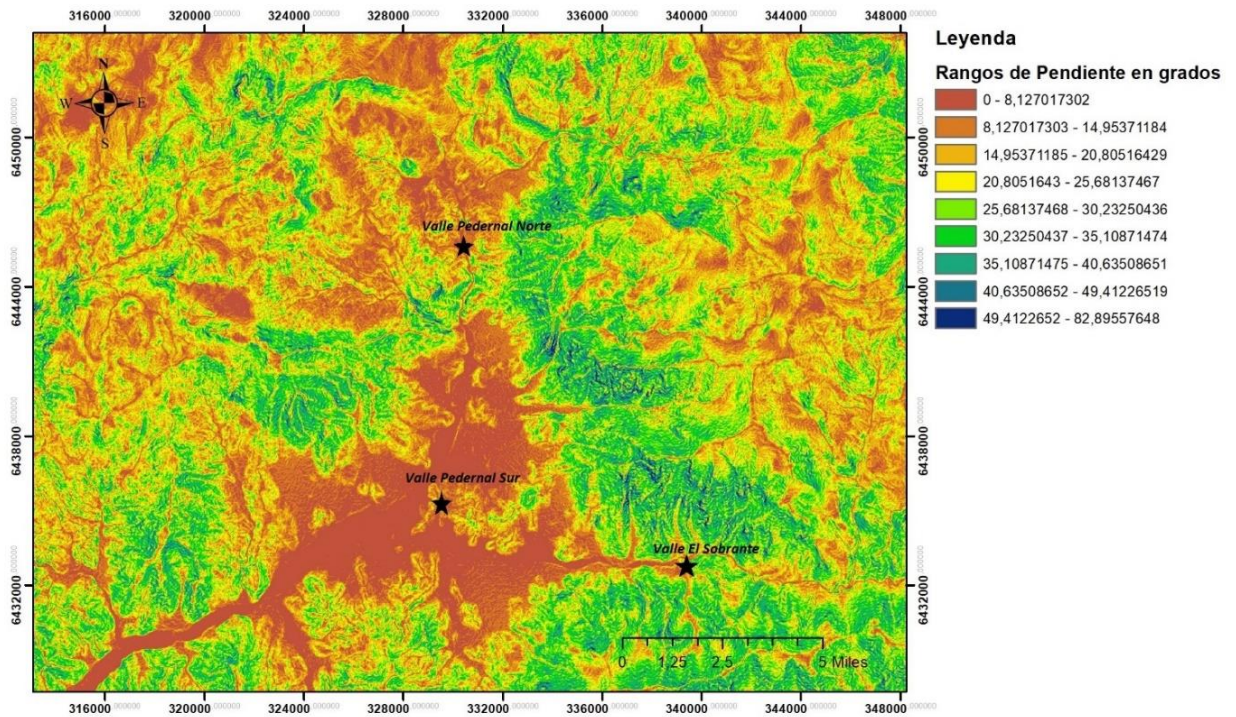
El comportamiento anterior se ve reflejado, también, en los gráficos comparativos 3.6.1 al 3.6.5. Se puede observar que para los parámetros que tienen que ver con la forma del depósito, tales como el largo, ancho y por consecuencia, el área; se observa un orden en donde el Valle de Pedernal Sur tiene los valores más altos, siguiéndole el Valle El Sobrante y por último el Valle de Pedernal Norte con los valores más bajos. En los parámetros de pendiente promedio y pendiente máxima existe un cambio de orden, en donde ahora el Valle El Sobrante tiene los valores más altos de pendiente promedio y máxima, luego viene el Valle de Pedernal Norte en la pendiente promedio y el Valle de Pedernal Sur en los valores de pendiente máxima. Estas relaciones se pueden ver de manera visual en la Figura 3.6.6 en donde se observa un mapa de pendientes que concentra los colores azules (mayor pendiente) en los valles El Sobrante y Pedernal Sur.

De los gráficos anteriores podemos desprender un orden relativo entre el Valle Pedernal Norte, Sur y el Valle El Sobrante para cada parámetro calculado; pudiendo visualizar las diferencias geomorfológicas principales del relieve actual definido por remociones en masa para cada sector. Se observa que el área de las remociones es mayor en el VPS, muy por sobre los valores calculados para los otros dos valles, siendo el VPN el que tiene los valores de área de remociones más bajo. Esto se condice con lo que muestra el mapa geomorfológico (Figura 3.5.5). El ancho y el largo se comportan de manera similar en donde sigue siendo el VPS el que tiene los valores más altos y VPN los valores menores.

En la Figura 3.6.4. se observa el cambio de orden mencionado anteriormente para los valores de pendiente promedio de los depósitos de remoción en masa. Para este parámetro se observa que las remociones del Valle El Sobrante tienen una tendencia a aumentar hacia el fondo del valle; mientras que los valores más bajos los presenta el VPS, reflejando un comportamiento más plano. El parámetro de pendiente máxima refleja mejor la información anterior; en donde se puede ver

que el VSB tiene los valores más altos, es decir los depósitos ubicados en este valle son más empinados que en cualquiera de los otros dos sectores, los cuales muestran un comportamiento parecido en cuanto a este parámetro.

En la Tabla 3.6.1 se observan los datos obtenidos de desviación estándar relativa para cada parámetro calculado. La desviación estándar del área es alta por sobre los demás valores, esto dado a la diversidad de tamaños y formas de las remociones en masa, sobre todo en el Valle de Pedernal Norte, en donde existen mega remociones por sobre otras remociones de tamaños reducidos. Los parámetros de pendiente presentan una menor dispersión en comparación con los otros parámetros.



*Figura 3.6.6. Mapa de pendientes de la zona de estudio. Se puede observar que los tonos anaranjados y rojos representan las zonas más planas, mientras que los tonos verdes y azules representan los valores de pendientes mayores. Podemos observar que los colores que representan pendientes máximas mayores se encuentran en el Valle El Sobrante, mientras que las zonas planas se acumulan en el Valle de Pedernal en su porción sur y norte.*



### 3.6.2 Razón ancho-alto del fondo del valle

Además de los parámetros mencionados, se calculó el “Valley floor width-height ratio” (Vfwh), utilizando la ecuación explicitada en el apartado de metodología. Se trazaron 30 perfiles topográficos transversales a los valles para cada zona estudiada obteniendo valores finales de Vfwh para cada una (Tabla 5, 6 y 7 del anexo), junto con el error asociado (Tabla 3.6.2). Se observan los perfiles transversales trazados para calcular esta razón (Figura 3.6.7), además se presentan perfiles característicos para cada zona (Figura 3.6.8). Junto con las tablas, y para hacer más simple la visualización de los resultados, se presentan gráficos comparativos para cada parámetro medido (W, Eld. Erd, Ec y Vfwh) entre los tres sectores estudiados (VPN, VPS y VSB).

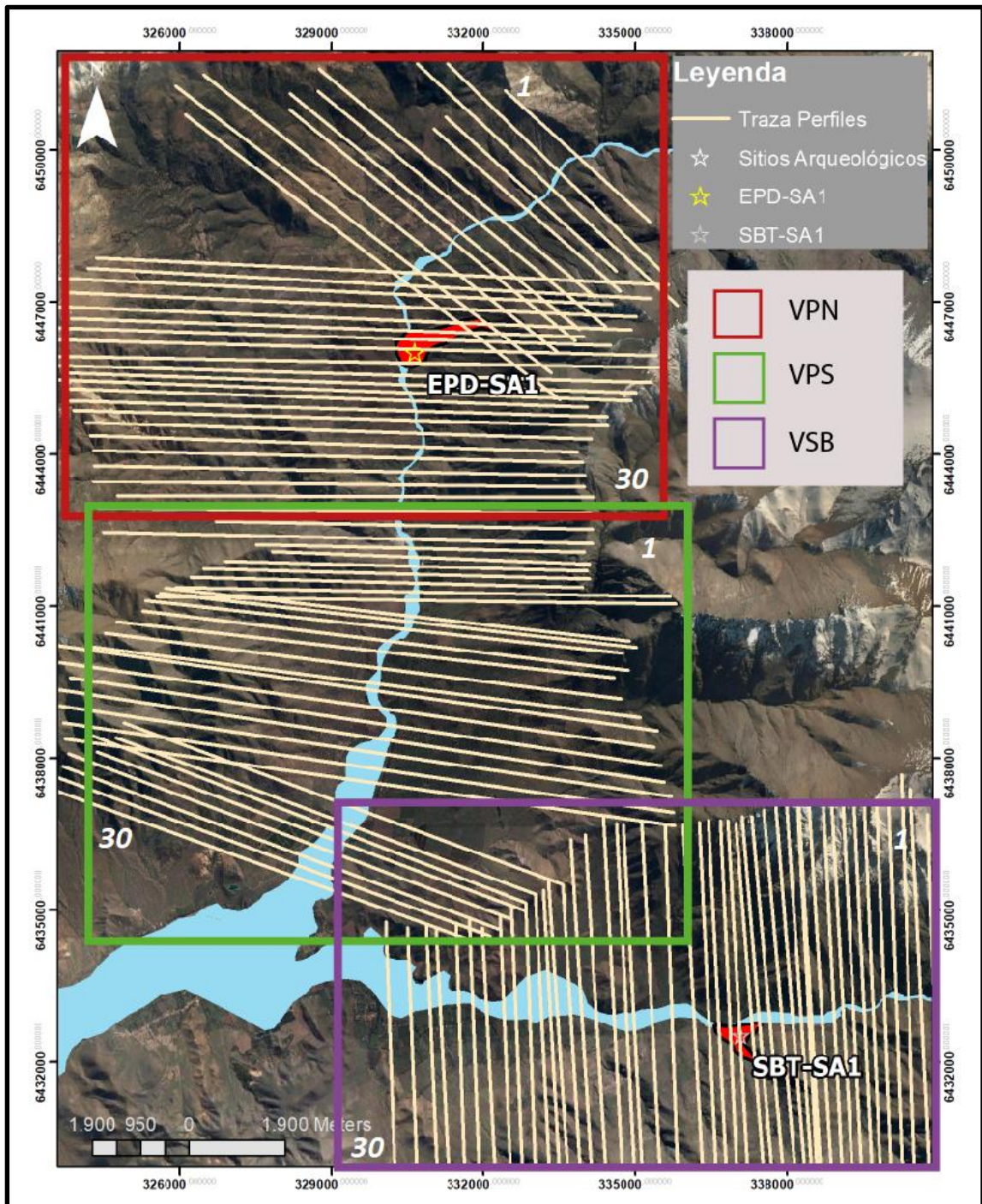


Figura 3.6.7. Perfiles transversales trazados en software ArcGis para el cálculo de la razón ancho-alto del fondo del valle, para los tres sectores estudiados.



