



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE ALTO DEL CARMEN-SAN FÉLIX Y QUEBRADA  
PINTE, PROVINCIA DE HUASCO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE: UN  
ENFOQUE AL RESCATE PATRIMONIAL**

Daniela González Arancibia

Copiapó, Chile 2024



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE ALTO DEL CARMEN-SAN FÉLIX Y QUEBRADA  
PINTE, PROVINCIA DE HUASCO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE: UN  
ENFOQUE AL RESCATE PATRIMONIAL**

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para  
obtener el título de GEÓLOGO”

Profesora Guía: Nicoll Castillo Jorquera

Daniela González Arancibia

Copiapó, Chile 2024



Trabajo de titulación financiado a través de Fondos de Innovación para la Competitividad (FIC) año 2016, otorgados por el Gobierno Regional de Atacama, mediante el proyecto “Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional.”

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesora guía y directora del proyecto Nicoll Castillo por todo su apoyo, comprensión y conocimientos entregados desde el inicio hasta el día de hoy, acompañándome en diversos momentos. A mi compañera de proyecto María José Riveros por su amistad, generosidad, colaboración y las risas que nunca faltaron, también a María José Barrios por su apoyo y compañerismo durante todo el proyecto. Así mismo, a todos mis profesores que estuvieron durante mi formación como profesional por sus conocimientos y motivación.

Agradecer a mi familia, a mi madre por todo el apoyo durante mis años de estudio. A mis hermanas, sobrinos y sobrinas, que son el pilar fundamental de mi vida y sin ellos no sabría cómo encontrar el camino en los momentos difíciles para seguir y lograr mis sueños.

A mis amigos Javiera, Chantal, Sebastián y Mauricio, por todo el apoyo, risas conversaciones y momentos especiales que hicieron de la etapa universitaria una de las mejores, gracias por acompañarme todos estos años y que hoy puedo decir son parte de mi vida. También a mis amigos Cristina y Diego que a pesar de la distancia siempre han estado presente entregándome todo su apoyo y cariño. Y finalmente a mis amigos Viviana, Luz, Bruna y Miguel que me acompañaron, motivaron e impulsaron a terminar esta etapa. Estaré siempre agradecida.

“Los sueños requieren mirarlos de frente, las pesadillas también”

Daniela González A.

## RESUMEN

El estudio se lleva a cabo al sur del norte de Chile, en el Valle del Huasco, en la zona occidental de la Cordillera Principal, específicamente en las cuencas tributarias de los ríos del Carmen y El Tránsito. En el área aflora basamento de edad Devónico superior correspondiente al Complejo Metamórfico El Tránsito, que posteriormente es emplazado por batolitos del Pérmico, cubierto por rocas marinas, siliciclásticas y volcánicas que van desde el Triásico hasta el Neógeno y en el Cenozoico intruído por plutones. Los principales sistemas de fallas son: Las Pircas, Pinte y Valeriano, con tendencias generales N-S, de régimen compresivo. Las características climáticas del área se definen en un Clima Desértico Transicional (BW<sub>i</sub>), con leve influencia de nubosidad costera y escasas precipitaciones, que durante el Holoceno tuvo períodos de mayor humedad por la influencia de los Vientos del oeste.

Con el fin de caracterizar e identificar geoformas del ambiente fluvial, se realizó dos campañas de terreno levantando 22 columnas estratigráficas, en las que se consideró la granulometría del depósito, el soporte, grado de selección, esfericidad de los clastos, composición, estructuras sedimentarias y la presencia de desarrollo de suelo. Cada estrato identificado en las columnas se clasificó en litofacies definidas por Andrew Miall para ambientes fluviales, de lo cual se estableció 4 asociaciones de facies, y 3 paneles de correlación; Panel A, Panel B1 y Panel B2, distribuidos en el área del río El Carmen, río El Tránsito y Quebrada Pinte, respectivamente. Considerando la información estratigráfica se propuso un modelo de evolución para la formación de abanicos aluviales, con 4 etapas definidas; que inicia con la incisión de la Cordillera Principal en el Mioceno, y continua con las etapas de desarrollo de abanicos aluviales, identificando dos eventos agradacionales: Evento 1 y Evento 2, atribuidos a períodos húmedos del Holoceno. En la actualidad se observan abanicos con incisión de canal y nuevas etapas deposicionales producto de flujos de detritos recientes, además del desarrollo de agricultura sobre estas geoformas, lo que llevó a proponer como sitio de interés geológico, abanicos aluviales en la localidad de Alto del Carmen; que contribuyan al entendimiento de la evolución geológica de su entorno y procesos sedimentarios que afectan la cuenca, además, de ser un aporte a la actividad turística y patrimonial ya ejercida en la zona.

## ABSTRACT

The study is carried out in the south of northern Chile, in the Huasco Valley, in the western zone of the Main Mountain Range, specifically in the tributary basins of El Carmen and El Tránsito rivers. In the area outcrops basement of Upper Devonian age corresponding to the El Tránsito Metamorphic Complex, which is later emplaced by Permian batholiths, covered by marine, siliciclastic and volcanic rocks ranging from the Triassic to the Neogene and in the Cenozoic intruded by plutons. The main fault systems are: Las Pircas, Pinte and Valeriano, with general N-S trends, of compressive regime. The climatic characteristics of the area are defined in a Transitional Desert Climate (BW<sub>i</sub>), with slight influence of coastal cloudiness and scarce rainfall, which during the Holocene had periods of higher humidity due to the influence of westerly winds.

In order to characterize and identify geoforms of the fluvial environment, two field campaigns were carried out and 22 stratigraphic columns were collected, in which the granulometry of the deposit, the support, degree of selection, sphericity of clasts, composition, sedimentary structures and the presence of soil development were considered. Each stratum identified in the columns was classified into lithofacies defined by Andrew Miall for fluvial environments, from which 4 facies associations were established, and 3 correlation panels; Panel A, Panel B1 and Panel B2, distributed in the area of El Carmen river, El Tránsito river and Quebrada Pinte, respectively. Considering the stratigraphic information, an evolutionary model for the formation of alluvial fans was proposed, with 4 defined stages; starting with the incision of the Main Range in the Miocene, and continuing with the stages of alluvial fan development, identifying two agradacional events: Event 1 and Event 2, attributed to Holocene wet periods. Currently, fans with channel incision and new depositional stages are observed as a result of recent debris flows, in addition to the development of agriculture on these geoforms, which led to propose alluvial fans in the town of Alto del Carmen as a site of geological interest, contributing to the understanding of the geological evolution of its environment and sedimentary processes that affect the basin, in addition to being a contribution to the tourism and heritage activity already exercised in the area.

## ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN .....	1
1.1    Presentación y problema de investigación .....	1
1.2    Hipótesis.....	2
1.2.1    Objetivo general .....	2
1.2.2    Objetivos específicos .....	3
1.3    Área de estudio, ubicación y acceso.....	4
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO .....	5
2.1    Antecedentes climáticos .....	5
2.1.1    Hidrografía .....	6
2.2    Marco geomorfológico .....	7
2.2.1    Contexto geomorfológico regional .....	7
2.2.2    Evolución geomorfológica.....	8
2.3    Marco geológico local .....	10
2.3.1    Unidades geológicas.....	12
2.3.2    Contexto tectónico .....	17
2.4    Geomorfología fluvial .....	19
2.4.1    Abanicos aluviales .....	21
2.5    Facies y análisis de litofacies .....	24
2.5.1    Facies.....	24
2.5.2    Análisis de litofacies .....	26
2.6    Patrimonio geológico y geoturismo .....	29
2.6.1    Patrimonio geológico .....	29
2.6.2    Sitio de interés geológico y geoturismo .....	30
2.7    Comunidades .....	30
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA .....	31
1.1    Etapa de gabinete I .....	31
1.2    Etapa de Terreno .....	31
1.3    Etapa de Gabinete II.....	31
3.1.1    Modelo de Elevación Digital (DEM).....	31
3.1.2    Columnas estratigráficas .....	33
CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....	35
4.1    Modelo de Elevación Digital (DEM).....	35

4.2	Descripción de columnas estratigráficas .....	36
4.2.1	Tramo A: Alto del Carmen-San Félix.....	37
4.2.2	Tramo B: Alto del Carmen-Quebrada Pinte.....	43
4.2.3	Geoformas.....	55
CAPITULO V: DISCUSIONES .....		58
5.1	Asociación de facies .....	58
5.2	Correlación estratigráfica .....	62
5.2.1	Panel A: Alto del Carmen- San Félix.....	62
5.2.2	Panel B1: Alto del Carmen-Pinte.....	63
5.2.3	Panel B2: Quebrada Pinte .....	64
5.3	Modelo de evolución estratigráfica .....	65
5.4	Potenciales sitios de interés geológico. ....	72
CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		75
BIBLIOGRAFÍA .....		78
ANEXO.....		85
Anexo 1: Columnas estratigráficas Tramo A.....		86
Anexo 2: Columnas estratigráficas Tramo B .....		88
Anexo 3: Modelo de Elevación Digital (DEM) del curso superior del Valle del Huasco: Alto del Carmen-San Félix-Quebrada Pinte. Escala 1:100.000.....		96

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa referencial de Chile, destacando la región de Atacama y el área de estudio, con su respectiva leyenda. Se señala de color azul ruta de acceso al área de estudio (delimitada por líneas rojas).....	4
Figura 2.1. Mapa de climas en la región de Atacama basado en la clasificación de Köppen; Desierto costero con nubosidad abundante; BWn, Clima Desértico Transicional; BWi, Clima Desierto Frío de Montaña: BWk'G, Clima de Tundra de Alta Montaña: EB. Extraído de Juliá (2008). .....	5
Figura 2.2. Esquema de la Cuenca hidrográfica del río Huasco con sus principales afluentes. Modificado de Martínez (Modelo para la gestión hídrica de la cuenca de Huasco: evaluación de caudal ambiental y valoración de servicios hidrológicos, 2012). .	6
Figura 2.3. Mapa geomorfológico de la región de Atacama, interpretado de Börgel (1983), Obtenido en línea y modificado de Educar Chile. ....	8
Figura 2.4. Sección esquemática de la evolución geomorfológica de la parte sur del norte de Chile, mostrando sus cuatro etapas. a) testigos de la superficie madura antigua; b) rocas volcánicas del Eoceno inferior: Formación La Peineta (Sillitoe <i>et al.</i> , 1968); c) valles labrados durante la etapa de erosión vertical, a consecuencia del solevantamiento de los Andes; d) relleno detrítico polimíctico (Gravas de Atacama); e) flujos ignimbríticos del Mioceno medio a superior (Clark <i>et al.</i> , 1967), intercalados en relleno continental; f) falla inversa; g) remanentes del pedimento; h) flujos ignimbríticos del Mioceno superior (Clark <i>et al.</i> , 1967), sobrepuestos al relleno continental; i) terrazas fluviales. Extraído y modificado de Naranjo y Paskoff (1980). .....	9
Figura 2.5. Mapa con las principales unidades geológicas en el área de estudio, con su respectiva leyenda traducida al español. Dataciones radiométricas en: triángulo blanco (U/Pb, Zircón), cuadrado; negro (K/Ar, Biotita) y blanco (K/Ar, Hornblenda). Obtenidas de A) Salazar <i>et al.</i> , 2009; B) Pankhurst <i>et al.</i> , 1996; C) Nasi <i>et al.</i> , 1985; D) Ribba, 1985; E) Coloma <i>et al.</i> , 2012. Extraído y modificado de Álvarez, 2015. ....	11
Figura 2.6 Mapa donde se presenta el dominio y elementos estructurales dentro de la zona de estudio con su respectiva leyenda. Obtenido de Salazar <i>et al.</i> (2013). ....	18
Figura 2.7. Esquema que ilustra las etapas de desarrollo de una terraza fluvial dentro de una llanura de inundación. Leopold <i>et al.</i> (1964), indican que las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial. Obtenido de Gutiérrez (2008). ....	20
Figura 2.8. Esquema que representa la segmentación en un abanico aluvial asociado a un borde de cuenca tectónicamente activo. En perfil longitudinal del mismo (Bull, 1964). Donde se indica la principal zonación de un abanico aluvial. Extraído de Gutiérrez (2008). .....	21
Figura 2.9. Distribución de las zonas proximal, media y distal de un abanico aluvial con relación a la granulometría principal. Ejemplo de Van Horn Sandstone. Obtenida de McGowen y Groat, 1971 (Colombo y Arche, 2010). ....	22
Figura 3.1. Representación de del vector de superficie de triangulación (TIN) a la izquierda y el mapa de sombras (modelo de elevación digital) a la derecha. ....	32
Figura 3.2 Simbología utilizada en columnas estratigráficas, imagen con su respectiva unidad, estructura sedimentaria y clasificación. ....	33
Figura 4.1. Mapa con Modelo de Elevación Digital (DEM), del curso superior del Valle del Huasco entre las localidades Alto del Carmen, San Félix y Pinte. No a escala. Círculos rojos indican las columnas estratigráficas con su respectivo nombre. ....	35

Figura 4.2. Perfil longitudinal del río El Carmen, obtenido y modificado de Google Earth Pro. Se indican con flechas azules las localidades de Alto del Carmen y San Félix. ....	36
Figura 4.3. Perfil longitudinal del río El Tránsito, obtenido y modificado de Google Earth Pro. Se indican con flechas azules las localidades de El Tránsito y Quebrada Pinte. ....	36
Figura 4.4. Columna estratigráfica C1, escala 1:20. Potencia general de 280 cm de depósitos consolidados.....	38
Figura 4.5. Columna estratigráfica C2, escala 1:20. Potencia general de 235 cm de depósitos semiconsolidados. ....	39
Figura 4.6. Columna estratigráfica C4, escala 1:25. Potencia general de 365 cm de depósitos consolidados.....	40
Figura 4.7. Columna estratigráfica C22, escala 1:20. Potencia general de 320 cm de depósitos consolidados.....	41
Figura 4.8 Fotografías de terreno. A) Columna C1, línea segmentada separa las facies identificadas. B) Columna C4, línea segmentada roja indica la base del nivel de cenizas, líneas segmentadas negras las facies identificadas y zona amarilla destaca paleosuelo sobre intrusivo. C) Columna C5, línea segmentada roja indica base del nivel de cenizas y línea segmentada negra separa las facies descritas. D) Columna C22, línea segmentada indica separación de las facies descritas. ....	42
Figura 4.9. Columna estratigráfica C6, escala 1:25. Potencia general de 360 cm de depósitos semi consolidados. ....	43
Figura 4.10. Columna estratigráfica C7, escala 1:25. Potencia general de 385 cm de depósitos semi consolidados. ....	44
Figura 4.11. Fotografías de terreno correspondientes a los depósitos de las columnas. A) Columna C6. B) Columna C7. C) Columna C8. D) Columna C9. Líneas segmentadas negras indican separación de facies y zonas amarillas destacan horizontes de paleosuelo correspondientes a facies P. ....	45
Figura 4.12. Columna estratigráfica C10, escala 1:30. Potencia general de 450 cm de depósitos semi consolidados. ....	46
Figura 4.13. Columna estratigráfica C11, escala 1:50. Potencia general de 800 cm de depósitos consolidados.....	47
Figura 4.14. Fotografías de terreno. A) Columna C10, líneas segmentadas marcan la separación de facies. B) Detalle de columna C10, nivel de arenas y arenas guijarrosas. C) Columna C11, abanico aluvial de gran potencia. D) Composición de clastos de las gravas de la columna C11.....	48
Figura 4.15. Columna estratigráfica C16, escala 1:30. Potencia general de 365 cm de depósitos semi consolidados. ....	49
Figura 4.16. Fotografías de terreno; A) Depósitos de la columna C12, correspondiente a abanico de gran dimensión, línea segmentada separa facies identificadas. B) Depósitos de la columna C14, líneas segmentadas indica la separación de facies. C) Depósitos de la columna C16, líneas segmentadas indican separación de facies identificadas y zonas amarillas indican los depósitos clásticos finos de facies Fsm.....	50
Figura 4.17. Columna estratigráfica C19, escala 1:30. Potencia general de 275 cm de depósitos semi consolidados. ....	51
Figura 4.18. Columna estratigráfica C20, escala 1:25. Potencia general de 312 cm de depósitos semi consolidados .....	52
Figura 4.19. Columna estratigráfica C21, escala 1:25. Potencia general de 320 cm de depósitos semi consolidado.....	53

Figura 4.20. Fotografías de terreno; A) Columna C19, líneas segmentadas separan las facies identificadas. B) Detalle de las laminaciones paralelas observadas en estrato de columna C19. C) Columna C20, líneas segmentadas separan las facies identificadas. D) Columna C21, líneas segmentadas separan las facies identificadas, línea continua marca la superficie de paleocanal. ....	54
Figura 4.21. A) Abanico aluvial de gran dimensión (delimitado por línea segmentada), que presenta red de drenaje asociada a una quebrada (señalada con flecha amarilla) y superficie plana erosionada (línea negra). B) Abanicos aluviales que presentan superficie plana erosionada, indicado con líneas negras. Cercanía de Quebrada Pinte.....	55
Figura 4.22. A) Abanico aluvial (delimitado por línea negra segmentada), con incisión (línea roja) en su superficie. B) Se observan depósitos gravitacionales asociados a la incisión (líneas negras), sobre abanico antiguo (líneas amarillas), cortado por el cauce actual del río El Carmen. Cercanías de San Félix. ....	56
Figura 4.23. Depósitos asociados al desarrollo de un abanico aluvial activo, señalados con línea punteada. Cercanías Quebrada Pinte. ....	56
Figura 4.24. Cauce del río El Carmen, cercano a la localidad de San Félix, se observa la forma de canal sinuoso.....	57
Figura 4.25. Depósitos de llanura de inundación formando grietas de desecación. Cercanías de San Félix. ....	57
Figura 5.1. Panel de correlación estratigráfica A, que incluye las columnas de norte (C22) a sur (C1), distribuidos en las laderas del cauce del río El Carmen.....	63
Figura 5.2. Panel de correlación estratigráfica B1, que incluye las columnas C8, C9, C10, C11, C12, C14 y C16, distribuidos de NW a SE en las laderas del cauce del río El Tránsito. ....	64
Figura 5.3. Panel de correlación estratigráfica B2, que incluye las columnas C6, C7, C13, C17, C19, C20 y C21, distribuidos de NE a SW en Quebrada Pinte.....	65
Figura 5.4. Modelo de Etapa 1, período de incisión de la Cordillera de edad Miocena. .	67
Figura 5.5. Modelo de Etapa 2, período de relleno del valle, con el desarrollo de la llanura de inundación y la depositación de abanicos del Evento 1 (color amarillo). ....	68
Figura 5.6. Modelo de la Etapa 3, período donde el cauce principal presenta mayor desarrollo y evolución de la llanura de inundación, favoreciendo la formación del Evento 2 (color naranja) y desarrollo de suelos (puntos color marrón), en condiciones climáticas húmedas del Holoceno. ....	69
Figura 5.7. Modelo de la Etapa 4, período donde continua la agradación del Evento 2 (color naranja), depósitos que sobreyacen los niveles de ceniza (color morado) y paleosuelo (color marrón), identificados en la Etapa 3.....	70
Figura 5.8. Modelo que representa la formación de abanicos en la actualidad, con incisiones y depósitos asociados al desarrollo de abanicos activos (color rosado).....	71
Figura 5.9. Fotografía de abanico aluvial que conserva nivel de cenizas volcánicas, cercano a Alto del Carmen.....	72
Figura 5.10. Fotografía de depósitos de abanico aluvial utilizados para el cultivo de uvas, cercanos a la localidad de Alto del Carmen. ....	73
Figura 5.11. Fotografía de depósitos de abanico aluvial utilizados para el cultivo de uvas, cercanos a la localidad de Alto del Carmen. ....	73
Figura 5.12. Fotografía de vivienda afectada por eventos meteorológicos (aluviones), cercanías de Pinte.....	74

Figura 8.1. C Columna estratigráfica C3, escala 1:25. Potencia general 390 cm de depósitos consolidados.....	86
Figura 8.2. Columna estratigráfica C5, escala 1:30. Potencia general 485 cm de depósitos consolidados.....	87
Figura 8.3. Columna estratigráfica C8, escala 1:25. Potencia general de 375 cm de depósitos semi consolidados. ....	88
Figura 8.4. Columna estratigráfica C9, escala 1:50. Potencia general 605 cm de depósitos semi consolidados. ....	89
Figura 8.5. Columna estratigráfica C12, escala 1:50. Potencia general 830 cm de depósitos consolidados.....	90
Figura 8.6. Columna estratigráfica C13, escala 1:50. Potencia general 900 cm de depósitos semi consolidados. ....	91
Figura 8.7. Columna estratigráfica C14, escala 1:30. Potencia general 347 cm de depósitos semi consolidados. ....	92
Figura 8.8. Columna estratigráfica C15, escala 1:30. Potencia general 450 cm de depósitos consolidados.....	93
Figura 8.9. Columna estratigráfica C17, escala 1:25. Potencia general 350 cm de depósitos consolidados.....	94
Figura 8.10. Columna estratigráfica C18, escala 1:25. Potencia general 60 cm de depósitos no consolidados.....	95

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Tabla de resumen de facies definidas por Miall (1996), que incluye las facies P y V.....	34
Tabla 4.1 Coordenadas UTM en sistema WGS84 correspondiente a cada columna levanta en terreno. Se diferencian en dos tramos correspondientes a los valles asociados a los ríos El Carmen y El Tránsito.....	37

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

### 1.1 Presentación y problema de investigación

El norte de Chile, en la región de Atacama, comprendida entre los 26°S y 29°S se enmarca en dos ambientes geomorfológicos importantísimos como la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (Salazar *et al.*, 2013), sobrellevando procesos tectónicamente compresivos, variaciones en las condiciones climáticas, que han llevado tanto a su erosión como la colmatación de los valles transversales.

La provincia de Huasco, ubicada al sur de la región de Atacama, entrega un paisaje y desarrollo geomorfológico que Aguilar *et al.* (2013), lo señalan como un lugar propicio para investigar el impacto de factores tectónicos y climáticos en la configuración del relieve. Su valle transversal que se extiende desde la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa, caracterizado por un ambiente árido a semiárido (Juliá, 2008), presenta al sur de los 27,5°S, en la zona precordillerana, precipitaciones que ocurren durante el invierno y están asociadas a la acción de los Vientos del oeste (Garreaud *et al.*, 2008; Aguilar *et al.*, 2013); además de aportes glaciales, que permiten flujos permanentes de agua que dan vida a sus valles. Así se encuentran los ríos tributarios del río Huasco, que confluyen en la localidad de Alto del Carmen; por el SSE el río El Carmen con un área de 3.042 km<sup>2</sup>, y por el SE con un área de 4.112 km<sup>2</sup> el río El Tránsito (CIREN, 2013), que cuentan con la Sierra Tatul como interfluvio, con presencia de quebradas como; Cachiyuyo, Retamo, Algarrobal, El Tabaco, La Marquesa, Las Pircas y Pinte; que entregan el diseño a la topografía. La permanencia de los afluentes en el tiempo ha permitido la construcción del paisaje, como señala Börgel (1983); donde la coalescencia de estos drenes organiza una playa de sedimentación aluvial antigua y en la actualidad recortada por el sistema erosivo más reciente. Estos depósitos preservados principalmente en geoformas como terrazas fluviales y abanicos aluviales presentan cobertura vegetal endémica y algunos son utilizados en agricultura (Salazar *et al.*, 2013), teniendo registros de actividad agrícola desde tiempos arcaicos (Niemeyer *et al.*, 1998), con los asentamientos de las culturas Ánimas, Molles y posteriormente Diaguitas, hasta la actualidad, con el desarrollo de las comunidades de: Alto de Carmen, El Tránsito, San Félix, Pinte y sus alrededores cercanos.

Entendiendo que, para la convivencia y evolución de nuestro entorno, es necesario tener el mayor conocimiento de este, es por ello que se promueve el turismo con un enfoque geológico, donde se busca destacar el patrimonio existente en la zona, entregando una visión que permita la valoración y su conservación. Debido a que existen estudios, pero no necesariamente integran a las comunidades y el desarrollo de ellas, a través del proyecto FIC denominado “Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional” se propone, un estudio en la transecta comprendida entre los cauces del río El Tránsito y río El Carmen, realizando un recorrido para reconocer geformas que se desarrollaron en el ambiente semiárido en el dominio morfoestructural de la Cordillera Principal. Con el fin de aportar al conocimiento de la evolución geomorfológica del Valle del Huasco, y un potencial sitio de interés geológico, realizando el patrimonio geológico, que según la UNESCO; es el conjunto de recursos y bienes naturales de valor científico, cultural, educativo y recreativo para una comunidad, y de esta manera, también contribuir al desarrollo del turismo existente en la zona.

## **1.2 Hipótesis**

El Valle del Huasco, en el dominio de la Cordillera Principal en su margen occidental, cuenta con la presencia de fallas de régimen compresivo y está caracterizado por su clima árido en los últimos miles de años, esto permite la esorrentía de los tributarios; río El Carmen y río El Tránsito como principales agentes erosivos. Considerando estos factores se indica el área como un ambiente propicio que contribuyó al desarrollo de geformas fluviales con valor geológico y patrimonial para propuesta de geositios.

### **1.2.1 Objetivo general**

Reconocer la evolución geomorfológica y estratigráfica del área comprendida entre Alto del Carmen, San Félix y Quebrada Pinte, dando un enfoque al reconocimiento de áreas con potencial geoturístico y patrimonial para contribuir al turismo tradicional en la zona.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- Identificar las geoformas fluvio-aluviales presentes en el área de estudio.
- Definir la estratigrafía del sector para conocer los procesos sedimentarios que dieron origen a las geoformas.
- Delimitar áreas de interés geoturísticos, para proponer estas mismas como geositios para el Valle del Huasco.

### 1.3 Área de estudio, ubicación y acceso

La comuna de Alto del Carmen se sitúa aproximadamente a 190 km, de la ciudad de Copiapó, región de Atacama, Chile. Para tener acceso a la comuna de Alto del Carmen se debe tomar la carretera Panamericana Norte (Ruta 5), hasta la ciudad de Vallenar, luego tomar el desvío hacia el sureste por el camino C-569, recorriendo aproximadamente 40 km hasta Alto del Carmen, la ruta se intercepta con el camino C-485 hacia el sureste, en el cual se debe continuar para llegar a Quebrada Pinte. Para acceder a San Félix, desde Alto del Carmen se debe tomar el camino C-489 en dirección al sur hasta llegar a dicha localidad (Figura 1.1).

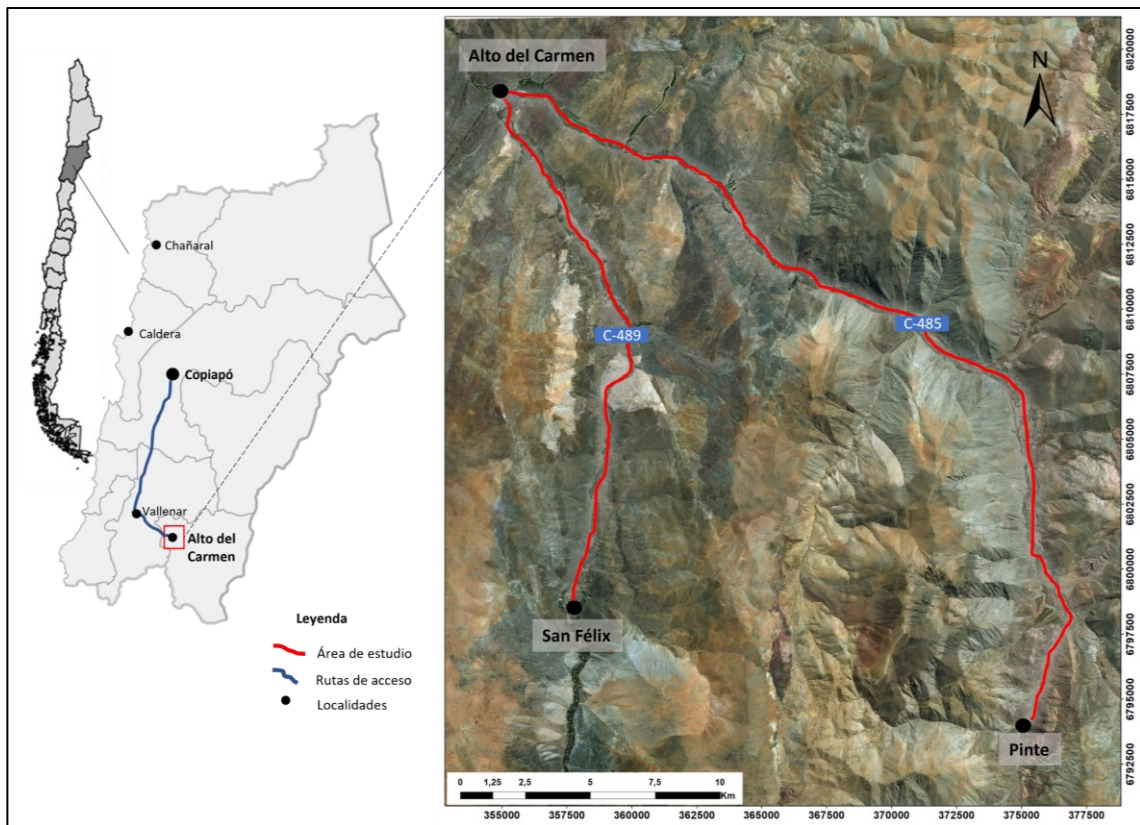


Figura 1.1 Mapa referencial de Chile, destacando la región de Atacama y el área de estudio, con su respectiva leyenda. Se señala de color azul ruta de acceso al área de estudio (delimitada por líneas rojas).

## CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

### 2.1 Antecedentes climáticos

El norte chico se extiende a lo largo de una transición entre el clima hiperárido del norte y el clima mediterráneo del centro-sur de Chile (Latorre *et al.*, 2007), lo que señala a la región de Atacama; por su ubicación latitudinal, la escasa presencia de precipitaciones, llegando aproximadamente a 100 mm/año (CIREN, 2013), como una zona árida. Debido a la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur que bloquea la llegada de frentes climáticos, la cordillera de los Andes evitando el paso de lluvias provenientes del Amazonas, la presencia de la corriente de Humboldt y el efecto de surgencia de aguas profundas que disminuyen la capacidad de evaporación (Juliá, 2008).

Es así, como Juliá (2008) definió cuatro tipos de climas basados en la clasificación de Köppen en 1948 (Figura 2.1). Considerando los valles cordilleranos, en este caso desde Alto del Carmen hacia el SE, como Clima Desértico Transicional (BWi) caracterizado por estar en el rango de 1.200-1.500 m s.n.m, con leve influencia de la nubosidad costera y escasas precipitaciones en un promedio de 25-50 mm al año.

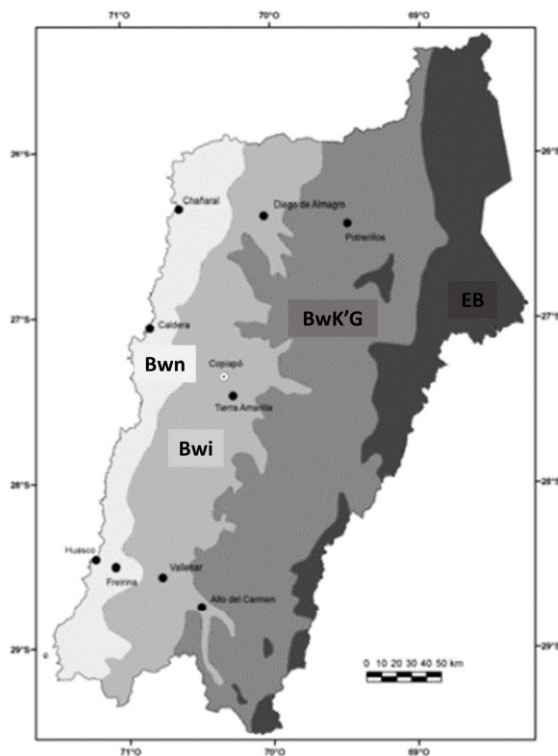


Figura 2.1. Mapa de climas en la región de Atacama basado en la clasificación de Köppen; Desierto costero con nubosidad abundante; Bwn, Clima Desértico Transicional; BWi, Clima Desierto Frio de Montaña; BwK'G, Clima de Tundra de Alta Montaña; EB. Extraído de Juliá (2008).

### 2.1.1 Hidrografía

El Valle del Huasco se encuentra drenado principalmente, en la zona central, por los cauces de los ríos El Tránsito y El Carmen, que en su confluencia en la localidad de Alto del Carmen dan origen al río Huasco, el cual le entrega el nombre a la cuenca hidrográfica de la zona (Figura 2.2), de características exorreicas con un área aproximada de 9.813,7 km<sup>2</sup> (Tapia, 2014).

