

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización sedimentológica de la Formación
Salina en el Anticlinal Cerro Pelón. Las Choapas,
Ver.**

TESIS

Que para obtener títulos de

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A N

Eduardo Galicia Flores

Miguel Lazcano Camacho

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Gilberto Silva Romo



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT Proyecto IV 100516. Agradecemos a la DGAPA la beca otorgada para el desarrollo del presente trabajo.

Agradezco a mi asesor, el Dr. Gilberto Silva, por todo el apoyo proporcionado, por su paciencia, su confianza y su amistad.

A mis padres, por el privilegio de la vida y su amor. Agradezco su eterno sacrificio y ejemplo. Son mi causa y motivación. Este y todos mis logros son suyos.

A mis hermanos, Paquito, Charly, Fredy y Fredito. Gracias por ser la alegría de mi vida. A ustedes pertenezco.

A Dani, por siempre estar a mi lado.

A mis amigos: Lazcano, Brigido, Edgar, David, Eduardo, Elí, Fredy y Geovanni. A ustedes gracias por hacer de esta etapa una gran aventura.

A Pam, por todo tu amor y por echarme siempre porras. Gracias.

Eduardo Galicia Flores

Mi sincera gratitud al Dr. Gilberto Silva por todo lo que me enseñó, por el apoyo brindado y confianza depositada durante la realización de este trabajo.

Agradezco especialmente a mi madre Isabel y a mi padre Fernando, que con su gran sacrificio, dedicación y enseñanzas, pude tener este gran logro. A mis hermanos, Alberto y Fernando, por su apoyo incondicional en los buenos y malos momentos, pero sobre todo, por ser parte de mi vida, gracias familia.

A mis padrinos Alicia y Eduardo, que siempre me brindaron apoyo.

A mis amigos de la carrera y de toda la vida: Carlos, Lalo, Juan, Edgar, Fredy, Geovanni, David, Eduardo, Elí, Jaime y demás colegas con los que conviví.

A todas esas personas que ya no están pero que fueron verdaderamente importantes en este logro, que siempre me apoyaron y creyeron en mí, gracias.

Miguel Lazcano Camacho

Índice de Contenido

Resumen.....	1
Capítulo 1. Introducción	2
1.1 Localización y vías de acceso.....	4
1.2 Marco Geológico	5
1.2.1 Basamento: Macizo de Chiapas.....	6
1.2.2 Formación Todos Santos	7
1.2.3 Formación Salina.....	9
1.3 Planteamiento del problema	9
1.4 Objetivos.....	10
1.5 Metodología de trabajo	11
Capítulo 2. Formación Salina	14
2.2 Columna A: litofacies	25
2.2.1 Paleoambiente.....	28
2.3 Columna B: litofacies	30
2.3.1 Asociaciones de facies.....	32
2.3.2 Análisis de paleocorrientes	33
2.3.4 Análisis modal de conglomerado	35
2.3.5 Paleoambiente.....	39
Capítulo 3. Discusión de resultados.....	41
Capítulo 4. Conclusiones	44
Referencias.....	46
Apéndice 1. Petrografía	48
Apéndice 2. Petrografía de clastos pertenecientes al Cerro Pelón.....	61
Apéndice 3. Tablas del conteo de clastos	66

Resumen

Se propone dividir a las sucesiones clásticas que conforma el núcleo de la estructura Anticlinal Cerro Pelón en dos formaciones, con base en la caracterización sedimentológica de dos columnas estratigráficas medidas al norte y sur de la estructura anticlinal. Se propone restringir el nombre Formación Salina para referirse a la sucesión expuesta en el sector sur de la estructura, conformada por alternancias de arenisca de grano fino con lutita, arenisca de grano fino-medio con limolita y arenisca de grano medio y grueso, así como también para referirse a las rocas que conforman el Cerro Jimbal. De igual forma, se propone que la sucesión expuesta al norte de la estructura anticlinal, específicamente en el Cerro Pelón, conformada principalmente por intercalaciones de paraconglomerado polimíctico soportado por matriz y arenisca conglomerática, sea llamada Formación Todos Santos, tal y como fue reconocida por Meneses-Rocha (2001), debido a los atributos similares hallados entre las rocas expuestas en el Cerro Pelón y la Formación Todos Santos. En cuanto a sus relaciones estratigráficas, se establece que la Formación Todos Santos sobreyace discordantemente a la Formación Salina de edad comprendida entre el Jurásico Inferior-Superior.