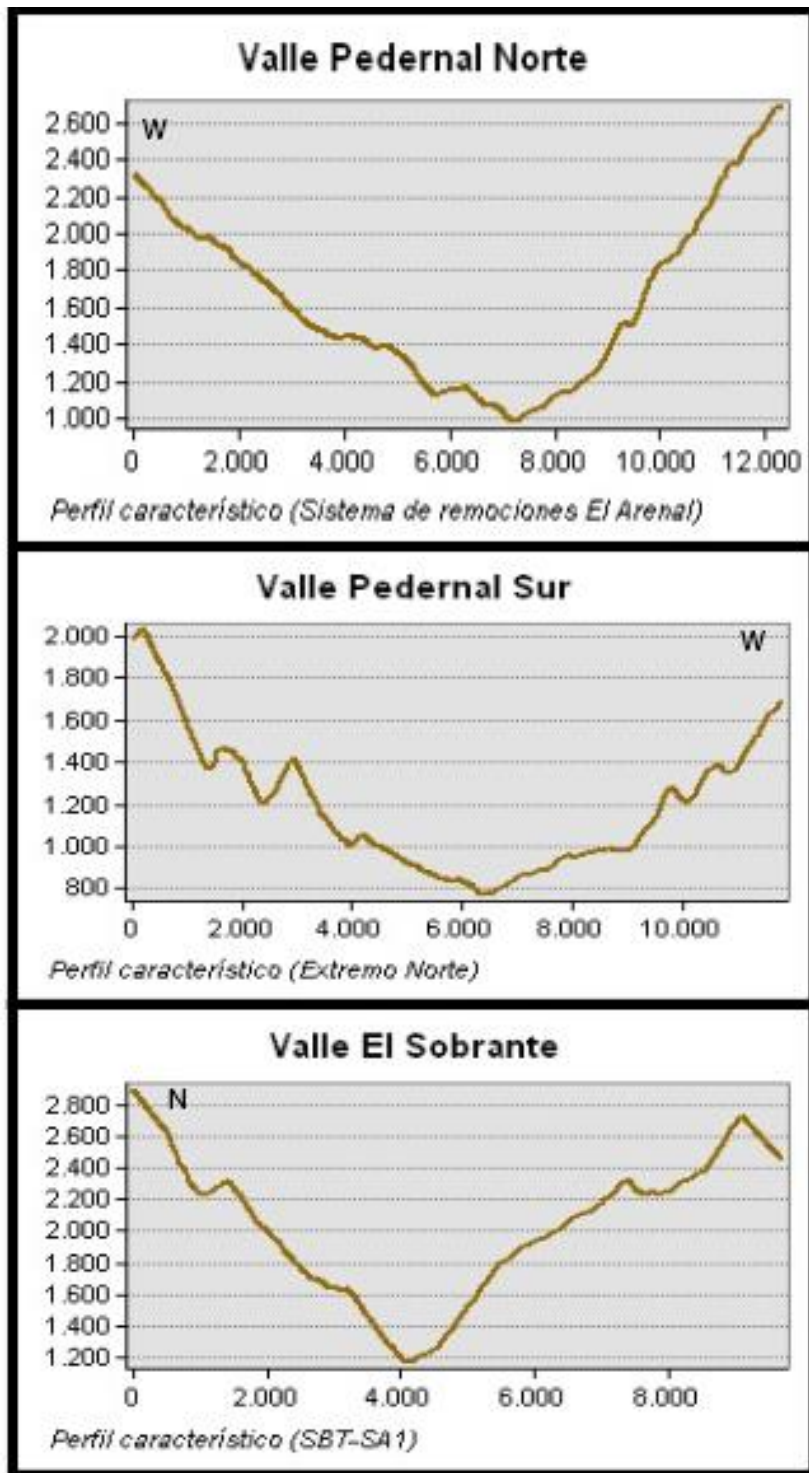


Figura 3.6.8. Perfiles topográficos característicos para cada zona. Se pueden observar las principales morfologías y sus diferencias notorias entre los tres valles.

Tabla 3.6.2. Tabla con la desviación estándar para cada parámetro dentro de los distintos sectores estudiados. Los resultados se expresan en porcentaje.

Sector/Desv.Estándar	W	Eld	Erd	Ec	Vfwh
Valle Pedernal Norte	29	7	16	9	38
Valle Pedernal Sur	29	24	15	8	66
Valle El Sobrante	81	33	15	17	166

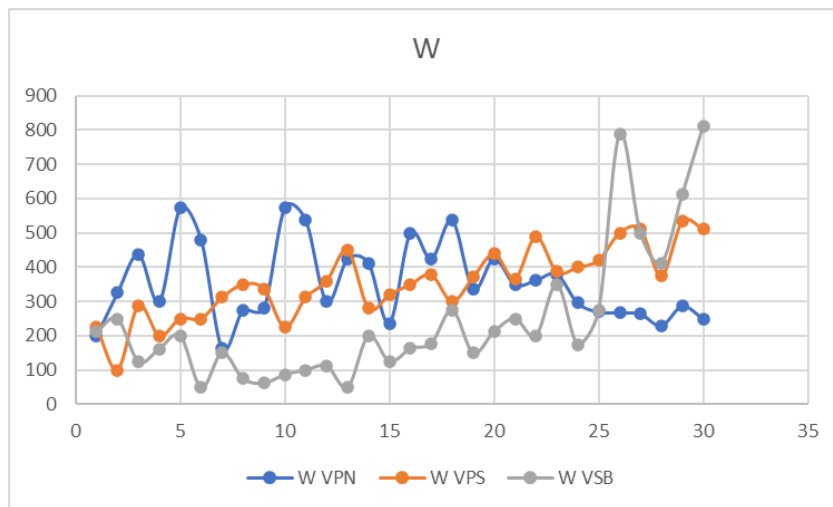


Figura 3.6.9. Gráfico comparativo del parámetro W para los tres sectores

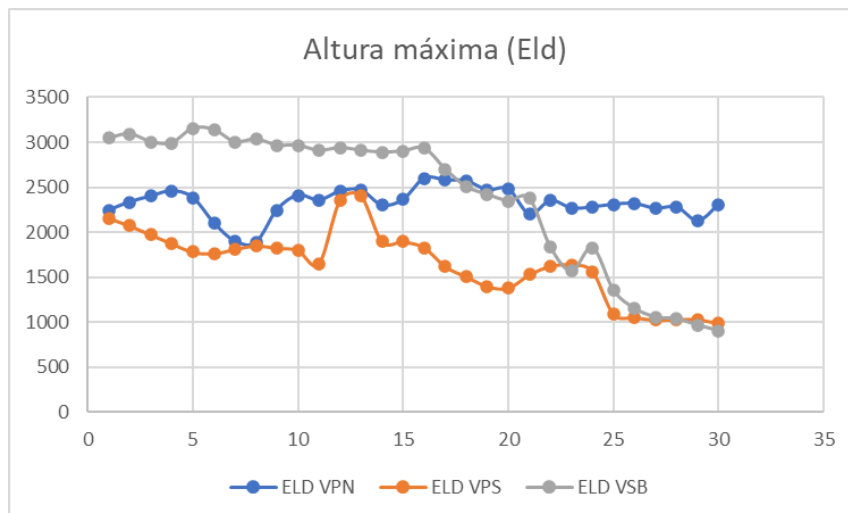


Figura 3.6.10 Gráfico comparativo del parámetro Eld, que refleja altura máxima, para los tres sectores.

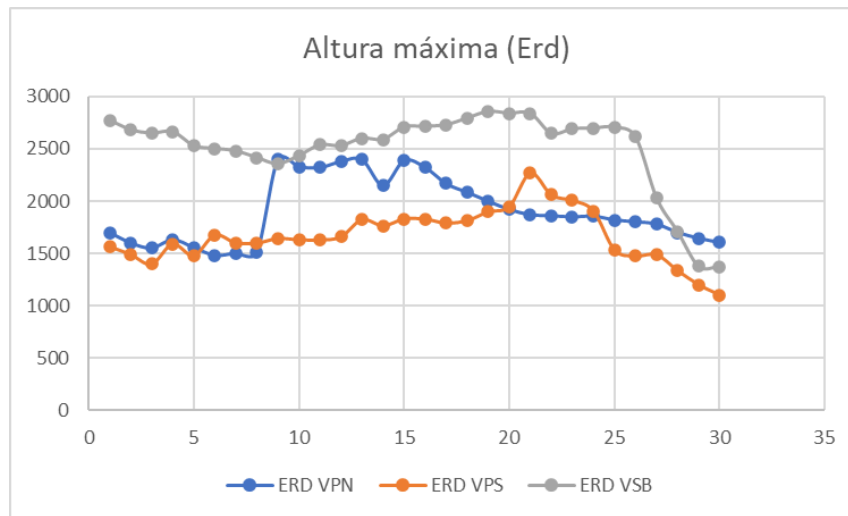


Figura 3.6.11. Gráfico comparativo del parámetro Erd, que refleja altura máxima, para los tres sectores.

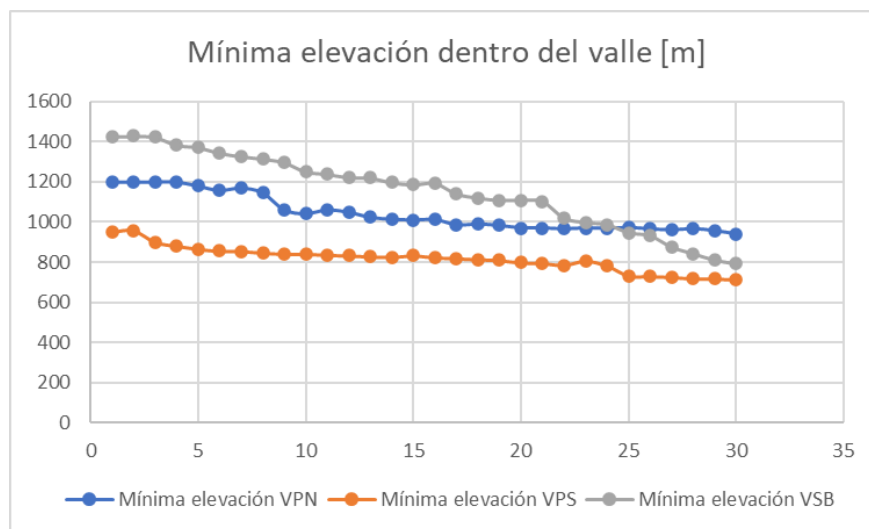


Figura 3.6.12. Gráfico comparativo del parámetro de elevación mínima dentro de los valles, Ec, para los tres sectores.