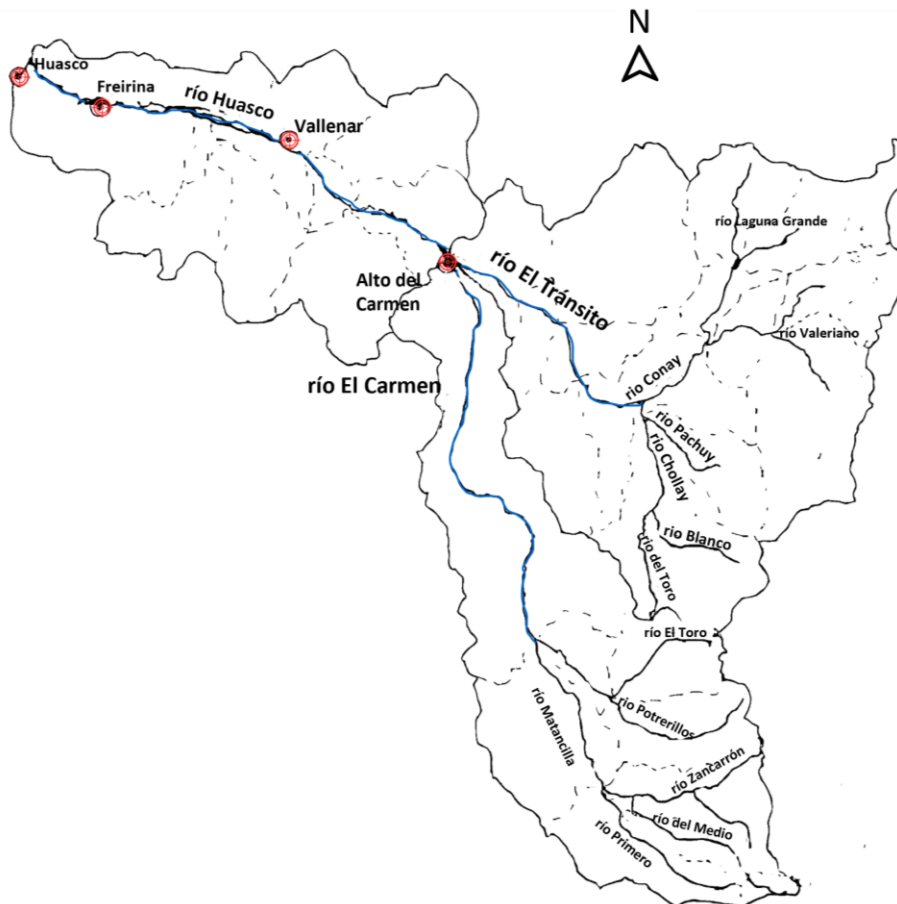


Figura 2.2. Esquema de la Cuenca hidrográfica del río Huasco con sus principales afluentes. Modificado de Martínez (Modelo para la gestión hídrica de la cuenca de Huasco: evaluación de caudal ambiental y valoración de servicios hidrológicos, 2012).

La Sierra del Medio o de Sierra Tatul separa, por el S el río El Carmen que nace en la localidad de Potrerillos de sus afluentes el río Potrerillo y Matancilla, y; por el SE formado de la reunión de los ríos Conay y Chollay, en la Junta del Chollay nace el río El Tránsito (Niemeyer, 1980). Sumado también, el aporte de quebradas de orientación norte-sur y este-oeste, de las cuales se destacan las quebradas La Totorá, Pinte y Corral de Pirca; las

que generalmente, se encuentran sin escorrentía superficial junto con el desarrollo de vegas (Salazar *et al.*, 2013). Dichos recursos provienen de los deshielos en la alta cordillera y precipitaciones en época de invierno. Respectivamente en el inventario de la DGA (Dirección General de Aguas) en el 2014, las subcuencas poseen un área de 3.041,9 y 4.111,8 km<sup>2</sup> aproximadamente, para el río El Carmen y el río El Tránsito. Así mismo estos recursos, posibilitan el desarrollo de actividades agrícolas irrigadas (Juliá, 2008) en los valles transversales de la región.

## **2.2 Marco geomorfológico**

### **2.2.1 Contexto geomorfológico regional**

Dentro de la geomorfología identificada en la región de Atacama, se destacan cuatro rasgos morfológicos principales en el margen sur, siendo estos, de oeste a este: Planicie marina o Franja costera, Cordillera de la Costa, Pampa transicional y Cordillera Principal o Frontal (Figura 2.3), descritos por Börgel en 1983.

En el límite occidental se encuentra la Planicie marina que corresponde a una estrecha plataforma con suave pendiente al Oeste, variando aproximadamente entre 4 a 8 km de longitud, presentándose de manera ininterrumpida a lo largo del norte de Chile y evidenciando como rasgo fisiográfico principal las terrazas marinas. Hacia el este de la Franja costera se encuentra la Cordillera de la Costa, la cual alcanza una altura aproximada de 1.000 m s.n.m., formando el escarpe costero en su vertiente occidental, presentando también llanos de sedimentación fluvial, que por lo general se observa como un paisaje transicional entre el típico aluvión del sector norte y el crecimiento moderado de los ríos meridionales, que específicamente en la región se evidencia con sistemas escalonados de terrazas. En contacto por el este se encuentra la Pampa transicional que comprende una zona donde los efectos erosivos del paisaje tienen una mayor representación, se desarrolla desde el río Copiapó hasta el Elqui, con una extensión de 300 km de eje N-S y 50 km E-W; caracterizada por presentar cordones transversales, así como también zonas de pendiente suave al Oeste. Debe su nombre a que representa el límite sur de la Depresión intermedia, ya que, al sur ésta desaparece y la cordillera de los Andes desciende sin interrupción hacia el océano Pacífico. En el margen oriental de la Zona de transición se

da paso a la Cordillera Principal que posee una de las zonas más altas, donde también los afluentes superiores de algunos ríos se disponen en eje N-S creando dentro del área cordillerana valles longitudinales, muy expresivos para esas latitudes (Börgel, 1983).

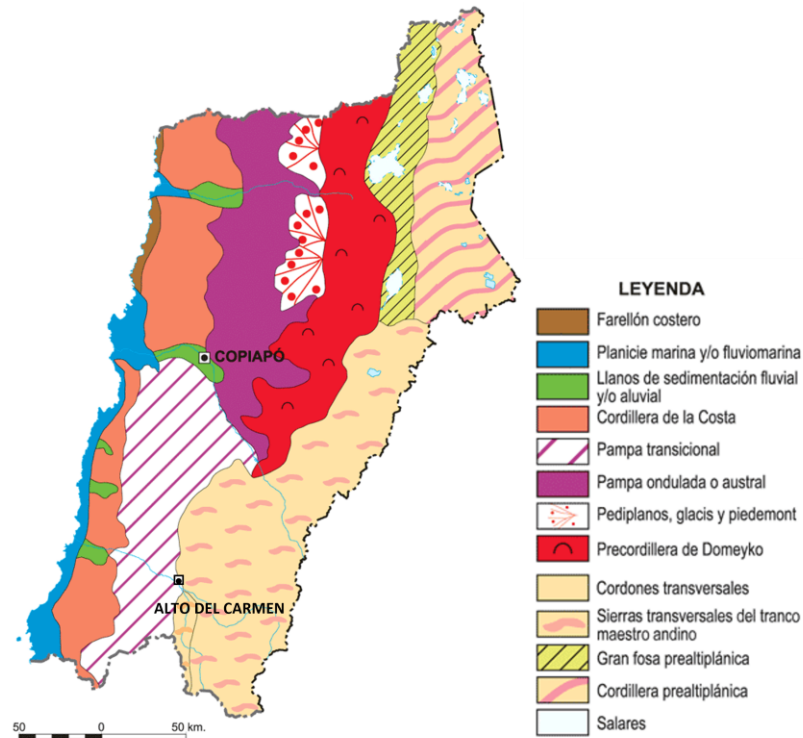


Figura 2.3. Mapa geomorfológico de la región de Atacama, interpretado de Börgel (1983), Obtenido en línea y modificado de Educar Chile.

### 2.2.2 Evolución geomorfológica

En Chile, específicamente en la parte norte; representado por su clima árido, el cual permitió una mayor conservación de registros estratigráficos, siendo considerada una zona de estudio de gran importancia, es así como Sillitoe, *et al.* (1968), Mortimer (1973), y posteriormente Naranjo y Paskoff en 1979 y 1980: han realizado diversos estudios. Basados en análisis de las formas de relieve y los depósitos involucrados Naranjo y Paskoff (1980), definieron una evolución geomorfológica y cronología para el área, diferenciando cinco etapas (Figura 2.4) formadas durante el Cenozoico en la parte sur del norte de Chile, las que se describen a continuación:

La primera etapa: “La elaboración de una topografía madura” donde la conservación de un paisaje maduro se refleja en planicies colgadas a distintas alturas en los valles

interiores entre la cordillera de la Costa y de los Andes, término conocido por Sillitoe *et al.*, (1968), como *cumbre surface*, utilizado para definir esta topografía más antigua, que fueron sobreyacidas por depósitos de lava riolítica y tobas, datados en K/Ar entregando edades del Eoceno inferior (Naranjo y Paskoff, 1980).

Posteriormente el “Solevantamiento de los Andes: fase de erosión vertical”; segunda etapa donde se formaron los grandes valles de dirección este-oeste, producto de fuertes eventos tectónicos que generaron el alzamiento de la cordillera andina, llevando a la construcción de altas pendientes y con ello el cambio de la red hidrográfica, erosionando la topografía existente (Naranjo y Paskoff, 1980). Sumado a los cambios en el nivel eustático y las condiciones climáticas favorables para una incisión profunda, llegando a tener registros en el basamento rocoso de 100 m bajo el nivel del mar (Naranjo y Paskoff, 1980).

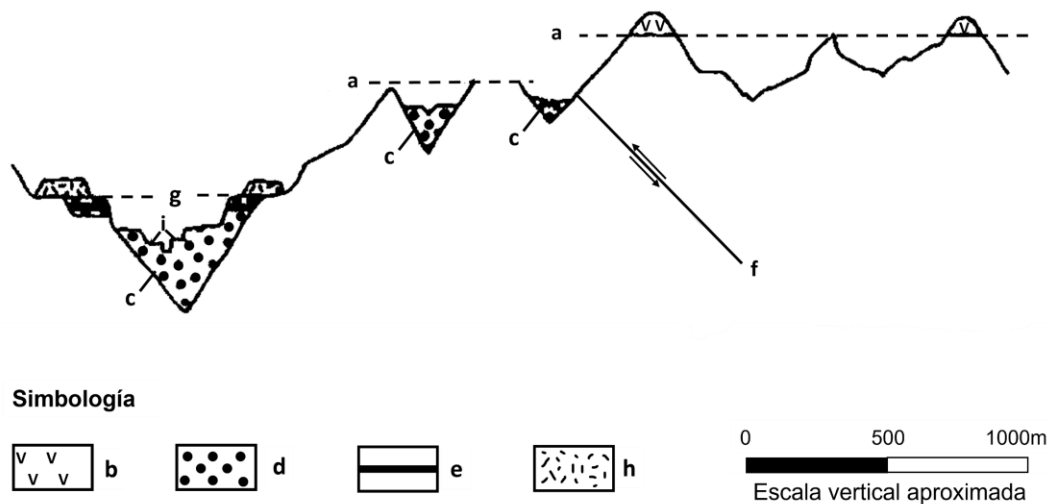


Figura 2.4. Sección esquemática de la evolución geomorfológica de la parte sur del norte de Chile, mostrando sus cuatro etapas. a) testigos de la superficie madura antigua; b) rocas volcánicas del Eoceno inferior: Formación La Peineta (Sillitoe *et al.*, 1968); c) valles labrados durante la etapa de erosión vertical, a consecuencia del solevantamiento de los Andes; d) relleno detrítico polimíctico (Gravas de Atacama); e) flujos ignimbríticos del Mioceno medio a superior (Clark *et al.*, 1967), intercalados en relleno continental; f) falla inversa; g) remanentes del pedimento; h) flujos ignimbríticos del Mioceno superior (Clark *et al.*, 1967), sobrepuestos al relleno continental; i) terrazas fluviales. Extraído y modificado de Naranjo y Paskoff (1980).

El “Relleno general”, considerado la tercera etapa, en la cual ocurre un cambio radical en el comportamiento de los ríos luego del término de la incisión y la nueva configuración

del paisaje, estos mismos valles formados son rellenados progresivamente por los depósitos detríticos denominados por Sillitoe *et al.* (1968); Gravas de Atacama, de espesores variables en toda la región. En la zona costera se encuentran estos depósitos continentales con arenas fosilíferas que indican variaciones en el nivel del mar, que produjo la disminución de la pendiente longitudinal. Además, se generaron depósitos en sectores con altas cotas, refiriendo así una aridificación en las condiciones climáticas que llevo a la disminución de la escorrentía superficial aportando así, al depósito de material aluvial en el valle. La microfauna de la Formación Coquimbo otorga una edad Miocena media a superior asignada por Martínez (1978, 1979), coincidiendo con la datación K/Ar en biotitas en el nivel de ignimbritas del valle de río Salado que entregan una edad de  $12,6 \pm 0,5$  Ma (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980).

Luego de la etapa deposicional, se encuentra la cuarta etapa; “Proceso de pedimentación”. Debido a la ausencia de la parte superior del relleno de las Gravas de Atacama, la presencia de rocas fracturadas y con alteración hidrotermal o meteórica en los valles, son indicios del resultado de una erosión lateral que probablemente fue producto de los cursos de agua no canalizados por el cambio a condiciones climáticas semi-áridas. Además, de los depósitos de ignimbritas sobre estas superficies conservando el pediplano desarrollado en los rellenos continentales, estas ignimbritas fueron datadas entregando una edad Miocena Tardía ( $9,5 \pm 0,5$ -  $9,0 \pm 0,3$  Ma) (Clark *et al.*, 1967; Naranjo y Sepúlveda, 1980; Naranjo y Paskoff, 1980).

Finalmente, la “Etapa de Reincisión”, en donde los flancos de los valles andinos han pasado por procesos de incisión vertical máxima dejando registros de quebradas y procesos de agradación en terrazas fluviales. La nueva configuración de los cauces podría explicarse por: una disminución del nivel de mar o por procesos tectónicos, que corresponderían a una recurrencia muy moderada del sollevamiento andino (Mortimer, 1973), además de procesos glaciares y deshielos en el Cuaternario.

### **2.3 Marco geológico local**

En el sector precordillerano de la comuna de Alto del Carmen, que se encuentra en el dominio de la Cordillera Principal, donde en su lado occidental, afloran diversas formaciones geológicas, siendo la más antigua, de edad Devónico superior- Carbonífero,

el basamento correspondiente al Complejo Metamórfico El Tránsito (Moscoso y Mpodozis, 1988; Salazar *et al.*, 2013), además de la presencia de batolitos del Pérmico al Triásico inferior (Ribba, 1985; Salazar, 2012; Salazar *et al.*, 2013), rocas marinas, siliciclásticas y volcánicas que van desde el Triásico hasta el Neógeno (Salazar, 2012; Cabré *et al.*, 2017), e intrusiones de plutones del Cenozoico, que finaliza con la cobertura cuaternaria ampliamente drenada por las escorrentías de los ríos El Tránsito y El Carmen.

Los principales sistemas de fallas con tendencias generales N-S son el Pircas-Zapallo, Pinte-Tоторa, Chollay-Valeriano; que exhumaron batolitos paleozoicos, empujando las rocas mesozoicas y cenozoicas durante la orogénesis andina (Godoy y Davidson, 1976; Moscoso y Mpodozis, 1988; Salazar, 2012; Rossel *et al.*, 2016). Salazar *et al.* (2013), señalan que la actividad inversa de las fallas Las Pircas, Pinte y Valeriano corresponderían a retrocorrimientos; que responden al cabalgamiento del dominio Cordillera Principal por sobre el dominio Cordillera de la Costa. En el siguiente apartado se describen con mayor detalle las principales unidades que afloran en el área de estudio (Figura 2.5).

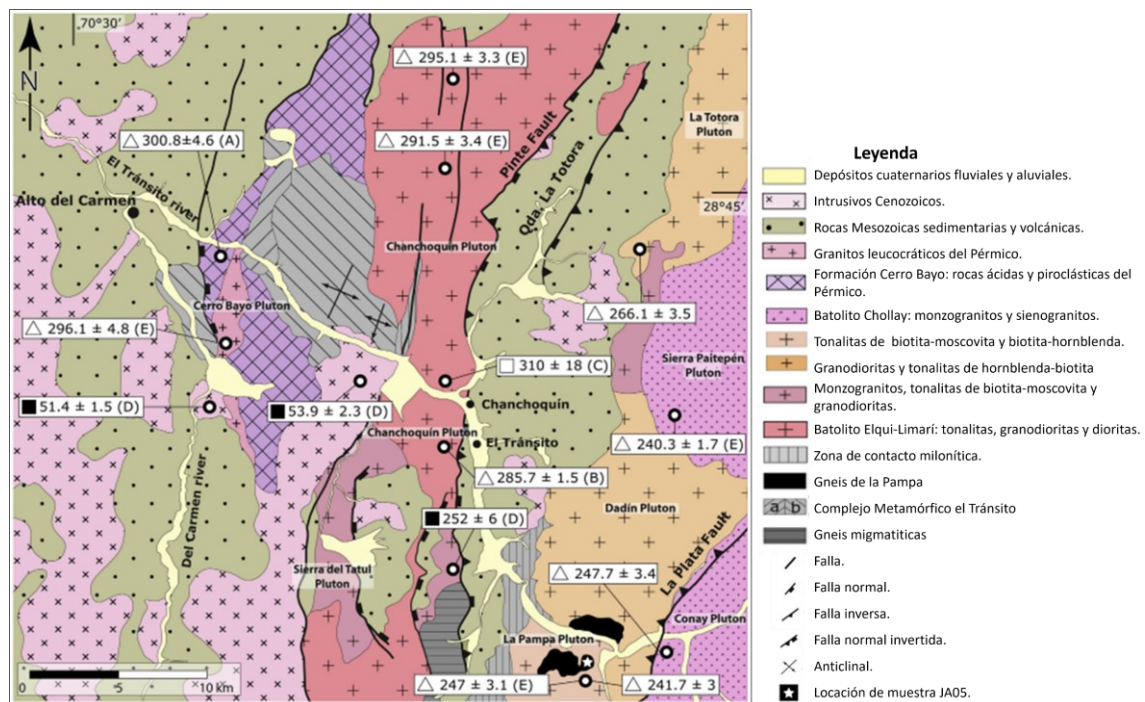


Figura 2.5. Mapa con las principales unidades geológicas en el área de estudio, con su respectiva leyenda traducida al español. Dataciones radiométricas en: triángulo blanco (U/Pb, Zircón), cuadrado; negro (K/Ar, Biotita) y blanco (K/Ar, Hornblenda). Obtenidas de A) Salazar *et al.*, 2009; B) Pankhurst *et al.*, 1996; C) Nasi *et al.*, 1985; D) Ribba, 1985; E) Coloma *et al.*, 2012. Extraído y modificado de Álvarez, 2015.

### **2.3.1 Unidades geológicas**

#### **Unidades Devónico-Carbonífero**

##### **Complejo Metamórfico El Tránsito (Devónico superior- Misisipiano)**

Descrito por Reutter en 1974 y definido más tarde por Ribba (1985), como un conjunto de metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita y, cuarcitas, que afloran en el río El Tránsito; con un área aproximada de 60 km<sup>2</sup> y por el río El Carmen con una potencia de 6 km de largo por 2 km de ancho. El Complejo Metamórfico El Tránsito se encuentra cubierto en discordancia erosiva por las Formaciones San Félix, La Totora y Cerro Bayo, y está intruído por granitos del Carbonífero superior a Pérmico inferior (Álvarez, 2015). Por el este, una franja de milonitización marca su contacto con el Plutón Chancoquín, que Ribba *et al.* (1988) denominaron Milonitas de Quebrada Las Pircas. La edad de la unidad es incierta, por lo que Ribba *et al.* (1988), consideran el Carbonífero como edad del primer metamorfismo (Álvarez, 2015)

##### **Migmatitas de Quebrada Seca (Carbonífero)**

Dentro del Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) se incluyen los Esquistos de Quebrada Seca (Ribba, 1985; Ribba *et al.*, 1988) y que Álvarez en 2015 las diferenció como Migmatitas de Quebrada Seca. Ubicadas al este del área de estudio, en contacto tectónico con la Formación Algarrobal del Jurásico a Cretácico (Salazar *et al.*, 2013; Álvarez, 2015). Por el oeste y norte se encuentran intruídas por tonalitas del Plutón Chancoquín del Carbonífero-Pérmico. Localmente, se encuentran cubiertas discordantemente por lavas de la Formación La Totora, del Triásico (Álvarez, 2015). Roca compuesta principalmente por esquistos micáceos de estaurolita y bandas gnéissicas graníticas. La edad de la unidad ha sido asignada por correlación al estar intruída por rocas plutónicas del Carbonífero. Indicando una edad pre-carbonífera para su protolito (Ribba, 1985; Álvarez, 2015).

##### **Dioritas de Quebrada Pinte (326-324 Ma)**

La unidad aflora en una franja continua con orientación norte-sur al este de Quebrada Pinte, descritas como dioritas melanocráticas de anfíbolos de grano medio a grueso afectadas por distintos grados de foliación, presentando en sectores septentrionales

pliegues isoclinales con deformaciones en *boudinage* y *pinch and swell* cortadas por diques graníticos. En contacto por el oeste se encuentra en discordancia con la Formación La Totorá, por el este se encuentra en contacto por falla con las Tonalitas de Quebrada Las Cañas (Salazar *et al.*, 2013). Esta unidad anteriormente fue incluida por Ribba (1985) dentro las Milonitas del Portillo, por lo que Murillo *et al.* (2013), las diferenciaron en una nueva unidad. Diversos estudios han realizado dataciones (Ribba *et al.*, 1988; Murillo *et al.*, 2013; Ortiz *et al.*, 2015), considerando los antecedentes se concluye asignarle una edad de 324 y 326 Ma (Salazar *et al.*, 2013).

### **Formación Cerro Bayo (Pensilvaniano)**

Unidad definida por Salazar (2012), formada por rocas piroclásticas félsicas, que afloran en una franja de orientación NNE. Hacia el este se encuentran intruídas por el Plutón Chancoquín, y por el oeste se disponen en contacto por falla con el Complejo Metamórfico El Tránsito y cubierta en discordancia angular por las rocas sedimentarias clásticas de la Formación San Félix. Dataciones de U-Pb en circones (Salazar, 2012; Makshev *et al.*, en prensa) entregan edades de  $300.8 \pm 4.6$ ,  $323.1 \pm 5.8$  Ma y  $324.7 \pm 4$  Ma, lo cual permite asignarle una edad Pensilvaniana.

## **Unidades Pérmicas**

### **Complejo Plutónico Chancoquín (296-285 Ma) (Pérmico inferior)**

El Complejo agrupa distintos intrusivos que comparten un sitio estructural de emplazamiento, compuestos por tonalitas, dioritas, granodioritas y monzogranitos que se agrupan según asociaciones litológicas diferenciables (Salazar *et al.*, 2013). Se distinguen; tonalitas, dioritas de anfíboles y biotitas, y granodioritas y monzogranitos de moscovita y biotita. Aflora en gran parte del área de estudio, encontrándose en contacto con las principales unidades; intruyendo al Complejo Metamórfico el Tránsito, Migmatitas de Quebrada Seca y la Formación Cerro Bayo, y por el este se encuentra delimitada por la Falla Pinte (Álvarez, 2015). Diversos estudios con dataciones (Ribba, 1985; Pankhurst *et al.*, 1996; Salazar *et al.*, 2013) permiten acotar al Complejo en una edad de Pérmico inferior.

### **Tonalitas de Quebrada Las Cañas (258-255 Ma)**

Unidad compuesta por tonalitas foliadas cortadas por diques leucocráticos, en una franja continua de orientación norte-sur, incluidas anteriormente en las Milonitas del Portillo (Ribba, 1985; Moscoso *et al.*, 2010). Se encuentran en contacto por falla con las Dioritas de Quebrada Pinte, en contacto discordante con la Formación La Totorá e intruyen a los Gneises de La Pampa (Salazar *et al.*, 2013). Dataciones de U-Pb en estudios de Murillo *et al.* (2013) y Salazar *et al.* (2013) permiten asignarle una edad pérmica tardía.

### **Unidades Mesozoicas**

#### **Formación San Félix (Triásico inferior-superior)**

Conjunto de rocas sedimentarias marinas y continentales, que afloran en el área de estudio, las cuales presentan algunas intercalaciones de tobas hacia techo (Salazar *et al.*, 2013). Según Reutter (1974) aflora como un homoclinal de rumbo norte-sur, extendiéndose desde el valle del río El Carmen hasta Quebrada El Tabaco. La formación se divide en 5 miembros (M1 a M5) definidos por Ribba (1985); que de base a techo corresponden a conglomerados clastos soportados basales (Miembro M1), fangolitas y areniscas “flyschoides” (Miembro M2), conglomerados clastos soportados y areniscas gravosas (Miembro M3), fangolitas y areniscas “flyschoides” (Miembro M4) y conglomerados clastos soportados en el techo (Miembro M5); todos concordantes entre sí. El estudio de la fauna fósil (Barthel, 1958; Mohr y Schoner, 1985), y datación U-Pb (Salazar *et al.*, 2013) en una toba presente en el Miembro M5, dan a inferir una edad de depositación desde el Triásico inferior por conglomerados, areniscas y lutitas.

#### **Formación La Totorá (Triásico superior)**

Definida en 1974 por Reutter como una secuencia volcánica compuesta por lavas, brechas volcánicas y rocas sedimentarias volcanogénicas, las cuales sobreyacen al basamento paleozoico, aflora en franjas con orientación norte-sur las cuales se encuentran en discordancia angular por la Formación Lautaro. Dataciones de U-Pb en el estudio de Salazar *et al.* (2013), realizadas en cenizas intercaladas y relaciones de contacto entregan una edad Triásica superior.

### **Formación Lautaro (Sinemuriano-Bajociano)**

La formación corresponde a una secuencia marina carbonatada, que aflora en franjas de orientación NNE a NS, discontinuas entre sí (Salazar *et al.*, 2013), presentes en diversas quebradas, diferenciándose en dos miembros: Manflas (rocas color pardo con predominancia de calcilitas) y, Quebrada de la Iglesia (areniscas carbonatadas de color rojo); encontrándose en contacto agradacional entre sí. Estudios de la fauna fósil permite asignar un rango de edad de Sinemuriano superior a Bajociano designados por Jensen (1976).

### **Formación Algarrobal (Oxfordiano-Valanginiano)**

Unidad compuesta por una secuencia continental de lavas andesíticas (Dediós, 1967), en el área de estudio se disponen específicamente tobas lapilli andesíticas a dacíticas, lavas andesíticas, flujos riódacíticos con formas dómicas y brechas asociadas, con intercalaciones de arcosa de grano fino a medio (Salazar *et al.*, 2013) que afloran en franjas con orientación N-S a NNE a lo largo del valle del río El Carmen, que se encuentra en discordancia angular con la Formación La Totorá; en contacto por falla con la Formación San Félix y, en su franja oriental en disconformidad sobre las sedimentitas marinas de la Formación Lautaro; en contacto por falla con los Esquistos de Quebrada Seca y el complejo Plutónico Chancoquín; por último siendo intruídas por cuerpos Eocenos (Salazar *et al.*, 2013). Estudios con dataciones radiométricas (Rossel *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2013) permiten asignarle un rango de edad Valanginiano al Oxfordiano.

### **Formación Viñita (Santoniano – Campaniano)**

La formación presenta una secuencia de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composición intermedia a ácida; andesitas porfídicas, tobas lapilli andesíticas a riolíticas y tobas de ceniza. Aflora como una franja continua de orientación N-S a NE, que se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Pucalume; en discordancia bajo la Formación Hornitos, en contacto por falla con las formaciones La Totorá y San Félix, e intruídas por el Complejo Plutónico Pie de Gallo, Los Morteros, Corral de Pirca y El Orito (Salazar *et al.*, 2013), y en el sector de Alto de Carmen se encuentra en contacto por falla

a las formaciones San Félix y la Totorá. Se le asigna una edad que abarca el Santoniano al Campaniano temprano (Creixell *et al.*, 2013; Salazar, 2012; Salazar *et al.*, 2013).

### **Granitoides del Cerro El Pingo (84-76 Ma)**

Unidad compuesta por un conjunto de intrusivos, separados en dos subunidades: diorita, que intruye a las formaciones San Félix y La Totorá, Complejo Metamórfico El Tránsito y Complejo Plutónico Chancoquín. La segunda subunidad de granodiorita a tonalitas, que intruyen al Complejo Metamórfico El Tránsito, Complejo Plutónico Chancoquín, las formaciones San Félix, La Totorá y Lautaro, la subunidad de dioritas de la misma unidad; por último, se encuentran en contacto por falla con la Formación Algarrobal (Salazar *et al.*, 2013). Dataciones realizadas por Salazar *et al.* (2013), entregan edades de  $83.08 \pm 41.2$  Ma y  $76.8 \pm 0.6$  Ma, respectivamente para cada subunidad.

### **Intrusivos Cenozoicos**

#### **Granitoides La Mesilla (51 Ma)**

Unidad compuesta por dos intrusivos de composición sienogranítica a monzogranítica, que afloran como un cuerpo subredondeado al sur de la localidad de La Mesilla, en el río El Carmen, y como un cuerpo elongado con dirección N-S (Salazar *et al.*, 2013). Se encuentra intruyendo el Complejo Metamórfico el Tránsito, formaciones San Félix y Cerro Bayo, también intruyendo en forma subhorizontal a los miembros M4 y M5 de la Formación San Félix en su afloramiento occidental. Ribba en 1985 entrega datos radiométricos de edad  $51.4 \pm 1.5$  Ma.

### **Depósitos Cuaternarios**

#### **Depósitos aluviales (Pleistoceno- Holoceno)**

Depósitos no consolidados a moderadamente consolidados de gravas polimícticas, matriz y clastos soportados, de regular a mala selección con tamaño de clasto variables (5-50 cm) y proveniencia local, pudiendo o no encontrarse estratificadas (Salazar *et al.*, 2013). Se encuentran distribuidos en toda la zona, con mayor predominancia en laderas

del río El Tránsito, asociados a laderas de baja pendiente y desembocaduras de pequeñas quebradas que en sectores presentan cobertura vegetal.

### **Depósitos fluviales (Pleistoceno- Holoceno)**

Depósitos no consolidados a moderadamente consolidados, compuestos de gravas y arenas con buena selección, composición polimíctica, con clastos milimétricos a centimétricos, de regular redondeamientos (Salazar *et al.*, 2013). Observándose principalmente como relleno de los valles labrados por los ríos El Tránsito y El Carmen, las cuales se encuentran en mayor concentración en las quebradas asociadas, siendo utilizados principalmente en la agricultura.

### **Depósitos de remoción en masa**

Depósitos semiconsolidados, sin estructura interna, con fragmentos de muy variado tamaño, composición polimíctica de muy mala selección, angulosos, con matriz de arenas finas a arcillas, que puntualmente presentan una incipiente estratificación (Salazar *et al.*, 2013). Se encuentran en mayor extensión en los alrededores de Quebrada La Totora, cercanías de Alto del Carmen, La Mesilla, El Tránsito y Juntas de Valerianos, con presencia de cobertura vegetal en su mayoría.

### **2.3.2 Contexto tectónico**

La zona de estudio se encuentra caracterizada por dos dominios morfoestructurales, la Cordillera de Costa y Cordillera Frontal o Principal definidos por Moscoso *et al.* (1988) (ver figura 2.6). Con estilos de deformación distintos pero complementarios; presentando la Cordillera Frontal un estilo *thick skinned* y la Cordillera de la Costa un estilo *thin skinned*, donde la relación estructural descrita por Moscoso y Mpodozis (1988) plantean que la Cordillera Frontal actúa como el núcleo de un anticlinal, de escala cortical generado por una falla inversa de vergencia W que no aflora, y que en el dominio de la precordillera correspondería al limbo frontal de este anticlinal; que se deforma en respuesta al crecimiento del anticlinal. Propuesta que coincide con el estudio presentado por Salazar *et al.* (2013), donde señalan que la actividad inversa de las fallas Las Pircas, Pinte y Valeriano, corresponderían a retrocorrimientos que responden al cabalgamiento del dominio Cordillera Frontal por sobre el dominio Cordillera de la Costa.

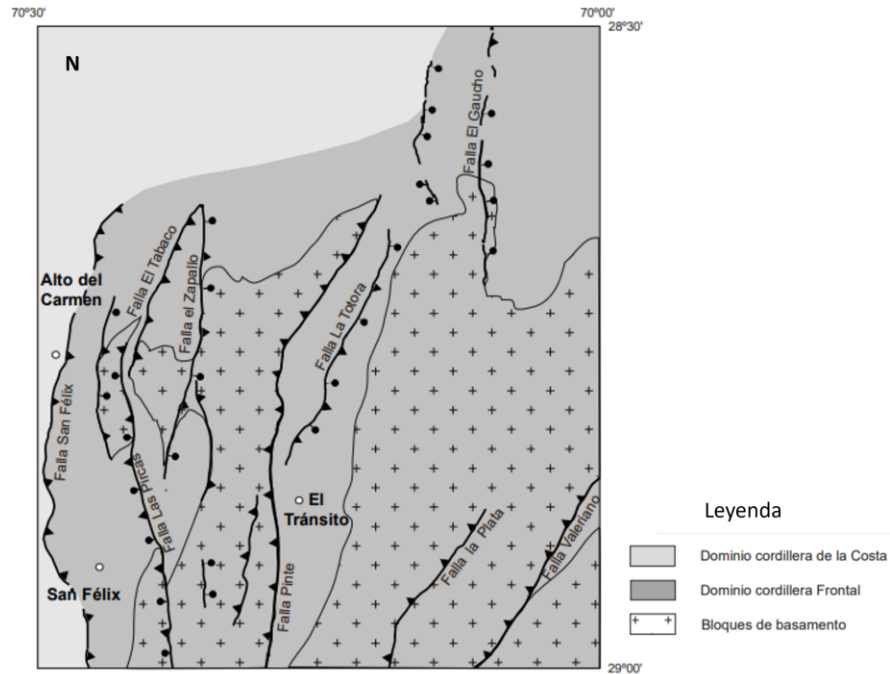


Figura 2.6 Mapa donde se presenta el dominio y elementos estructurales dentro de la zona de estudio con su respectiva leyenda. Obtenido de Salazar *et al.* (2013).