Con base en el análisis de facies realizado en las columnas estratigráficas, se propone que la Formación Salina, se depositó en un ambiente transicional: en un ambiente de depósito de laguna costera con influencia de corrientes de marea. En dicha formación se reconocieron las litofacies A, B, C, D, E, F, G, H, I, que en síntesis, representan sedimentos acumulados bajo la variación del régimen de flujo de bajo-bajo a alto-bajo, en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma, en un ambiente con influencia de oleaje y mareas. Asimismo, con base en el análisis y la clasificación de facies fluviales de Miall (2006), se propone que la Formación Todos Santos pertenece a depósitos de abanicos aluviales. En ésta, se reconocieron las litofacies Gmm, Gmg, Sp y Sm, y se agruparon en las asociaciones de facies SG y GB, que esencialmente, representan depósitos generados por intercalaciones de flujos de detritos viscosos con comportamiento plástico y pseudoplástico con estructuras sedimentarias transversales o longitudinales.

Capítulo 1. Introducción

El estudio de las sucesiones clásticas continentales del Jurásico, permitirá entender la paleogeografía y la evolución tectónica del Sureste de México. A partir del reconocimiento de los paleoambientes existentes, su contexto y sus características sedimentológicas, pueden bosquejarse los procesos tectónicos que tomaron parte en el desarrollo de México, por lo que, la caracterización de la Formación Salina, ayudará a interpretar sus procesos de depósito y a reconstruir el ambiente sedimentario en el cual ocurrió su formación, lo que contribuirá en el entendimiento de la evolución geológica regional.

La Formación Salina, expuesta en el sur de Veracruz, específicamente, en el núcleo de la estructura Anticlinal Cerro Pelón (Benavides, 1950), es descrita por primera vez por Benavides (1950) como una sucesión de lechos rojos conformada por arenisca cuarzosa de textura variable de fina a gruesa, con abundante mica blanca, estratificada en capas delgadas que, verticalmente, pasa a conglomerado fino soportado por matriz, compuesto por guijarros de pedernal blanco, arenisca, cuarcita, y roca ígnea alterada, y se presenta en estratos hasta de 3 m de espesor. Benavides (1950) interpreta que su depósito ocurrió en un ambiente transicional y ubica su formación en el Jurásico Medio, basado en sus relaciones estratigráficas.

Las características litológicas y estratigráficas de la Formación Salina han sido documentadas únicamente en el Cerro Pelón (Benavides, 1950; Acevedo, 1962), en el sector norte del núcleo de la estructura anticlinal (Figura 5), mientras que el sector sur no ha sido estudiado, y simplemente, se ha inferido su similitud litológica y sedimentológica, tomando como base su posición dentro de la estructura, soslayando una evidente discontinuidad morfoestructural que divide ambos sectores (Figura 5) (e.g. Benavides, 1950; Acevedo, 1962; Tenorio-Islas *et al.*, 2005).

Debido también al poco detalle con que se ha estudiado la Formación Salina y a los pocos trabajos publicados sobre ésta, autores como Meneses-Rocha (2001), tienden a englobar como Formación Todos Santos, a las rocas sedimentarias no marinas comúnmente llamadas capas rojas, que se encuentran expuestas en el Sureste de México, en la Sierra de Chiapas y sus alrededores, siendo que, anteriormente, Benavides (1950) y Acevedo (1962) identifican a la sucesión expuesta en el Cerro Pelón como Formación Salina. Es por esto que, conocer las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de la Formación Todos Santos,

junto con la caracterización de la Formación Salina, permitirá establecer las particularidades de cada una para que no exista confusión alguna.

Del análisis de los trabajos previos, observamos que los distintos autores no han descrito los procesos de sedimentación de la Formación Salina ni precisan su ambiente de depósito, por lo que, en este trabajo, se presenta el estudio sedimentológico detallado de dicha formación, que abarca el análisis de facies y del ambiente de depósito, con el propósito de presentar un modelo paleoambiental que justifique la presencia de dicha formación.