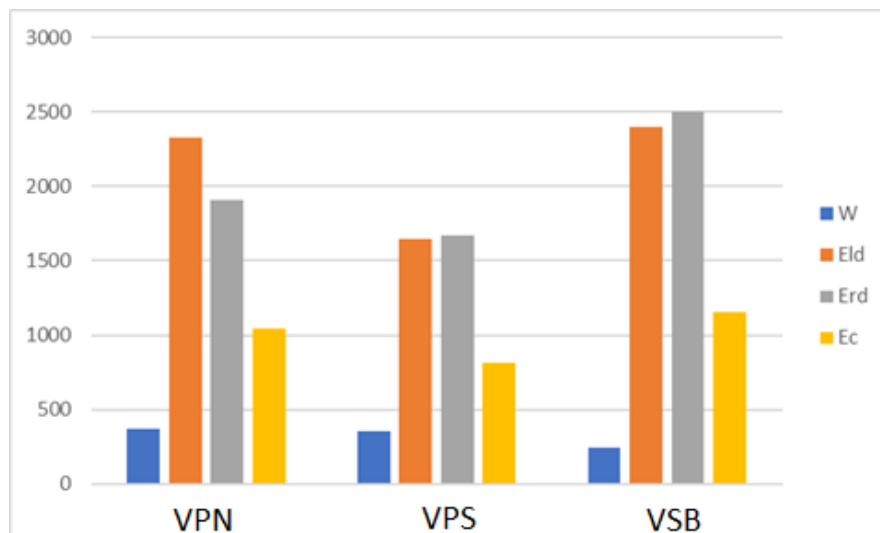


Figura 3.6.13. Gráfico comparativo de los valores promedio para cada parámetro, dividido por sector.



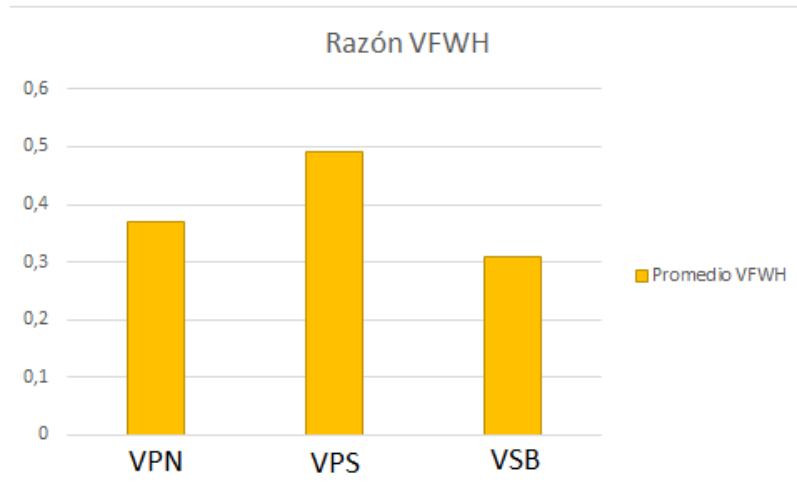


Figura 3.6.14. Gráfico comparativo del promedio de la razón *VfwH* para cada valle.

Según Bull *et al.* (2007), el índice *VfwH* define la forma del valle e indica si el río genera una incisión y encajonamiento de manera activa dentro de la morfología. Una incisión activa está asociada comúnmente con una tasa alta de alzamiento en áreas tectónicamente activas (Girish, 1973). Los valores bajos de *VfwH* ( $<1$ ) reflejan valles profundos y estrechos asociadas a tasas de alzamiento rápidas (Kale *et al.*, 2008); en contraste con valores altos ( $>1$ ) que son indicadores de valles amplios y abiertos en regiones con una tasa de alzamiento mínima (Keller *et al.*, 1996). El índice se utiliza para evaluar la actividad tectónica de una zona por sobre otra, por lo que finalmente aquellos sectores con un menor *VfwH* serán tectónicamente más activas que aquellas zonas con un índice menor (Girish, 1973).

En la Figura 3.6.9 se observa que para el parámetro *W*, el cual refleja el ancho del “valley floor” o parte más profunda del valle que se marca hasta que la pendiente comienza a cambiar; se puede observar un orden relativo claro entre los valles. El VSB tiene los valores más bajos, siendo muy notoria la diferencia con los otros sectores, los cuales presentan un comportamiento similar entre ellos. Se observa, además, una tendencia a aumentar los valores *W* dentro del valle Pedernal Sur y El Sobrante, mientras que en el VPN los valores tienden a disminuir a medida que se avanza en los perfiles. En cuanto al parámetro de elevaciones máximas dentro del valle (Figura 3.6.10 y 3.6.11), se observan comportamientos similares para el lado derecho (*Erd*) y el lado izquierdo (*Eld*); todos los sectores tienden a disminuir sus elevaciones máximas a medida que se avanza en los perfiles y se observa que el VSB tiene los valores de elevación máxima más altos dentro de los tres sectores, siguiéndole el VPN y por último el VPS. El parámetro *Ec* refleja la elevación del punto más profundo del valle (elevación del “valley floor”); en la Figura 3.6.12 se observa el comportamiento de este parámetro en las 3 zonas, en donde el VSB presenta los valores más altos, luego el VPN y por último el VPS, lo cual coincide con los resultados obtenidos para los parámetros *Erd* y *Eld*. Se observa, además, una caída drástica en el valor de *Ec* para el VSB, a diferencia de los otros sectores que presentan una menor dispersión de los valores para *Ec*; lo anterior se observa en la tabla de desviación estándar (Tabla 3.6.4.4), en donde este parámetro tiene los menores valores en comparación a otros parámetros.

Se observan los valores promedio para cada parámetro (Figura 3.6.13), reflejándose lo dicho anteriormente, notándose la diferencia primordial de elevaciones en donde VSB tiene los valores más altos en los 3 parámetros de elevación. En cuanto al valor promedio del índice *VfwH* (Figura 3.6.14), se observa un orden relativo en donde el menor valor lo presenta el VSB, luego el VPN y el mayor valor lo tiene VPS. Dadas las referencias nombradas más arriba, aquellos valores más altos del índice reflejan una tasa de alzamiento lenta relacionada con una baja actividad tectónica, mientras que aquellos valores más cercanos a cero reflejan una tasa de alzamiento mayor en una zona tectónicamente más activa.

Estas diferencias también son observables en la comparación de los perfiles transversales característicos de la Figura 3.6.8, en donde se observa de mejor manera la diferencia del ancho del valle (parámetro W) y se puede observar que el VSB es mucho más estrecho e incisivo que los otros dos.

En la Tabla 3.6.8 se pueden observar los valores obtenidos para la desviación estándar relativa; dentro de los valores obtenidos destaca la desviación estándar para el Valle El Sobrante. Esto se debe a que a medida que se acerca al perfil número 30, la configuración de los depósitos cambia drásticamente existiendo un aumento considerable en las dimensiones de estos (Figura 3.5.5), lo que se refleja también en su desviación estándar (Tabla 3.6.3). Esto cambiaría drásticamente la configuración geomorfológica de dicha porción del VSB, por lo que los parámetros relacionados cambian también, reflejándose en el error o desviación estándar.

### 3.7 Mega remociones en masa

Una remoción en masa hace referencia a un movimiento ladera abajo, de roca, suelo o una mezcla de ambos, generada a partir de una serie de factores y controlada por la gravedad (Cruden, 1991; Hauser, 1993). Según Abele (1974) una mega remoción se describe como cuerpos que superan los  $10^6 \text{ m}^2$  o  $1 \text{ km}^3$ . La distribución espacial de las mega remociones registradas en el planeta coincide con las regiones de orógenos activos y arcos volcánicos

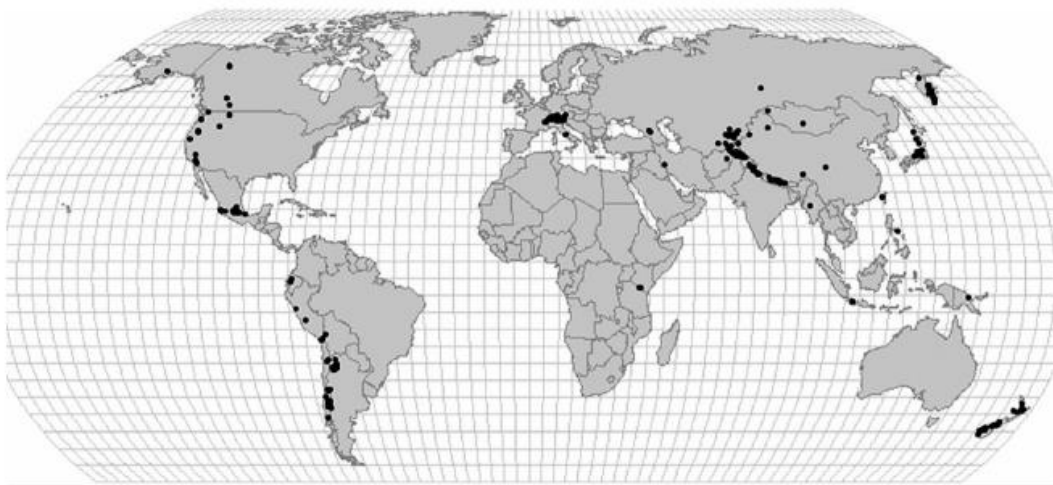


Figura 3.7.1 Distribución de las mega-remociones en masa más grandes del planeta ( $V > 0,1 \text{ km}^3$ ). Korup et al., 2007.

La ubicación de estos depósitos se condiciona de buena manera con el marco tectónico y geomorfológico del catastro mundial, ya que se encuentran en un contexto de orógeno activo y gran parte de ellas se ubican confinadas entre valles de incisión profunda. (Letelier, 2013).

Se estima el volumen para los depósitos de remoción en masa reconocidos en el apartado 3.5, según la metodología de Larsen *et al.* (2010) de área-volumen para una remoción en masa (Tabla 3.7.1):

$$V' = \lambda A'^{\gamma}$$

Siendo  $A'$  el área estimada, la que está calculada en el apartado de morfometría (Cap 3.6). Para los índices  $\lambda$  y  $\gamma$  se tienen los siguientes valores: 0,146 y 1.33 para remociones que involucren suelo y roca; y 0,234 y 1,41 para remociones que involucren solo roca. Se puede asumir que, si el  $A'$  es mayor a  $0,1 \text{ km}^2$ , la remoción involucra roca, y que las menores a dicho valor son un mix de

roca y suelo (Marc *et al.*, 2016). Para efecto de este trabajo se utiliza  $\lambda = 0,234$  y  $\gamma = 1,41$ , ya que todas las remociones reconocidas en Cap 3.5 tienen un área mayor a 0,1 km<sup>2</sup>.

Tabla 3.7.1. Datos de volumen estimado en base al área. Metodología de Larsen *et al.* (2010).

Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Volumen estimado [km <sup>3</sup> ]	Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Volumen estimado [km <sup>3</sup> ]	Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Volúmen estimado [km <sup>3</sup> ]
SB01	2,35	0,78	PS01	1,82	0,54	PN01	4,32	1,84
SB02	2,76	0,98	PS02	0,12	0,01	PN02	0,3	0,04
SB03	4,85	2,17	PS03	0,12	0,01	PN03	0,28	0,04
SB04	1,42	0,4	PS04	1,04	0,25	PN04	0,34	0,05
SB05	4,52	2,0	PS05	0,76	0,16	PN05	0,34	0,05
SB06	0,95	0,22	PS06	3	1,10	PN06	1,71	0,50
SB07	0,53	0,1	PS07	1,87	0,57	PN07	0,45	0,08
SB08	0,43	0,1	PS08	5,19	2,39	PN08	0,25	0,03
SBARQ	0,23	0,03	PS09	0,8	0,17	PNARQ	0,7	0,14
SB09	0,8	0,17	PS10	3,94	1,62	PNARQ2	0,23	0,03
SB10	0,77	0,16	PS11	0,52	0,09	PN09	0,34	0,05
SB11	0,84	0,18	PS12	0,46	0,08	PN10	0,03	0,00
SB12	0,37	0,06	PS13	1,18	0,30	PN11	0,03	0,00
Promedio	1,6	0,6	PS14	3,7	1,48	PN12	0,11	0,01
			PS15	1,1	0,27	PN13	0,1	0,01
			PS16	1,8	0,54	PN14	0,17	0,02
			PS17	3,85	1,57	PN15	0,1	0,01
			Promedio	1,8	0,7	Promedio	0,576	0,171

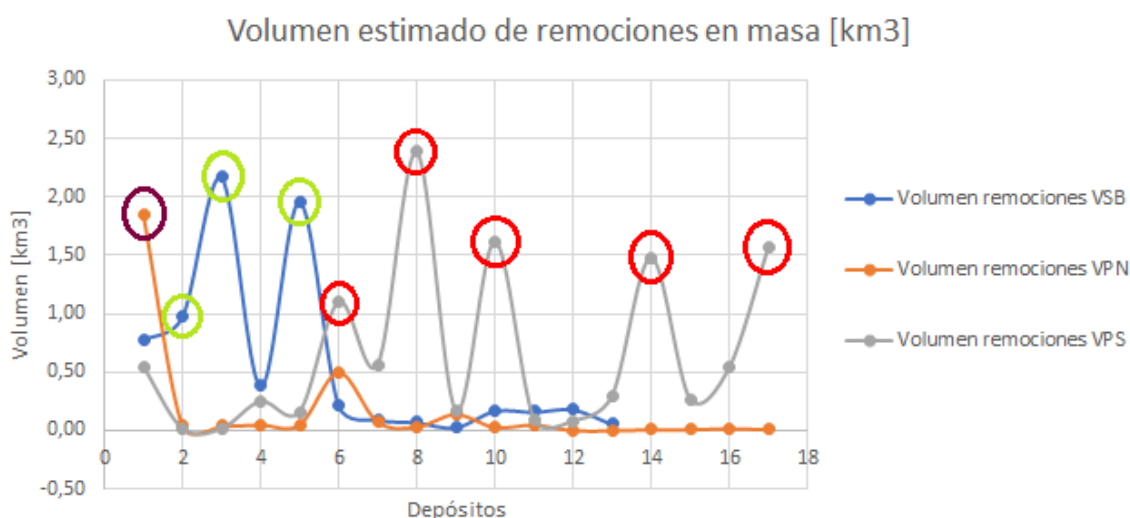


Figura 3.7.1. Gráfico comparativo del volumen para las remociones en masa de cada valle. Los peaks encerrados en círculos corresponden a las mega remociones.

La Figura 3.7.1 muestra el volumen estimado para cada remoción en masa, en donde los peaks encerrados en círculos de colores simbolizan las mega remociones, es decir aquellos depósitos con un volumen mayor a 1 km<sup>3</sup> que se reconocen en cada valle. Se observa que en el Valle de Pedernal Sur existen 5 mega remociones, luego 3 en el Valle El Sobrante y solo 1 en el Valle de Pedernal Norte.



# Discusiones

## 4.1 Procesos y ambientes sedimentarios

Basado en el estudio estratigráfico de las secciones descritas anteriormente, se proponen dos ambientes para el origen de los depósitos: aluvial y fluvial. Por la escala del estudio, se pueden extrapolar los procesos y ambientes sedimentarios de los depósitos descritos a todos los depósitos del sector.

Los parámetros descritos, como el porcentaje de matriz, granulometría, redondeamiento y selección de las partículas sedimentarias entregan información con respecto a la energía, distancia y medio de transporte de los sedimentos desde su fuente. Estos parámetros, junto con el clima y la tectónica, controlan el registro sedimentario existente en la zona de estudio, el cual se puede definir como un conjunto de las siguientes facies: facies de brecha matriz-soportada (BMS), brecha clasto-soportada (BCS), conglomerado clasto-soportado (CCS), conglomerado matriz-soportado (CMS) y una facies masiva de limo-arcilla (FF). Dentro de la facie existen variaciones notorias en el porcentaje de matriz y clastos, y su granulometría, lo cual también entrega información sobre los procesos depositacionales.

La facies BMS representa unidades caracterizadas por tener una granulometría gruesa (grava fina a gruesa), pero menos gruesa en comparación con la facies BCS. Presenta un 60% a un 80% de matriz, disminuyendo en aquellas zonas en donde el tamaño de clasto es mayor. En general tiene mala selección y se encuentra ausente de estructuras sedimentarias. Esta facies representaría procesos de flujos de detrito correspondiente a un ambiente aluvial. El flujo de detrito es una mezcla de sedimentos y agua, en donde la proporción de clastos gruesos es alta; presentan un alto grado de variabilidad, observada en las variaciones laterales y verticales del porcentaje y tamaño de clastos, y se caracterizan por presentar una alta angularidad. Lo anterior resulta de un transporte rápido y de alta energía, en donde la ausencia de material fino permite que los clastos se muevan relativamente entre ellos, decantando los granos más grandes a medida que avanza el flujo, a su vez que los clastos se van observando subredondeados dadas las colisiones intergranulares. El flujo de detrito no cohesivo permite que la presión de poros aumente, lo que origina el movimiento de partículas; pero una vez que los poros pierden su presión a través de una superficie superior o infiltración del techo, el flujo se detiene drásticamente. Esta repentina detención se ve reflejada en el poco retrabajo que presentan las partículas de la facies BMS, observándose una alta angularidad y mala selección.

La ausencia de estructuras sedimentarias representa la imposibilidad de ordenar de manera interna las partículas, esto dado que es un flujo de detrito no cohesivo de corto transporte. Los depósitos que contienen estas facies involucran procesos de alta energía y poco transporte, los que pudieron gatillarse por la activación de quebradas dadas las intensas lluvias estudiadas en el capítulo anterior. La naturaleza polimíctica de los clastos refiere una fuente proximal, ya que son rocas volcánicas e intrusivas de las unidades y formaciones que rodean directamente a los depósitos. Esta facies correspondería a la parte media-superior del abanico aluvial húmedo.

La facies CMS presenta un mayor redondeamiento de los clastos, por lo que se asume una mayor distancia de transporte dado un mayor retrabajo; la selección no es buena, pero si mejor que la facies BMS. Esta facies está representada por escasos lentes dentro de la facie BMS.

Lo anterior representa la acción intermitente de flujos de agua, dado el redondeamiento de los clastos, la mejora en la selección y la morfología lenticular que daría indicio de la existencia de canales dentro del abanico aluvial. La presencia de agua, al darse como flujos intermitentes de corta duración, no fueron suficientes para formar estructuras sedimentarias mayores. Se infiere que la activación de estos canales internos se da bajo condiciones similares a las expresadas en los episodios históricos de lluvias intensas, permitiendo la acción fugaz de los flujos de agua. La fuente continúa siendo proximal, dada la naturaleza y composición de los clastos. Esta facie representa la acción de un flujo de detritos cohesivos no turbulentos, dada la ausencia de gradación normal y la presencia de lentes mal seleccionados. Se descarta la asociación con flujos

hiperconcentrados, ya que no presentan imbricación de clastos ni estratificación con unidades de granulometría más fina. Esta facies representa el segmento medio-superior del abanico aluvial, ya que después del punto de intersección los flujos dejan de estar confinados.

La facies BCS es la más abundante, caracterizada por presentar un bajo porcentaje de matriz y granulometría de clastos sobre grava gruesa. Se observa la presencia generalizada de lentes con gradación normal e imbricación de clastos. Presentan una muy mala selección y alta angularidad de clastos. Esta facie representaría una asociación fluvio-aluvial cercana al paleorelieve inclinado, poco transporte y una fuente cercana, y alta energía de transporte dado el tamaño de clastos. Presentan estratificación lenticular y superficies de erosión en contacto con unidades matriz soportada o conglomerádicas. La presencia de paleocanales es más intensa que en cualquier otra facie, lo que hace más evidente la asociación fluvio-aluvial.

Dada la imbricación de clastos, laminación horizontal y cruzada, y la presencia de material fino se infiere un flujo de corriente seguido por eventos de inundación de planicie. En el sector del Valle de Pedernal Sur, esta facies se asocia a depósitos de canal, dada la superposición de material fino sobre la facies BCS.

La facies CCS se relaciona a un proceso similar de flujo de corriente, pero con una mayor energía de la interacción fluvial, dándole un mayor grado de redondeamiento a los clastos y una mejor selección, dando indicios de más de un evento de inundación de planicie.

Finalmente, la facies masiva de material fino (FF) se refiere también, a eventos de inundación de planicie correspondiente a un flujo hiperconcentrado, dada la potencia de estrato masivo. Esta facie representa una energía muy baja de transporte y una distancia larga desde la fuente, permitiendo así una mejor selección de las partículas.

Se observan entonces, facies correspondientes a procesos aluviales característicos de ambientes aluviales inmersos en un sistema fluvial.

## **4.2 Diferencias entre los valles Pedernal y El Sobrante, y las variables que las controlan**

Se analizaron los 5 parámetros morfométricos de ancho, largo, área, pendiente promedio, pendiente máxima de los depósitos; junto con la razón ancho-alto del valle ( $V_{fwh}$ ), el mapa de pendientes de todos los sectores, los perfiles topográficos característicos para cada zona y el catastro de mega remociones en cada sector. Podemos notar que todos los factores morfométricos considerados tienen incidencia entre ellos, estando relacionados dentro de los ambientes sedimentarios ya descritos, relacionándose con la energía y distancia de transporte. Por ejemplo, se puede notar que aquellos depósitos que llegan más distales a su fuente tienen características estratigráficas y morfológicas acorde a esto. Se observa entonces que existen diferencias fundamentales en la configuración de la morfología de cada valle y los factores que inciden en ella.

Dentro del Valle Pedernal existen diferencias notorias en el ancho y extensión de los depósitos, siendo mayores en la porción sur del valle. Lo anterior se origina debido a que en esa zona la acción fluvial toma mucha más fuerza e intensidad, generando depósitos en donde la cohesividad permite un mayor alcance, generándose depósitos de mayores dimensiones que rellenan el valle. Lo anterior se condice con los valores  $V_{fwh}$  y los perfiles transversales correspondientes, mostrando un valle mucho más amplio y menos incidido ( $W$  y  $V_{fwh}$  altos), lo que se puede observar en el perfil característico.