La cuenca hidrográfica del río El Tránsito presenta el dominio de la Cordillera Frontal, el cual comprende bloques de basamento cristalino, elongados en dirección N-S a NNE-SSO, separados por franjas de rocas mesozoicas estratificadas. De oeste a este; el primer bloque expone un basamento constituido por plutones del Complejo Plutónico Chancoquín y por las volcanitas de la Formación Cerro Bayo; que corresponde al núcleo del anticlinal de bloque colgante de la falla Las Pircas, en el que el limbo dorsal del anticlinal está compuesto en gran parte por las sedimentitas de la Formación San Félix. El segundo, compuesto principalmente por el Complejo Plutónico Chancoquín y el Complejo Metamórfico El Tránsito, corresponde al núcleo del anticlinal de bloque colgante de la falla Pintre, en cuyo limbo dorsal se apoyan en discordancia erosiva el miembro M5 de la Formación San Félix y las volcanitas de la Formación La Totora; manteniendo hacia el oeste y noroeste. La Falla Pintre cabalga al segundo bloque por encima de la cobertura mesozoica que se apoya en discordancia erosiva sobre el tercer bloque de basamento (Salazar *et al.*, 2013). Se observan fallas de tercer orden con orientaciones N-S a NNE-SSO, en rocas del basamento como unidades posteriores, reconocidas como normales (Sierra de Tatul y en la parte alta de la Quebrada Algarrobal), inversas (en la Sierra de Tatul, falla La Plata y en Quebrada La Marquesa) y normales reactivadas como

inversas (fallas La Totorá y El Zapallo); siendo la más antigua la falla Las Pircas, con desplazamiento normal en el Triásico medio afectando la Formación San Félix y reactivada como inversa luego de los 51 Ma cortando las Granodioritas La Mesilla. Merino *et al.* (2013), señalan que tanto la falla Pinte como la falla San Félix habrían iniciado su actividad entre el Cretácico inferior alto y el Cretácico superior alto. Además, la evidencia de deformación en la Formación Viñita, en la Sierra de Juanillos indica que la falla San Félix habría seguido activa durante el Cretácico superior hasta incluso el Eoceno (Salazar *et al.*, 2013).

## 2.4 Geomorfología fluvial

Los ríos son agentes de erosión y transporte; dentro de un sistema fluvial se pueden observar distintas morfologías que ayudan a la interpretación y entendimiento del mismo sistema. Un canal se define como una depresión alargada con márgenes concretos, entre los que la corriente del río está restringida durante la mayor parte del año (Gutiérrez, 2008). Según Miall (1977) y Rust (1978), los cuatro tipos básicos de canales fluviales son: rectos, entrelazados, meandriiformes y anastomosados. Los dos criterios utilizados en esta clasificación son también la sinuosidad y el índice de entrelazamiento (*braiding*). El análisis de los depósitos puede indicar velocidades, condiciones y dinámica de los procesos que operan en el momento de su sedimentación (Morisawa, 1985).

Dentro de un sistema fluvial se encuentra la **llanura de inundación**; que es la superficie aluvial adyacente a un curso fluvial y que frecuentemente suele inundarse (Figura 2.7). Están constituidas por depósitos que los ríos movilizan por excavación de los canales o por migración lateral (Gutiérrez, 2008). El desarrollo de una llanura de inundación es independiente del sistema de canales (Bridge, 2003).

Se han clasificado los depósitos de llanura de inundación en dos tipos; de acreción lateral y vertical, que tal como indica su nombre, la sedimentación se produce por la migración lateral de los canales y por crecimiento en la vertical del depósito, respectivamente.

Se pueden distinguir los depósitos según su geometría y tipo de acreción, siendo los dos tipos más básicos de depósitos fluviales: depósitos de canal y depósitos de desbordamiento (*channel overbank deposit*) (Marzo, 1989; Gutiérrez, 2008). Los

primeros considerados como depósitos de acreción lateral, incluyen los depósitos de fondo de canal (*channel lag*) y barra de meandros (*point-bar deposit*). Los segundos, considerados como depósitos de acreción lateral, donde se encuentran los depósitos de desbordamiento que incluyen los depósitos de; diques naturales (*levees*), llanura de inundación (*floodplain*) y lóbulos de derrame (*crevasse-splay*). Dentro de los dos tipos de depósitos descritos se consideran intermedio los rellenos de canal abandonado (*channel fill deposits*). Llegando a tener registros de extensiones métricas a kilométricas.

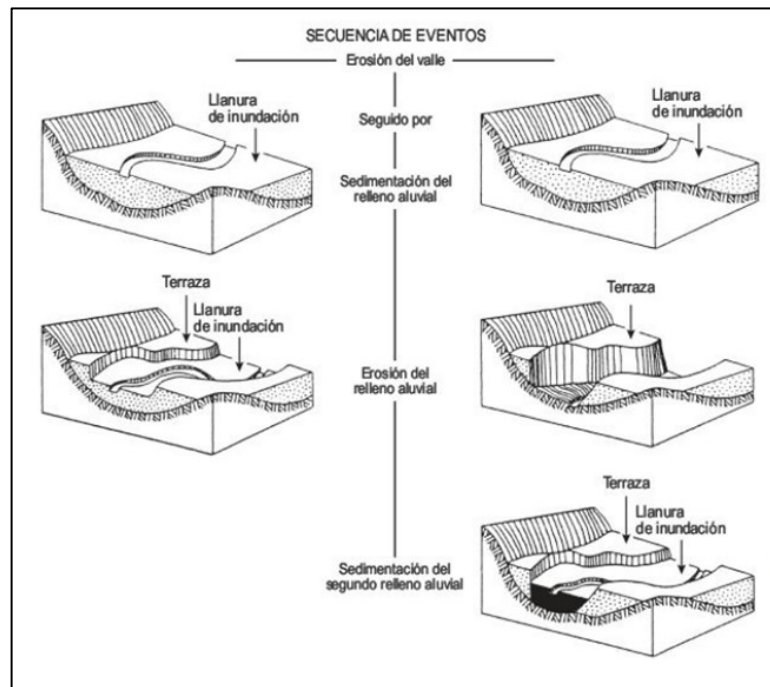


Figura 2.7. Esquema que ilustra las etapas de desarrollo de una terraza fluvial dentro de una llanura de inundación. Leopold *et al.* (1964), indican que las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial. Obtenido de Gutiérrez (2008).

Las **terrazas fluviales** son partes de la llanura de inundación que están por encima del nivel máximo de las aguas del río, como resultado de la incisión del mismo (Leopold *et al.*, 1964; Gutiérrez, 2008). Caracterizada como una superficie plana inactiva formada por un rellano y un escarpe (Figura 2.7).

Si se produce una alteración en los factores tectónicos y climáticos, cambia la altura del canal y éste abandona el nivel de la llanura de inundación dando lugar a la excavación o agradación, donde si estos procesos se alternan, se produce una secuencia de terrazas. Se pueden caracterizar en terrazas pareadas y no pareadas, las primeras formadas cuando

el encajonamiento vertical del río es más rápido que la migración lateral del canal fluvial, y, las segundas se originan cuando la deriva lateral del canal es más rápida y la incisión lenta (Ritter, 1986).

### 2.4.1 Abanicos aluviales

La definición de Bull (1968) para un abanico aluvial es la de un cuerpo de depósitos fluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono, que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso de agua abandona el área montañosa. Patton *et al.* (1970), lo definen como un depósito de sedimentos-gravas, arenas y sedimentos más finos, que se acumulan en las partes de menor pendiente de un frente montañoso, o en el interior de un área montañosa. Este tiene forma cónica de la cual deriva su nombre y se divide en tres partes principales; zona proximal, media y distal. Además, del ápice y la zona de coalescencia (Figura 2.8 y 2.9).

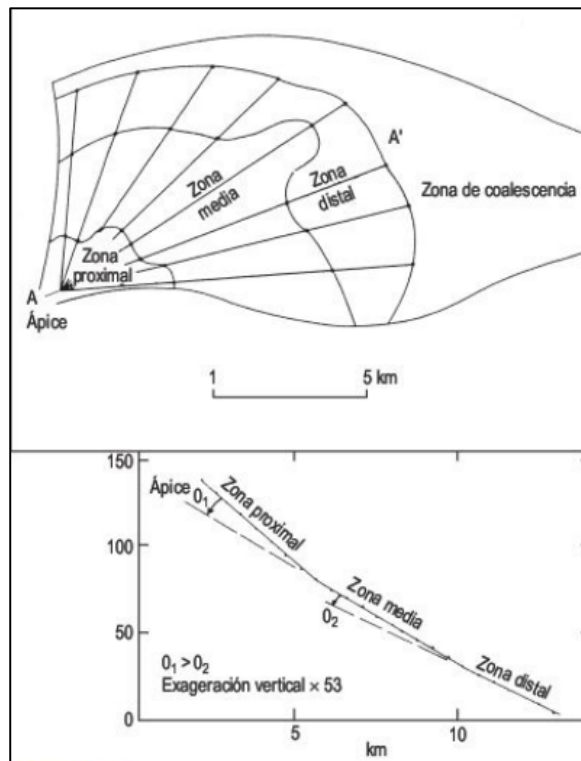


Figura 2.8. Esquema que representa la segmentación en un abanico aluvial asociado a un borde de cuenca tectónicamente activo. En perfil longitudinal del mismo (Bull, 1964). Donde se indica la principal zonación de un abanico aluvial. Extraído de Gutiérrez (2008).

Los abanicos aluviales se consideran como un sistema deposicional en el sentido que tienen una entidad y unidad propia por lo que se refiere al depósito de material. En principio este sistema tiene varios subambientes sedimentarios representados por sus

facies específicas, caracterizadas tanto por los condicionantes de las corrientes de depósito, como por sus asociaciones de facies (Colombo y Arche, 2010). Estas zonas se describen a continuación:

**Zona proximal:** es la que presenta los materiales con granulometría más gruesa y se encuentra inmediatamente en la cabecera del abanico. Abarca desde el ápice hasta la zona del punto de intersección.

**Zona media:** presenta materiales de granulometría intermedia y se halla ubicada entre la zona del punto de intersección y el área del pie del abanico.

**Zona distal:** es la que muestra los materiales de granulometría más fina y se halla situada a partir del pie del abanico hacia las zonas más alejadas. Sus paleocorrientes y sus facies deposicionales son directamente relacionadas a los estadios evolutivos de desarrollo del abanico. Corresponde a la zona en la que los materiales del abanico se indentan con los de otros sistemas deposicionales relacionados (Colombo y Arche, 2010).

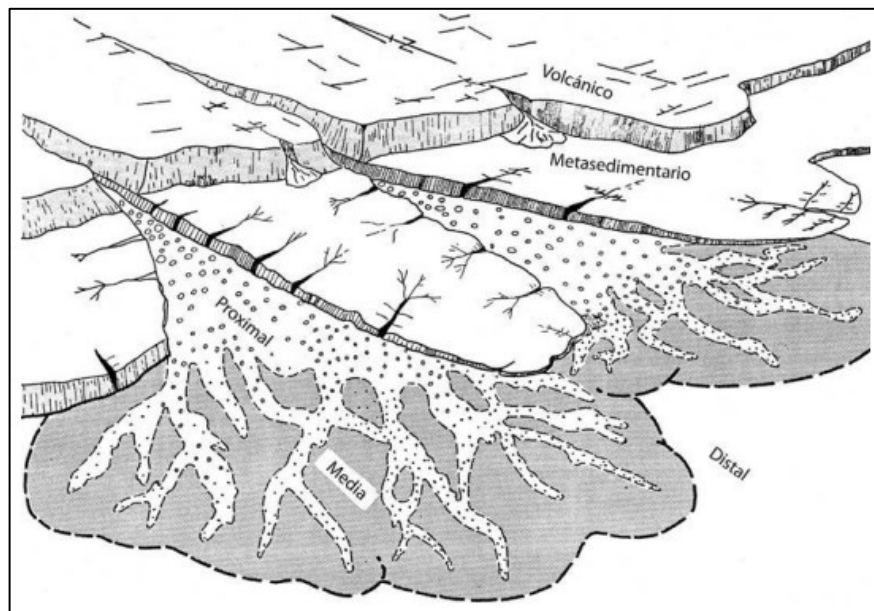


Figura 2.9. Distribución de las zonas proximal, media y distal de un abanico aluvial con relación a la granulometría principal. Ejemplo de Van Horn Sandstone. Obtenida de McGowen y Groat, 1971 (Colombo y Arche, 2010).

Los abanicos, además presentan una zonación en su morfología según la función de sus características, considerando los siguientes términos:

1. **Ápice (*apex*):** zona topográficamente más elevada del abanico. Coincide con la zona de contacto del abanico con el frente montañoso.
2. **Cabecera (*fanhead*):** parte superior del abanico inmediata al ápice.
3. **Bahía del abanico (*fan bay*):** corresponde a la zona apical cuando ésta penetra en el frente montañoso.
4. **Cañón (*canyon*):** cauce principal que profundamente excavado en el frente montañoso, favorece el transporte de los flujos de sedimentos que formarán el abanico.
5. **Atrincheramiento del abanico (*fanhead entrenchment*):** encajamiento del canal principal en la zona apical del abanico.
6. **Punto de intersección (*intersection point*):** lugar donde se interseca la superficie de la cabecera del abanico con el *talweg* del canal principal encajado, que acostumbra a tener un gradiente menor.
7. **Lóbulo de abanico (*fan lobe*):** acumulación de materiales de granulometría gruesa en la zona del punto de intersección. Puede constituir un pequeño abanico (*suprafan*) sobre impuesto al abanico aluvial mayor.
8. **Pie del abanico (*fan toe*):** zona topográficamente más baja del abanico que coincide con su base y donde se produce la interrelación con otros sistemas sedimentarios diferentes.
9. **Segmento del abanico (*fan segment*):** sector del abanico que se halla limitado por rupturas geomórficas de pendiente.
10. **Incisión del abanico (*fan incision*):** encajamiento sobre el abanico de un canal que desemboca fuera de sus límites.

Según Cotton (1952), el principal agente para la formación de un abanico es el cambio brusco de pendiente; además, se debe considerar la disminución de la incisión, velocidad y el área donde se extiende el flujo. Sin embargo, los abanicos pueden ser modificados por factores tectónicos, climáticos, topográficos, litológicos y desarrollo de vegetación, afectando tanto su formación como su desarrollo.

A partir de los trabajos realizados sobre abanicos aluviales, que en la actualidad se hallan ubicados en zonas geográficas con gran aridez climática, se propuso que el desarrollo de los abanicos aluviales estaba controlado preferentemente por el clima (Colombo y Arche, 2010); llegando a ser clasificados como abanicos de clima árido, clima tropical y clima húmedo, descartando la actividad tectónica en su formación. Así mismo otros estudios sugieren que la actividad tectónica en el área fuente y/o en los márgenes de la cuenca sedimentaria, es fundamental. De esta forma, se puede originar un incremento importante en la cantidad de clásticos disponibles, a la vez de un aumento significativo del gradiente. El resultado implica una incisión importante del canal principal y un desplazamiento del sector activo (Colombo y Arche, 2010).

## **2.5 Facies y análisis de litofacies**

### **2.5.1 Facies**

El término de facies en estratigrafía y en sedimentología lo introdujo formalmente Gressly (1838) para denominar a "la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica" (según la traducción de Teichert, 1958); es decir, para definir el "aspecto" de cada grupo de rocas (Vera, 1994). El cual ha sido, sin duda, una definición de múltiple discusión dentro de la ciencia, por lo que, Selley en 1970 definió una facies como un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles (Arche, 2010).

Las facies descriptivas pueden subdividirse en litofacies y biofacies: las primeras son unidades de rocas definidas por un conjunto de características físicas tales como tamaño de grano, composición química, estructuras sedimentarias y tipo de estratificación; mientras que en las biofacies priman en su definición el contenido de organismos fósiles (macro- y/o microfósiles) y estructuras orgánicas contenidas (Arche, 2010). Para lo que en el presente trabajo solo se considerarán las litofacies.

Las facies individuales son el elemento inicial de toda interpretación sedimentológica y se deben agrupar en asociaciones de facies, que tienen una génesis común, es decir, que se interpretan como el producto de un medio o proceso sedimentario concreto y bien

definido (Arche, 2010), lo cual, bien definidas estas asociaciones permite la interpretación de procesos y condiciones de facies antiguas comparándose con procesos actuales.

Para el estudio de los medios fluviales Miall (1978, 1996) propuso una clasificación de facies que ha sido utilizada en distintos trabajos, siendo ampliamente aceptada. La clasificación se basa en el tamaño de grano, diferenciando facies de ruditas (con sigla G), de arenitas (con sigla S) y de lutitas (con sigla F) y dentro de ellas diferentes litofacies (p. ej. Gms, Gm, Gt, Gp) en función del tipo de estratificación, estructuras sedimentarias y textura, que responden a unas características genéticas concretas en medios fluviales (Vera, 1994).

#### 2.5.1.1 Gravass

El transporte de grava se produce en un amplio espectro de condiciones físicas y da lugar a una serie de variaciones texturales y estructurales en los depósitos subsiguientes (Miall, 1996), siendo el principal factor controlador el estado del flujo; laminar o turbulento, y la concentración de sedimentos. Las respuestas deposicionales específicas (litofacies) están asociadas a procesos particulares, pero los flujos individuales pueden evolucionar de un conjunto de condiciones a otro, de modo que el depósito final puede revelar un rango de texturas y estructuras dentro de una litografía (Miall, 1996).

La principal diferencia es entre dos tipos de procesos: (1) flujos turbulentos y con bajas concentraciones de sedimentos, en los que el transporte y la deposición tienen lugar por tracción y una suspensión muy limitada, y (2) flujos en los que las viscosidades más altas asociadas con altas concentraciones de sedimentos amortiguan la turbulencia, lo que conduce al flujo laminar y al soporte del grano mediante la flotabilidad. A esta segunda clase de evento se le da el término general de flujo sedimentario gravitacional (Miall, 1996).

#### 2.5.1.2 Arenas

Las litofacies de arena en los sistemas fluviales son el resultado del transporte por corrientes de tracción, como carga de lecho y en suspensión intermitente (saltación). La morfología de los bancos de arena depende principalmente de tres parámetros: el tamaño del grano de arena, la profundidad y velocidad del flujo. Otros parámetros, como la

viscosidad y la temperatura del fluido, ejercen un control menor sobre la morfología de estos, pudiendo ignorarse con seguridad para el estudio de la mayoría de los sistemas naturales (Miall, 1996).

### 2.5.1.3 Limos

Los sedimentos clásticos de grano fino se depositan principalmente a partir de la carga de suspensión de los ríos. Esto no puede tener lugar dentro de los canales activos, porque el esfuerzo cortante y la turbulencia son tales que la carga permanece en suspensión. Por lo tanto los depósitos de lodo, limo y arena muy fina indican depositación en áreas de llanuras aluviales, en canales abandonados y en áreas abandonadas de canales normalmente activos, por ejemplo, durante las etapas estacionales de inundación (Miall, 1996). Pudiendo variar con depósitos milimétricos a incluso de cientos de metros en llanuras aluviales.

## 2.5.2 Análisis de litofacies

### 2.5.2.1 Litofacies clástica gruesa: Gravas

#### Litofacies Gmm y Gmg: Gravas matriz soportada

Estas litofacies fueron reconocidas por Rust (1978) luego Miall (1996) codificó a Gmm y Gmg, diferenciándose por depósitos masivos o con presencia de estructuras.

Los clastos están mal clasificados y soportados por una matriz de arena, limo y/o arcilla mal clasificada. Los estratos pueden ser masivos, o mostrar una gradación de clastos y/o matriz. La imbricación normalmente está ausente, pero los clastos tabulares pueden asumir orientaciones levemente horizontales. Los contactos de estas litofacies son netos, pero no erosivos con los estratos subyacentes. (Miall, 1996).

Comúnmente tienen terminaciones laterales afiladas. Estas características reflejan la formación por el proceso de flujos de detritos de alta resistencia, los cuales ocupan pasivamente la topografía aluvial preexistente. Los flujos son lobulados en vista en planta y, debido a que tienen resistencia interna, desarrollan márgenes lobulados y convexos hacia arriba (Miall, 1996).

### Litofacies Gcm: Gravas clastos soportados masivas

Depósitos de gravas moderadas a mal seleccionadas, sin gradación ni estructura interna. Estas litofacies representan flujos de detritos pseudoplásticos de baja resistencia, depositados a partir de flujos viscosos, laminares o turbulentos (Miall, 1996).

### Litofacies Gh: Gravas clastos soportados, estratificada horizontalmente

Esta litofacies, consiste en gravas clastos soportados de tamaño guijarros y cantos, con estratificación horizontal tosca. La mayoría de los depósitos tienen una estructura de clastos y una abundante matriz de arena. Los estratos individuales suelen tener unos pocos decímetros de espesor o alcanzar varios metros. Los contactos pueden ser indeterminados debido a la ausencia de estratificación bien definida, así también, los clastos son comúnmente imbricados (Miall, 1996).

#### 2.5.2.2 Litofacies clástica media: Arenas

### Litofacies Sm: Arenas masivas

La litofacies corresponde a arenas finas a medias masivas o estratos de areniscas (que tienden a verse masivas si han sido meteorizadas). Por lo general tienen moderada a mala selección, con clastos redondeados a subredondeados, de forma esférica a tabular (Muñoz, 2013). Pueden presentar granoclasificación o laminaciones tenues e irregulares (Miall, 1996). Estos depósitos según el mismo autor son característicos de flujos de sedimentos por gravedad.

#### 2.5.2.3 Litofacies clásticas finas: Limos y arenas muy finas

### Litofacies Fl: arenas finas, limos y arcillas con laminaciones

Litofacies de interlaminación de arcillas, limos y arenas muy finas, con depósitos continuos que pueden variar de unos pocos centímetros a metros, dependiendo del suministro de sedimentos, el estilo fluvial y las tasas de hundimiento de la cuenca. Comunes en llanura de inundación, y representan la depositación de la suspensión y de las corrientes de tracción débiles (Miall, 1996), pudiendo presentar ondulaciones a muy

pequeña escala en las capas de arenas y limos, o bioturbaciones, raíces y nódulos pedogénicos.

#### Litofacies Fsm: arenas finas, limos y arcillas

Esta litofacies incluye arcillas, limos y arenas muy finas, masivas o pobremente laminadas y por lo general el limo es la fracción más abundante. Es común que presenten gravas dispersas tamaño granulo. Se disponen en estratos tabulares de bases planas e irregulares (Muñoz, 2013). Según Miall (1996), estos depósitos corresponden a llanura de inundación o terrazas distales del canal activo (*backswamp*), o también a depósitos de canales abandonados. Asociados a flujos subaéreos de inundaciones decrecientes (*waning floodflows*), con depositación por suspensión (Horton y Schmitt, 1996; Nalpas *et al.*, 2008).

#### 2.5.2.4 Facies volcánica

##### Facies V: Cenizas volcánicas

Corresponde a cenizas vítreas blanquecinas con espesor continuo, estratificadas entre los depósitos de gravas. Estableciendo una asociación para el área de estudio, Arévalo *et al.* (2009) describió que; al microscopio presentan abundantes esquirlas (*shards*) de formas angulosas y bien preservadas, lo que sugiere que las cenizas no se encuentran retrabajadas. Según Fernández *et al.* (2012) estos depósitos se producen por actividad volcánica muy explosiva que luego caen como lluvia de cenizas.

#### 2.5.2.5 Descripción de suelos

El reconocimiento y descripción de paleosuelos en el presente trabajo se basa en el estudio realizado por Riveros (2019), quien identificó cinco horizontes de paleosuelos (A, B, C, D y E), de los cuales cuatro están presentes en el área de estudio. La autora basándose en las características morfológicas observadas en terreno, descripción petrográfica y estudios geoquímicos, concluyó la presencia de paleosuelos Protosol, Calcisol y Vertisol.

- *Paleosuelo A*: Presenta textura masiva y de coagulación con un grado de evolución de los horizontes cálcicos en la Etapa I y II según Gile *et al.* (1996),

donde los clastos presentan un recubrimiento fino y discontinuo de carbonato, y en algunos sectores la matriz se encuentra cementada discontinuamente (Riveros, 2019). Horizonte clasificado como Calcisol, presentes en toda el área de estudio.

- *Paleosuelo B*: Presenta textura petrocálcica en la Etapa III según Gile *et al.* (1996), donde el horizonte cálcico se encuentra cubierto completamente por carbonato (Riveros, 2019), correspondiendo este tipo de paleosuelo a un Calcisol con un mayor grado de desarrollo, encontrado solo una vez en el área de estudio, no identificando contactos con otros paleosuelos.
- *Paleosuelo C*: Presenta textura fuertemente consolidada a terrosa, a medida que se sube por el perfil del suelo. El carbonato se encuentra en la Etapa I según Gile *et al.* (1996). Se logra reconocer que este tipo de paleosuelo corresponde a un Vertisol, siendo el único presente en el área de estudio, no identificando contactos con otros paleosuelos (Riveros, 2019).
- *Paleosuelo E*: Presentan escaso desarrollo que impide ser clasificado, debido a la acción del entorno en el cual se encuentran, el grado de erosión y meteorización que los afecta y que impiden o dificultan sus acumulaciones o posterior depositación. Este paleosuelo sobreyace a todos los paleosuelos encontrados en la zona de estudio y su correlación se puede asociar a nivel local e incluso a nivel regional.

## **2.6 Patrimonio geológico y geoturismo**

### **2.6.1 Patrimonio geológico**

El patrimonio geológico se identifica a partir de lugares, puntos o sitios de interés geológicos, que refieren puntos claves cuyas características permiten reconocer y comprender las etapas evolutivas de una localidad, de una región, o de la tierra misma en su conjunto (Prieto *et al.*, 2016). Los cuales justifican el uso necesario por parte de la sociedad, con fines científicos, educativos y como recurso turístico (Brilha, 2016). Promoviendo así su conservación, protección y su uso con fines educativos a través del geoturismo.

### 2.6.2 Sitio de interés geológico y geoturismo

Se reconoce un **sitio de interés geológico** como; un lugar y/o elemento geológico que por sus características singulares o de representatividad en relación a una o varias disciplinas de la geología, presenta un interés que le otorga un valor científico, educativo y/o turístico, que permite emplearlo para conocer, estudiar y divulgar/comunicar cuestiones vinculadas al origen, evolución y composición de la Tierra, los procesos que la han modelado, los climas y paisajes del pasado y el presente, así como el origen y evolución de la vida (Valenzuela, 2018).

Dentro del interés que genere un sitio geológico, ya sea en su valoración local, regional, como sitio educativo, científico, etc.; también se le puede asociar una actividad turística. El **geoturismo**, el cual tiene su enfoque en la divulgación del patrimonio geológico, con el objetivo de sensibilizar al usuario, denominado turista, mediante el empleo de estrategias de interpretación y socialización que faciliten la apreciación, disfrute y aprendizaje de este patrimonio y su importancia. Además, también busca, en la medida de lo posible, impulsar el desarrollo sustentable de un área (Valenzuela, 2018).

## 2.7 Comunidades

Dentro del área de estudio, la comuna de Alto del Carmen presenta un total de 5.299 habitantes (Censo; INE, 2017) que incluye las localidades rurales dentro de la misma, como San Félix, El Tránsito, Pinte entre otras.

La principal actividad económica es la agricultura, ganadería, caza y silvicultura, como lo indican los datos obtenidos del último Censo. Actividad favorecida por las condiciones climáticas como señala Juliá (2008), que posibilitan el desarrollo de actividades agrícolas irrigadas, en los valles transversales de la región, la cual presenta registros de tiempos prehispánicos al interior de la región de Atacama (Niemeyer *et al.*, 1998). Además, de un elemento importante como la presencia de quebradas, que durante parte del año disponen de recursos hidrológicos, que constituyen un factor atractivo para el asentamiento y desplazamiento humano desde el pasado, así como la obtención de recursos vegetales y animales (Niemeyer *et al.*, 1998).

## **CAPÍTULO III: METODOLOGÍA**

### **1.1 Etapa de gabinete I**

Se realizó una recopilación bibliográfica para establecer parámetros de estudio en la región de Atacama, específicamente en la provincia de Huasco, para luego delimitar el área de estudio mediante la Carta geológica El Tránsito (Salazar *et al.*, 2013) realizada a escala 1:100.000. Posteriormente, con el fin de confeccionar un mapa a escala 1:75.000, se extrajo desde el programa SAS-Planet 16.07 una imagen satelital utilizando el satélite Bing Maps-satellite y procesada en el programa ArcGIS 10.3, y con ello, realizar una fotointerpretación de posibles geoformas, diversos puntos de interés y los principales accesos del terreno.

### **1.2 Etapa de Terreno**

Mediante dos campañas de terreno, a comienzos y fines del 2018, de 4 y 2 días respectivamente. Se realizó el reconocimiento de geoformas fluvio-aluviales; caracterizando los depósitos asociados, dejando registro mediante el levantamiento de columnas estratigráficas generalizadas en libreta de terreno, aprovechando su continuidad vertical. En conjunto con la toma de fotografías y datos para establecer potenciales sitios de atractivo geoturístico.

### **1.3 Etapa de Gabinete II**

#### **3.1.1 Modelo de Elevación Digital (DEM)**

Un DEM por sus siglas en inglés *Digital Elevation Model*, es una grilla o cuadrícula de formato digital (ENVI, GEOTIFF, JPEG, etc.), la cual está rellena con datos de una variable cuantitativa y continua, en este caso, de elevación (González, 2015). Los DEM son ampliamente usados en diversas áreas de la ciencia, ya que permite una mayor visualización de datos. El modelo de elevación digital fue elaborado en el programa ArcGIS mediante curvas de nivel.

El primer aspecto que se debe analizar para llevar a cabo el método es la obtención de curvas de nivel desde el programa Global Mapper, en una separación de líneas mayores de 100 m, georreferenciadas en el sistema WGS84, y extensión de archivo *shapefile*. Posteriormente, el archivo de curva de nivel es tratado en el programa ArcGIS 10.3, a través de las herramientas 3D *Analyst* para la construcción de un vector de superficies de triangulación TIN (Figura 3.1), representado por una escala de colores, para luego ser utilizado en la construcción de un mapa de sombras o *hillshade* (Figura 3.1), la visualización de este se realiza en un mapa de bits o imagen *raster* (González, 2015), donde los datos de elevación son representados por colores.

Obtenido los modelos de elevación digital se realizó el recorte del *raster*, debido a que se hace muy difuso y pobre hacia los bordes de la grilla, donde abundan los datos erróneos y erráticos, para posteriormente superponer ambas capas (TIN y *hillshade*), con efecto de transparencia para una mejor visualización. Finalmente se definió la escala de trabajo, se delimitó el área de interés con grilla, incorporando la escala numérica, escala gráfica y simbología.

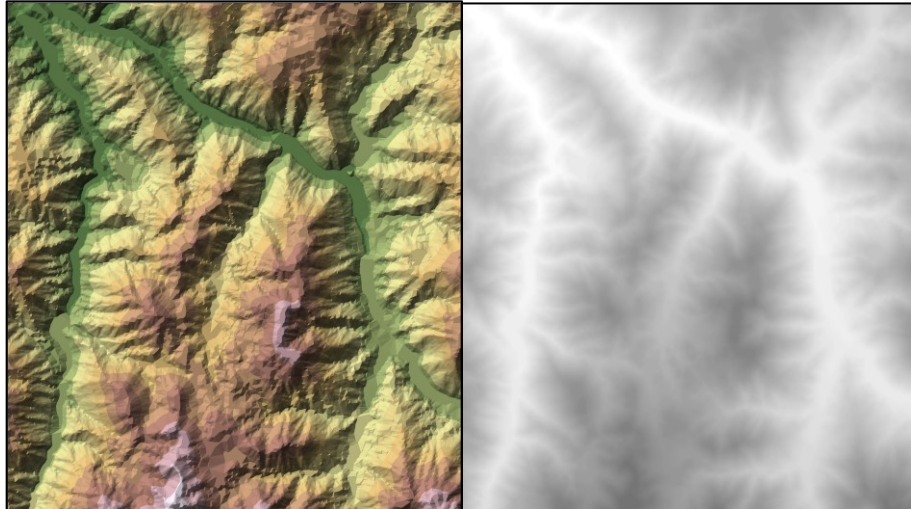


Figura 3.1. Representación de del vector de superficie de triangulación (TIN) a la izquierda y el mapa de sombras (modelo de elevación digital) a la derecha.

### 3.1.2 Columnas estratigráficas

Obtenida la información en terreno se procedió a la creación de una base de datos para establecer la distribución espacial de un total de 22 columnas. Donde se reconocieron principalmente dos paquetes de gravas característicos; diferenciando entre gravas matriz soportada y clasto soportado; presencia de arenas, limos y desarrollo de suelo en los diferentes niveles, representados gráficamente como se muestra en la Figura 3.2, para posteriormente ser comparados con las litofacies definidas por Andrew Miall en 1996. Los estratos se encontraban en contactos levemente erosivos y contactos netos, y en su mayoría no era visible la base del afloramiento, además, de identificar estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, estratificación paralela y paleo relieve.

Cada columna señala en la parte superior: el título y escala numérica, a la izquierda la escala vertical en metros, y en la parte inferior el tamaño de grano de la clasificación de Udden-Wentworth (1922), diferenciando entre partículas tamaño arcilla, limo, arena fina, arena media, arena gruesa, granulo, guijarro, canto y bloque. Debido a la mala selección del tamaño de grano se utilizó la media estadística de moda presente. Con los implementos, tales como: lupa, para determinar la esfericidad y tamaño de matriz, ácido clorhídrico (10%), para determinar la presencia de carbonatos en limos, arenas, clastos y matriz de las gravas, y el uso de cinta métrica para las dimensiones de los estratos.

Los afloramientos presentan una potencia promedio de 3 m, por lo que se utilizaron escalas 1:20, 1:25, 1:30 y para afloramientos de dimensiones superiores una escala de 1:50. Las columnas fueron confeccionadas digitalmente mediante el programa Strater V5.

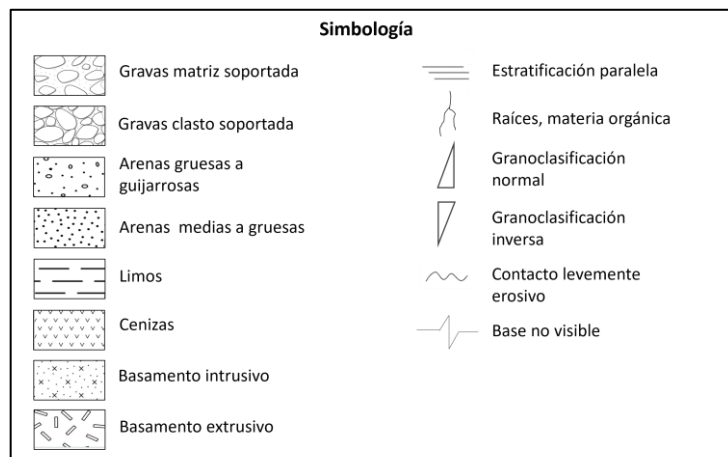


Figura 3.2 Simbología utilizada en columnas estratigráficas, imagen con su respectiva unidad, estructura sedimentaria y clasificación.