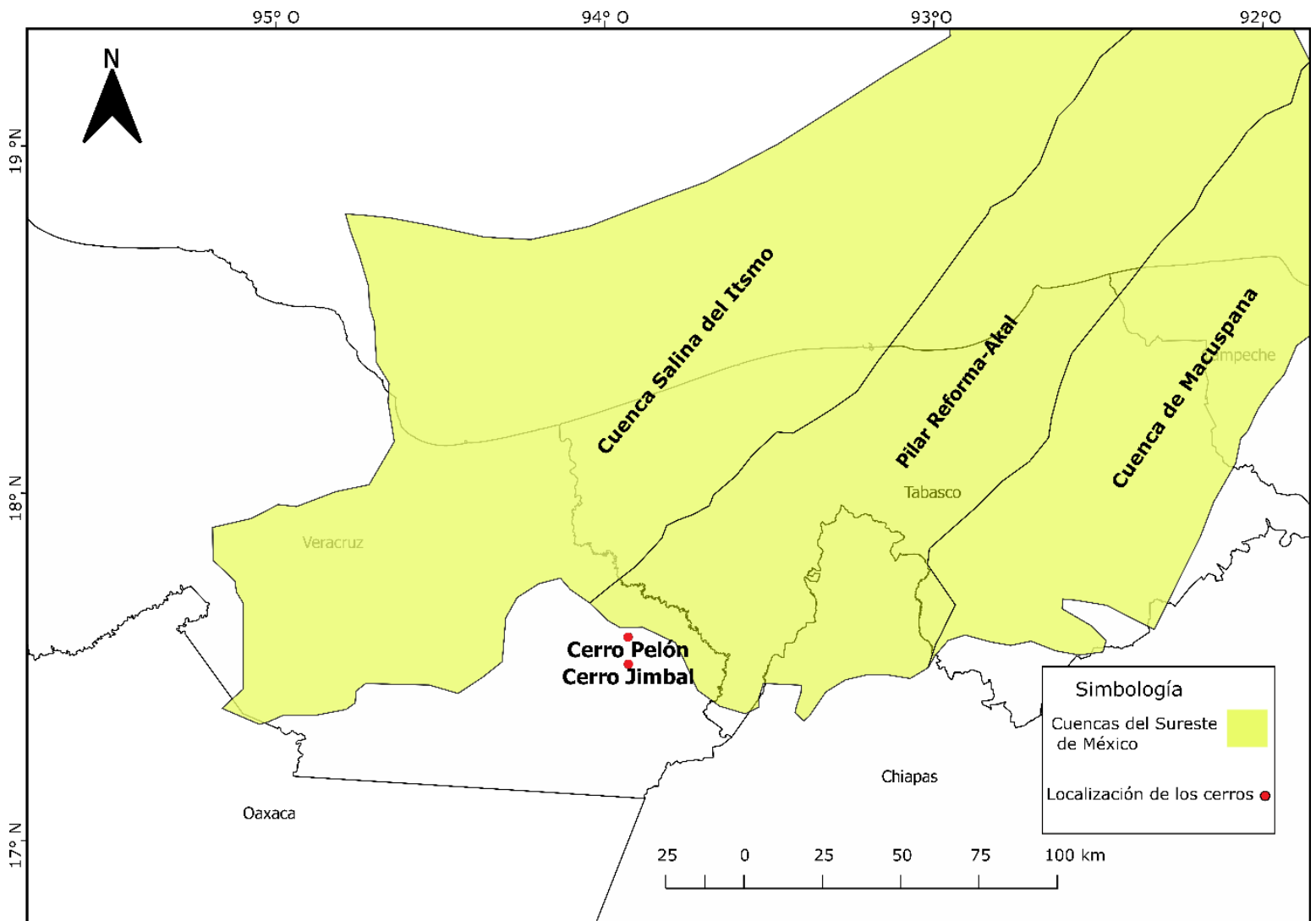


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio con respecto a las cuencas del sureste de México. Modificado de Robles *et al.*, 2013.

Además de contribuir con el entendimiento de la evolución geológica de la región, el estudio de la Formación Salina es significativo dentro del contexto económico-petrolero, debido a su relación estratigráfica directa con rocas productoras de hidrocarburos (Benavides, 1950) y a su cercanía con campos petroleros y pozos exitosos (Figura 1). Adicionalmente, vale la pena mencionar que la zona de estudio se encuentra a 55 km del Activo Cinco Presidentes de PEMEX.