En particular, se observan diferencias claras en los parámetros  $W$ ,  $Erd$ ,  $Eld$ ,  $Ec$  y por tanto  $V_{fwh}$  entre el Valle de Pedernal y el Valle El Sobrante. El primero presenta valores más altos de  $V_{fwh}$  en comparación con el Valle El Sobrante, lo que indicaría una mayor intensidad de erosión reflejada en el grado de incisión y encajonamiento para el Valle El Sobrante. El Valle de Pedernal,

por el contrario, refleja valores que demuestran un relieve menos profundo y encajonado, con una menor intensidad de incisión. Lo anterior da indicio de que en el VSB se presentan tasas de alzamiento más rápidas que en el Valle Pedernal, lo que va de la mano con una mayor actividad tectónica. A esto se le condice el hecho de que los valores de pendiente máxima son mayores en el VSB, al igual que las elevaciones máximas. El valor W también se encuentra en coherencia con lo anterior, dado que es menor en el VSB, reflejando un fondo de valle más estrecho que en los otros sectores, reflejando una mayor incisión.

Lo anterior se ve reflejado en el registro sedimentario de El Sobrante, existiendo facies de alta energía y poco transporte, menor meteorización de los clastos dada la mayor incisión (erosión) que no permite tanta interacción con condiciones superficiales meteorizantes y depósitos de menores dimensiones; en comparación con el Valle de Pedernal que presenta características más planas y anchas, junto con depósitos que presentan facies de menor energía y más viscosas.

Atendiendo a estas diferencias se estudiaron las posibles variables que estarían controlándolas a lo largo del Holoceno: se analizaron los registros pluviométricos históricos que han afectado la zona y el registro sísmico. Se observó que aquellos años en los que la entrada de agua fue inusual, no se registra diferencia entre el Valle de Pedernal y el Valle El Sobrante, mostrando los mismos peaks pluviométricos, los cuales gatillaron a su vez, procesos de remoción en masa. Si bien son los mismos peaks, la cantidad de mm caídos es considerablemente diferente, siendo el doble en el Valle de Pedernal que en el Valle El Sobrante. Lo anterior influye en los procesos sedimentarios que ocurren dentro de cada valle, permitiendo la creación de un relieve mucho más plano en el Valle Pedernal que en El Sobrante.

Los registros de eventos tectónicos afectan a toda la zona sin diferencia, dada la escala, por lo que no son decisivos por sí solos. Sin embargo, se observa que El Sobrante se encuentra perpendicular a la Zona de Falla Pocuro, mientras que el Valle de Pedernal existe de manera paralela a la ZFP. Esta diferencia podría incidir en la respuesta de cada valle a la actividad tectónica asociada a la región. Esto se condice con los valores obtenidos para el índice Vfwh, el cual es menor en el Valle El Sobrante que en el Valle de Pedernal, reflejando una tasa de alzamiento más rápida y una zona tectónicamente más activa que en Pedernal. Lo anterior podría referirse a la configuración espacial del valle con respecto a la ZFP y la Cordillera Principal, la cual es E-W en el caso del Valle El Sobrante, mientras que el Valle de Pedernal se encuentra N-S, paralelo a la ZFP y a la Cordillera Principal. Es por esta diferencia que la tectónica y configuración espacial de los valles se consideran factores determinantes en la diferencia geomorfológica y sedimentológica entre los valles.

Para analizar la relación con la tectónica se analizaron, también, las mega remociones para cada valle, en donde el Valle de Pedernal Sur presenta más cantidad que el Valle El Sobrante y por último el Valle de Pedernal Norte. Lo anterior hace referencia a que el VPS y el VSB están más propensos a la modificación del relieve teniendo a la tectónica como factor, ya que presentan mega remociones las cuales se asocian a regiones tectónicamente activas. Se observa un papel fundamental de la tectónica en la formación de estas mega remociones, dado el volumen de masa removido.

La litología de ambos valles pareciera ser similar, ya que comprenden rocas sedimentarias con volcánicas subordinadas de la Fm. Las Chilcas, junto con cuerpos intrusivos de la Unidad San Lorenzo y Unidad Fredes. Sin embargo, se observa una característica que podría marcar la diferencia en cuanto a tasa de meteorización, transporte y forma de los depósitos; esta diferencia se refiere a que en el Valle El Sobrante afloran, además de la Fm Las Chilcas, rocas de la Fm. Salamanca. Si bien la Fm. Salamanca también aflora cerca del Valle de Pedernal, se depositan en el flanco oriental de la Cordillera Principal, por lo que no tendrían incidencia en los procesos sedimentarios del valle en sí. En cambio, en el Valle El Sobrante afloran en el fondo del valle, pero sí tiene incidencia en el ciclo sedimentario del valle ya que se encuentra dentro del mismo. La litología se diferencia en que las rocas de la Fm. Las Chilcas son mayoritariamente sedimentarias mientras que aquellas correspondientes al miembro oriental de la Fm. Salamanca corresponde principalmente a rocas piroclásticas. Las características litológicas influyen en la resistencia al corte, permeabilidad y la resistencia a la meteorización física y química que, a su vez, afectan la estabilidad de las laderas. En las rocas sedimentarias la granulometría es un factor fundamental

en la cohesión y resistencia al corte. Al existir esta diferencia litológica entre los valles, se considera el componente litológico como un factor determinante de la diferencia geomorfológica y sedimentológica existente.

Las mayores diferencias se dan en los parámetros morfométricos, los cuales están controlados por la litología presente en cada valle y la tectónica y configuración espacial respecto a la ZFP y la Cordillera Principal. El Valle de Pedernal es mucho más largo y ancho que El Sobrante, y sigue una orientación NS, paralelo a la ZFP y a la Cordillera Principal. Mientras que el Valle El Sobrante tiene orientación EW en torno al río El Sobrante, perpendicular a la ZFP y Cordillera Principal, mostrando parámetros que reflejan un valle con una mayor incisión, siendo más profundo y estrecho que el Valle de Pedernal. Los valores obtenidos reflejan una tasa de alzamiento mayor en el Valle El Sobrante, junto con una zona tectónicamente más activa. Además, ser más corto y tener una mayor elevación, el río El Sobrante posee mayor energía que el río Pedernal, lo que ayuda a explicar el mayor grado de incisión que presenta el Valle El Sobrante por sobre el Pedernal.

### **4.3 Geoarqueología de los Valles**

Así como se observan diferencias características entre ambos valles, también se ven diferencias en la composición de cada sitio arqueológico. Los grupos que poblaron la zona asumieron una particular manera de enfrentar los desafíos y obstáculos que ponía la naturaleza, desarrollando aspectos socioculturales en torno a la jerarquización de espacios. ¿Habría existido un factor geológico en esta decisión? Al parecer la respuesta es afirmativa. Los procesos de formación del registro arqueológico se combinan de manera compleja para la creación de un sitio en específico, y cada proceso opera conforme leyes generales conductuales o de la naturaleza.

Bajo las prospecciones interdisciplinarias se determinó que el Campo de Petroglifos El Arenal tiene características de un sitio de tránsito o funciones simbólicas-religiosas, ya que solo se observan petroglifos y no existen herramientas; en cambio el sitio El Sobrante se utilizó como vivienda, encontrándose puntas de flecha, cerámicas y montículos de roca las cuales presentan características de sitios fúnebres. Esta jerarquización de espacios podría tener origen en las diferencias geomorfológicas descritas anteriormente; ya que el Valle El Sobrante, al presentar una mayor incisión (Vfwh menor), una mayor pendiente y alturas máximas, junto con un menor grado de meteorización, representa un lugar seguro, encajonado y con poca interacción con condiciones climáticas extremas, perfecto para asentarse y desarrollarse; en cambio, el Valle de Pedernal es más plano y abierto (mayor Vfwh), por lo que no entrega condiciones óptimas de refugio, sirviendo sólo como lugar de paso, de registro y rituales ceremoniales, caracterizado en sus más de 80 bloques con petroglifos.

También se observa una relación geoarqueológica en la formación y utilización de los depósitos Holocenos estudiado; ya que las características de la energía de transporte, distancia y medio de transporte del sedimento hasta su depositación, condicionan la forma y características del depósito en particular, las cuales son consideradas a la hora relacionarse con el espacio, tal y como lo hicieron las comunidades prehispánicas. Esto puede observarse, nuevamente, en que las condiciones planas y anchas de los depósitos más viscosos y de menor energía reconocidos en el Valle de Pedernal no dan resguardo para desarrollarse, no así los depósitos de alta energía y poco transporte de los flujos de detritos observados en el Valle El Sobrante, en donde sí se observa un mayor desarrollo de las comunidades prehispánicas. En cambio, el Valle de Pedernal al ser más abierto se utiliza como un lugar para realizar rituales ceremoniales y registro artístico en forma de petroglifos.

Otra relación geoarqueológica se observa a la hora de elegir el material para desarrollar las herramientas; por ejemplo, la materia prima de las puntas de flecha se observa en su mayoría con texturas sedimentarias más que volcánicas; dada su menor dureza la cual se prefiere a la hora de



la confección de este tipo de herramientas. Lo anterior se observa al revés en los morteros y piedras de moler, observándose una preferencia por rocas ígneas de composición granítica por sobre rocas sedimentarias, dada la alta dureza de la roca volcánica. En el registro de petroglifos se refleja una preferencia por aquellos bloques con una costra de oxidación considerable por sobre aquellos bloques menos oxidados en donde no se observa registro.

Así, una vez descrito y analizado el contexto geológico de los sitios arqueológicos, se desprende una fuerte relación entre la jerarquización de espacios y materiales líticos y sus características geológicas, observando que éstas eran consideradas a la hora de la toma de decisiones socioculturales.

## Conclusiones

Se reconoce que el registro sedimentario estudiado en este trabajo se depositó en un ambiente aluvial desarrollado dentro de un sistema fluvial, interactuando entre sí y generando las características texturales que se agrupan en 5 facies (BCS, CCS, BMS, CMS, FF) en donde se mezclan facies de alta energía de poco transporte con flujos energéticos que recorren una gran distancia en comparación con los demás depósitos; lo anterior se ve reflejado en las características texturales de cada facies. Estos procesos se mezclan con eventos de inundación de la llanura reflejándose en facies masivos de sedimento fino mezcladas con facies de alta energía.

Existen diferencias geomorfológicas fundamentales reflejadas en parámetros morfométricos para cada depósito como ancho, alto, largo, pendiente promedio y pendiente máxima de los depósitos de cada zona; también se ven diferencias en el índice Vfwh que mide la incisión del valle y en los parámetros utilizados para su cálculo. El Valle El Sobrante presenta el menor valor de este índice, indicando una intensidad mayor de incidencia y un valle más estrecho, junto con lo que sería una tasa de alzamiento más rápida que en el Valle de Pedernal y una región tectónicamente más activa; sucediendo lo contrario en el Valle de Pedernal, el cual presenta una morfología abierta, poco encajonada e incidida. Uno de los factores principales que influiría en este índice es la disposición E-W perpendicular a la ZFP y a la Cordillera Principal, en donde el río El Sobrante se encuentra a una mayor elevación que el río Pedernal, incidiendo con más energía en el valle. Se observa un componente litológico que podría influir en esta diferencia, afectando la estabilidad de ladera y las características texturales y composicionales de los depósitos; dentro de esta variable se observa que el Valle El Sobrante se ve afectado por la presencia de rocas piroclásticas de la Fm Salamanca (miembro oriental), no así el Valle de Pedernal, que se ve afectado por rocas sedimentarias mayoritariamente.