### 3.1.2.1 Código de Facies

Para el estudio realizado se consideró las facies definidas por Miall en 1978, modificadas y descritas en 1996, en el libro “*The Geology of fluvial deposits*”, incorporando una facie de cenizas volcánicas. Tal como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Tabla de resumen de facies definidas por Miall (1996), que incluye las facies P y V.

Código	Litofacies/facies	Estructuras sedimentarias	Ambiente sedimentario
Gmm	Gravas masiva matriz soportada	Débil granoclasificación	Flujo de detritos plástico (alta resistencia, viscoso)
Gmg	Grava matriz soportada	Granoclasificación inversa o normal	Flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia, viscoso)
Gcm	Gravas masiva clasto soportado	Masiva	Flujo de detritos pseudoplástico (carga de fondo, flujo turbulento)
Gh	Gravas clasto soportado, estratificación tosca	Estratificación horizontal, imbricación	Depósitos de lag, bien clasificados
Sm	Arena fina a muy gruesa	Masiva o con laminaciones débiles	Depósitos de flujo por gravedad, relleno de zonas erosionadas
Fsm	Limos. arcillas	Masiva	Depósitos de canal abandonado o pantano
V	Cenizas, tobas	Masiva	Caída de cenizas, flujos piroclásticos
P	Gravas con presencia de carbonatos	Masiva	Paleosuelo, precipitación química.

## CAPÍTULO IV: RESULTADOS

### 4.1 Modelo de Elevación Digital (DEM)

Mediante el análisis y procesamiento de datos en el programa ArcGIS 10.3 se obtuvo un Modelo de Elevación Digital (Figura 4.1), donde se observan alturas que varían de 800 a 3.800 m.s.n.m., confeccionado a escala 1:100.000 (Anexo 3). En el cual se indican las principales redes hidrográficas, la ubicación de las 22 columnas estratigráficas levantadas en terreno, y la información de las dataciones obtenidas del estudio realizado por Cabré *et al.* (2017) y Riveros (2019).

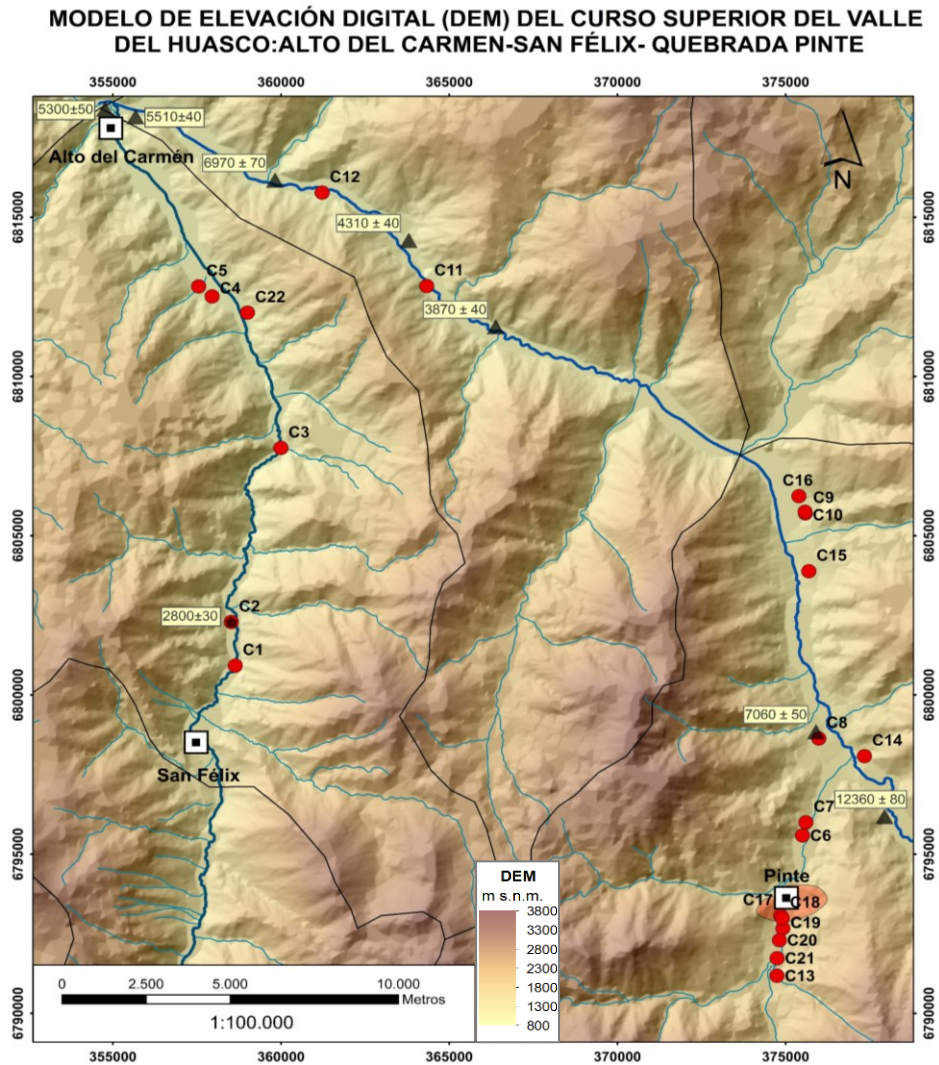


Figura 4.1. Mapa con Modelo de Elevación Digital (DEM), del curso superior del Valle del Huasco entre las localidades Alto del Carmen, San Félix y Pinte. No a escala. Círculos rojos indican las columnas estratigráficas con su respectivo nombre.

Los tributarios del río Huasco confluyen en cercanías de la localidad de Alto del Carmen; en dirección S el río El Carmen y, por el SE el río El Tránsito. El primero con un perfil longitudinal que abarca desde Alto del Carmen hasta la localidad de San Félix (Figura 4.2), con extensión de 26,8 km, con características de baja sinuosidad con una pendiente media de 1.1%, y altitudes que oscilan entre 787 a 1.125 m s.n.m.



Figura 4.2. Perfil longitudinal del río El Carmen, obtenido y modificado de Google Earth Pro. Se indican con flechas azules las localidades de Alto del Carmen y San Félix.

El río El Tránsito, muestra en su perfil longitudinal, que inicia en su confluencia con el río El Carmen hasta la entrada de Quebrada Pinte (Figura 4.3). Con una extensión de 38,5 km y una pendiente media de 1,5 %, donde la altura oscila entre 785 a 1.265 m s.n.m.



Figura 4.3. Perfil longitudinal del río El Tránsito, obtenido y modificado de Google Earth Pro. Se indican con flechas azules las localidades de El Tránsito y Quebrada Pinte.

## 4.2 Descripción de columnas estratigráficas

Las columnas estratigráficas se disponen en las laderas de la red principal de los ríos El Carmen y El Tránsito. Para lo cual se realizó una separación de los siguientes tramos; (A) Alto del Carmen-San Félix y (B) Alto del Carmen -Quebrada Pinte. La Tabla 4.1, entrega las coordenadas correspondientes a cada columna.

Así mismo en el Anexo 3 (Modelo de Elevación Digital), se muestra la distribución espacial de las columnas en el área de estudio, al igual que la Figura 4.1.

Tabla 4.1 Coordenadas UTM en sistema WGS84 correspondiente a cada columna levanta en terreno. Se diferencian en dos tramos correspondientes a los valles asociados a los ríos El Carmen y El Tránsito.

Sector	Columna	Norte (m)	Este (m)	Altura (m s.n.m)
Alto del Carmen-San Félix	C1	6.800.919	358.637	1.080
	C2	6.802.288	358.521	1.068
	C3	6.807.753	359.996	945
	C4	6.812.512	357.948	885
	C5	6.812.826	357.551	900
	C22	6.812.001	359.002	899
Alto del Carmen-Qda. Pinte	C6	6.795.586	375.503	1.366
	C7	6.795.999	375.605	1.533
	C8	6.798.631	375.991	1.231
	C9	6.805.701	375.589	1.134
	C10	6.805.750	375.580	1.126
	C11	6.812.838	364.330	917
	C12	6.815.771	361.222	873
	C13	6.791.180	374.746	1.616
	C14	6.798.077	377.345	1.230
	C15	6.803.883	375.691	1.142
	C16	6.806.240	375.398	1.079
	C17	6.793.069	374.853	1.454
	C18	6.792.988	374.901	1.458
	C19	6.792.668	374.917	1.480
	C20	6.792.297	374.818	1.500
C21	6.791.729	374.750	1.539	

#### 4.2.1 Tramo A: Alto del Carmen-San Félix

A continuación, se detallarán las descripciones tipo de las columnas estratigráficas, tomando como referencia la columna C1 (Figura 4.4), C2 (Figura 4.5), C4 (Figura 4.6) y C22 (Figura 4.7), dada la importancia de las facies descritas. Para mayor detalle de todas

las columnas del tramo A consultar el Anexo 1. Además de, las fotografías de terreno expuestas en la Figura 4.8.

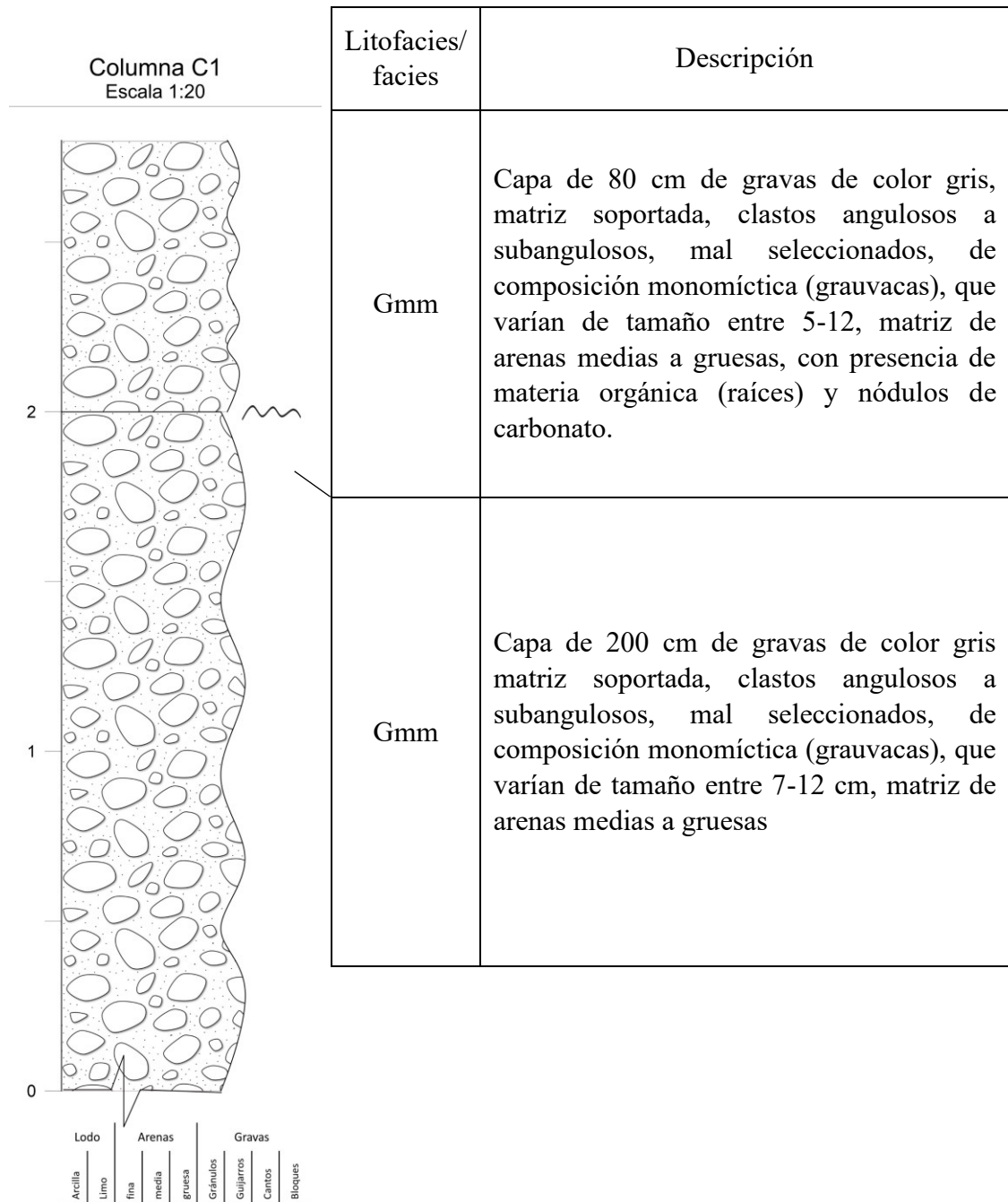


Figura 4.4. Columna estratigráfica C1, escala 1:20. Potencia general de 280 cm de depósitos consolidados

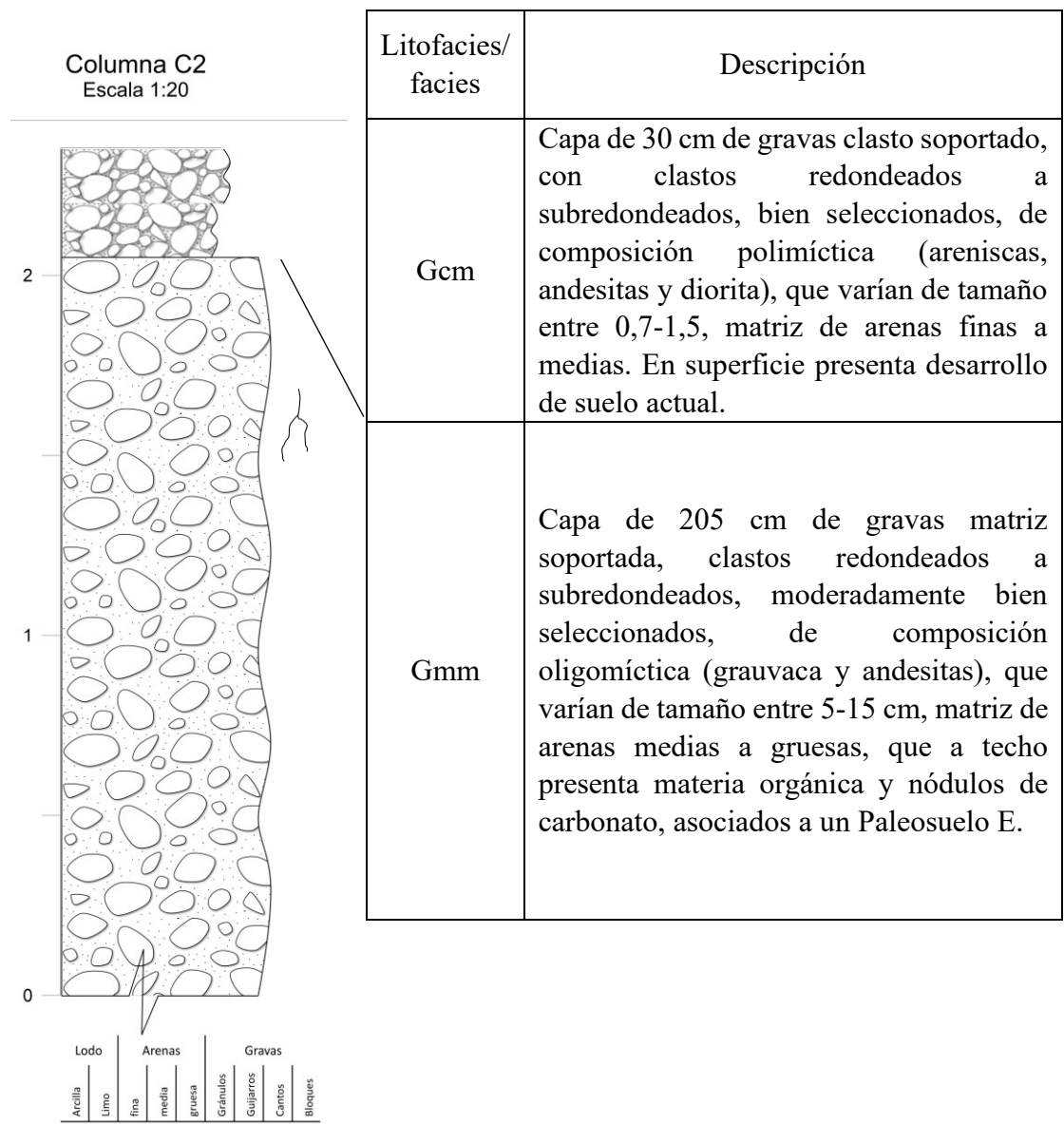


Figura 4.5. Columna estratigráfica C2, escala 1:20. Potencia general de 235 cm de depósitos semiconsolidados.

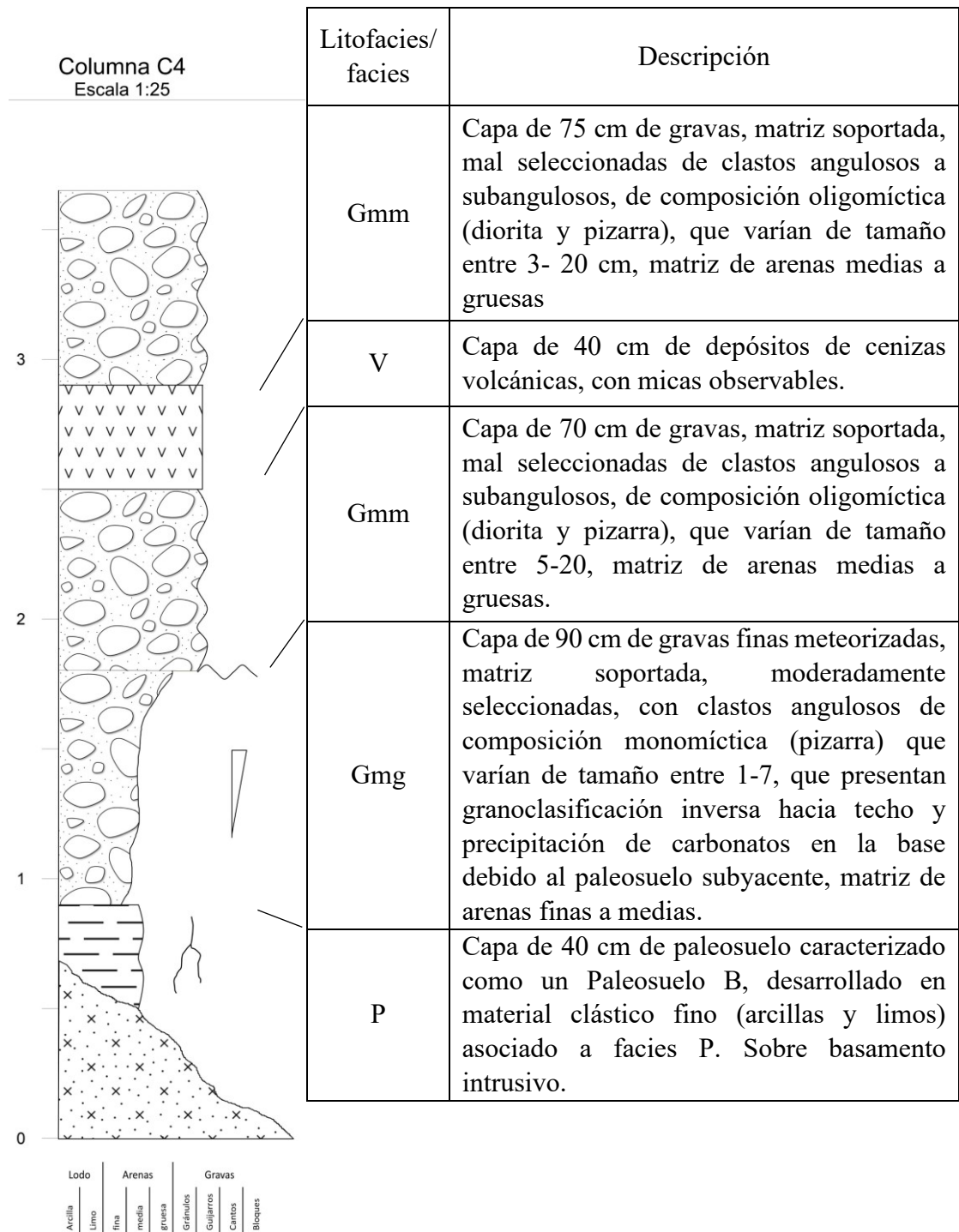


Figura 4.6. Columna estratigráfica C4, escala 1:25. Potencia general de 365 cm de depósitos consolidados.

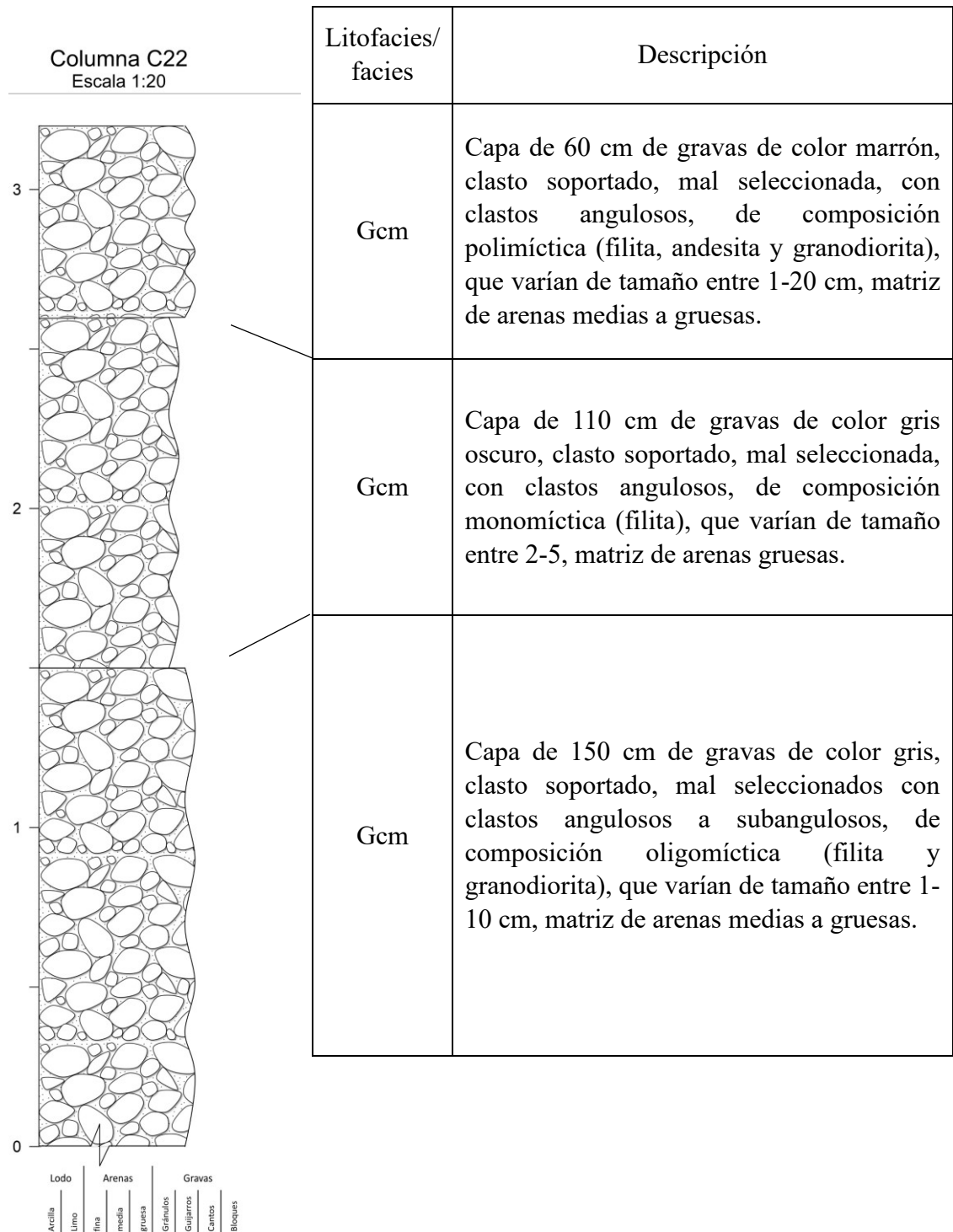


Figura 4.7. Columna estratigráfica C22, escala 1:20. Potencia general de 320 cm de depósitos consolidados.

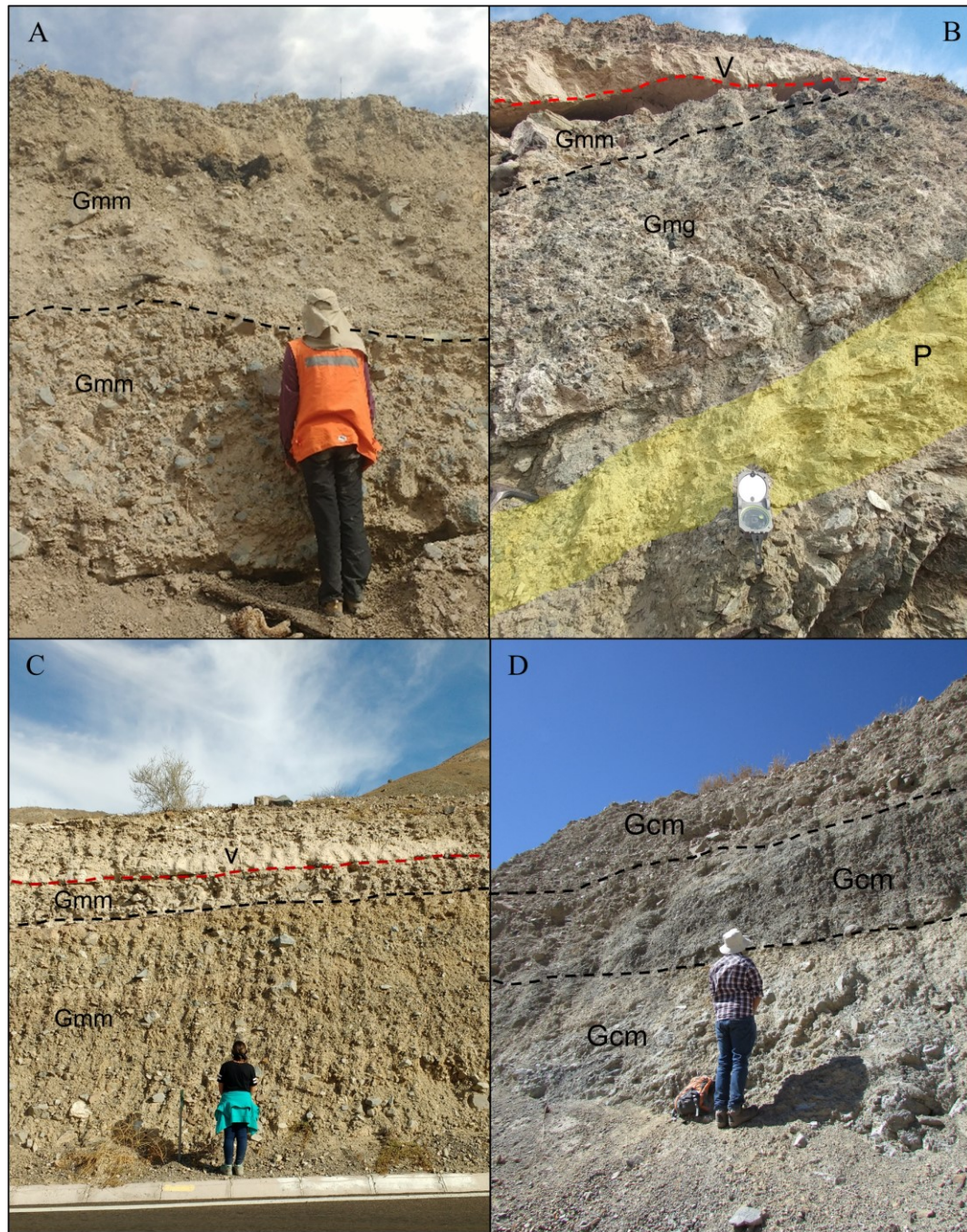


Figura 4.8 Fotografías de terreno. A) Columna C1, línea segmentada separa las facies identificadas. B) Columna C4, línea segmentada roja indica la base del nivel de cenizas, líneas segmentadas negras las facies identificadas y zona amarilla destaca paleosuelo sobre intrusivo. C) Columna C5, línea segmentada roja indica base del nivel de cenizas y línea segmentada negra separa las facies descritas. D) Columna C22, línea segmentada indica separación de las facies descritas.

#### 4.2.2 Tramo B: Alto del Carmen-Quebrada Pinte

A continuación, se detallarán las descripciones tipo de las columnas estratigráficas, tomando como referencia la columna C6 (Figura 4.9), C7 (Figura 4.10), C10 (Figura 4.12), C11 (Figura 4.13), C16 (Figura 4.15), C19 (Figura 4.15), C20 (Figura 4.16) y C21 (Figura 4.17), dada la importancia de las facies descritas. Para mayor detalle de todas las columnas del tramo B consultar el Anexo 2. Además de, las fotografías de terreno expuestas en la Figura 4.11, 4.14, 4.16 y 4.20.

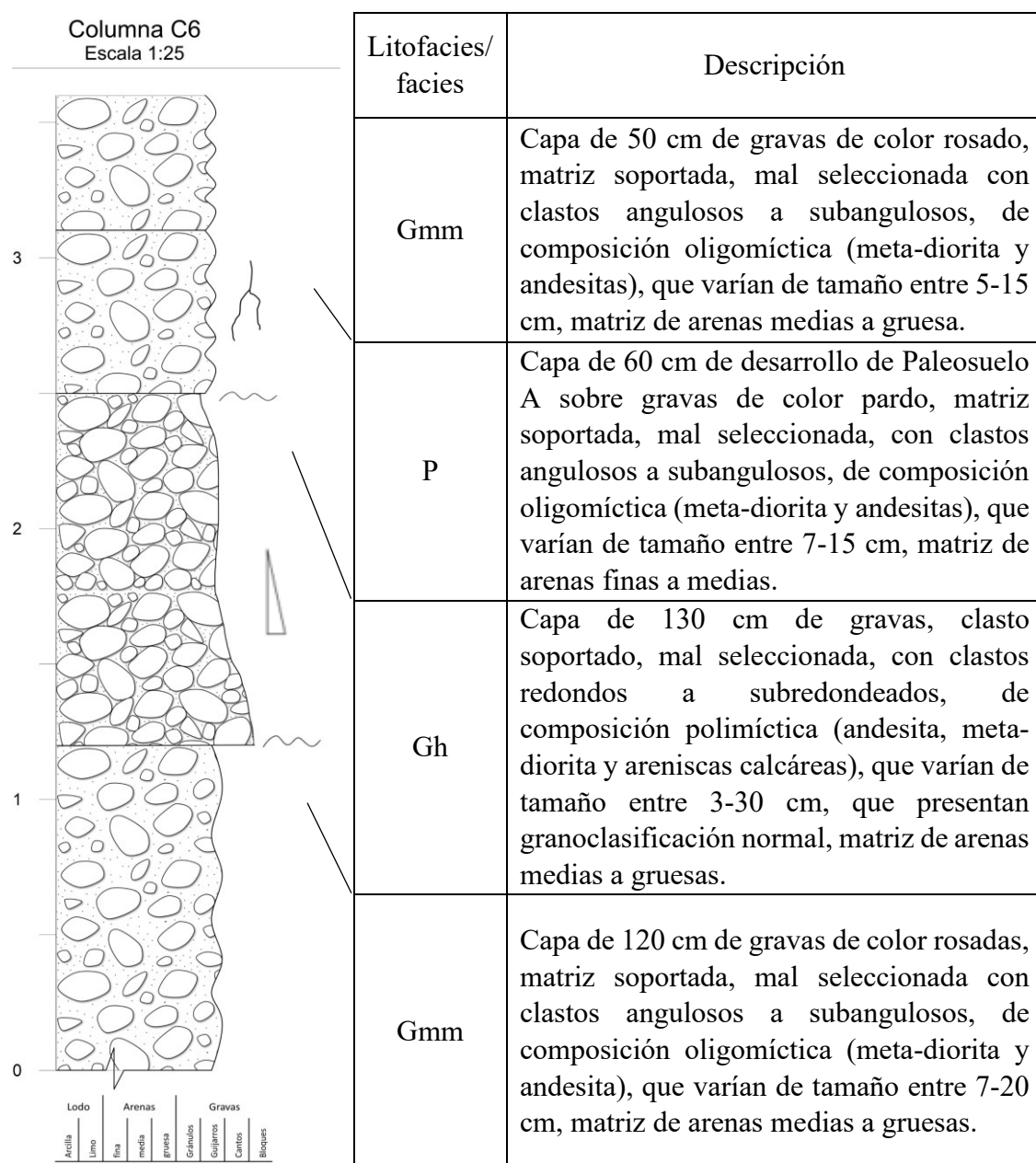


Figura 4.9. Columna estratigráfica C6, escala 1:25. Potencia general de 360 cm de depósitos semi consolidados.