1.1 Localización y vías de acceso

El área de estudio se ubica al sur del estado de Veracruz, municipio Las Choapas, en la localidad Río Playas, cerca de los estados Tabasco y Chiapas, y comprende la parte norte y sur del Anticlinal Cerro Pelón. Está expresada en la carta E15C27 Río Playas, a escala 1:50,000 de INEGI. Las coordenadas de sus vértices son:

Noroeste 17° 45' N, 94° 00' W	Noreste 17° 45' N, 93° 40' W
Suroeste 17° 30' N, 94° 00' W	Sureste 17° 30' N, 93° 40' W

Los poblados que se encuentran más cercanos al área de estudio son Río Playas, al norte, y San Miguel de Allende, al sur. La ciudad más cercana es Coatzacoalcos, Veracruz. La vía de acceso es por la carretera federal 145D de Coatzacoalcos, Veracruz, con dirección a Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, en donde existe una desviación de terracería en el km 61 que conecta a los ejidos de Río Playas, San Miguel de Allende, Miguel Hidalgo y Costilla, Ignacio López Rayón, El Encajonado, Las Isabeles, entre otros. Este camino de terracería es de difícil acceso cuando llueve ya que el camino suele generar baches y grandes encharcamientos.

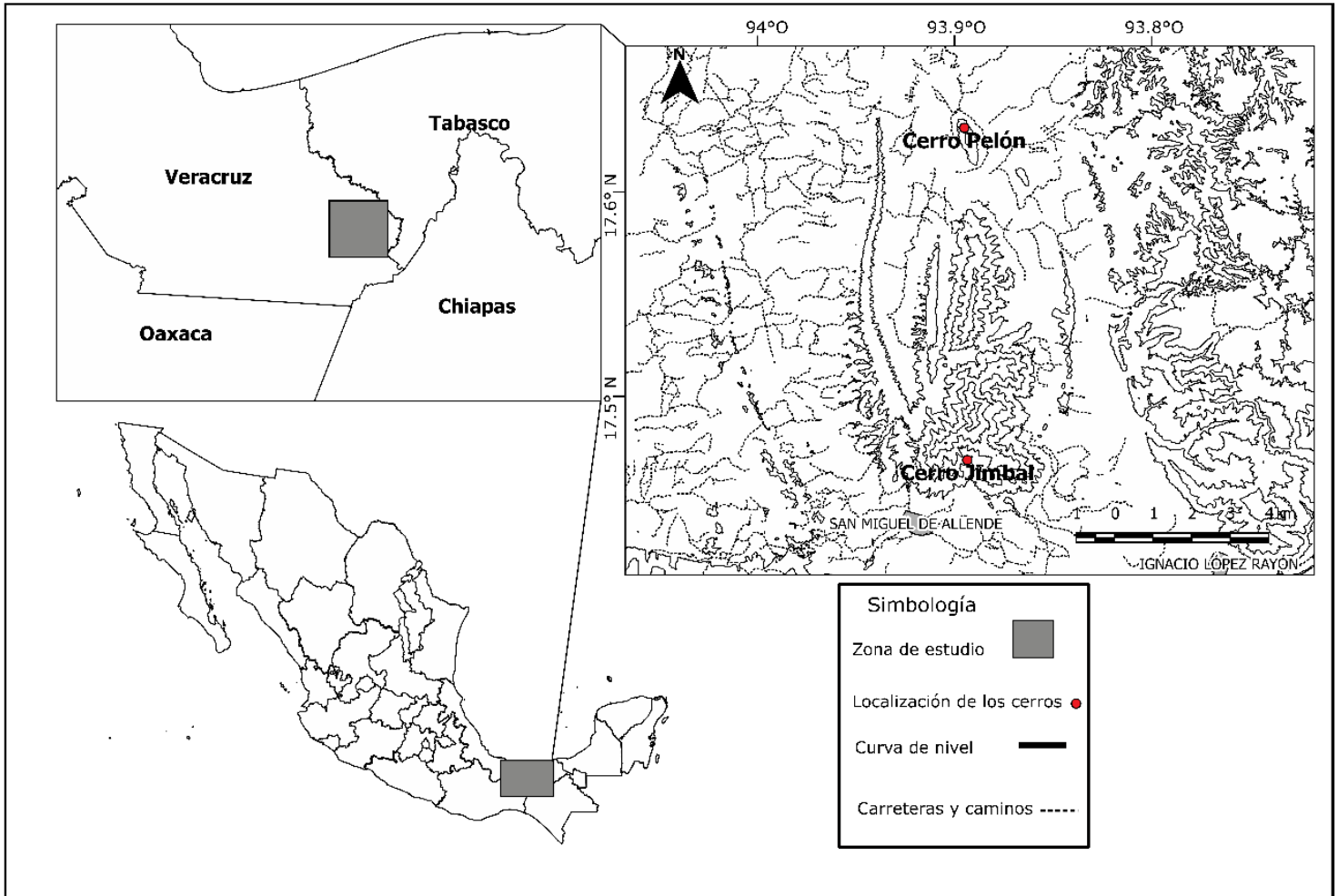


Figura 2. Localización de la zona de estudio.

1.2 Marco Geológico

Dentro del contexto regional, las rocas que afloran en el área del Anticlinal Cerro Pelón son todas sedimentarias (Benavides, 1950), exceptuando algunos horizontes de ceniza volcánica dentro de la columna geológica de la zona. El basamento de la columna sedimentaria lo conforma el Complejo del Macizo de Chiapas, y sobre éste, se encuentra la Formación Salina del Jurásico Medio (Benavides, 1950). Inmediatamente sobre dicha formación y con un contacto concordante, se encuentra la Caliza Chinameca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Benavides, 1950). Ésta, con un espesor medio de 300 m, es de color gris oscuro, finamente