Se concluye una relación geoarqueológica reflejada en la sinergia del registro arqueológico y su contexto geológico. Se observa un rol fundamental de las características geológicas de los materiales líticos y morfología del valle a la hora de tomar decisiones dentro de las comunidades prehispánicas. Esto se ve reflejado en la jerarquización de espacios como la utilización de la morfología incisiva y protectora del Valle El Sobrante para desarrollarse, frente a la morfología abierta y plana del Valle de Pedernal, la cual no asegura las condiciones óptimas para asentarse, sino que solo para transitar y registrar en bloques los eventos y/o ceremonias en forma de petroglifos. La jerarquización de materias primas líticas se refleja en la elección de rocas con una mayor dureza y resistencia frente a la meteorización, para la ejecución de herramientas de moler y puntas de flecha. Se observa una relación del ser humano con su entorno, la cual se llevaba de manera criteriosa, sostenible, respetuosa y pacífica. Esta debería replicarse en la actualidad, sobretodo en el contexto de precariedad y extractivismo extremo en el que se encuentra la comuna de Petorca y el mundo.

Luego de reconocer las diferencias geomorfológicas y geoarqueológicas que existen entre las áreas estudiadas, se concluye que si bien el clima y la tectónica son factores que inciden directamente en la existencia de las remociones en masa y los procesos que modifican el relieve; estos no son los únicos factores que interfieren en la creación y modificación del relieve. Las

diferencias existen dado que las condiciones que afectan a cada lugar son diferentes entre sí también. Variables como la litología, disposición espacial del valle con respecto a sistemas estructurales, cantidad e intensidad de las precipitaciones, influyen en las características particulares de cada remoción en masa y del flujo que la permite. Las remociones en masa se producen cuando todos estos factores en algún momento permiten la erosión acelerada y gatillan el proceso de remoción, y dichas condiciones que se dieron en ese momento son distintas en un valle y en otro, por lo que esas diferencias se ven expresadas hoy en día en las distinciones que ya fueron mencionadas en este trabajo.

El desarrollo de estudios interdisciplinarios permite diversidad en cuanto a las discusiones y alcances de los estudios, por lo que enriquecen el conocimiento; el cual debe ser democratizado y difundido.

Se recomienda continuar el estudio, agregando dataciones geocronológicas con elementos cosmogénicos y radiocarbono, dada la escala temporal de estudio; y de esta manera perfeccionar el registro sedimentario y obtener información más específica en cuanto a condiciones energéticas y de transporte de los sedimentos y los procesos de formación del registro sedimentario.

## Bibliografía

Abele, G., 1974. Berggürtze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25 230 pp.

Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J. O. 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile. Geological Society, London, Special Publications, 16(1), 185-193.

Aceituno, P., 1990. Anomalías Climáticas en la Región Sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral. Revista Geofísica. 32. Pp. 65-78.

Aceituno, P., Montecinos, A., 1993. Stability analysis of the relation between the Southern Oscillation and rainfall in South America (in Spanish). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 22, 53-61.

Aguilera, Darío, Aguayo, Esteban. (2005). "Nuevas perspectivas del período Intermedio Tardío del Valle de La Ligua desde el sitio Quínquimo (curso inferior del río La Ligua)". Actas del XVI Congreso Nacional de Arqueología Chilena. Tomé, 2005.

Aguilera, Darío. (2012). "Informe Arqueológico Sitio El Arenal, El Pedernal. Comuna de Petorca". Museo de La Ligua.

Apaéstegui, J. & Sifeddine, A. & Turcq, Bruno & Cruz, Francisco & Guyot, Jean-Loup & Cheng, Hai & Uruchurtu, J.P. & Silva Dias, Pedro & Albuquerque, Ana & Cordeiro, Renato & Belem, Andre & Moreira-Turcq, Patricia & Gutiérrez, Dimitri & Ortlieb, Luc & Velasco, F. (2014). Cambios climáticos del Holoceno.

Ávalos y Román. (1996). "Presencia Inca en el Valle de La Ligua". Valles. Revista Estudios Regionales 2. Pp 29-56. Museo de la Ligua. Chile.

Avalos, Hernán. (2000). "Localización de Sitios Arqueológicos en las comunas de Cabildo y

Petorca, Provincia de Petorca, V Región”. Museo de La Ligua.

Bahamondes, R. (1969). “Contextos y secuencias culturales de la costa central de Chile”. En Actas del V Congreso Nacional de Arqueología Chilena, La Serena, 257–75.

Barrett, B. S., and S. Hameed, 2017: Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High. *J. Climate*, **30**, 55–69, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0019.1>.

Benito Calvo, Alfonso & Campaña Lozano, Isidoro & Karampaglidis, Teo. (2015). Conceptos básicos y métodos en geoarqueología: geomorfología, estratigrafía y sedimentología. *Treballs d'Arqueologia*. 20. 10.5565/rev/tda.45.

Binford, Sally R. y Lewis R. Binford (1968) *Archeological theory and method*. En *New perspectives in archeology*, editado por Sally R. y Lewis R. Binford, pp. 1-3. Aldine, Chicago.

Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico Medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Brose, David S. (1970). *The Summer Island site: a study of prehistoric cultural ecology and social organization in the northern Lake Michigan area*. Case Western Reserve University Studies in Anthropology

Bull, W.B. and McFadden, L. (1977) Tectonic Geomorphology of North and South of the Garlock Fault, California. In: Dohring, D.O., Ed., *Geomorphology in Arid Regions*, Publ. in *Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, 115-138.

Camus, F.; Boric, R.; Skewes, M. A. 1986. El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, (28-29), 95-101.

Camus, F.; Boric, R.; Skewes, M. A.; Castelli, J. C.; Reichard, E.; Mestre, A. 1991. Geologic, structural, and fluid inclusion studies of El Bronce epithermal vein system, Petorca, central Chile. *Economic Geology*, 86(6), 1317-1345.

Carpenter Slavens, John, & Sánchez, Guadalupe. (2013). LOS CAMBIOS AMBIENTALES DEL HOLOCENO MEDIO/ HOLOCENO TARDÍO EN EL DESIERTO DE SONORA Y SUS IMPLICACIONES EN LA DIVERSIFICACIÓN DEL YUTO-AZTECANO Y LA DIFUSIÓN DEL MAÍZ. *Diálogo andino*, (41), 199-210. <https://dx.doi.org/10.4067/S0719-26812013000100013>

Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B.M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M., Maldonado, A., Sachs, J.P., Schauer, A.J., 2011. Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International* 253, 55–66.

Caviedes L., C. (1972). *Geomorfología del cuaternario del valle del Aconcagua, Chile central*. Instituto de Geografía de la Universidad Alberto Ludoviciana.

Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile*. Chapter 3 (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, Special Publication: 21-116. London.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

- Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. *International Association for Engineering Geology Bulletin* p. 43, 27-29.
- Di Castri, Francesco, and Ernst R. Hajek. (1976). "*Bioclimatología de Chile*". Vicerrectoría Académica, Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- Díaz, D., Maksymowicz, A., Vargas, G., Vera, E., Contreras-Reyes, E., and Rebolledo, S., 2014. Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~33.5°S), using active seismic and electric methods, *Solid Earth*, 5, 837–849, doi: 10.5194/se-5-837-2014
- Donders, T.H., Wagner, F., Visscher, H., 2008. Integration of proxy data and model scenarios for the mid-Holocene onset of modern ENSO variability. *Quaternary Science Reviews*, 27, 571 – 579.
- Dolores, María & Serrano, López. (2001). Historia de la Tierra. Consejería de Educación de la Junta de Andalucía [http://agrega.juntadeandalucia.es/repositorio/10042013/4e/es-an\\_2013041012\\_9135326/paleontologia1/Holoceno.html](http://agrega.juntadeandalucia.es/repositorio/10042013/4e/es-an_2013041012_9135326/paleontologia1/Holoceno.html)
- Drake, R. E.; Curtis, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes—Latitude 33 S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 285-295.
- Durán, Eliana, Planella, M. Teresa. (1989). "Consolidación agroalfarera, zona central (900 – 1.470 d.C.)". *Culturas de Chile, Prehistoria*, pp. 313-327.
- E. A. Keller and N. Pinter. (1996). *Active Tectonics*, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, USA.
- Falabella, Fernanda, Stehberg, Rubén. (1989). "Los inicios del desarrollo agrícola y alfarero: Zona central (300 a.C. a 900 d.C.)". *Culturas de Chile, Prehistoria*. Editorial Andrés Bello, Santiago.
- Falabella, F., M. Planella y A. Pollastri 1991 Análisis de Oxígeno 18 en material malacológico de Chile Central. *Actas del XI Congreso Nacional de Arqueología Chilena*, Tomo I:105-121. Museo Nacional de Historia Natural y Sociedad Chilena de Arqueología, Santiago.
- Falabella Gellona, F. (2016). *Prehistoria en Chile: desde sus primeros habitantes hasta los incas (1a. ed.)*. Universitaria
- Fock Kunstmann, A., & Charrier González, R. (2005). "*Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S*". Tesis Universidad de Chile, 2005., Santiago de Chile.
- Gana, P.; Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S). *Andean Geology*, 24(2), 145-163.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gansser, A. 1973. Theories and facts on the Andes. *Journal of the Geological Society, London*, 129, 93–131.
- Girish Ch. Kothiyari, B. K. Rastogi, "Tectonic Control on Drainage Network Evolution in the Upper Narmada Valley: Implication to Neotectonics", *Geography Journal*, vol. 2013, Article ID 325808, 9 pages, 2013. <https://doi.org/10.1155/2013/325808>
- GRADSTEIN, F. and OGG, J. (2004), *Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next!*. *Lethaia*, 37: 175-181.



Gutiérrez J. El Desierto Florido en la Región de Atacama. In: Squeo FA, Arancio G, Gutiérrez JR, editors. Libro rojo de la flora nativa y de los sitios prioritarios para su conservación. Región de Atacama. La Serena: Ediciones Universidad de La Serena; 2008. p. 285–91.

Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., & Engdahl, E. R. (2000). *Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin*. *Tectonics*, 19(5), 814–833. doi:10.1029/1999tc001152

Henríquez, C., Aspee, N., & Quense, J. (2016) “Zonas de catástrofe por eventos hidrometeorológicos en Chile y aportes para un índice de riesgo climático”. *Revista de Geografía Norte Grande*. 63. pp. 27-44.

Hungr, O., Evans, S. G., & Hutchinson, I. N. (2001). A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.