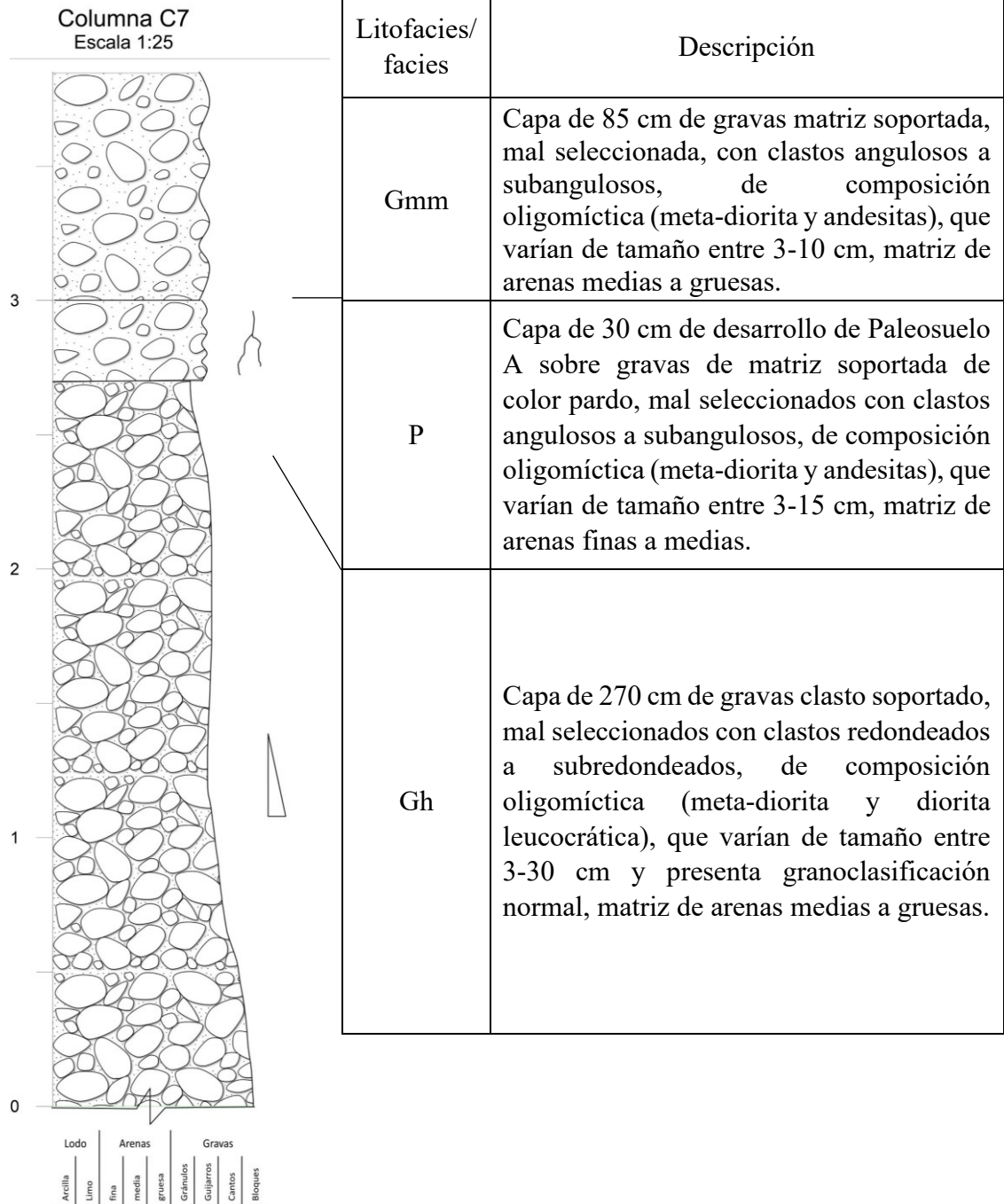


Figura 4.10. Columna estratigráfica C7, escala 1:25. Potencia general de 385 cm de depósitos semi consolidados.

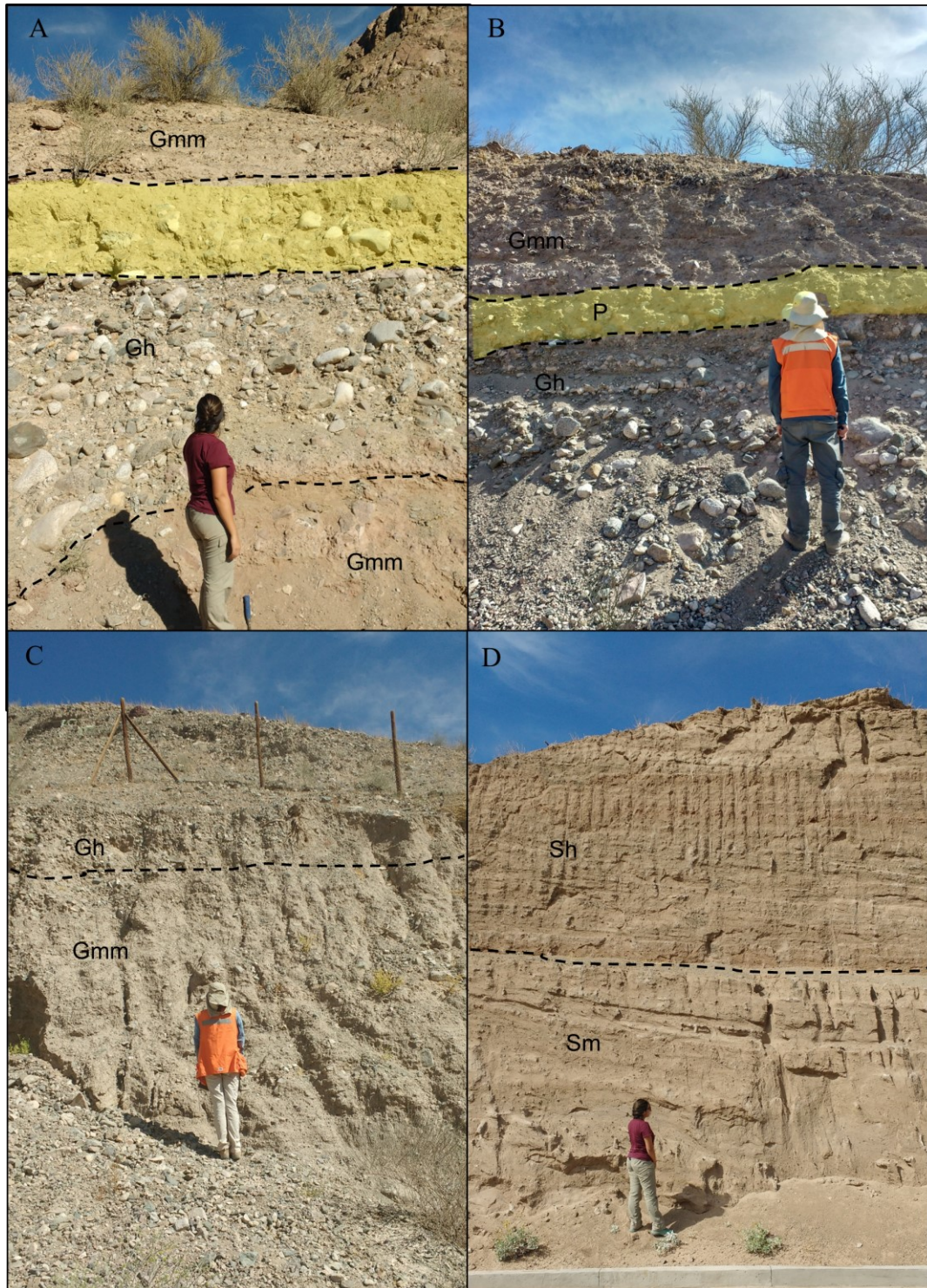


Figura 4.11. Fotografías de terreno correspondientes a los depósitos de las columnas. A) Columna C6. B) Columna C7. C) Columna C8. D) Columna C9. Líneas segmentadas negras indican separación de facies y zonas amarillas destacan horizontes de paleosuelo correspondientes a facies P.

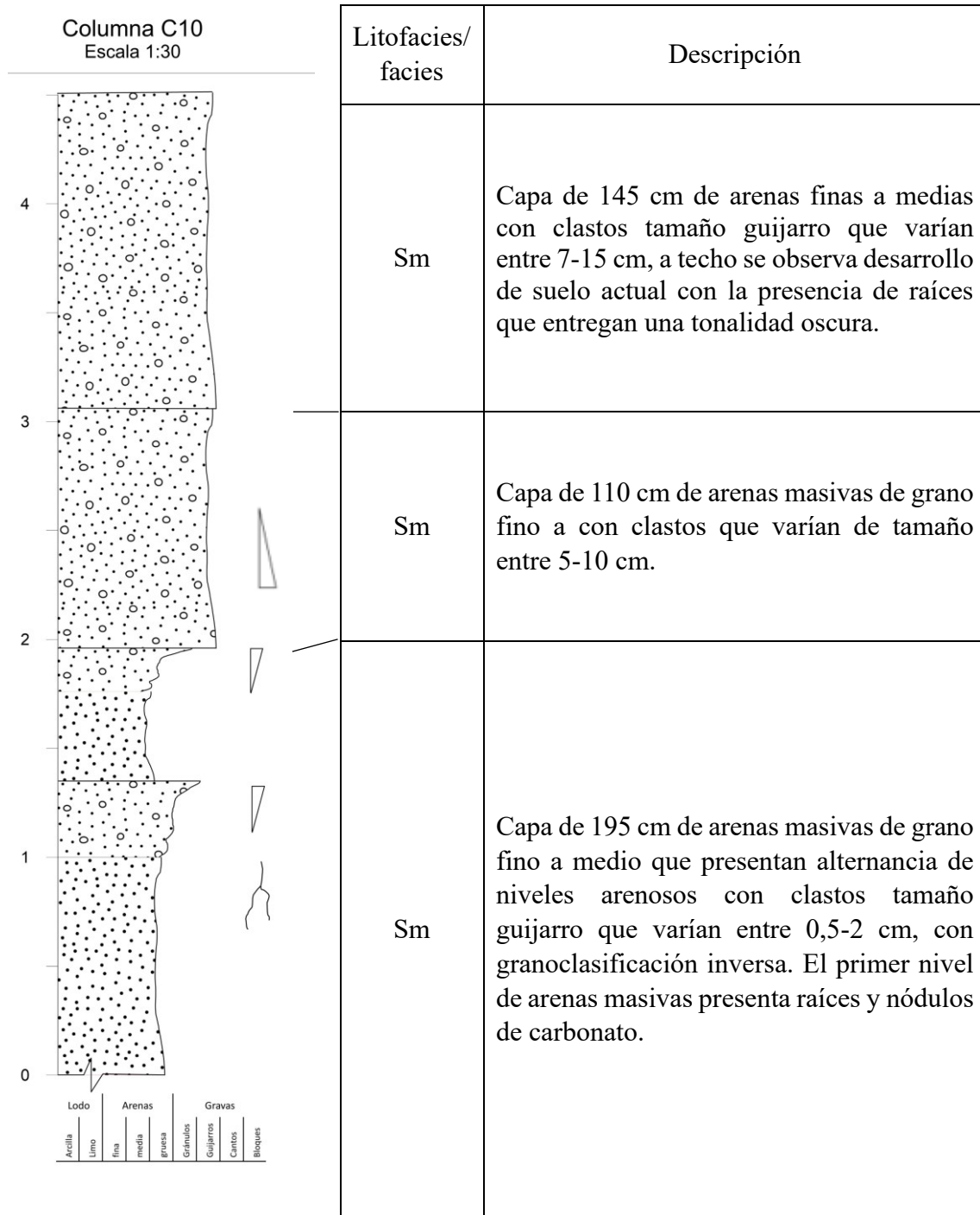


Figura 4.12. Columna estratigráfica C10, escala 1:30. Potencia general de 450 cm de depósitos semi consolidados.

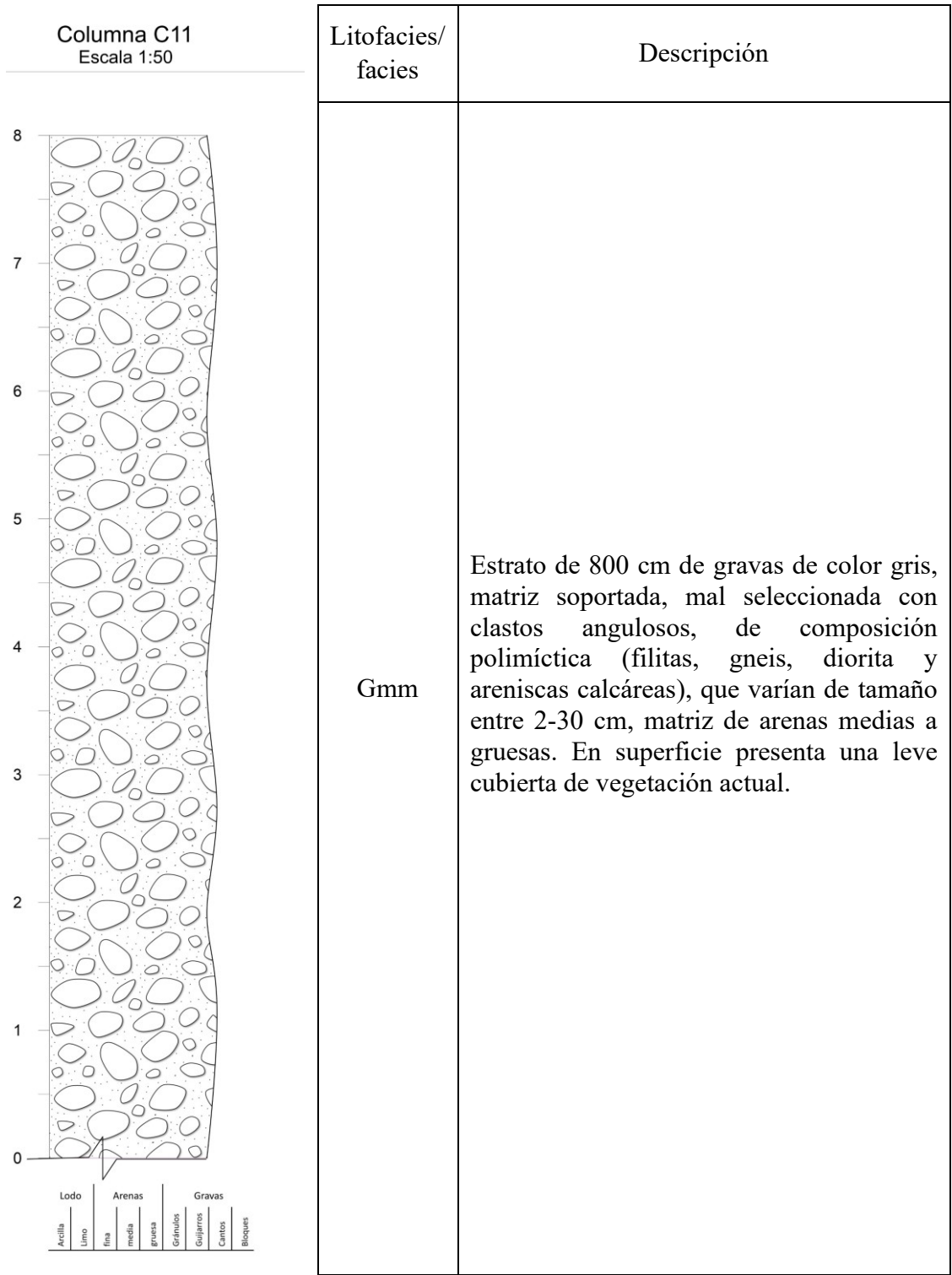


Figura 4.13. Columna estratigráfica C11, escala 1:50. Potencia general de 800 cm de depósitos consolidados.

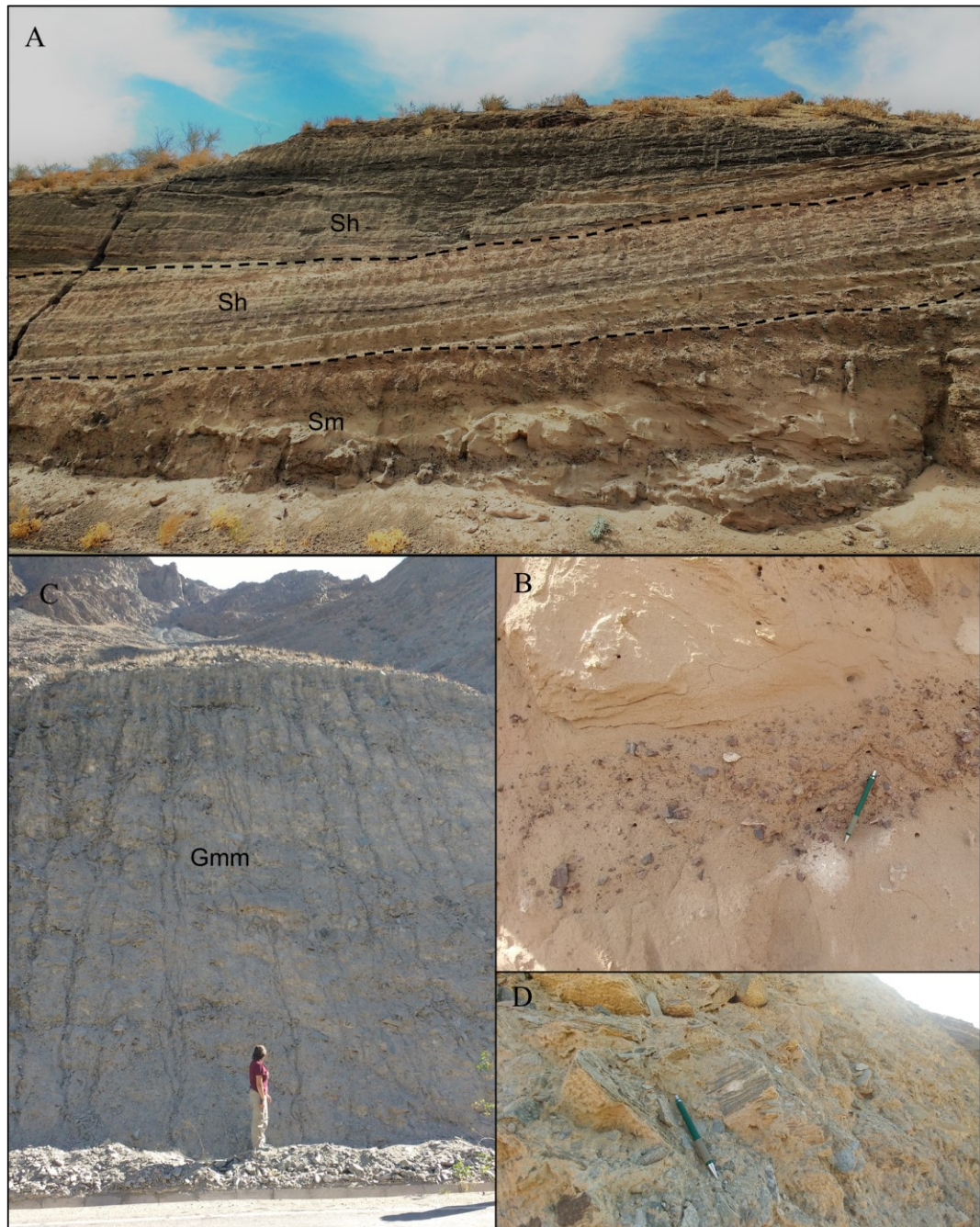


Figura 4.14. Fotografías de terreno. A) Columna C10, líneas segmentadas marcan la separación de facies. B) Detalle de columna C10, nivel de arenas y arenas guijarrosas. C) Columna C11, abanico aluvial de gran potencia. D) Composición de clastos de las gravas de la columna C11.

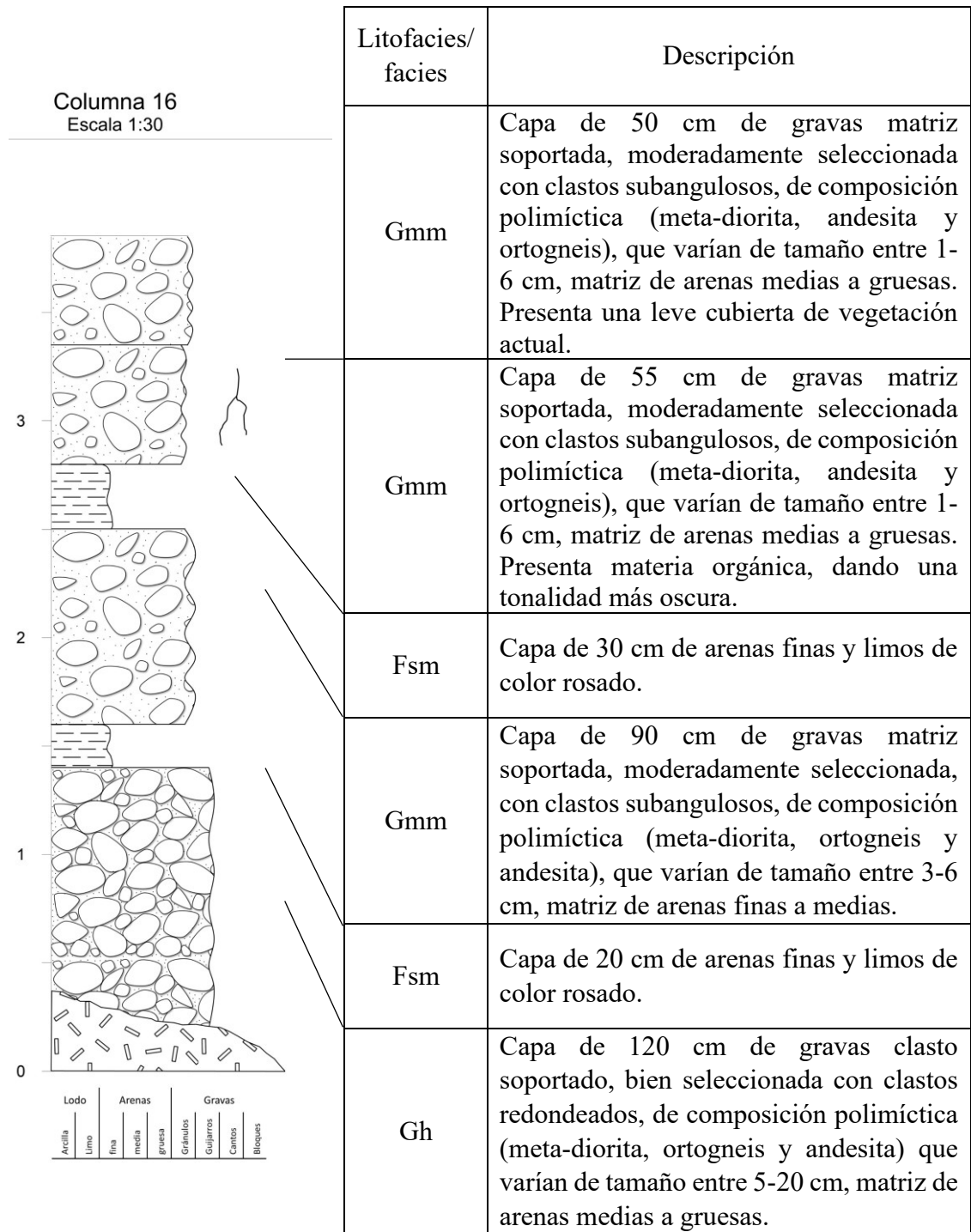


Figura 4.15. Columna estratigráfica C16, escala 1:30. Potencia general de 365 cm de depósitos semi consolidados.

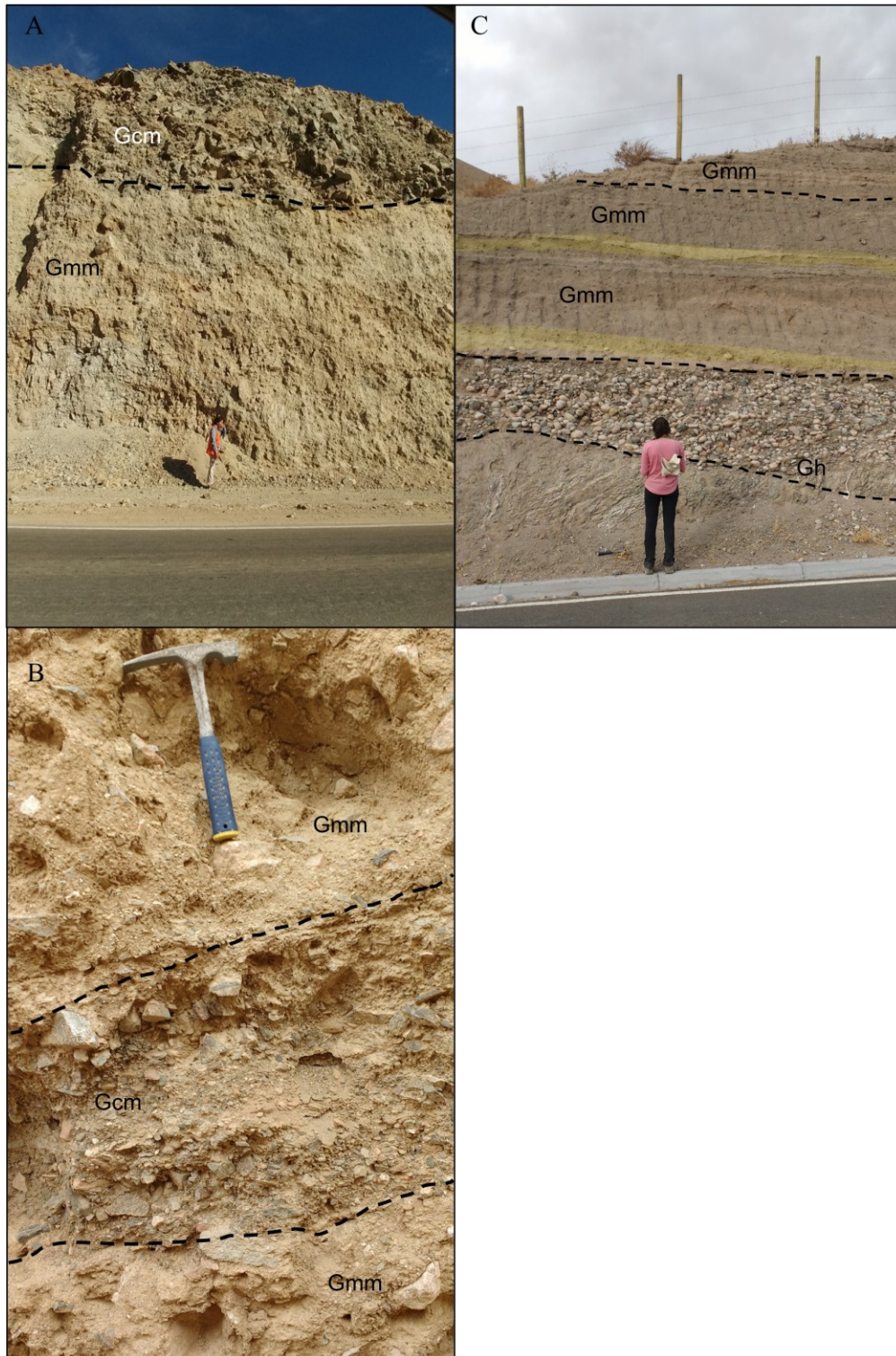


Figura 4.16. Fotografías de terreno; A) Depósitos de la columna C12, correspondiente a abanico de gran dimensión, línea segmentada separa facies identificadas. B) Depósitos de la columna C14, líneas segmentadas indica la separación de facies. C) Depósitos de la columna C16, líneas segmentadas indican separación de facies identificadas y zonas amarillas indican los depósitos clásticos finos de facies Fsm.

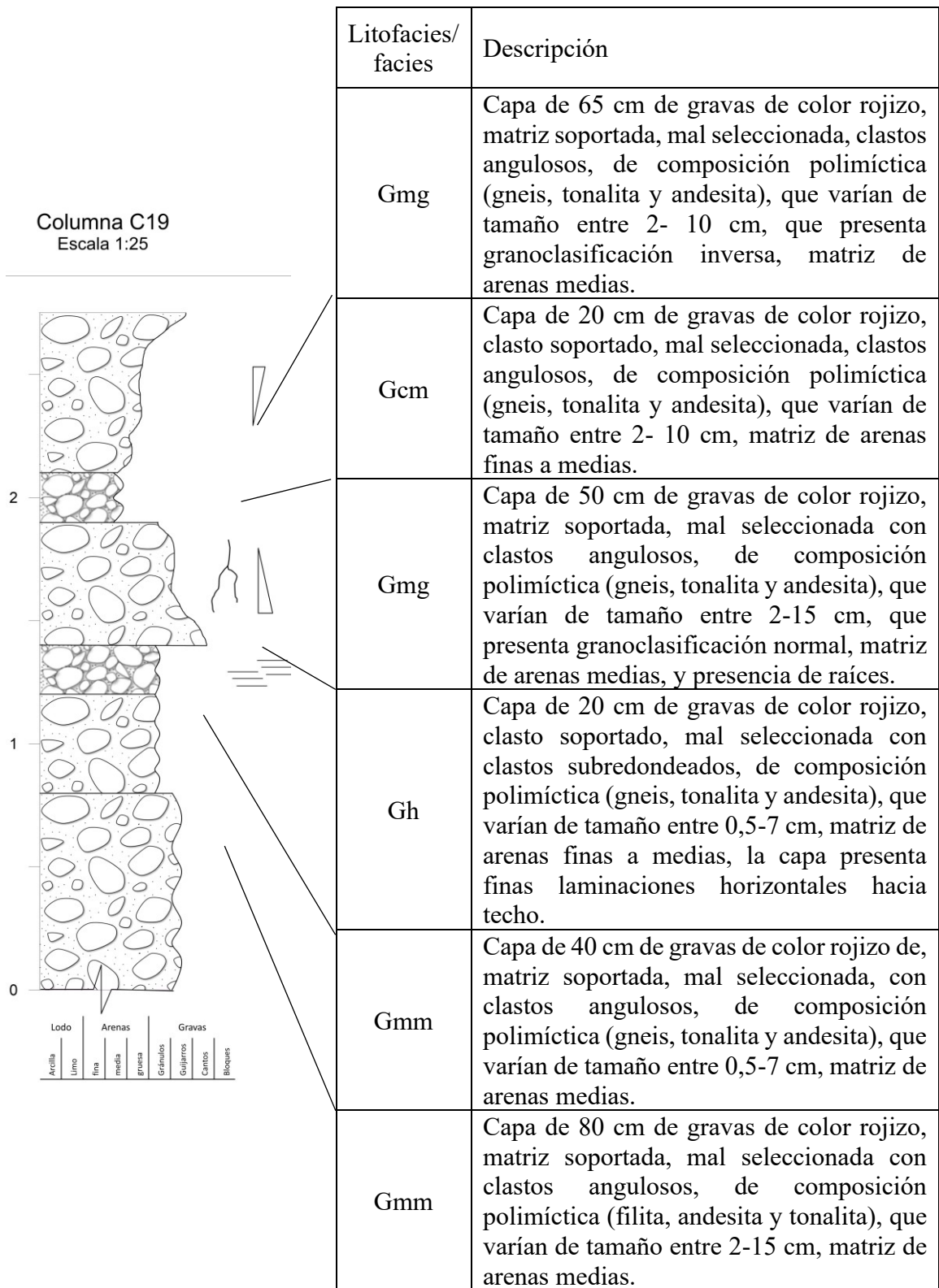


Figura 4.17. Columna estratigráfica C19, escala 1:30. Potencia general de 275 cm de depósitos semi consolidados.