arenosa hacia la base, bituminosa en partes y presenta bandas delgadas de pedernal hacia la cima (Benavides, 1950). Sobre la Caliza Chinameca yace discordantemente un conglomerado constituido por cantos angulosos de caliza y cuarzo dentro de una matriz calcárea y lentes de pedernal, con un espesor aproximado de 20 m (Benavides, 1950). Sobreyaciendo dicho conglomerado, que representa una discordancia entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, se encuentra la Formación Méndez (Benavides, 1950), conformada por intercalaciones de lutita gris y arenosa en ocasiones, estratificada en capas delgadas, con arenisca de grano fino. Se estima que su espesor va de los 650 a los 690 m (Benavides, 1950).

1.2.1 Basamento: Macizo de Chiapas

El Complejo Macizo de Chiapas, formado en una margen continental activa durante el Pérmico-Triásico, constituye el basamento cristalino regional, y aunque en el área de estudio no se encuentra expuesto, se presume que conforma el cimiento de la columna sedimentaria de la zona (Vazquez-Meneses *et al.*, 2011). Éste aflora ampliamente al sur del área de estudio, en los estados de Chiapas y Oaxaca, a 60 km aproximadamente (Figura 3). Siendo uno de los complejos ígneos-metamórficos más grandes de México, se extiende hasta el norte de la planicie de Tabasco y, probablemente, abarca algunas partes dentro de la plataforma de Yucatán (Godínez-Urban *et al.*, 2011-a). El Macizo de Chiapas está limitado hacia el oeste por el Istmo de Tehuantepec y hacia el sureste por el sistema de fallas Polochic-Motagua (Weber *et al.*, 2002). El Complejo Macizo de Chiapas está conformado por rocas metasedimentarias del Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior (Blair, 1987) intrusionadas por granitoides calco alcalinos, granodioritas y tonalitas del Permotriásico, de los cuales, la mayoría se encuentran deformados y metamorfoseados (Godínez-Urban *et al.*, 2011-a).