Highland, L., & Bobrowsky, P. T. (2008). *The landslide handbook: a guide to understanding landslides* (p. 129). Reston: US Geological Survey.

Igualt, Fernando. (1963). Investigaciones de Petroglifos en Chincolco. En: *Arqueología de Chile Central y áreas vecinas*. Actas del Tercer Congreso de Arqueología Chilena, celebrado en Viña del Mar en marzo de 1964. pp 125-129.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and sectoral Aspects*. Working Group II Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2014.

Inzunza, J. 2010: “Variaciones en la circulación de la atmósfera sobre Chile asociadas con anomalías de precipitaciones”. *Revista Geográfica del Sur*, Vol. 1, N° 2, 47 – 53.

Jara Muñoz, P. (2013). Tectónica mezo-cenozoica en la cordillera principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Universidad de Chile.

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

Jenny, B., Valero-Garcés, R., Villa-Martínez, R., Urrutia, M., Geyh, H., Viet 2002 Early to Mid-Holocene aridity in Central Chile and the southern westerlies: The Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58:160-170.

Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Aculeo Lake record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160–170.

Jesús F. Jordá Pardo. (2009). El Cuaternario: definición, límite inferior y divisiones. *Zephyrus*, 48. <https://doaj.org/article/caa4c3f16ff84eco89d39e7da619acod>

J. D. Pesicek, E. R. Engdahl, C. H. Thurber, H. R. DeShon, D. Lange. (2012). Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8.8 Maule earthquake (30–40°S). *Chile, Geophysical Journal International*, Volume 191, Issue 1, October 2012, Pages 317–324.

Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ocean drilling program site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. <http://dx.doi.org/10.1029/2005PA001146>.

- Kent, D.; Gradstein, F. 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96(11), 1419-1427.
- Kim, J.-H., Schneider, R. R., Hebbeln, D., Müllern P. J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21, 2085-2097.
- Korup, O., Clague, J., Hermanns, R., Hewitt, K., Strom, A., Weidinger, J., 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261 p. 578–589.
- Laming, D. J. C. (1966). Imbrication, Paleocurrents and Other Sedimentary Features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 36(4), 940–959.
- Lamy, F., D. Hebbeln y G. Wefer 1999 High resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51:83-93.
- Latorre, & Moreno, Patricio & Vargas Easton, Gabriel & Maldonado, Antonio & Villa-Martínez, Rodrigo & Armesto, J.J. & Villagrán, C. & Pino, Mario & Núñez, Lautaro & Grosjean, Martin. (2006). Late Quaternary Environments and Paleoclimate.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J. O.; Padilla, H.; Vergara, M. 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7, p. 487-495
- Machuca, C. 2017. Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30´ y los 33°S. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile
- Maldonado Castro, A. (1999). Historia de los bosques pantanosos de la costa de Los Vilos (4a. Región, Chile) durante el Holoceno medio y tardío. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/106666>
- Maldonado, A., Villagrán, C., 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246–258
- Marchant, M., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161, 115-128.
- Martínez-Pardo, R.; Gallego, A.; Martínez-Guzmán, R. (1994). Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Andean Geology*, 21(2), 173-187.
- Méndez M, César A, & Jackson S, Donald G. (2006). CAUSALITY OR CO-OCCURRENCE, RELATIONS BETWEEN ENVIRONMENTAL AND SOCIAL CHANGE AMONG HUNTER GATHERERS DURING MID TO LATE HOLOCENE TRANSITION (SEMIARID COAST OF CHILE). *Chungará (Arica)*, 38(2), 172-184. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562006000200002>
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G., Cañas-Pinochet, M., Reinemund, J., editors). Earth Sciences Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources (11), 59-90.

Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32-33°S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, No. 16, 3-21.

Nemec, W., & Steel, R. J. (1984). *Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits* (E. H. Koster & R. J. Steel, Eds.).

Nemec, W., & Postma, G. (1993). Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In *Alluvial Sedimentation* (Vol. 17).

Niemeyer, H y L. Weisner. (1991). Arte rupestre en la cuenca formativa del río Petorca, Cerro Tongorito. Actas del XI Congreso Nacional de Arqueología Chilena, tomo I. Santiago.

Ortega Caurapan, C. (2014). Variabilidad climática en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) durante los últimos 13.000 años. Universidad de Chile.

Ortlieb, L., Vargas, G., Hocquenghem, A.M. 2002. ENSO reconstruction based in documentary data from Ecuador, Peru and Chile. *PAGES Newsletters* 10, 14-17.

Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile-southern Peru coast (14-24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91-103

Paskoff, R. (1996). *Atlas de la formas de relieve de Chile*. Santiago (Chili: Instituto geografico militar.

Pérez Garay, Rodrigo Esteban, Pinto Lincoñir, Luisa, Benado Wilson, José, Charrier González, Reynaldo, & Hervé Allamand, Francisco. (2018). *Patrimonio geológico de la comuna de Petorca (32°S-32°24'S): Análisis de lugares de interés geológico y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfico*. Universidad de Chile.

Poblete, A; Monroy, P. (2016). "Validación de la presión en Santiago como índice para estimar la actividad del anticiclón del Pacífico Sur". *Revista Geofísica*.

Ramos, V.A., 1999. El Segmento de Subduccion Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. *Acta Geologica Hispanica*, v. 32 . no 7, p. 5-16

R. D. Garreaud. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

Reineck, H., & Singh, I. (1980). *Depositional sedimentary environments : with reference to terrigenous clastics* (2nd rev. and updated ed). Springer-Verlag.

Reading, H. (1986). *Sedimentary environments and facies* (2nd ed.). Blackwell Scientific Publications.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. (1996) *Clastic Coasts. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwells, Cornwall, 154-231.

Reading, H. G. (Ed.). (2006). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Herve, M.; Puig, A. 1985. Cronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32 S, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 63-74.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región.

Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73(1).

Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516-520.

Rodríguez, Jorge. (1995). "Cultura, espacio y tiempo en la prehistoria de la provincia de Petorca". Valles, *Revista de Estudios Regionales* 1: 31-47.

Rutllant Costa, J. (2004). Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central : large-scale atmospheric circulations features associated with the 1997-1999 ENSO cycle and their consequences in the central-Chile precipitation regime . Valparaíso, Chile.

Salazar, B. (1999). "Evaluación de la cuenca del río Pedernal en función de su utilización agrícola sustentable, en base a parámetros geográfico-físico, en la comuna de Petorca, quinta región". Tesis de pregrado. Instituto de Geografía, Facultad de Recursos Naturales, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso.

Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L. (eds.). Geoarqueología de los Valles Calchaquíes. Ocupaciones humanas y reconstrucciones paleoambientales del Holoceno. Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, 2016, 242 pp.

Sanguinetti, Norma. (1969). Un petroglifo de Hierro Viejo (provincia de Aconcagua, Dpto. de Petorca). En: *Anales del Museo de Historia Natural de Valparaíso*.

Sandweiss, D.H., Richardson, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A., 1996. Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years BP onset of El Niño. *Science* 273, 1531-1533.

Sepúlveda Valenzuela, S., Rebolledo Lemus, S., Verdugo Alvarado, R., & Elgueta Dedes, S. (1998). Metodología para evaluar el peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos : aplicación en la quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana . Tesis (geólogo)--Universidad de Chile, 1998.

Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velazco, F., Field, D., Vargas, G., Boussafir, M., Salvattecchi, R., Ferreira, V., García, M., Valdés, J., Caquineau, S., Mandeng Yogo, M., Cetin, F., Solis, J., Soler, P., Baumgartner, T., 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: a 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography* 79, 190-197.

Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R., & Trauth, M. H. (2007). *Tectonics and Climate of the Southern Central Andes*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1), 747-787. doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140158

Stehberg, Rubén. (1995). "Instalaciones incaicas en el norte y centro semiárido de Chile". Colección de Antropología N° 2, Centro de Investigaciones Barros Arana, Dibam, Santiago.

Stern, Charles R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>

Somonte, Carolina, Hocsman, Salomón, Rodrigo Martel, Álvaro, & Babot, María del Pilar. (2004). PROCESOS DE FORMACIÓN EN UN SITIO A CIELO ABIERTO: CAMPO BLANCO (DEPTO. TAFÍ DEL VALLE, PROVINCIA DE TUCUMÁN). *Chungará (Arica)*, 36(Supl. espect2), 983-995. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562004000400035>



Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33.

Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467–483.

V. S. Kale and N. Shejwalkar, (2008). “Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: is there any geomorphometric evidence?” *Journal of Earth System Science*, vol. 117, no. 6, pp. 959–971.

VILLA-MARTÍNEZ R & C VILLAGRÁN (1997) Historia de la vegetación de bosques pantanosos de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural* 70: 391-401.

Villa-Martínez, R., Villagrán, C., & Jenny, B. (2004). *Pollen evidence for late-Holocene climatic variability at Laguna de Aculeo, Central Chile (lat. 34°S)*.

Viet, H. 1993 Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile): An overview. *Mountain Research Development* 13:139-144.

Wilmsen, Edwin N. 1970 Lithic analysis and cultural inference: a Paleo-Indian case. University of Arizona, Anthropological Papers

# ANEXOS

## 1. Pauta de descripción sedimentológica utilizada en terreno. Elaboración propia.

Descripción sedimentológica de depósitos	
Punto GPS	
Nombre del depósito	
Fotos. Código y contenido.	
Dimensiones: depósito, unidades, estructuras sedimentarias.	
Color	
Descripción de facies	Potencia (máx, min y prom)
	Litología: tamaño principal y secundario, rango de tamaños, moda y porcentaje relativo.
	Razón matriz/clastos: Porcentaje, clasto o matriz soportado, variaciones laterales y verticales.
	Selección del depósito
	Forma de las partículas: redondeamiento y esfericidad, porcentaje relativo de los distintos tipos. Notar si existe orientación preferencial.
	Mineralogía
	Cemento: tipo y porcentaje
	Naturaleza de los clastos: monomícticos o polimícticos. Tipo volcánico, plutónico, sedimentario y metamórfico.
Consolidación (solo si se observan diferencias entre las unidades).	
Estructuras sedimentarias: tipo y ubicación dentro de la unidad.	
Variaciones laterales	
Variaciones verticales	
Contenido fosilífero: tipo, tamaño, porcentaje y grado de conservación	
Presencia de intercalaciones, concreciones, lentes, etc. Para c/caso caracterizar la litología, dimensiones y ubicación dentro de la unidad.	
Dirección de paleocorrientes	
Tipo de contacto entre unidades	
Rumbo/Manteo de estratos y estructuras	
Estructuras post-deposicionales	

Tabla 2. Datos de precipitación máxima en 24 horas para la estación El Trapiche, en el Valle El Sobrante.

AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)	AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)
1962	23-06-1962	50	1984	04-07-1984	60
1963	20-08-1963	43	1985	03-07-1985	24,5
1964	02-06-1964	25	1986	27-05-1986	37
1965	12-07-1965	63	1987	14-07-1987	80
1966	10-07-1966	46	1988	28-07-1988	28
1967	10-09-1967	33	1989	26-07-1989	35
1968	17-09-1968	27	1990	30-08-1990	26,5
1969	29-04-1969	14	1991	19-07-1991	53
1970	28-07-1970	46	1992	30-08-1992	45
1971	02-08-1971	15	1993	06-05-1993	40,5
1972	N/O	0	1994	20-07-1994	28
1973	N/O	0	1995	13-08-1995	32
1974	N/O	0	1996	06-07-1996	36,5
1975	10-07-1975	38	1997	16-07-1997	85
1976	02-11-1976	23	1998	25-09-1998	18
1977	22-07-1977	30	1999	07-09-1999	40
1978	19-07-1978	47	2000	13-06-2000	62
1979	31-07-1979	34	2001	18-07-2001	70
1980	29-09-1980	50	2002	03-06-2002	120
1981	11-05-1981	33,4	2003	07-07-2003	42
1982	12-08-1982	60,8	2004	21-04-2004	40
1983	11-06-1983	31	2005	27-06-2005	25

AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)
2006	13-10-2006	43,7
2007	13-06-2007	50,3
2008	15-08-2008	40
2009	27-06-2009	54,9
2010	07-11-2010	38
2011	18-06-2011	34
2012	16-08-2012	12,8
2013	17-09-2013	19,5
2014	03-06-2014	16
2015	16-08-2015	53,5
2016	02-06-2016	45
2017	17-05-2017	39
2018	04-07-2018	16,1
2019	25-06-2019	8,5

Tabla 3. Valores máximos de precipitación para un rango de 24 horas, desde el año 1962 hasta el 2019 para la estación Hacienda de Pedernal. Datos extraídos del (CR2) y DGA.

AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)	AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)
1962	25-jun	50	1983	06-jul	67
1963	09-jul	47	1984	04-jul	131,6
1964	02-jun	36	1985	28-jul	30
1965	12-jul	80	1986	27-jul	50
1966	11-jul	52,3	1987	15-jul	100,1
1967	N/O	0	1988	28-jul	25,7
1968	12-jul	12	1989	26-jul	39,3
1969	06-jun	22,2	1990	30-ago	21
1970	N/O	0.0	1991	06-may	49,8
1971	09-sept	24	1992	20-jul	53,9
1972	28-jun	43,7	1993	06-may	45
1973	15-jun	41,5	1994	20-jul	29,6
1974	N/O	0	1995	13-ago	20
1975	10-jul	40	1996	06-jul	50
1976	04-ene	4	1997	19-jun	81,5
1977	04-ago	46	1998	09-abr	15,6
1978	19-jul	49	1999	07-sept	49,6
1979	30-jul	47	2000	23-jun	104
1980	11-abr	51,0	2001	18-jul	123
1981	11-may	27,5	2002	04-jun	97,6
1982	14-jul	50	2003	20-may	59

AÑO	FECHA	MAXIMA EN 24 HS. PRECIPITACION (mm)
2004	02-ago	71,1
2005	27-ago	42,6
2006	08-jun	43,5
2007	13-jun	66,8
2008	15-ago	67
2009	15-ago	39,3
2010	14-may	29
2011	18-jun	57,5
2012	16-jun	21
2013	27-may	33
2014	11-jun	39
2015	06-ago	95,5
2016	03-jun	116
2017	11-may	112,3
2018	04-jul	35,2
2019	29-may	9,6

Tabla 3. Datos de precipitación máxima en 24 horas para la estación El Trapiche, en el Valle El Sobrante.



Tabla 4. Datos morfométricos de las remociones en masa.

Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Largo [km]	Ancho [km]	Pendiente promedio [°]	Pendiente máxima [°]
PS01	1,82	2,02	1,54	9	32
PS02	0,12	0,67	0,37	6	18
PS03	0,12	0,67	0,37	6	18
PS04	1,04	2,3	0,94	8	25
PS05	0,76	1,82	0,61	12	36
PS06	3	3,6	1,8	7	33
PS07	1,87	1,77	1,88	6	26
PS08	5,19	3,76	2,48	5	27
PS09	0,8	1,47	1,51	6	25
PS10	3,94	4,1	1,87	7	27
PS11	0,52	1,19	0,54	10	34
PS12	0,46	1,35	0,71	8	21
PS13	1,18	1,63	1,22	10	24
PS14	3,7	3,16	2,62	6	28
PS15	1,1	2,1	1	7	23
PS16	1,8	3,1	1,23	8	32
PS17	3,85	3,96	1,54	9	25
Promedio	1,8	2,3	1,3	8	27

Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Largo [km]	Ancho [km]	Pendiente promedio [°]	Pendiente máxima [°]
PN01	4,32	4,78	1,35	11	35
PN02	0,3	0,77	0,86	10	27
PN03	0,28	1,1	0,5	10	23
PN04	0,34	1,5	0,25	12	29
PN05	0,34	1,22	0,47	9	22
PN06	1,71	2,02	1,95	12	28
PN07	0,45	0,97	0,4	8	19
PN08	0,25	1	0,49	11	23
PNARQ	0,7	1,96	0,71	11	30
PNARQ2	0,23	0,88	0,55	10	19
PN09	0,34	0,86	0,62	17	32
PN10	0,03	0,33	0,19	15	28
PN11	0,03	0,33	0,19	15	28
PN12	0,11	0,6	0,3	13	30
PN13	0,09	1,55	0,24	11	24
PN14	0,17	0,81	0,3	10	26
PN15	0,08	0,51	0,35	14	26
Promedio	0,575	1,25	0,6	12	26

Depósito	Área [km <sup>2</sup> ]	Largo [km]	Ancho [km]	Pendiente promedio [°]	Pendiente máxima [°]
SB01	2,35	1,15	3,09	5	29
SB02	2,76	4,32	1,51	7	36
SB03	4,85	3,38	2,1	8	33
SB04	1,42	1,86	1,32	8	27
SB05	4,52	3,87	1,98	8	32
SB06	0,95	1,35	1,35	10	36
SB07	0,53	1,24	0,9	10	25
SB08	0,43	0,59	1,29	12	30
SBARQ	0,23	0,73	0,66	16	48
SB09	0,8	2,5	1,25	13	41
SB10	0,77	1,17	1,27	15	38
SB11	0,84	2,28	0,73	20	51
SB12	0,37	1,44	0,77	20	40
Promedio	1,6	2,0	1,4	12	36

Tabla 5. Datos morfométricos utilizados para el cálculo de la razón ancho-alto del Valle Pedernal Norte.

VALLE PEDERNAL NORTE					
Perfil	W	Eld	Erd	Ec	Vfwh
1	200	2243	1700	1200	0,26
2	325	2336	1600	1200	0,42
3	438	2400	1550	1200	0,57
4	400	2459	1630	1200	0,47
5	573	2386	1555	1180	0,72
6	480	2103	1480	1158	0,76
7	300	1900	1500	1170	0,57
8	275	1884	1508	1146	0,50
9	280	2247	2400	1060	0,22
10	574	2411	2330	1041	0,43
11	537	2356	2323	1060	0,42
12	480	2456	2381	1048	0,35
13	425	2467	2399	1023	0,30
14	412	2300	2150	1013	0,34
15	237	2363	2390	1009	0,17
16	499	2600	2324	1012	0,34
17	425	2580	2168	985	0,31
18	537	2570	2085	989	0,40
19	337	2470	2000	982	0,27
20	425	2480	1920	970	0,35
21	380	2200	1870	970	0,36
22	362	2350	1860	965	0,32
23	380	2267	1850	970	0,35
24	340	2280	1856	968	0,31
25	300	2310	1820	972	0,27
26	280	2318	1803	965	0,26
27	264	2263	1780	960	0,25
28	230	2279	1700	966	0,22
29	287	2127	1644	956	0,31
30	250	2305	1604	940	0,25
Promedio	374	2324	1906	1043	0,37

Tabla 6. Datos morfométricos utilizados para el cálculo de la razón ancho-alto del Valle Pedernal Sur.

VALLE PEDERNAL SUR					
Perfil	W	Eld	Erd	Ec	Vfwh
1	225	2158	1567	950	0,24657534
2	100	2072	1492	958	0,12135922
3	288	1973	1399	900	0,36641221
4	200	1875	1591	880	0,23446659
5	250	1781	1481	865	0,32637076
6	250	1762	1676	855	0,28935185
7	312	1811	1550	854	0,37749546
8	350	1850	1480	846	0,42735043
9	337	1825	1644	840	0,37674679
10	225	1800	1632	840	0,25684932
11	312	1652	1630	835	0,38709677
12	360	2354	1660	832	0,30638298
13	450	2404	1824	827	0,34965035
14	280	1897	1766	825	0,27819175
15	320	1895	1831	832	0,31037827
16	350	1830	1830	823	0,34756703
17	378	1620	1791	818	0,42591549
18	300	1507	1815	813	0,35377358
19	371	1400	1900	809	0,4411415
20	440	1381	1949	797	0,50691244
21	367	1529	2270	794	0,33197648
22	490	1623	2060	785	0,46379555
23	387	1640	2008	806	0,38015717
24	400	1564	1907	782	0,41950708
25	421	1091	1535	732	0,72461274
26	500	1055	1476	729	0,93196645
27	512	1025	1489	725	0,96240602
28	375	1033	1337	718	0,80299786
29	534	1031	1202	717	1,33667084
30	513	988	1105	712	1,53363229
Promedio	353	1648	1663	817	0,49

Tabla 7. Datos morfométricos utilizados para el cálculo de la razón

VALLE EL SOBRANTE					
Perfil	W	Eld	Erd	Ec	Vfwh
1	212	3046	2774	1425	0,14276094
2	250	3092	2683	1427	0,17117426
3	125	3006	2649	1422	0,08893632
4	162	2992	2664	1383	0,11211073
5	200	3154	2530	1371	0,13596193
6	49	3139	1676	1343	0,046031
7	150	3004	2480	1326	0,1059322
8	75	3034	2416	1314	0,05315379
9	62	2966	2357	1296	0,04540461
10	87	2965	2435	1250	0,06
11	100	2907	2537	1238	0,06738544
12	112	2939	2530	1221	0,07400066
13	50	2909	2601	1219	0,03255208
14	200	2888	2590	1196	0,12961763
15	125	2902	2707	1185	0,07718432
16	163	2933	2714	1193	0,09996933
17	178	2700	2730	1140	0,11301587
18	275	2504	2794	1120	0,17985612
19	150	2420	2856	1108	0,09803922
20	212	2347	2839	1109	0,14285714
21	250	2375	2838	1102	0,16616816
22	200	1832	2647	1020	0,16400164
23	350	1567	2690	998	0,30959752
24	175	1826	2698	987	0,1372549
25	274	1354	2707	947	0,25288417
26	787	1151	2614	932	0,82798527
27	500	1057	2029	875	0,74850299
28	412	1036	1708	842	0,77735849
29	612	966	1377	810	1,69294606
30	812	904	1376	792	2,33333333
Promedio	244	2397	2475	1153	0,31