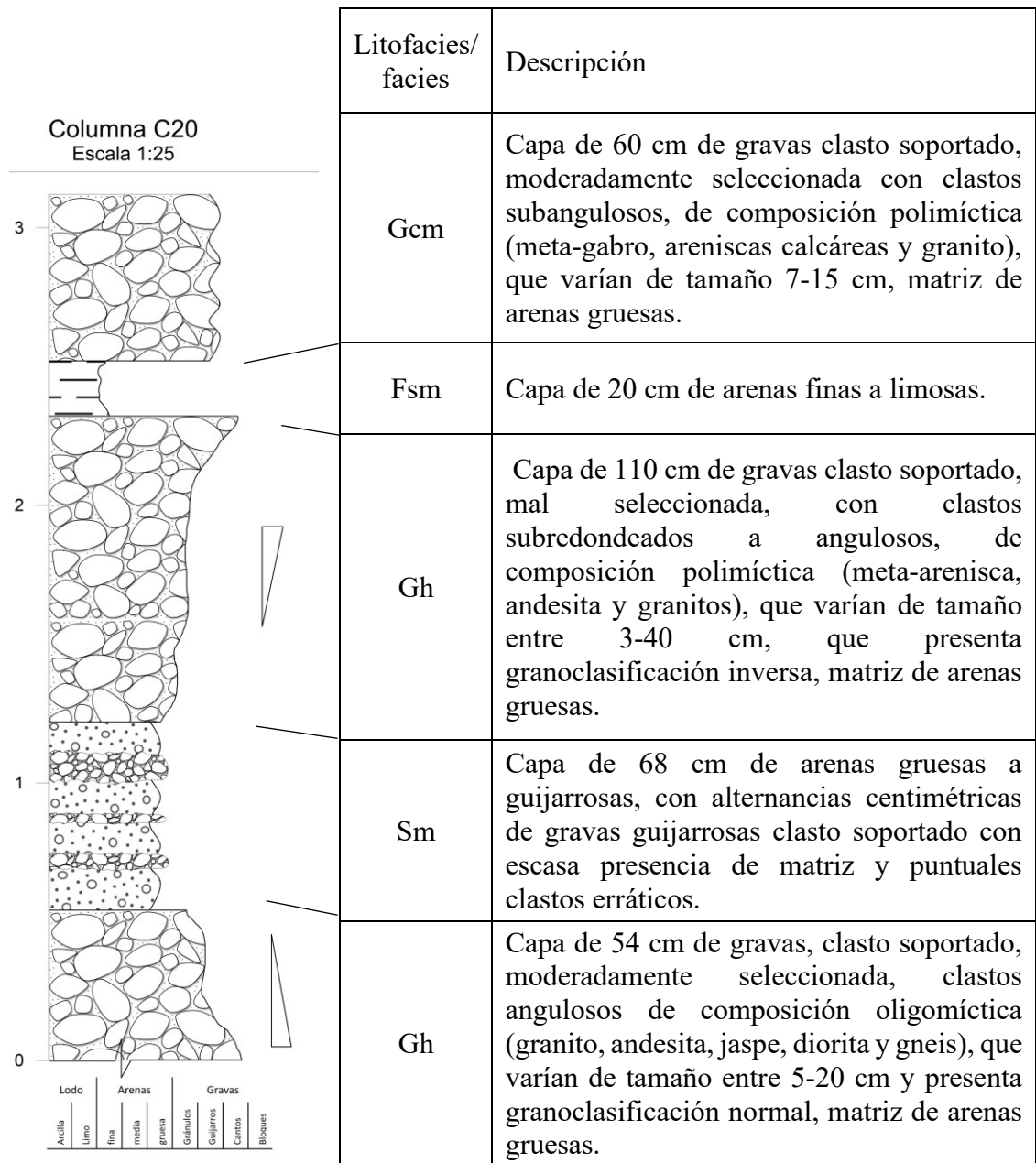


Figura 4.18. Columna estratigráfica C20, escala 1:25. Potencia general de 312 cm de depósitos semi consolidados

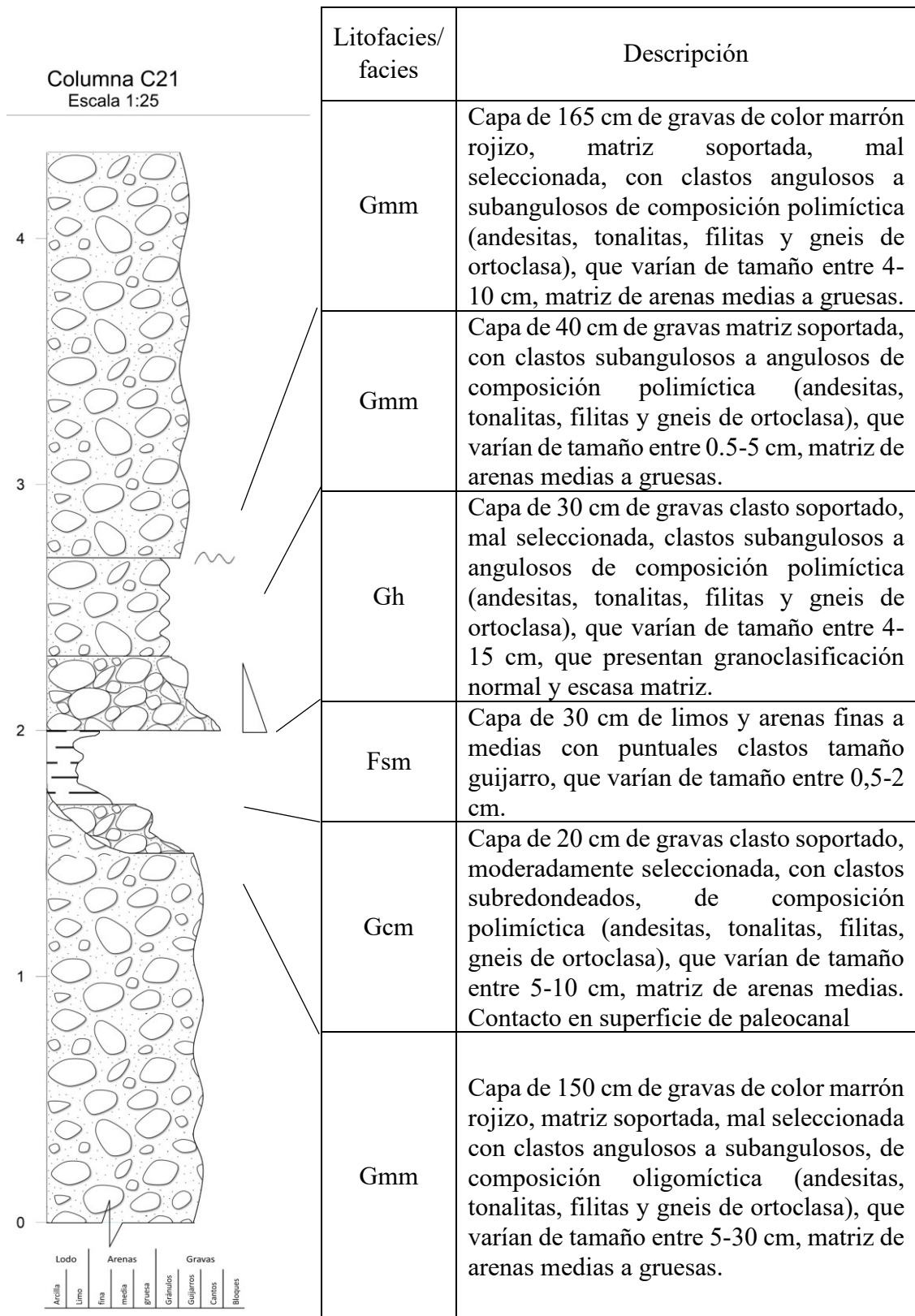


Figura 4.19. Columna estratigráfica C21, escala 1:25. Potencia general de 320 cm de depósitos semi consolidado.



Figura 4.20. Fotografías de terreno; A) Columna C19, líneas segmentadas separan las facies identificadas. B) Detalle de las laminaciones paralelas observadas en estrato de columna C19. C) Columna C20, líneas segmentadas separan las facies identificadas. D) Columna C21, líneas segmentadas separan las facies identificadas, línea continua marca la superficie de paleocanal.

### 4.2.3 Geoformas

El área de estudio muestra una evolución geomorfológica fluvial dentro de sus valles; de San Félix y El Tránsito. Observando principalmente el desarrollo de abanicos aluviales de gran dimensión que han sido erosionados por quebradas nacientes (Figura 4.21-A), y otros, presentan superficies planas erosivas (Figura 4.21-B), así mismo, abanicos con incisión producto de eventos meteorológicos recientes (Figura 4.22), asociado a depósitos gravitacionales, que indicarían las etapas evolutivas dentro del sistema fluvial.

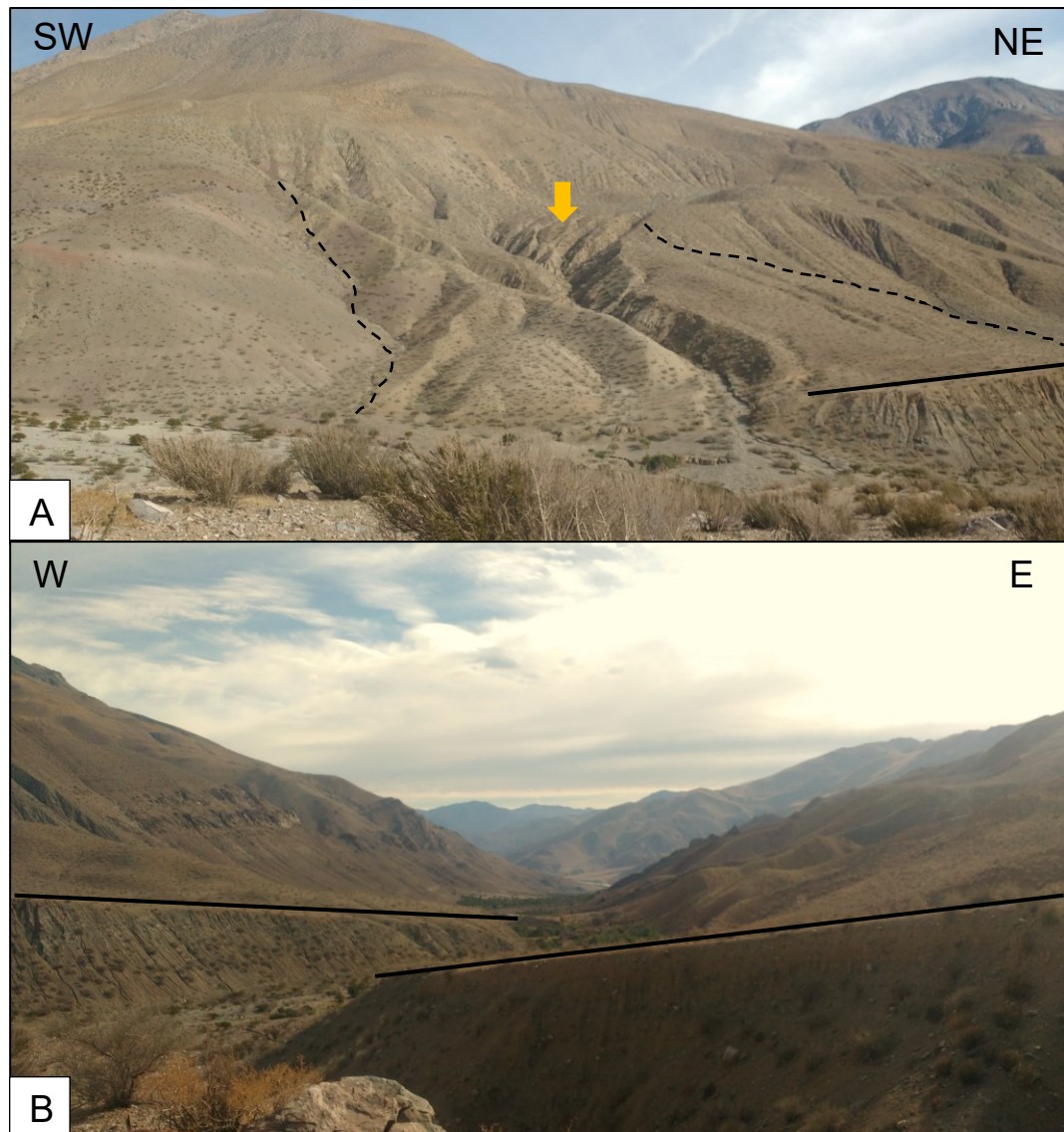


Figura 4.21. A) Abanico aluvial de gran dimensión (delimitado por línea segmentada), que presenta red de drenaje asociada a una quebrada (señalada con flecha amarilla) y superficie plana erosionada (línea negra). B) Abanicos aluviales que presentan superficie plana erosionada, indicado con líneas negras. Cercanía de Quebrada Pinte.

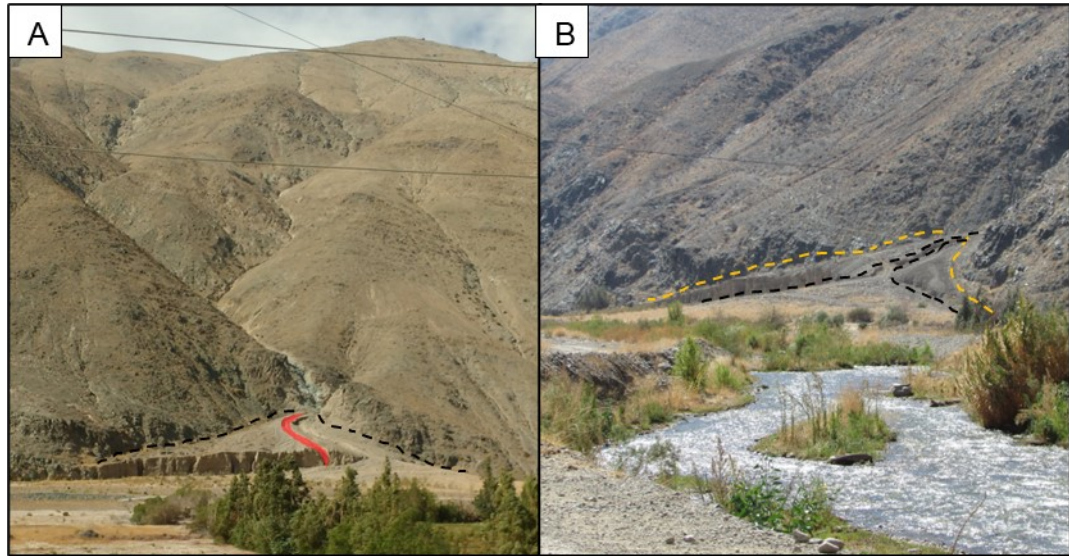


Figura 4.22. A) Abanico aluvial (delimitado por línea negra segmentada), con incisión (línea roja) en su superficie. B) Se observan depósitos gravitacionales asociados a la incisión (líneas negras), sobre abanico antiguo (líneas amarillas), cortado por el cauce actual del río El Carmen. Cercanías de San Félix.

En Quebrada Pinte se observó depósitos de gravas no consolidadas pertenecientes a un abanico aluvial activo o en formación (Figura 4.23).



Figura 4.23. Depósitos asociados al desarrollo de un abanico aluvial activo, señalados con línea punteada. Cercanías Quebrada Pinte.

Dentro de las características fluviales de un canal, el río El Carmen se presenta como un río meandro (Figura 4.24), distintivo por su curvatura, al igual que el río El Tránsito. Encontrándose así en sus alrededores depósitos de desborde recientes, como las grietas de desecación asociados a la llanura de inundación (Figura 4.25).



Figura 4.24. Cauce del río El Carmen, cercano a la localidad de San Félix, se observa la forma de canal sinuoso.



Figura 4.25. Depósitos de llanura de inundación formando grietas de desecación. Cercanías de San Félix.

## CAPITULO V: DISCUSIONES

### 5.1 Asociación de facies

#### **Asociación de facies 1:** Gmm+/-Gcm

Corresponde a la asociación más antigua estratigráficamente reconocida en el área de estudio al estar presente en la mayor parte de las columnas, por lo tanto, la primera en depositarse. Compuesta principalmente por gravas masivas facies Gmm y puntual desarrollo de la facies Gcm, la cual se acuña. Se observan en terreno depósitos de gran potencia de hasta 9 m, con buen grado de consolidación, correspondiente a depósitos de gravas masivas, matriz soportada, mal seleccionada, con clastos angulosos de tamaños variables de cantos a bloques y matriz de arenas medias a gruesas, presenta variaciones en la secuencia con gravas clasto soportado, mal seleccionada de clastos angulosos de iguales características mencionadas.

Interpretación: Las litofacies Gmm y Gcm representan depósitos de flujo cohesivo, flujos de detritos (*debris flow*), subaéreos a subacuados, o depósitos (Gcm) de flujos de densidad hiperconcentrada (Smith, 1986; Horton y Schmitt, 1996; Miall, 1996; Mulder y Alexander, 2001; Nalpas *et al.*, 2008), interpretándose como depósitos de cabecera de un abanico aluvial, caracterizado por la granulometría más gruesa y heterométrica, así como el estar constituida predominantemente mediante el concurso de flujos masivos con comportamiento viscoso o por flujos acuados muy densos (Colombo y Arche, 2010).

#### **Asociación de facies 2:** Gmm +V+/- (Gcm)

Corresponde a una asociación identificada en la parte occidental del área de estudio, en la ladera del río El Carmen. Compuesta principalmente por gravas masivas mal seleccionada; que en su base presenta depósitos de gravas matriz soportada (Gmm) de arenas medias a gruesas, con clastos subangulosos de tamaño variable de guijarros a cantos, y sobre ellas se depositan gravas masivas mal seleccionadas, clasto soportado (Gcm), con clastos subangulosos de tamaño variable de guijarros a cantos y matriz de arenas medias a gruesas, que lateralmente son erosionadas. Intercalando la litofacies Gmm de forma lenticular, se presenta un nivel de cenizas (facies V) de espesor continuo,

presentes en dos registros en el área de estudio. Dentro de la asociación en la litofacies Gmm, Riveros (2019) reconoció dos horizontes pedogénicos; el primero caracterizado como Paleosuelo E, clasificado como un Protosol debido a su escaso desarrollo, por lo que no es posible diferenciar con claridad los límites del horizonte, no siendo considerado como una facies dentro de los depósitos de gravas. El segundo de facies P, caracterizado como Paleosuelo B, clasificado como un Calcisol de textura petrocálcica en la Etapa III según Gile et al., (1996), donde el horizonte cálcico se encuentra cubierto completamente por carbonato (Riveros, 2019).

Interpretación: Al igual que la asociación de facies 1, refleja las mismas condiciones de flujo subacuoso, en zona de cabecera de un abanico aluvial, con aporte de las quebradas adyacentes que permitieron el depósito sobre gravas ya existentes. La disminución de la pendiente en zonas medias de los abanicos aluviales favoreció al desarrollo y conservación de los paleosuelos Calcisol y Protosol, que según los criterios de Mack y James (1994), indicarían una zona subtropical para su evolución, siendo compatibles con climas cálidos y con altas precipitaciones medias anuales (Riveros, 2019). Lo que establece un rango de precipitaciones para los Calcisoles de 50 a 100 mm/año (Olivares, 2008). Para los Protosoles que poseen características de Vertisoles y Calcisoles, estimar precipitaciones que van desde los 200 a 50 mm/año, lo que permite interpretar que han sido formados en un clima dominado por la aridez y con estaciones húmedas bien definidas (Riveros, 2019). Siendo el clima un factor esencial, además de la compleja interacción entre las velocidades de erosión y sedimentación; con flujos canalizados tipo *streamflood* de alta energía capaces de erosionar, alternados con flujos descanalizados en manto tipo *sheetflood* (Hogg, 1982; Miall, 1996). Lo que indica una movilidad o avulsión de los canales (Miall, 1996). Resultado de la interacción de la zona media de un abanico aluvial con el cauce principal.

La presencia de la capa de cenizas refleja la intensa actividad volcánica de la Cordillera Principal, la cual es posible correlacionar a nivel regional con depósitos cercanos de cenizas intercaladas en gravas asociadas a terrazas fluviales del río Huasco, que estudios de Arévalo *et al.* (2009), indicarían una edad Mioceno-Plioceno. En el caso de estudio, se estima para las cenizas cercanas a San Félix una edad mínima de  $2.800 \pm 30$  años,

correlacionando los datos obtenidos por Riveros (2019). Lo que permite inferir diversos episodios de actividad volcánica explosiva en la región.

### **Asociación de facies 3: Gh +Gmm+/--(Fsm+/-Sm)**

Corresponde a una asociación identificada al lado oriental del área de estudio, en las laderas del río El Tránsito. Compuesta principalmente por gravas que se depositan sobre las gravas más antiguas (Asociación de facies 1). Caracterizada por ser gravas clastos soportados (Gh), moderadamente seleccionada, con clastos subredondeados de tamaños variables entre guijarros y cantos, matriz de arenas finas a medias, que presentan granclasificación inversa y puntuales laminaciones. Con variaciones a gravas masivas (Gmm), matriz soportada, moderadamente seleccionada, con clastos subangulosos que varían de tamaño guijarro y matriz de arenas medias. Intercalan depósitos discontinuos y de poca potencia de limos a arenas finas (Fsm), y de forma masiva se depositan arenas finas a medias (Sm) que incluyen gradualmente clastos tamaño gránulos a guijarros con puntual presencia de raíces.

Interpretación: La litofacies Gh se depositan en condiciones flujos canalizados tipo *streamflood* de alta energía capaces de erosionar (Hogg, 1982), que alternan con flujos tipo manto (*Sheetflood*) no confinados o poco confinados (Horton y Schmitt, 1996; Nalpas *et al.*, 2008). La litofacies Sm se interpreta como depósitos de flujos hiperconcentrados (Smith, 1986; Nalpas *et al.*, 2008), y la presencia de delgadas capas de las litofacies de Fsm, alternando las secuencias de Gmm, implica flujos confinados en un ambiente de aguas poco profundas (Nalpas *et al.*, 2008).

La asociación se interpreta como depósitos en el cuerpo de un abanico aluvial donde se evidencian ambas zonas; interna y externa. La primera corresponde a la parte alta del abanico y muestra una buena equivalencia lateral con la zona de la cabecera. De ésta proceden algunos episodios masivos y los flujos acuosos densos y altamente energéticos conocidos con el nombre de arroyadas en manto (*sheetfloods*) (Colombo y Arche, 2010), y en su parte externa presenta facies que han sido transportadas mediante corrientes acuosas, que pueden redondear los clastos por impacto y realizar alguna selección granulométrica de los mismos. Los materiales han sido transportados mediante formas de fondo (barras) (Colombo y Arche, 2010). Según el autor anteriormente mencionado en la

zona externa del cuerpo del abanico aluvial se preservan niveles de granulometría más fina, como arenas o limos, situadas en lugares en los que momentáneamente la sedimentación se habría detenido.

**Asociación de facies 4:** Gh + P + Gmm+/--(Gmg+/-Gcm+/-Sm+/-Fsm)

Corresponde a una asociación identificada en Quebrada Pinte, caracterizada por presentar principalmente gravas clasto soportado (Gh y Gcm) y gravas matriz soportada (Gmm y Gmg), con alternancias de depósitos de limos y arenas (Fsm y Sm). La base presenta contactos levemente erosivos, de depósitos de gravas clasto soportado, con clastos subangulosos, moderadamente seleccionada que varían de tamaño guijarros a cantos y matriz de arenas finas a medias, que presentan granoclasificación normal. En alternancia se encuentran gravas matriz soportada con desarrollo de paleosuelo (facies P) en su base y puntualmente granoclasificación (Gmg) que se acuñan lateralmente. Depósitos de la litofacies Fsm y Sm interdigitan secuencias de litofacies clasto soportado, con niveles finos acuñados sin mayor extensión lateral.

Interpretación: Para los depósitos de gravas se mantienen las condiciones de flujos nombradas en las asociaciones anteriores para un abanico aluvial. Se destaca el análisis del paleosuelo (facies P) identificado por Riveros (2019) como Paleosuelo A, de textura masiva y de coagulación con un grado de evolución de los horizontes cálcicos en la Etapa I y II según Gile *et al.* (1996) (Riveros, 2019), donde los clastos presentan un recubrimiento fino y discontinuo de carbonato, y en algunos sectores la matriz se encuentra cementada discontinuamente, caracterizado como Calcisol que señala condiciones de formación de climas que reciben menos de 80 mm/año de precipitaciones (Riveros, 2019). La presencia de un horizonte pedogénico, depósitos de gravas con granoclasificación inversa y la superficie de paleocanal, sugiere la interacción de: flujos canalizados tipo *streamflood* de alta energía capaces de erosionar, alternados con flujos descanalizados en manto tipo *sheetflood* (Hogg, 1982; Miall, 1996). Lo que indica una movilidad o avulsión de los canales (Miall, 1996). Resultado de la interacción de la zona media de un abanico aluvial con el cauce principal.

## **5.2 Correlación estratigráfica**

La información obtenida del levantamiento de columnas estratigráficas y las asociaciones de facies definidas en el apartado anterior permite exponer 3 paneles de correlación, utilizando como parámetros los niveles estratigráficos y características sedimentarias.

### **5.2.1 Panel A: Alto del Carmen- San Félix**

El panel de correlación se posiciona en la transecta del río El Carmen, desde dicha localidad, hasta San Félix, que incluye las columnas; C1, C2, C3, C4, C5 y C22 distribuidas espacialmente en ambas laderas del río (Figura 4.28), de potencias variables de 2,35 a 4,85 m, con la predominancia de gravas masivas que se caracteriza por presentar un nivel de cenizas (Figura 5.1), y la observación del basamento intrusivo de roca diorita, que son cubiertas por las gravas monomíticas, matriz soportada de granoclasificación inversa, que a su vez, presentan un nivel fino de Paleosuelo B clasificado como un Calcisol con un mayor grado de desarrollo (Riveros, 2019), reconocido solo en este sector, por lo cual no es correlacionable en el panel, al igual que el Paleosuelo E identificado en la columna C2 por no presentar límites definidos dentro del estrato.

N

S

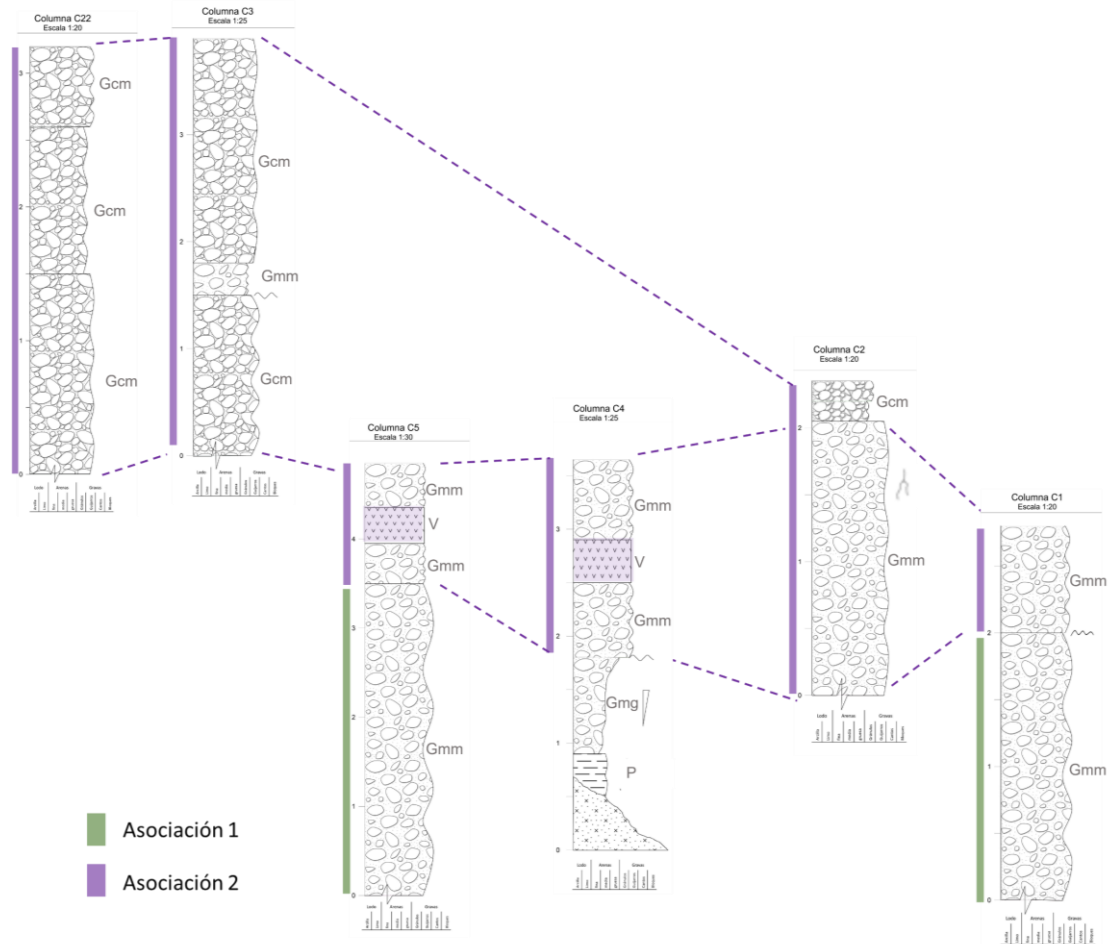


Figura 5.1. Panel de correlación estratigráfica A, que incluye las columnas de norte (C22) a sur (C1), distribuidos en las laderas del cauce del río El Carmen.

### 5.2.2 Panel B1: Alto del Carmen-Pinte

El panel se posiciona en la parte final del río El Tránsito, desde cercanías de su confluencia con el río El Carmen, hasta la entrada de Quebrada Pinte. Las columnas correlacionadas son; C8, C9, C10, C11, C12, C14 y C16, distribuidas en sentido NW-SE en ambas laderas del río (Figura 4.28), con potencias variables de 2,75 hasta 8,30 m, siendo uno de los depósitos de mayor potencia, con litofacies de gravas masivas y gravas con granoclasificación y presencia de laminaciones. Se observa parte del basamento volcánico de andesitas porfídicas que subyacen gravas clasto soportado (Figura 5.2).



de gravas masivas y litofacies clásticas finas; limos y arenas, que se acuñan lateralmente (Figura 5.3), lo que indicaría períodos de activación continuos en la quebrada.

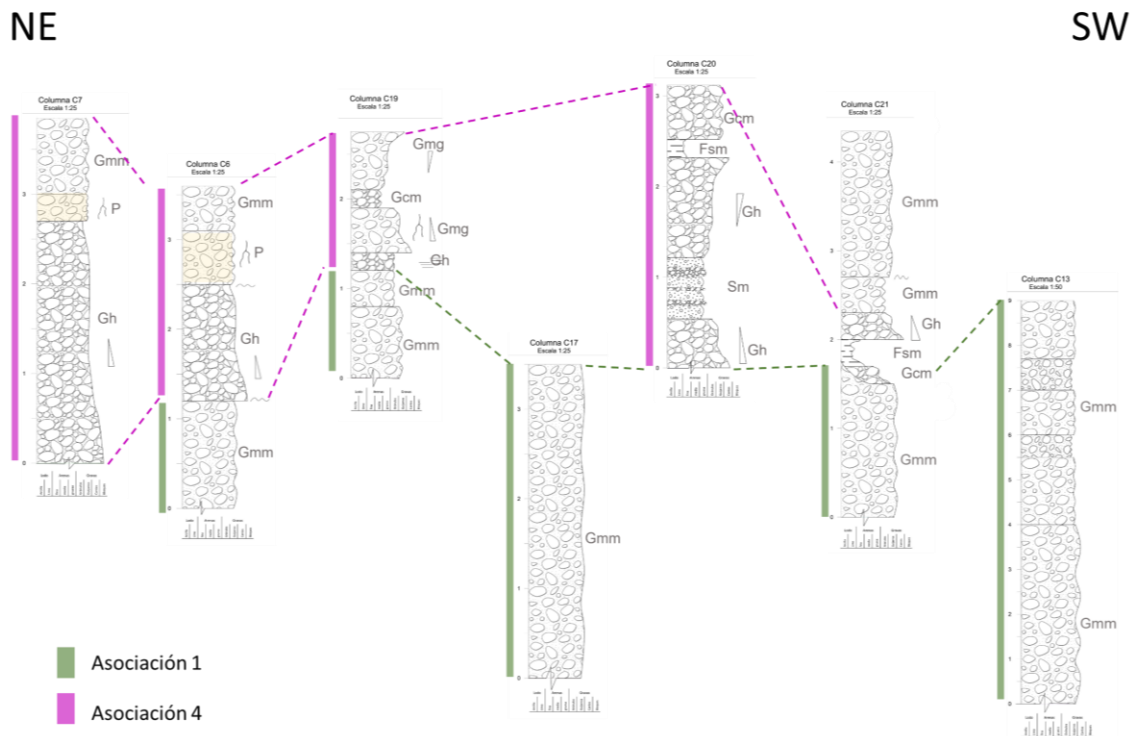


Figura 5.3. Panel de correlación estratigráfica B2, que incluye las columnas C6, C7, C13, C17, C19, C20 y C21, distribuidos de NE a SW en Quebrada Pinté.

### 5.3 Modelo de evolución estratigráfica

Se plantea una propuesta generalizada sobre la evolución estratigráfica, para la formación de abanicos aluviales en el ambiente fluvial del Valle del Huasco; en las cuencas tributarias del río El Carmen y río El Tránsito, en la zona de Cordillera Principal.

#### **Etapa 1:** Formación de la cuenca; incisión de la Cordillera Principal (Figura 5.4)

Primera etapa donde la incisión y formación de la cuenca sobre el basamento, representado por batolitos del Pérmico al Triásico inferior (Ribba, 1985) y rocas marinas, siliciclásticas y volcánicas que van desde el Triásico hasta el Neógeno (Salazar, 2012; Cabré *et al.*, 2017), genera el espacio necesario para que se deposite un volumen de gravas (Riquelme *et al.*, 2007). El relieve de la Cordillera Principal muestra que los principales drenajes corresponden a cañones que representan hasta 2.000 m de incisión y que dan

paso, aguas arriba, a empinadas paredes, donde estudios de Aguilar *et al.* (2013) revelan un relieve joven, marcado por la presencia de pedimentos en los interfluvios de las cuencas, fuertemente incididos por los valles fluviales.

Para el Valle del Huasco, si se considera la diferencia entre la altitud media del relieve y la del *talweg* como un indicador de la magnitud de incisión vertical en distintas posiciones de la Cordillera Principal, se refleja que varía desde 2.000 m en la parte oeste de la Cordillera Principal oriental, a 1.800 m en el borde oeste de la Cordillera Principal occidental (Aguilar *et al.*, 2013).

La incisión total en la Cordillera Principal se puede atribuir a dos eventos de incisión, descritos por Aguilar *et al.* (2013), que se iniciaron en distintos períodos:

1. Uno que se inició durante el Mioceno medio, resultando la excavación y relleno de sucesivos pedimentos, que representan 1.000 m de incisión vertical en la Cordillera Principal occidental y entre 500 a 1.000 m en la Cordillera Principal oriental.

2. Otro que ocurrió durante el Mioceno tardío-Plioceno, que resultó en la incisión de cañones en donde se distribuyen los actuales drenajes, que representan 800 m de incisión vertical en la Cordillera Principal occidental y más de 1.000 m en la Cordillera Principal oriental.

Estudios realizados en muestras tomada en la Cordillera Principal del Valle del Elqui indican dos eventos de enfriamiento importantes: uno entre 15-10 Ma y otro posterior a 5 Ma (Cembrano *et al.*, 2003; Aguilar *et al.*, 2013). Es probable que parte del alzamiento de la Cordillera Principal se relacione con la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, debido a la posición del Frente de Montaña.

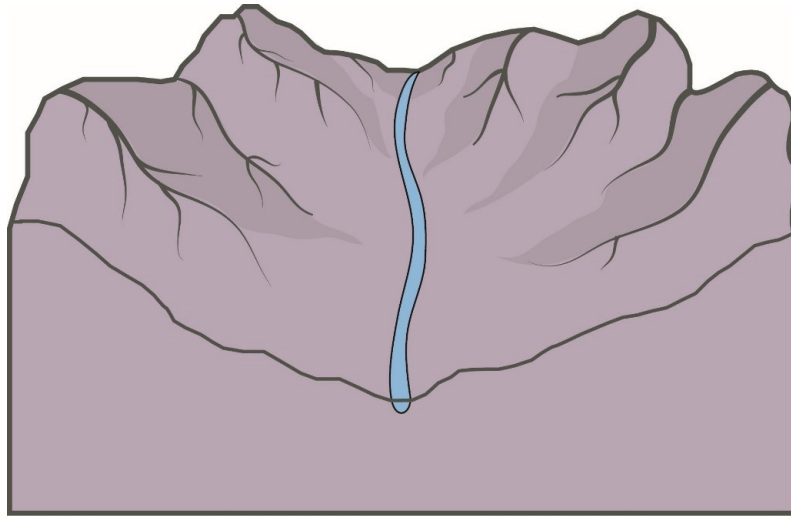


Figura 5.4. Modelo de Etapa 1, período de incisión de la Cordillera de edad Miocena.