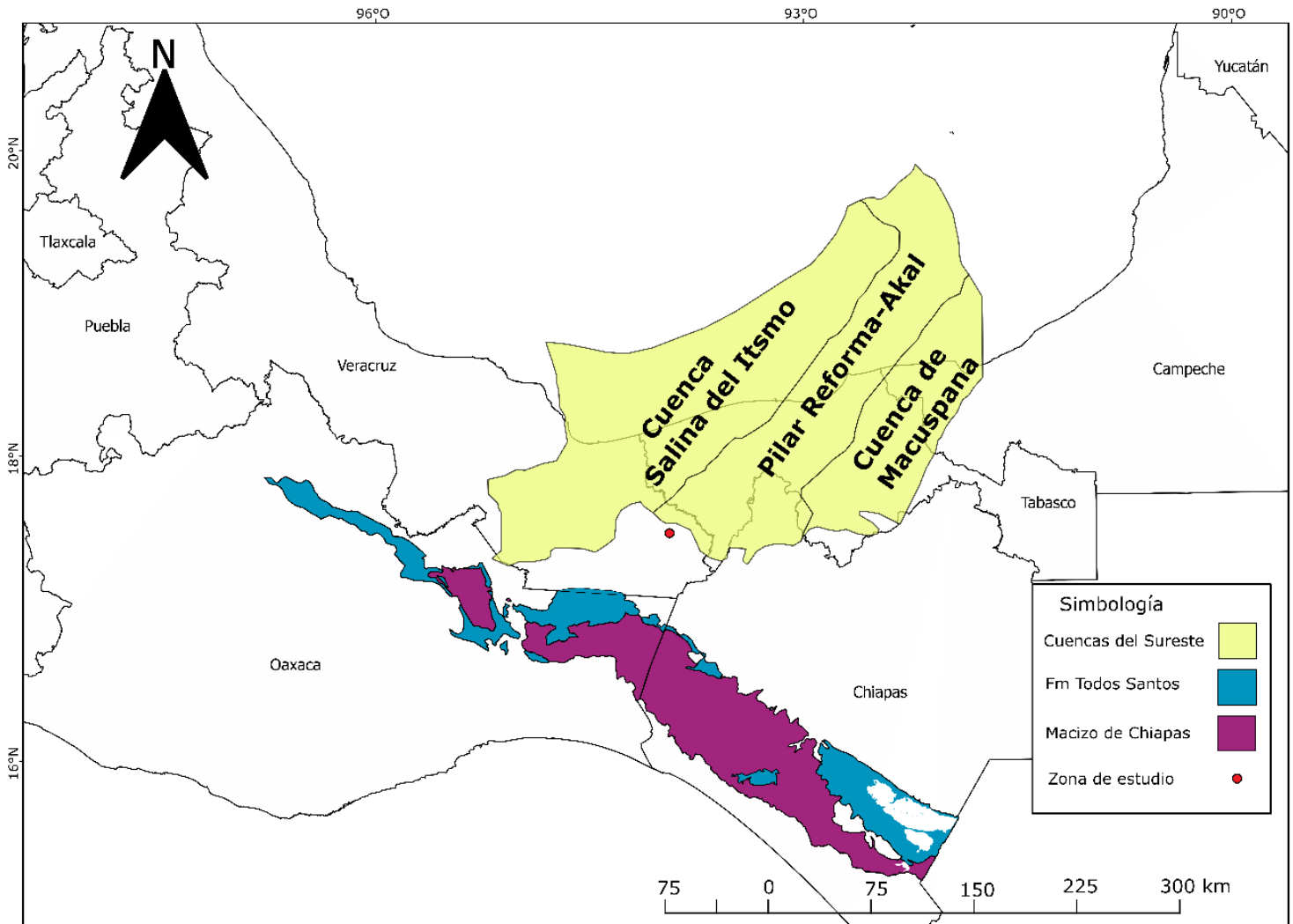


Figura 3. Localización del área de estudio con respecto al Macizo de Chiapas, la Formación Todos Santos y las cuencas del sureste de México.

1.2.2 Formación Todos Santos

La Formación Todos Santos se encuentra expuesta a lo largo del margen norte del macizo de Chiapas en los estados de Oaxaca, Chiapas y sur de Veracruz (Figura 3). Esta formación consiste de conglomerados polimícticos, areniscas conglomeráticas, lodolitas, rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos. Estas rocas, depositadas en cuencas extensionales durante las primeras etapas del rifting continental en la región del Golfo de México, fueron acumuladas en ambientes fluviales, de abanicos aluviales y lacustres, formando secuencias cíclicas de cientos de

metros de espesor (Godínez-Urban *et al.*, 2011-a; Blair, 1987). Godínez-Urban *et al.*, (2011-a) subdividieron a la Formación Todos Santos en dos miembros: uno inferior que engloba la parte volcanoclástica denominado Miembro El Diamante, y uno superior denominado Miembro Jericó (Figura 4). En cuanto a sus relaciones estratigráficas verticales, la Formación Todos Santos fue depositada sobre el basamento del Bloque Maya, por lo que descansa directamente en algunas zonas sobre el Macizo de Chiapas y en otras partes sobre la Formación La Silla con una discordancia angular (Godínez-Urban *et al.*, 2011-b). En la zona de Chiapas, la Formación Todos Santos se encuentra cubierta por la Formación San Ricardo del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, con un contacto transicional a la sucesión de roca marino-superficial de arenisca, lutita y caliza; y en la zona del Istmo de Tehuantepec, se encuentra cubierta por la Formación Mogoñé, también del Jurásico Superior (Godínez-Urban *et al.*, 2011-b). Con base en circones detríticos obtenidos de areniscas del miembro inferior, Godínez-Urban *et al.*, (2011-a), determinan que la edad de depósito de la Formación Todos Santos, en la zona oeste-central de Chiapas, es del Jurásico Medio-Superior, post 170 Ma.

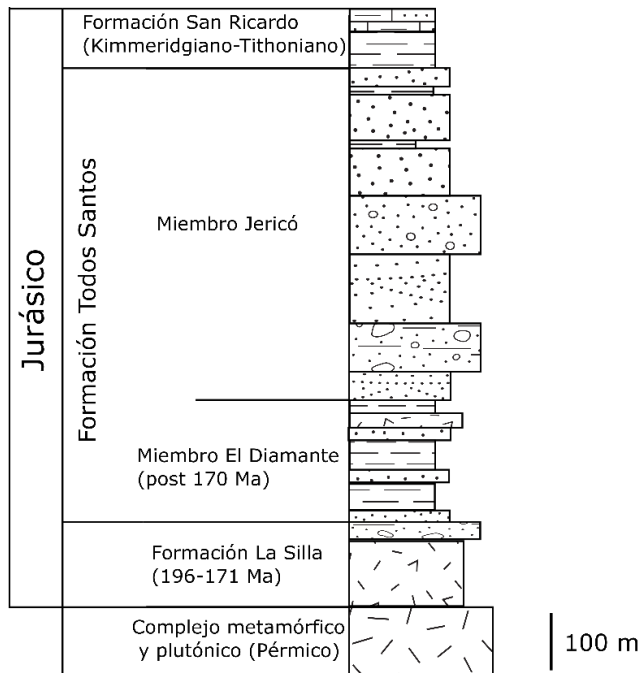


Figura 4. Columna estratigráfica de la formación Todos Santos, en la zona oeste-central de Chiapas, con edades determinadas a partir de circones detríticos. Tomada de Godínez-Urban *et al.*, (2011-a).

- | | | | |
|--|------------------------------|--|---------------------------------|
| | Rocas cristalinas | | Arenisca |
| | Rocas volcánicas | | Arenisca con laminación cruzada |
| | Conglomerado volcanoclástico | | Conglomerado |
| | Lutita | | Marga |

1.2.3 Formación Salina

La Formación Salina es la unidad más antigua expuesta en la zona de estudio, y aflora únicamente en el núcleo del Anticlinal Cerro Pelón, en la parte norte y sur de éste (Figura 5). La distribución espacial regional de dicha formación no se conoce, ya que no aflora más allá del núcleo de la estructura Anticlinal Cerro Pelón, y no hay otras publicaciones que la mencionen. La Formación Salina consiste de arenisca cuarzosa de textura variable de fina a gruesa, con abundante mica blanca, estratificada en capas delgadas, de 2 a 30 cm de espesor; verticalmente pasa a conglomerado fino soportado por matriz compuesto por guijarros de pedernal blanco, arenisca, cuarcita, y roca ígnea alterada (probablemente granítica), de tamaños entre 0.5 y 5 cm de diámetro y se presenta en estratos hasta de 3 m de espesor. Hacia la parte superior de la formación, se presentan estratos de lutita calcárea de 10 a 20 cm de espesor (Benavides, 1950).

El contacto estratigráfico inferior de la formación es igualmente desconocido, ya que tampoco es visible en el área de estudio, sin embargo, se infiere que sobreyace al Complejo del Macizo de Chiapas. Por otro lado, su contacto superior fue observado por Benavides (1950), quien lo define como concordante con la sobreyacente Caliza Chinameca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (del Kimmeridgiano al Barremiano). Benavides (1950) y Acevedo (1962), con base en la medición de secciones estructurales, estiman que el espesor de la Formación Salina es de aproximadamente 800 m.

A pesar de que la Formación Salina ha sido estudiada en diversas ocasiones, no ha sido caracterizada detalladamente, por lo que, en el marco de este trabajo, se ha puesto especial atención en la descripción de sus características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas.