**Etapa 2:** Formación de los primeros abanicos aluviales (Figura 5.5)

En el área de estudio se reconoce un primer evento formador de abanicos aluviales, llamado “Evento 1”, correlacionado a la asociación de facies 1, caracterizados por litofacies Gmm de gravas masivas, matriz soportada, mal clasificadas. Al Evento 1 se le puede atribuir el período Holoceno, en un rango de  $12.300 \pm 80$  a,  $7.060 \pm 50$  a,  $6.970 \pm 70$  a. Edades obtenidas del estudio realizado por Cabré *et al.* (2017), en abanicos aluviales del río El Tránsito.

En un contexto fluvial, el cambio climático hacia condiciones más húmedas promueve una mayor eficacia del transporte de sedimentos debido a las grandes descargas de agua (Bull, 1991). Se cree que la actividad de las cuencas de tributarios es impulsada por las tormentas de lluvia, asociadas a fases más húmedas durante el Holoceno debido a la mayor influencia de los Vientos del oeste (Veit, 1996). Considerándose también el control litológico, con la presencia de fallas activas, la falta de estabilidad en laderas escarpadas dada por la geología local, los procesos geomorfológicos y los sistemas de drenaje torrencial (Cabré *et al.*, 2017).

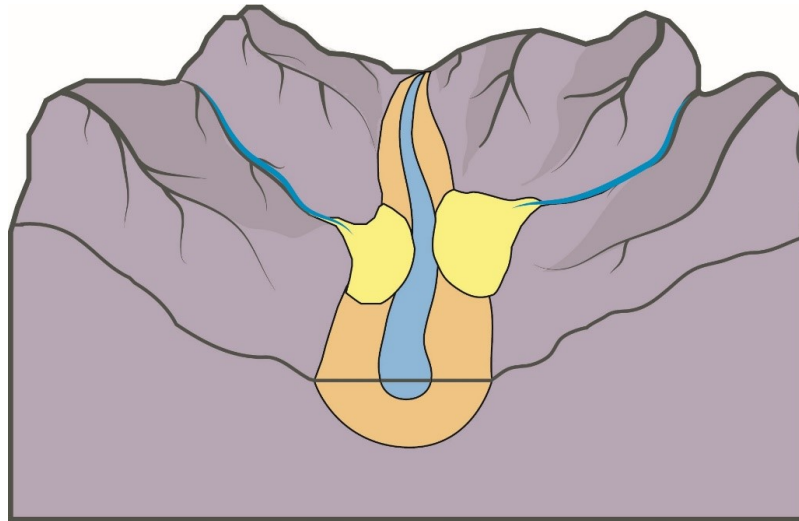


Figura 5.5. Modelo de Etapa 2, período de relleno del valle, con el desarrollo de la llanura de inundación y la depositación de abanicos del Evento 1 (color amarillo).

### **Etapa 3:** Erosión y agradación del valle fluvial (Figura 5.6)

En un ambiente fluvial; el cambio en el régimen de caudales favorece en los ciclos de agradación-incisión. (Cabré *et al.*, 2017), por lo que, en el área se observa la erosión lateral del Evento 1, preservándose solo depósitos característicos de la cabecera de un abanico aluvial (asociación de facies 1), debido a la esorrentía y migración del cauce. Posterior al Evento 1, se reconoce un “Evento 2”, correlacionado a las asociaciones de facies 2, 3 y 4, en sus etapas tempranas de formación; con depósitos de gravas masivas (Gmm y Gcm) y algunas diferenciadas por presentar estructuras sedimentarias y granoclasificación (Gh), indicando variaciones en las condiciones del flujo de transporte. Además, la presencia de horizontes de paleosuelo y depósitos finos de llanura de inundación indican la migración del canal principal, que llevan a la interacción con las quebradas tributarias, generando la depositación de clastos finos (litofacies Fsm y Sm) sobre un abanico aluvial, que, Colombo (2005) propone como una consecuencia del represamiento del cauce principal por el gran aporte de sedimentos de las quebradas tributarias, generando lagunas.

Se puede asignar una edad estimada del Evento 2, de la datación C14 obtenida por Riveros (2019), realizada en una muestra tomada al Paleosuelo E desarrollado sobre litofacies Gmm de la asociación de facies 2, en el área de San Félix, arrojando edades de  $2.800 \pm 30$  años.

Colombo (2005), señala que aporte de los Vientos del oeste durante el Holoceno (5-3 ka B.P., 3-1,8 ka B.P. y 0,27 ka B.P), habrían aumentado las condiciones climáticas húmedas, que se reflejan en el desarrollo de capas ricas en carbono, acumuladas aguas arriba de los abanicos aluviales, de la unión de los tributarios debido al represamiento del río principal (Cabre *et al.*, 2017). Sin embargo, Veit (1996) menciona que, durante períodos más secos del Holoceno, también se formaron suelos sobre abanicos aluviales, donde casi no se produjo sedimentación.

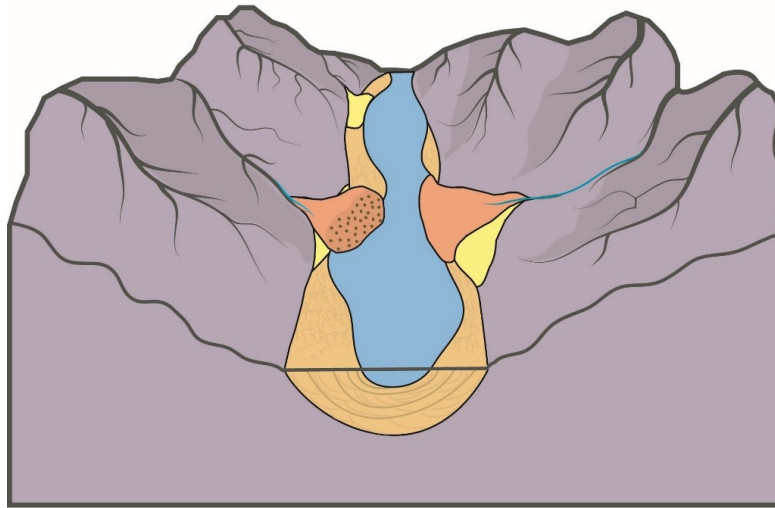


Figura 5.6. Modelo de la Etapa 3, período donde el cauce principal presenta mayor desarrollo y evolución de la llanura de inundación, favoreciendo la formación del Evento 2 (color naranja) y desarrollo de suelos (puntos color marrón), en condiciones climáticas húmedas del Holoceno.

#### **Etapa 4:** Incisión y agradación de Evento 2 (Figura 5.7)

Etapa donde no se reconocen mayores cambios del ambiente fluvial y en las condiciones formadoras de abanicos aluviales. Continúa la agradación del Evento 2, correlacionando las etapas finales de las asociaciones de facies 2, 3 y 4. Se destaca la intercalación en la litofacies Gmm de un nivel puntual de cenizas (asociación de facies 2; facies V), que registra la actividad volcánica de la región, y posterior depósito de gravas masivas clasto soportado (litofacies Gcm). Además, de la presencia de capas de arenas masivas de las litofacies Sm como evento final en la asociación de facies 3 y, la superficie de paleocanal en la asociación de facies 4, como contacto erosivo de la agradación de depósitos de litofacies Gcm de la asociación de facies 2 sobre la asociación de facies 1.

Las características mencionadas se atribuyen a eventos agradacionales de la interacción de quebradas tributarias y eventos de desborde y migración del cauce principal, manteniendo las condiciones de la Etapa 3. La constante interacción con el cauce fluvial principal permite la erosión continua de los depósitos de abanico, no siendo posible preservar depósitos asociados a la zona de pie de abanico aluvial.

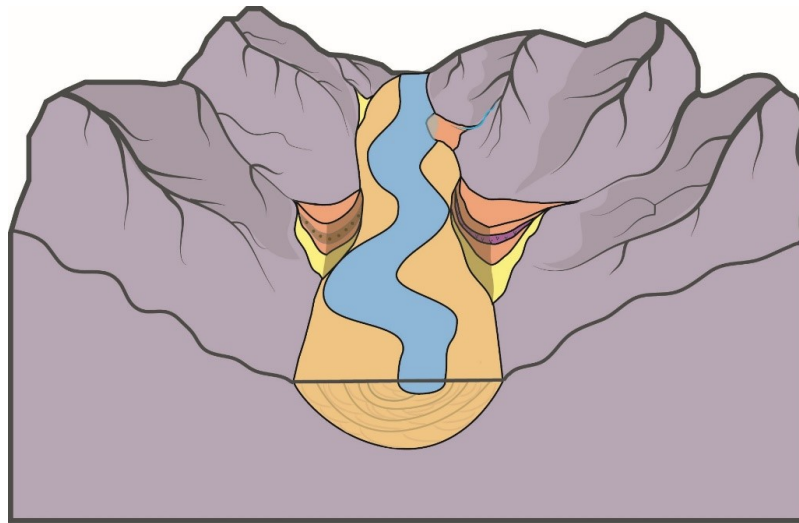


Figura 5.7. Modelo de la Etapa 4, período donde continua la agradación del Evento 2 (color naranja), depósitos que sobreyacen los niveles de ceniza (color morado) y paleosuelo (color marrón), identificados en la Etapa 3.

En la actualidad, se observó en terreno depósitos de abanicos activos en Quebrada Pinte, caracterizados por gravas masivas matriz soportada, mal clasificadas. Además, de abanicos antiguos con incisión de canal recientes. De esta forma se evidencia la continuidad de los procesos de formación, con aportes de flujos de detritos de pendientes aledañas que erosionan y agradan las geoformas (Figura 5.8). Condiciones estudiadas en el evento hidrometeorológico de marzo de 2015 por Wilcox *et al.* (2016), constatan que: el cauce represado formó lagos temporales aguas arriba debido al temporal de lluvias torrenciales que desencadenó flujos de detritos.

Cabré *et al.* (2017) concluye que, el aporte de sedimentos desde las cuencas tributarias hacia el valle principal, con la construcción de abanicos aluviales, controla finalmente la agradación en el valle del río El Tránsito. El presente estudio coincide con la propuesta anterior, no solo para el valle del río El Tránsito, si no, también para el valle del río El Carmen, ya que la principal geoforma identifica en el área son abanicos aluviales.

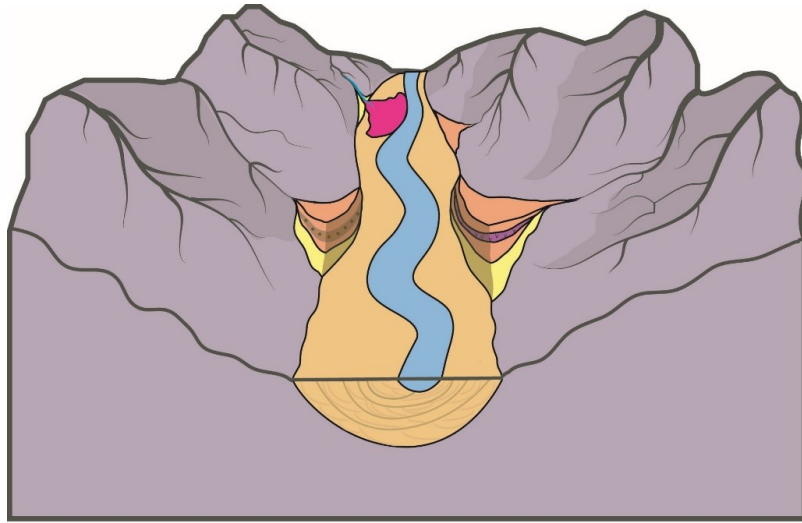


Figura 5.8. Modelo que representa la formación de abanicos en la actualidad, con incisiones y depósitos asociados al desarrollo de abanicos activos (color rosado).

#### 5.4 Potenciales sitios de interés geológico.

En el área de estudio se encuentran definidas rutas turísticas como; la ruta de Los Naturales y de Los Españoles, que llevan recorridos por los valles del río El Tránsito y río El Carmen, respectivamente. Las cuales exponen la belleza natural del sector, incorporando el patrimonio paleontológico existente, con los diversos registros de fauna fósil, además de historia y sitios arqueológicos de culturas prehispánicas que habitaron la región.

Con el fin de contribuir al turismo existente, se propone como sitio de interés geomorfológico los abanicos aluviales cercanos a la localidad de Alto del Carmen, específicamente los descritos en las columnas C4 y C5 (Figura 5.9), ya que conservan entre sus depósitos un nivel de cenizas volcánicas que ayudan a entender la evolución geológica del sector, registrando la actividad volcánica explosiva de la zona y, su correlación regional con los niveles de cenizas en las Gravas de Atacama de edades Mioceno-Pleistoceno, permite indicar que la actividad volcánica continuo al menos hasta el Holoceno.



Figura 5.9. Fotografía de abanico aluvial que conserva nivel de cenizas volcánicas, cercano a Alto del Carmen.

Además, de educar a las comunidades en los procesos de formación de un abanico y realzar la importancia que tienen los depósitos aluviales, debido a su uso en la agricultura (Figura 5.10 y 5.11) y la prevención de riesgos naturales asociados a los flujos de detritos producto de evento hidrometeorológicos (Figura 5.12).



Figura 5.10. Fotografía de depósitos de abanico aluvial utilizados para el cultivo de uvas, cercanos a la localidad de Alto del Carmen.



Figura 5.11. Fotografía de depósitos de abanico aluvial utilizados para el cultivo de uvas, cercanos a la localidad de Alto del Carmen.



Figura 5.12. Fotografía de vivienda afectada por eventos meteorológicos (aluviones), cercanías de Pinte.

## CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Las condiciones en un ambiente fluvial para el desarrollo y conservación de diversas geoformas fluvio-aluviales, propuestas en la hipótesis, son fundadas ya que, se identificaron principalmente depósitos asociados a abanicos aluviales, con diversos estados de conservación producto de la erosión constante de los cauces principales del área, donde se logró levantar 6 columnas estratigráficas en el tramo A (Alto del Carmen- San Félix) y, 16 columnas estratigráficas en el tramo B (Alto del Carmen- Quebrada Pinte), que evidencian la formación principal de estas geoformas en la zona alta del Valle del Huasco.
2. Con el estudio estratigráfico fue posible establecer 4 asociaciones de facies, que se correlacionaron en los paneles; A, B1 y B2, distribuidos en el área del río El Carmen, río El Tránsito y Quebrada Pinte, respectivamente. Se concluye que ambos cauces presentaron las mismas condiciones formadoras para los primeros depósitos de abanico aluvial, ya que la asociación de facies 1 se encuentran en las tres áreas y sobre ella se depositan las asociaciones de facies 2, 3 y 4.
3. La asociación de facies 2, en el valle del río El Carmen, con respecto a la asociación de facies 3, en el río El Tránsito, permite inferir que las condiciones de depositación no fueron las mismas para ambos valles después de la agradación de la asociación de facies 1, ya que en la asociación de facies 3 se identifica procesos donde la llanura de inundación tuvo mayor interacción con los depósitos de abanico aluvial. Se propone realizar un estudio más detallado para el valle del río El Carmen, debido a la diferencia en la densidad de datos tomados para ambos valles.
4. En la asociación de facies 2, considerando la datación de C14 realizada por Riveros (2019), en el incipiente Paleosuelo E desarrollado en los depósitos de gravas (litofacies Gmm) de la columna C2, y su correlación lateral en el Panel A con la columna C4 y C5, que presentan el nivel de cenizas (facies V), permite acotar la edad mínima a  $2.800 \pm 30$  años, para la depositación del nivel volcánico.

5. El estudio permite establecer un modelo generalizado para la evolución estratigráfica en la formación de abanicos aluviales en la zona alta del Valle del Huasco, separado en dos eventos de depositación: Evento 1 y Evento 2. El primero se asocia a los primeros depósitos identificados en el área, de la asociación de facies 1, y el segundo, reconocido en las asociaciones de facies 2, 3 y 4. Ambos reflejan la etapa de agradación durante el Holoceno en la región de Atacama, donde períodos de mayor humedad favorecieron la formación de abanicos aluviales.
6. La información estratigráfica obtenida permite proponer como sitio de interés geológico los abanicos aluviales cercanos a la localidad de Alto del Carmen. Esta geoforma se identifica en la columna C5, el cual preserva un nivel de cenizas entre sus depósitos de gravas masivas, lo que contribuye al conocimiento de los distintos procesos geológicos, su interacción y evolución geomorfológica.
7. Se concluye que la dinámica local en los ríos es el principal factor que aporta a la configuración del valle, sumado a los eventos meteorológicos ocurridos en períodos estivales, que aportan diferentes fuentes de sedimentos que contribuyen a la agradación e incisión del relieve, observándose en la actualidad nuevas etapas deposicionales con registro de depósitos asociados a abanico activos y canales de incisión sobre geoformas antiguas. Se sugieren estudios para establecer si las condiciones formadoras indican un nuevo evento agradacional o si es parte del mismo Evento 2.
8. Los abanicos aluviales observados en la localidad de Alto del Carmen evidencian la importancia de estas geoformas en la actividad económica de la zona, con el cultivo de uvas sobre los depósitos de abanico aluvial. Por lo que es de gran importancia educar a la comunidad sobre los procesos formadores de un abanico aluvial, e incentivar el interés de los habitantes sobre los procesos geológicos de su entorno, tanto como, en los beneficios o riesgos asociados en la evolución geomorfológica. Se sugiere un estudio geoquímico para evaluar la calidad de los

depósitos aluviales utilizados en la viticultura, además de un estudio hidrogeológico en el valle para determinar la disponibilidad de recursos hídricos para la continuidad de dicha actividad.

9. Se ha observado que en los últimos años la zona se ha visto afectada por eventos hidrometeorológicos de gran magnitud, provocando el desborde de los ríos y la activación de quebradas asociadas a flujos de detritos que impacta de forma negativa a las comunidades, por lo que se recomienda un estudio de riesgos geológicos en la zona con el fin de educar y prevenir sobre estos eventos, además, de identificar riesgos geológicos que afecten a geositorios de gran relevancia en el valle.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., & Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology*, 23.
- Álvarez Amado, J. (2015). Los complejos metamórficos paleozoicos de la Cordillera de Vallenar: implicancias en la evolución tectónica del margen occidental de Gondwana. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/133233>
- Arche, A. (2010). *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editorial CSIC – CSIC Press, Madrid, 1290 p.
- Arévalo, C., Grocott, J. and Welkner, D. (2003). The Atacama Fault System in the Huasco Province, Southern Atacama Desert, Chile. En: Congreso Geológico Chileno, Sociedad Geológica de Chile, pág. 1-5, Concepción, Chile.
- Arévalo, C., Mourgues, F. A. y Chávez, R. (2009). Geología del área Vallenar Domeyko, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 120:64 p.1, mapa escala 1:100.000. Santiago
- Blanco, N. (2008). Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile 22°S). Tesis para optar a Máster de Geología Experimental, Universidad de Barcelona, 68 pp.
- Börgel, R. (1983). Mapa geomorfológico de Chile, descripción geomorfológica del territorio. Universidad de Chile, Instituto de Geografía. 107 p., Santiago, Chile.
- Bridge, J. S. (2003): *Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Records*. Blackwell. Oxford, 491 págs.
- Brilha, J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage*, 8 (2), 119–134.
- Bull, W. B. (1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. *American Journal of Science*, 262, 249-258.
- Bull, W. B. (1968). Alluvial fan, cone. En R. W. Fairbridge (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. New York, Reinhold Book Corporation, 7-10.
- Cabré, A., Aguilar, G. y Riquelme, R. (2017). Evolución del Holoceno y geocronología de un sistema fluvial semiárido en la vertiente occidental de los Andes Centrales: datos de AMS 14C en el Valle del Río El Transito, Norte de Chile. *Quaternary International*. 438: 20-32.
- Cembrano, J.; Zentilli, M.; Grist, A.; Yáñez, G. (2003). Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. En Congreso Geológico Chileno, No. 10, CD Rom. Concepción.

- Charrier, R., Pinto, L. and Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (Eds.) The Geological Society. Geological Society Special Publication: 21-114.
- CIREN. (2013). Henríquez, G. Centro de Información de Recursos Naturales (Chile). Caracterización de Humedales altoandinos para una gestión sustentable de las actividades productivas del sector norte del país: antecedentes climáticos. III Región de Atacama. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/6467>
- Coloma, F., Salazar, E., Creixell, C. (2012). Nuevos antecedentes acerca de la construcción de los plutones Pérmicos y Permo-Triásicos en el valle del río Tránsito, región de Atacama, Chile. XIII. Congreso Geológico Chileno Abstract S3\_023, Antofagasta.
- Colombo, F., & Arche, A. (2010). Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España, 131-224.
- Colombo, F. (2005). Quaternary telescopic-like alluvial fans, Andean Ranges, Argentina. In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (Eds.), Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society, London, pp. 69 e 84. Special Publications, 251.
- Cotton, C. A. (1952). The erosional grading of convex and concave slopes. The Geographical Journal, 118(2), 197-204.
- Creixell, C., Labbé, M., Arévalo, C. y Salazar, E. (2013). Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 150, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Dediós, P. (1967). Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 16: 65 p. Santiago.
- Dowling, R.K. y Newsome, D. (2006). Problemas y desafíos del geoturismo. Geoturismo. 8: 242-254.
- Dunai, T. J., González, G., Juez-Larré, J. (2005). Oligocene/Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. Geology 33 (4), 321–324.
- Educar Chile. (2017). Mapa Geomorfológico Tercera Región De Atacama. [en línea] (fecha de consulta 17/05/2022). Disponible en: <https://centroderecursos.educarchile.cl/handle/20.500.12246/39308>.
- Fernández -Turiel J. L., Saavedra J., Pérez-Torrado F. J., Rodríguez -González A., Alias G., Rodríguez - Fernández D. (2012) Los depósitos de ceniza volcánica del Pleistoceno Superior-Holoceno de la región de Tafí del Valle-Cafayate, noroeste de Argentina. Geo-Temas, 2012, 13, CD 07-279 P. 3 pp. ISSN 1576-5172.
- Gile, L. H.; Peterson, F.F. and Grossman, R.B. (1996). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soil. Soil Science. 101: 347- 360.

- Godoy, E. y Lara, L. (1998). Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- González, F. A. (2015). Desarrollo metodológico para la construcción de un DEM de alta resolución y aplicación en el análisis morfoestructural de la Cordillera de la Costa entre los 32, 25° S y los 32, 63° S.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Madrid, Pearson Educación, D.L.
- Hogg, S. E. (1982): Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or...?. *Earth. Sci. Review*, 18, 59-76.
- INE (2017). Resultados Censo 2017 [en línea] ((fecha de consulta 25/07/2023). Disponible en: <http://resultados.censo2017.cl>.
- Jensen, O. (1976). Geología de las nacientes del Río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile: Memoria de título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 299 p.
- Jordan, T., Herrera, C., Kirk-Lawlor, N., Godfrey, L. (2015). Architecture of the aquifers of the Calama Basin, Loa catchment basin, northern Chile. *Geosphere* 11, 1438–1474.
- Juliá C., Montecinos, S. y Maldonado, A. (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. Características climáticas de la Región de Atacama. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama. Ediciones Universidad de La Serena, Chile, pp. 25-42.
- Köppen, W. (1948). Climatología. Fondo de la cultura económica, México, Primera Ed. En español. 478 pp.
- Latorre, C., Moreno, P. I., Vargas, G., Maldonado, A., Villa-Martínez, R., Armesto, J. J., & Grosjean, M. (2007). Late Quaternary environments and palaeoclimate.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G., y Miller, J.P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman. San Francisco, 522 págs.
- Mack, G.H. and James, W.C. (1994). Paleoclimate and the Global Distribution of Paleosols. *Journal of Geology*. 102: 360-366.
- Marksaev, V., Munizaga, F. and Tassinari, C. (en prensa). Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology*. 41: 447-505.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D. (2004). Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift Rates and Strain Patterns in the Caldera Area, Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* 394 (3-4): 193-219.
- Martínez, (en prensa). Hallazgo del Mioceno marino en la península de Mejillones, Antofagasta, Chile. *Congr. Argent. Paleonto.*, No. 2, Buenos Aires. 1977.

- Martínez, L. (2012). Modelo para la gestión hídrica sustentable del valle del Huasco, mediante la evaluación de caudales ambientales y la valorización económico social de los servicios hidrológicos. Resumen ejecutivo. Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y El Caribe - CAZALAC. Vallenar.
- Martínez, R. (1979). Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. *Invest. Geol., Rev. Geol. Chile*, No. 8, p. 65-78.
- Marzo, M. (1989): Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En: Arche, A. (coord.). *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 107-141.
- McGowen, J. H. y Groat, C. G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic Geology. Report of Investigations*, 72, 57 Merino 2013.
- Miall, A. (1996). *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag., 582.
- Miall, A. D. (1977): A review of braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D.(Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5. Calgary, 597-604.
- Miller, A. (1976). The climate of Chile. IN: W. Schwerdtfeger (ed.), *Climates of Central and South America: World Survey of Climatology*, vol. 12. Elsevier, Amsterdam
- Molina, R. y Campos, L. (2017). Confín geográfico, refugio indígena, pueblo de indios y etnogénesis en el Huasco Alto, (Chile). *Revista de Geografía Norte Grande*. 68: 123-140.
- Moreno, & Gibbons, W. (2007). *The Geology of Chile*. The Geological Society Of London.
- Morisawa, M. (1985): *Rivers: Form and Processes*. Longman. London, 222 págs.
- Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geology Society*. 129: 505-526.
- Moscoso, R., & Mpodozis, C. (1988). Estilos estructurales en el norte de chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, 151-166.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L. y Arévalo, C. (compilador) (2010). *Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 7:3 anexos, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Muñoz, S. (2013). Análisis de facies, paleosuelos, y determinación de paleoambientes y variaciones paleoclimáticas, en los depósitos aluvio-fluviales Cenozoicos que

- rellenan la cuenca El Tesoro, Región de Antofagasta. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geología., 135.
- Murillo, I., Álvarez, J., Montecinos, P., Creixell, C., Salazar, E., Arriagada, C. (2013). Geochronology and kinematics of the El Portillo Mylonites: relation with San Rafael Orogeny and Middle Triassic extension in North-Central Chile. International Geological Congress on the Southern Hemisphere GEOSUR, Viña del Mar. Actas electrónicas.
- Nalpas, T., Dabard, M.-P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., & Hérail, G. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics.*, 13.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R. (1980). Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama entre los 26° y 33° latitud Sur; revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile.* 10: 85-89.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Moscoso, R., Maksaev, V., Cornejo, P. (1985). El Batolito Elqui Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile.* N° 25-26: 77-111.
- Niemeyer, H., Cervellino, M., & Castillo, G. (1998). Culturas prehistóricas de Copiapó. Museo Regional de Atacama
- Niemeyer, H. (1980). Chile. Dirección General de Aguas (DGA). Hoyas hidrográficas de Chile. DGA. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/2348>.
- Olivares, V. (2008). Paleosuelos de la Cuenca de Calama, Desierto de Atacama del Norte de Chile: Implicancias Paleoclimáticas y Morfológicas. Tesis para optar al grado de Doctor, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 42 p
- Ortiz, M., Merino, R. (2015). Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional De Geología y Minería, Serie geología básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Pankhurst, R., Millar, I., Hervé, F. (1996). A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at río del Tránsito, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 23 (1), 35-42.
- Paskoff, R. (1970). Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Veyret Paul, 420 p, Francia.
- Paskoff, R. (1977). Quaternary of Chile the state of research. *Quaternary Research.* 8: 2-31.
- Patton, P. C. (1978): Drainage basin morphometry and floods. En: Baker, V. R.; Craig Kocher, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology.* Wiley. New York, 51-64.
- Prieto, J. L. P., Cortez, J. L. S., & Schilling, M. E. (2016). Patrimonio geológico y su conservación en América Latina.

- Reutter, K. J. (1974). Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie. Abhandlung*. 146: 153-178.
- Ribba, L. (1985). Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 203 p. 116.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C. y Moscoso, R. (1988). El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*. 15: 129-150.
- Riquelme, R.; Aguilar, G.; Jensen, A.; Verdejo, J.; Herrera, S.; Riveros, K.; Navarrete, P. (2010). Evaluación hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con énfasis en la cuantificación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (geomorfología, dinámica fluvial reciente y relleno de la cuenca). Informe 5 (Inédito) Innova Chile, CORFO, Gobierno de Chile: 140.
- Riquelme, R.; Herail, G.; Martinod, J.; Charrier, R.; Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 degrees S-28 degrees S). *Geomorphology* 86: 283-306.
- Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J.; Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Ritter, D. E. (1978): *Process Geomorphology*. W. M. C. Brown, Dubuque. Iowa, 603 págs.
- Ritter, J. B.; Miller, J. R.; Enzel, Y. y Wells, S. G. (1995): Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology*, 23, 245-248.
- Riveros, K., & Riquelme R. (2009). Morfoestratigrafía neógena-cuaternaria de la cuenca del Río Huasco, norte de Chile: implicancias eustáticas, tectónicas y climáticas en el desarrollo de un sistema fluvial en el antearco externo de los Andes centrales. En: XII Congreso Geológico chileno, p.1-4, Santiago, Chile.
- Riveros, M. J. (2019). Caracterización morfológica y geoquímica de paleosuelos presentes en los valles del Huasco y potencial geoturístico de Quebrada de Pinte, Región de Atacama. Memoria de Título, Universidad de Atacama, Departamento de Geología, Copiapó, Chile, 141 p.
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M., Charrier, R., Scaillef, S., Retamal, L. and Figueroa, O. (2013). The Early Andean Subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*. 179: 211-230.
- Rossel, K., Aguilar G., Pinto, L., Reverman, R., Salazar, E., Carretier, S., Martinod, J. (2015). Geomorphological Evolution in the High Andes at the Latitude of El Huasco Valley (28.5°S).

- Rust, B. R. (1978) Depositional models for braided alluvium. In: Miall A. D. (ed) *Fluvial sedimentology*. Can Soc Petrol Geol Mem 5: 605-625.
- Salazar, E. (2012). Evolución tectonoestratigráfica de la cordillera de Vallenar: Implicancias en la construcción del oroclino de Vallenar. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile, 126 p.
- Salazar, E., Coloma, F. y Creixell, C. (2013). Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N° 149, 105 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Sillitoe, R. H.; Mortimer, C.; Clark, A.H. (1968). A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27: 166-169.
- Smith, G. A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97, 1-10.
- Tapia, Guillermo. Chile. Dirección General de Aguas. (2014). Inventario de cuencas, subcuencas y subsubcuencas de Chile. DGA. División de Estudios y Planificación. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32709>.
- Valenzuela, M. (2018, octubre 17). Meteoritos + Geopatrimonio en Chile [Discurso principal]. Ciclo de charlas conmemoración día del geólogo 2018. Departamento de geología, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.
- Veit, H. (1996). Southern Westerlies during the holocene deduced from geomorphological and Pedological Studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 123, 107e119.
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía, principios y métodos*. Editorial rueda, Madrid España.
- Waresback, D. B., & Turbeville, B. N. (1990). Evolution of a Plio- Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102., 298-314.
- Wentworth, C. K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–394.
- Wilcox, A. C., Escauriaza, C., Agredano, R., Mignot, E., Zuazo, V., Otarola, S., Castro, L., Gironas, J., Cienfuegos, R., Mao, L. (2016). An integrated analysis of the March 2015 Atacama floods. *Geophys. Res. Lett.* 43, 8035e8043. <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL069751>.

# **ANEXO**

## Anexo 1: Columnas estratigráficas Tramo A

A continuación, se describen las columnas C3 (Figura 8.1) y C5 (Figura 8.2).

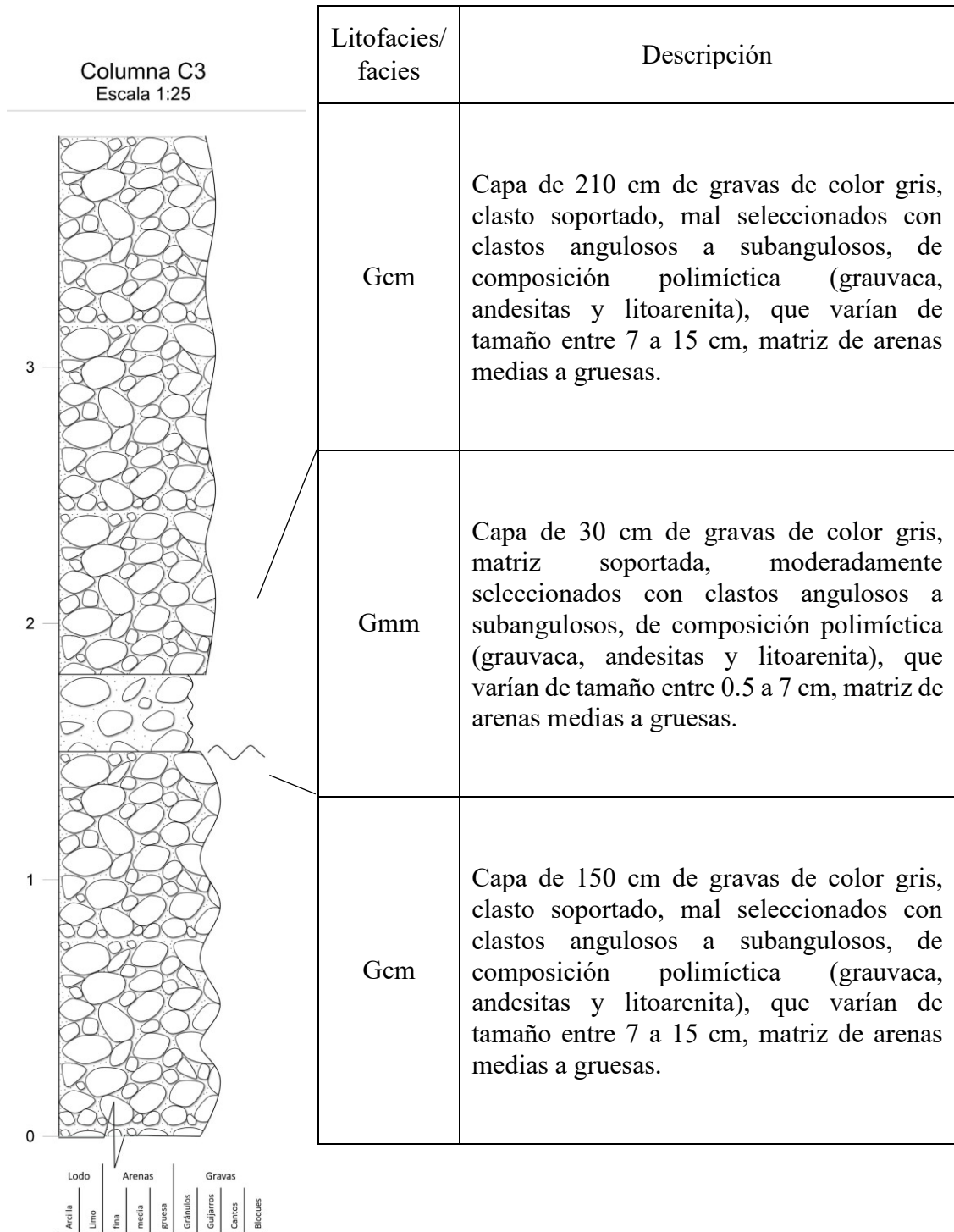


Figura 8.1. C Columna estratigráfica C3, escala 1:25. Potencia general 390 cm de depósitos consolidados.

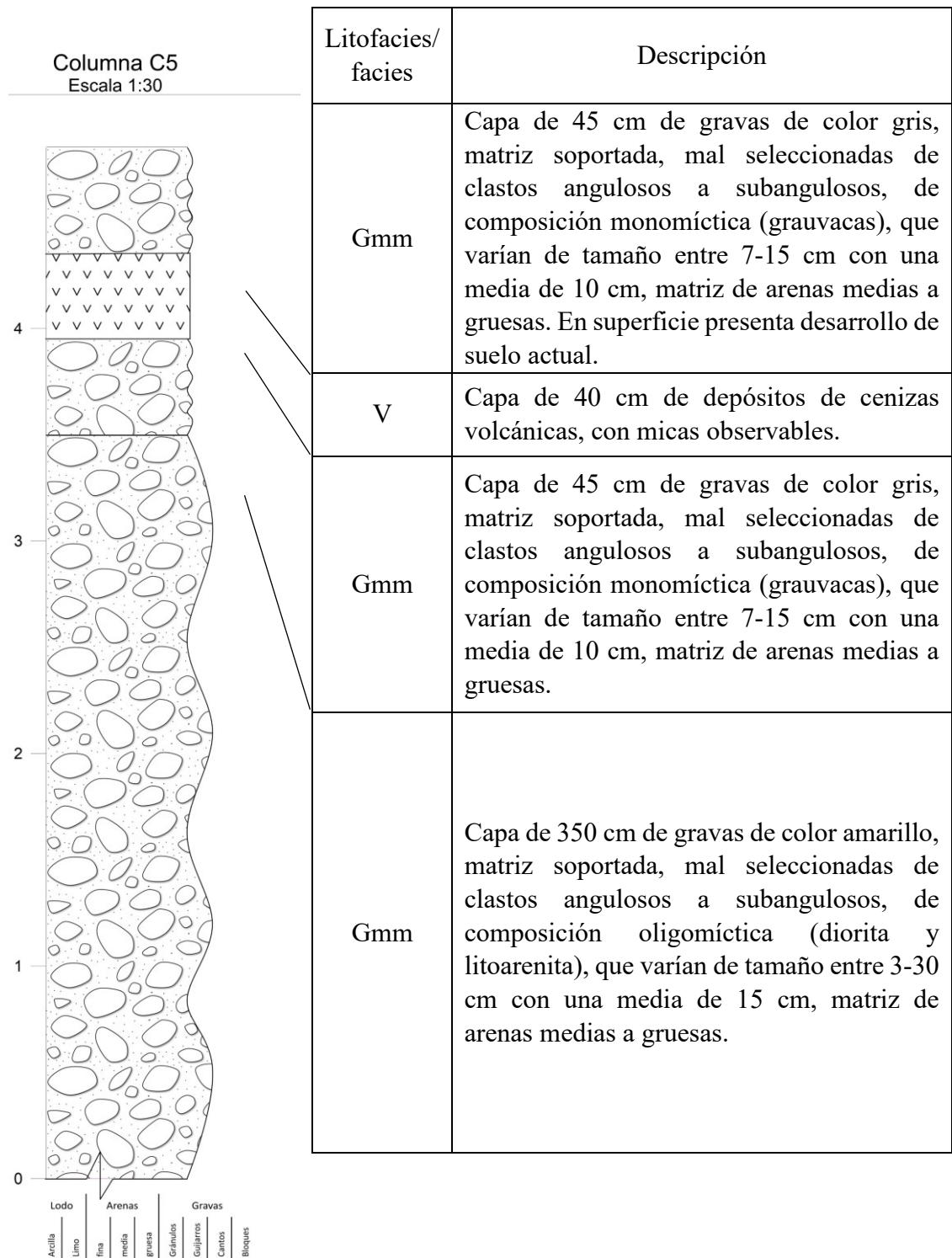


Figura 8.2. Columna estratigráfica C5, escala 1:30. Potencia general 485 cm de depósitos consolidados.

## Anexo 2: Columnas estratigráficas Tramo B

A continuación, se describen las columnas C8 (Figura 8.3), C9 (Figura 8.4), C12 (Figura 8.5), C13 (Figura 8.6), C14 (Figura 8.7), C15 (Figura 8.8), C17 (Figura 8.9) y C18 (Figura 8.10).

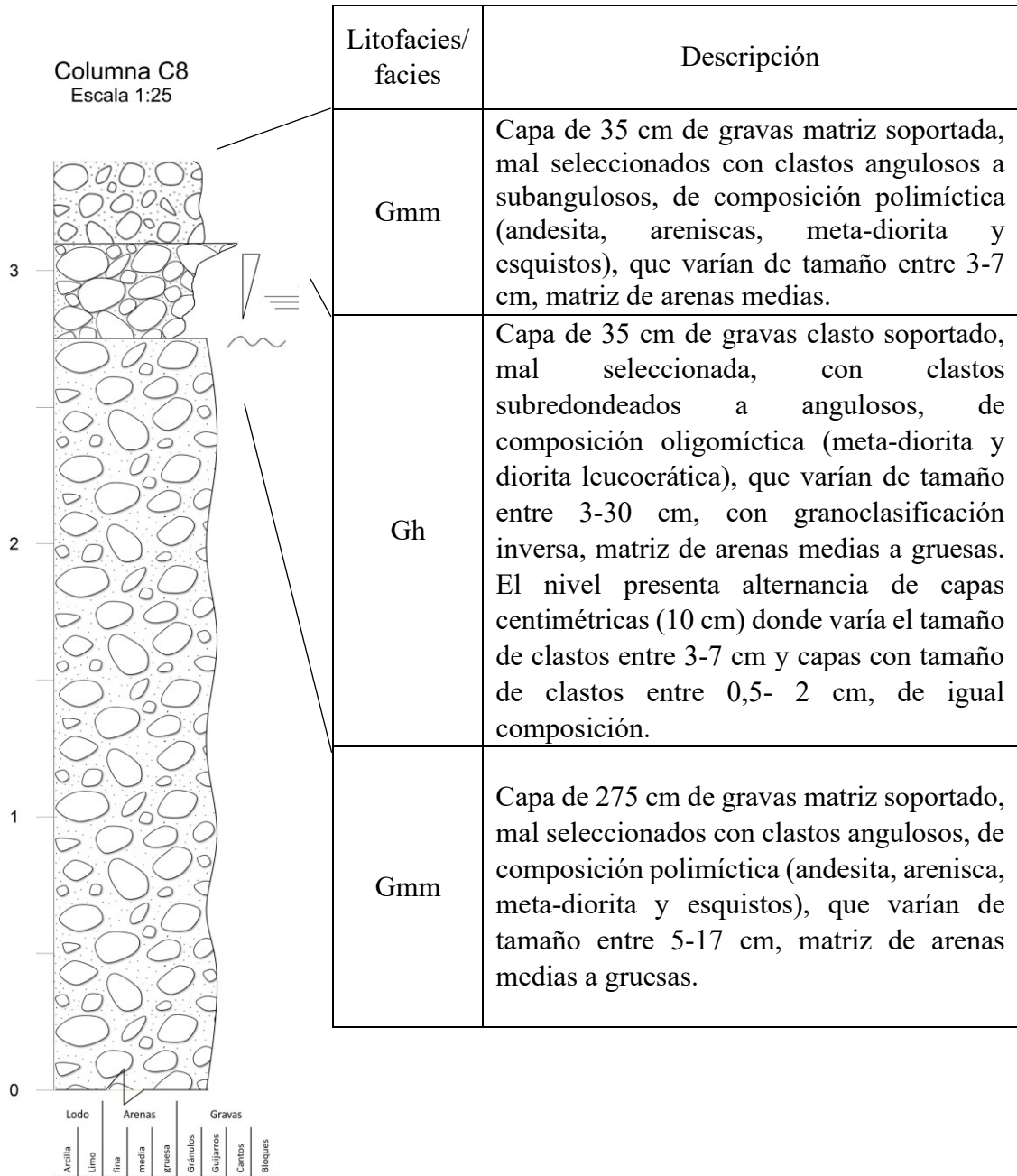


Figura 8.3. Columna estratigráfica C8, escala 1:25. Potencia general de 375 cm de depósitos semi consolidados.

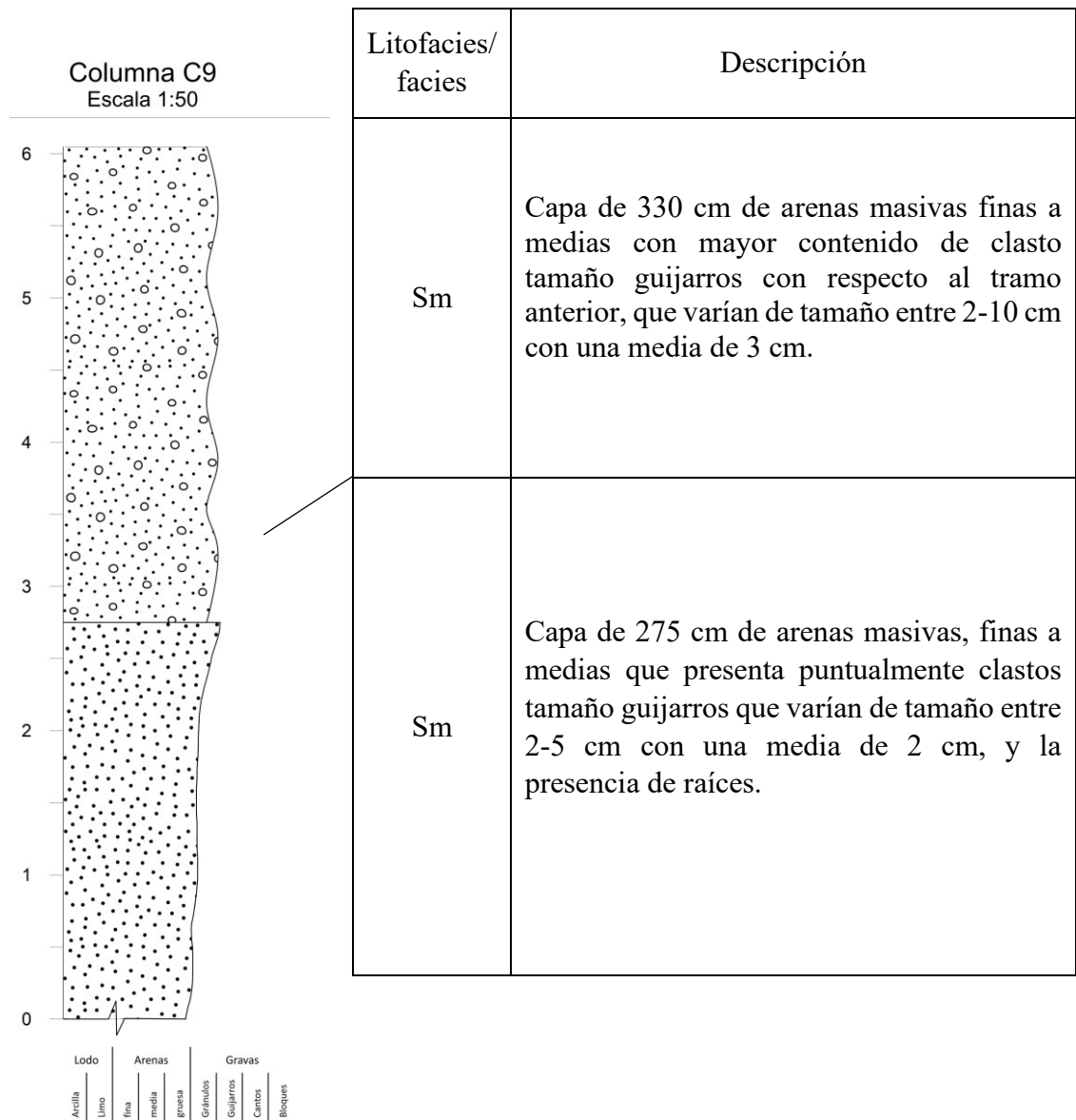


Figura 8.4. Columna estratigráfica C9, escala 1:50. Potencia general 605 cm de depósitos semi consolidados.

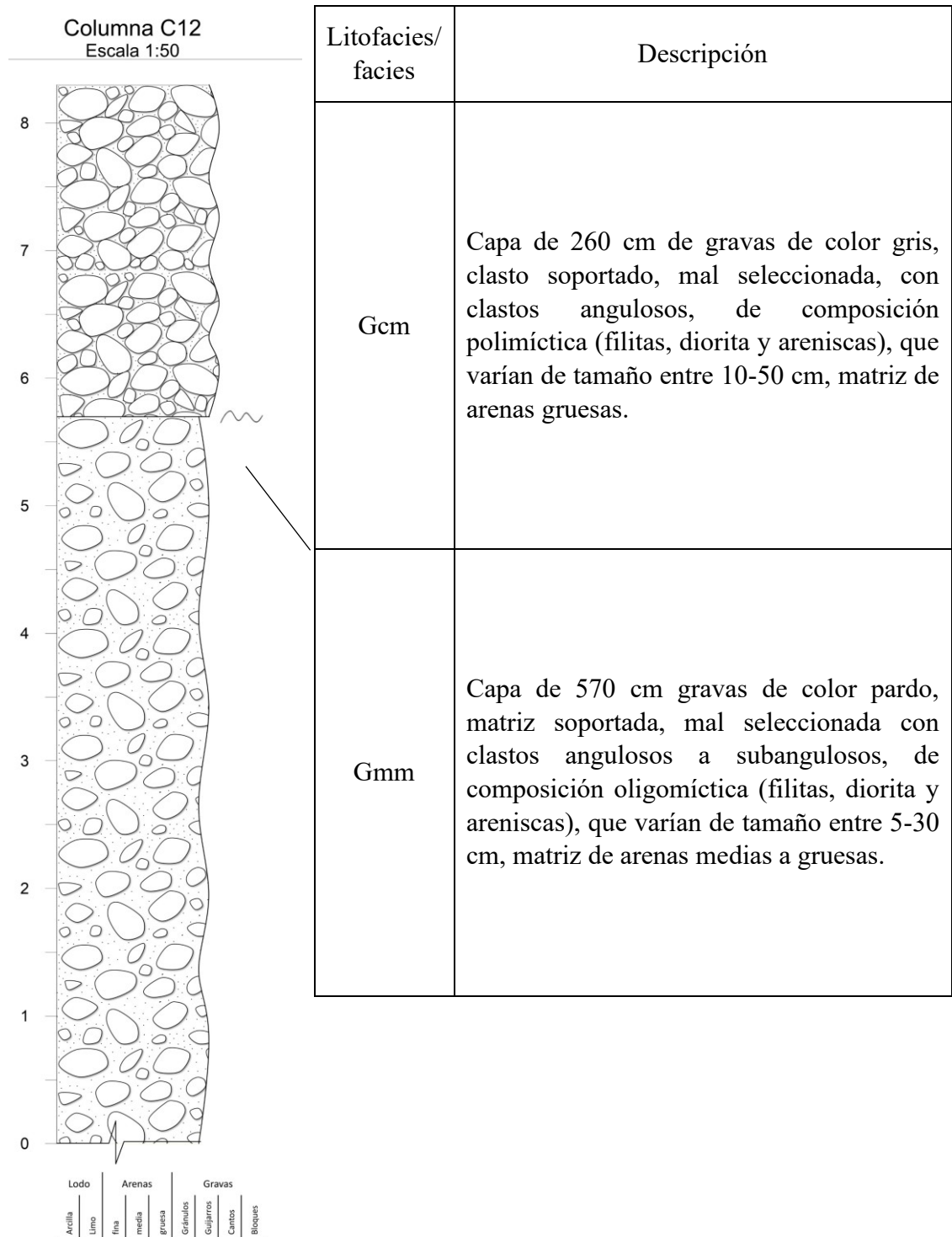


Figura 8.5. Columna estratigráfica C12, escala 1:50. Potencia general 830 cm de depósitos consolidados.

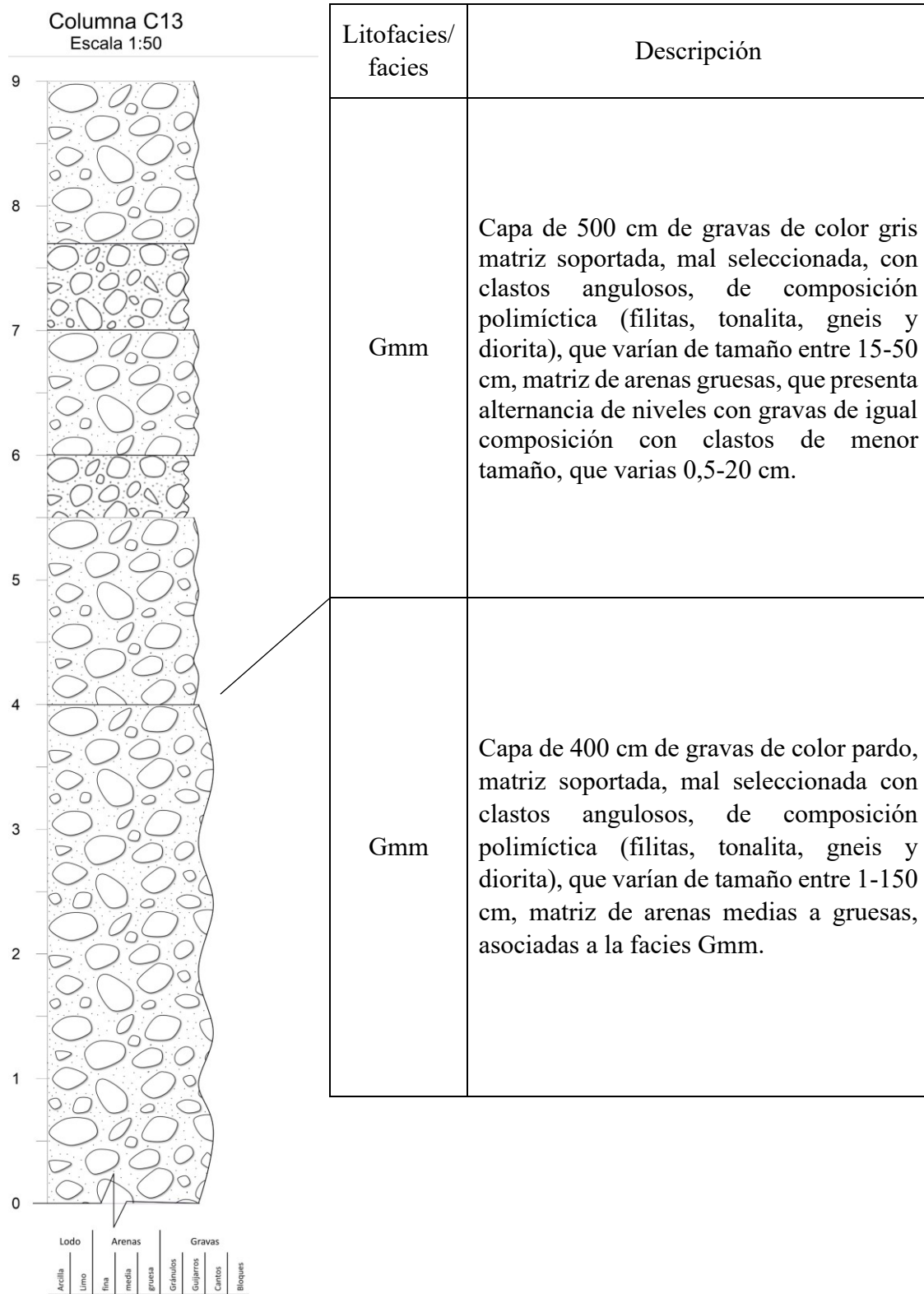


Figura 8.6. Columna estratigráfica C13, escala 1:50. Potencia general 900 cm de depósitos semi consolidados.

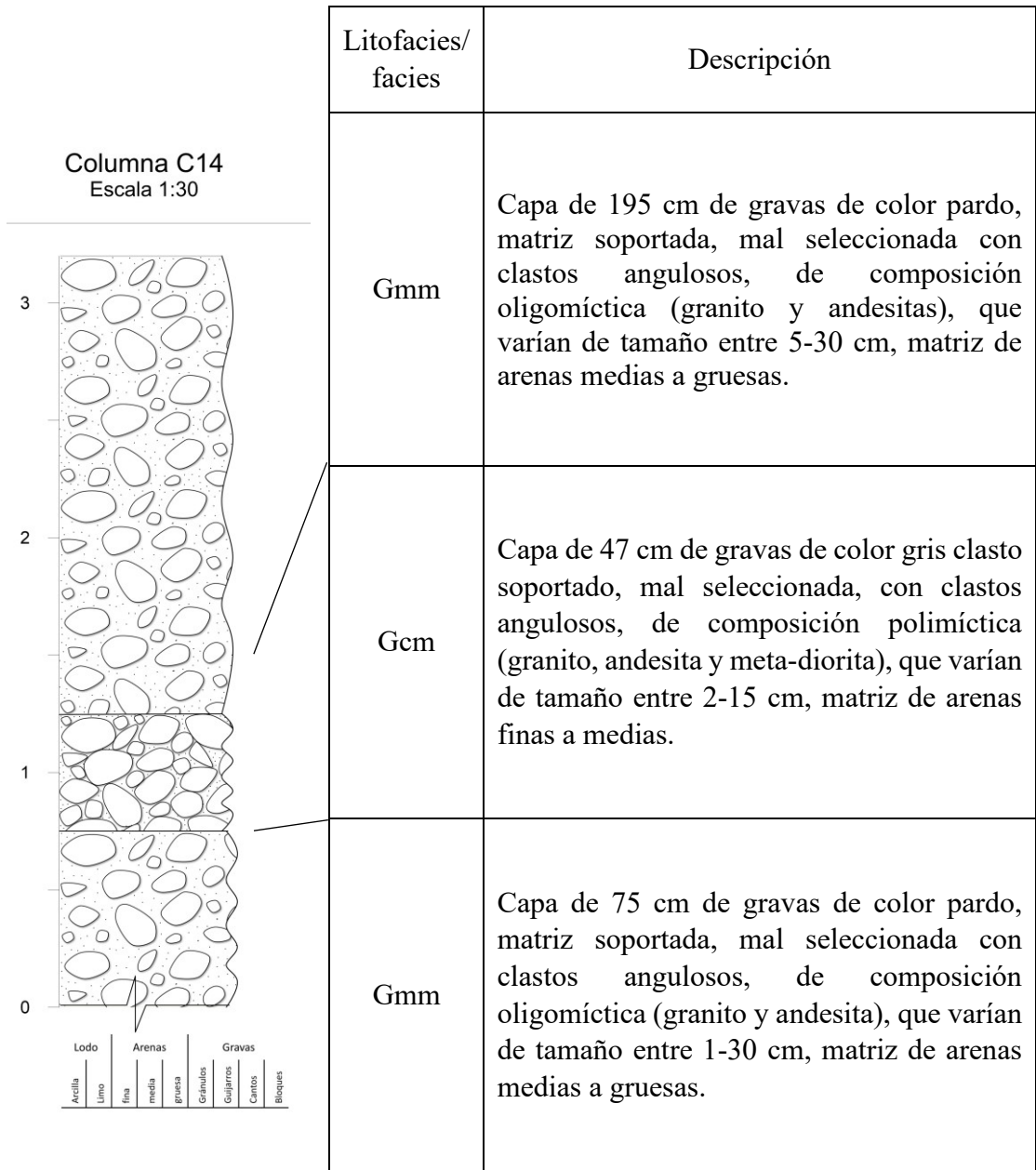


Figura 8.7. Columna estratigráfica C14, escala 1:30. Potencia general 347 cm de depósitos semi consolidados.

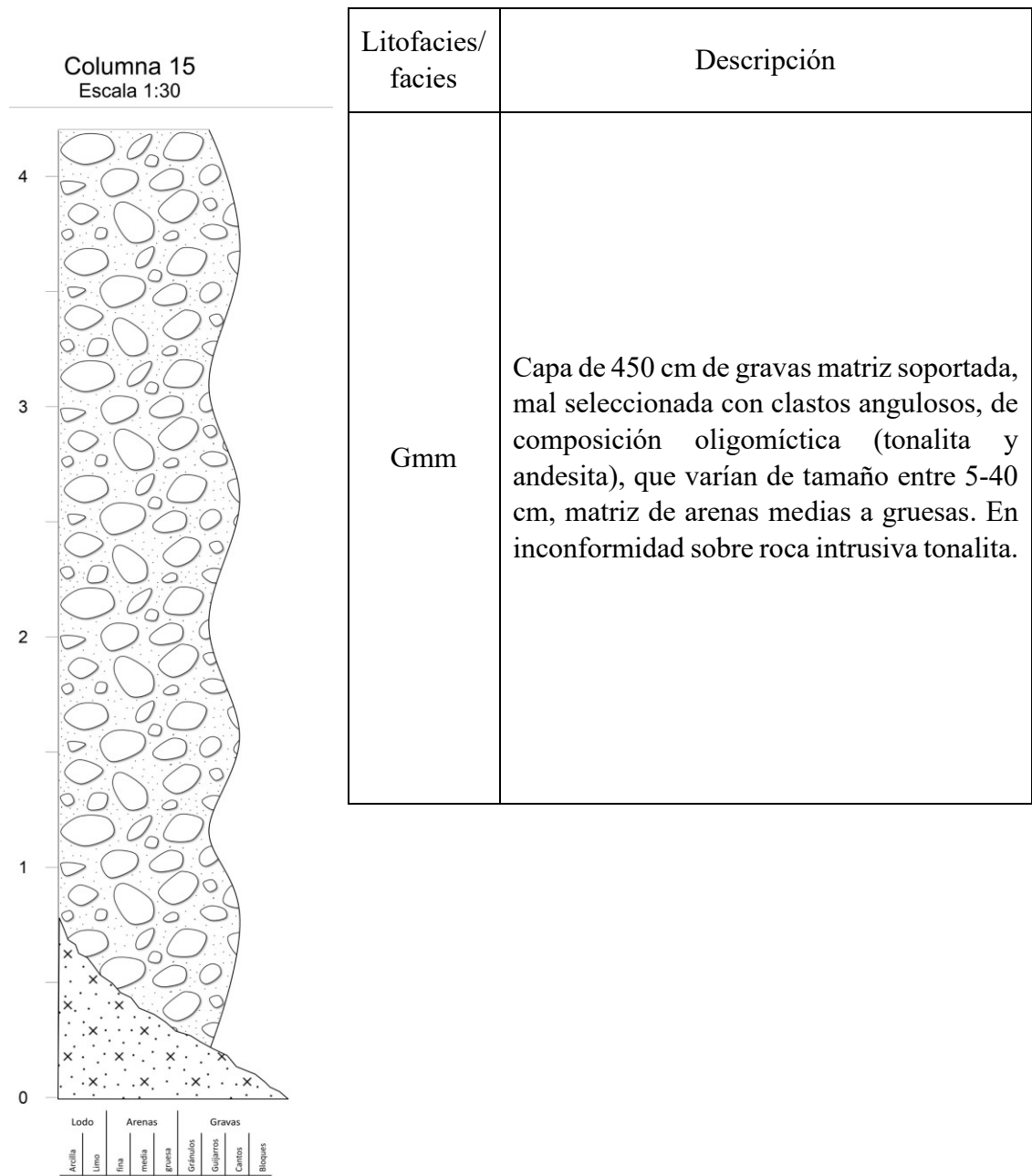


Figura 8.8. Columna estratigráfica C15, escala 1:30. Potencia general 450 cm de depósitos consolidados.

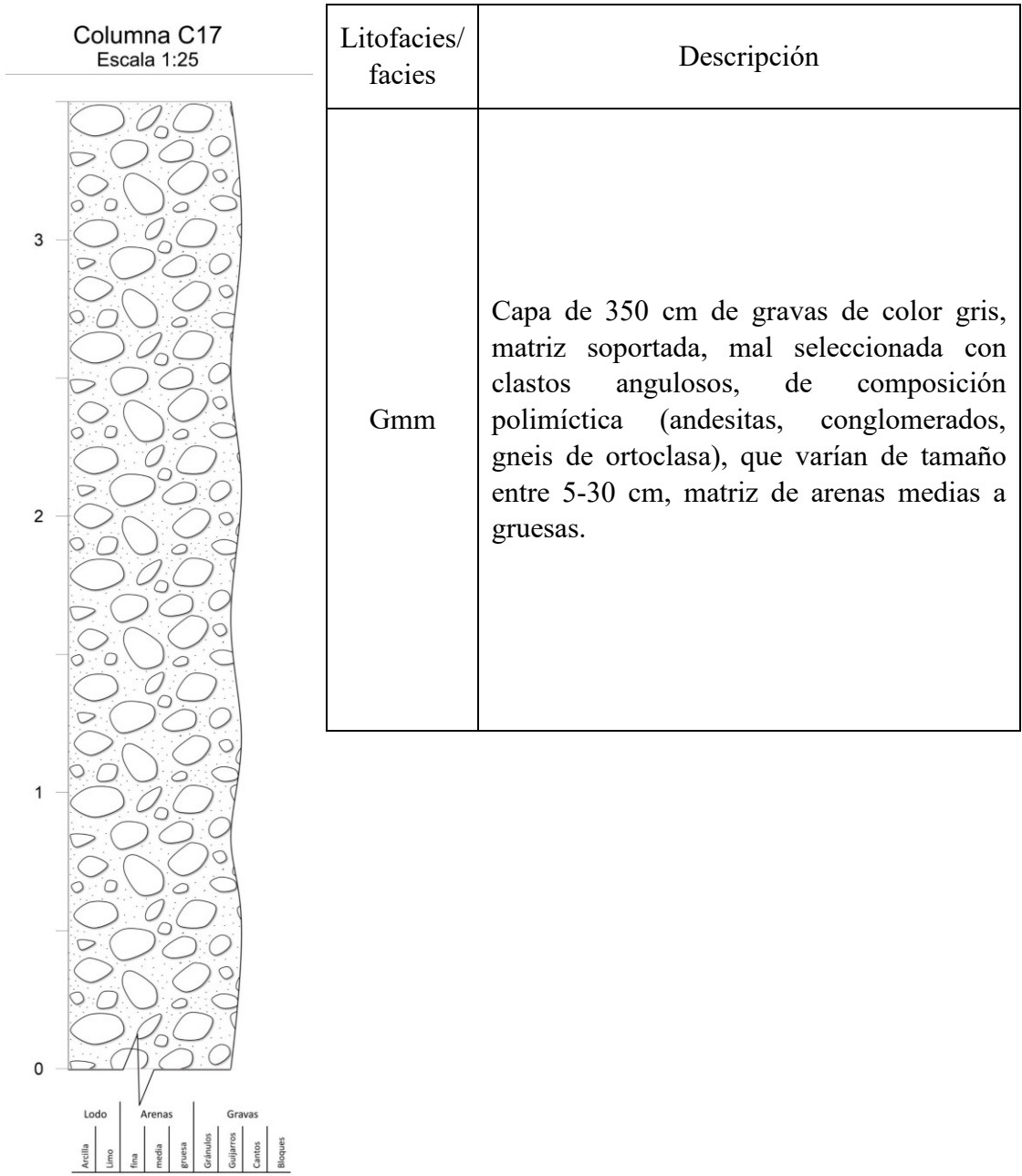
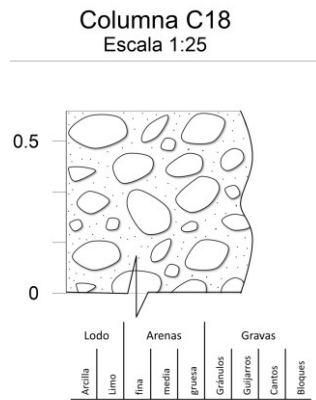


Figura 8.9. Columna estratigráfica C17, escala 1:25. Potencia general 350 cm de depósitos consolidados.



Litofacies/ facies	Descripción
Gmm	Capa de 60 cm de gravas de color gris, matriz soportada, mal seleccionada con clastos angulosos, de composición polymíctica (andesitas, filitas, meta-diorita y gneis de ortoclasa), que varían de tamaño entre 5-30 cm, matriz de arenas medias a gruesas.

Figura 8.10. Columna estratigráfica C18, escala 1:25. Potencia general 60 cm de depósitos no consolidados.

**Anexo 3:** Modelo de Elevación Digital (DEM) del curso superior del Valle del Huasco:  
Alto del Carmen-San Félix-Quebrada Pinte. Escala 1:100.000