1.3 Planteamiento del problema

En trabajos previos se ha considerado que el núcleo del Anticlinal Cerro Pelón, tanto en la parte norte como en la parte sur, pertenece a la Formación Salina, presenta la misma litología y se acumuló en un mismo ambiente sedimentario transicional. (Benavides, 1950; Acevedo, 1962; Tenorio-Islas *et al.*, 2005). Ambos sectores del núcleo de la estructura no han sido estudiados a detalle, simplemente se ha inferido su similitud litológica y sedimentológica, utilizando como

guía su posición dentro de la estructura, soslayando una evidente discontinuidad morfoestructural que divide ambos sectores como se muestra en la Figura 5. Por lo que se pretende realizar el análisis, interpretación y comparación de dos secciones estratigráficas medidas en dichos sectores.

Y, debido a que Meneses-Rocha (2001) denomina como Formación Todos Santos a la sucesión clástica expuesta a lo largo del núcleo del Anticlinal Cerro Pelón, siendo que, anteriormente, Benavides (1950) y Acevedo (1962) identificaron esta sucesión de capas rojas como Formación Salina, se establecerán las particularidades y similitudes de ambas formaciones, para determinar cómo debe ser llamada la sucesión de roca expuesta: Formación Todos Santos o Formación Salina.

1.4 Objetivos

El objetivo general de este estudio consiste en determinar el ambiente sedimentario a partir del análisis de facies, de dos secciones estratigráficas expuestas en el núcleo de la estructura Anticlinal Cerro Pelón, así como compararlas y determinar si ambas pertenecen a la Formación Salina, o de ser el caso, deberá nombrarse como Formación Todos Santos.

Objetivos específicos:

- Caracterización petrográfica de las distintas muestras de roca recolectadas;
- Definir la dirección de las paleocorrientes;
- Determinar la edad de la Formación Salina mediante su fechamiento por U-Pb en circones;
- Proponer un modelo sedimentológico que explique el depósito y presencia de estas dos sucesiones estratigráficas.

1.5 Metodología de trabajo

El presente trabajo se realizó en tres etapas, en las cuales, se desarrollaron distintas actividades que a continuación se describen:

1- Trabajo de gabinete previo al trabajo de campo.

-Recopilación de información sobre el área de estudio: consistió en la búsqueda y análisis de bibliografía relacionada a la geología del área de estudio y zonas aledañas.

-Consulta del mapa base de la zona de estudio proporcionado por el Ing. Orestes Antonio de la Rosa Mora, a partir del cual, se obtuvo la información geológica, topográfica, de carreteras y poblados necesaria para realizar figuras con distinto fin mediante el software libre QGis.

2- Trabajo de campo.

El trabajo de campo se llevó a cabo en un lapso de 18 días, divididos en dos etapas de diez y ocho días cada una, en las cuales, se realizaron las siguientes actividades:

- Etapa 1:

-Reconocimiento de la zona de estudio en general e identificación de las unidades litológicas del área.

-Recolección de datos estructurales, de estratificación, contactos y paleocorrientes.

-Colecta de 4 muestras para datación de circones detríticos mediante U-Pb.

- Etapa 2:

-Medición de columnas estratigráficas: con base en la primera visita de reconocimiento de campo, se seleccionaron dos localidades en donde se realizó la medición de las columnas estratigráficas representativas de ambas zonas. Éstas fueron medidas utilizando el Báculo de Jacob y cinta métrica. La primera columna tiene un espesor de 146 m y fue medida en el Cerro Pelón, que comprende la Formación Salina. La segunda columna tiene una longitud de 460.5 m y fue medida a faldas del Cerro Jimbal (Figura 3).

-Descripción litológica detallada de afloramientos en las que se utilizaron tablas de estimación y comparación visual, además de escalas métricas.

-Colecta de 17 muestras para estudio petrográfico en lámina delgada.

-Análisis modal de conglomerado en cuatro estaciones a lo largo de la columna estratigráfica medida en Cerro Pelón, con el fin de elaborar una estadística que fije la tendencia de éstos a lo largo de la sucesión expuesta.

-Ubicación de 19 estaciones de trabajo, en las cuales, se recolectaron muestras de roca que se utilizaron para su descripción y el estudio petrográfico. Fueron ubicadas con un receptor GPS en la proyección UTM con datum WGS-84, a lo largo de las columnas estratigráficas, y posteriormente, se integraron a un sistema de información geográfica.

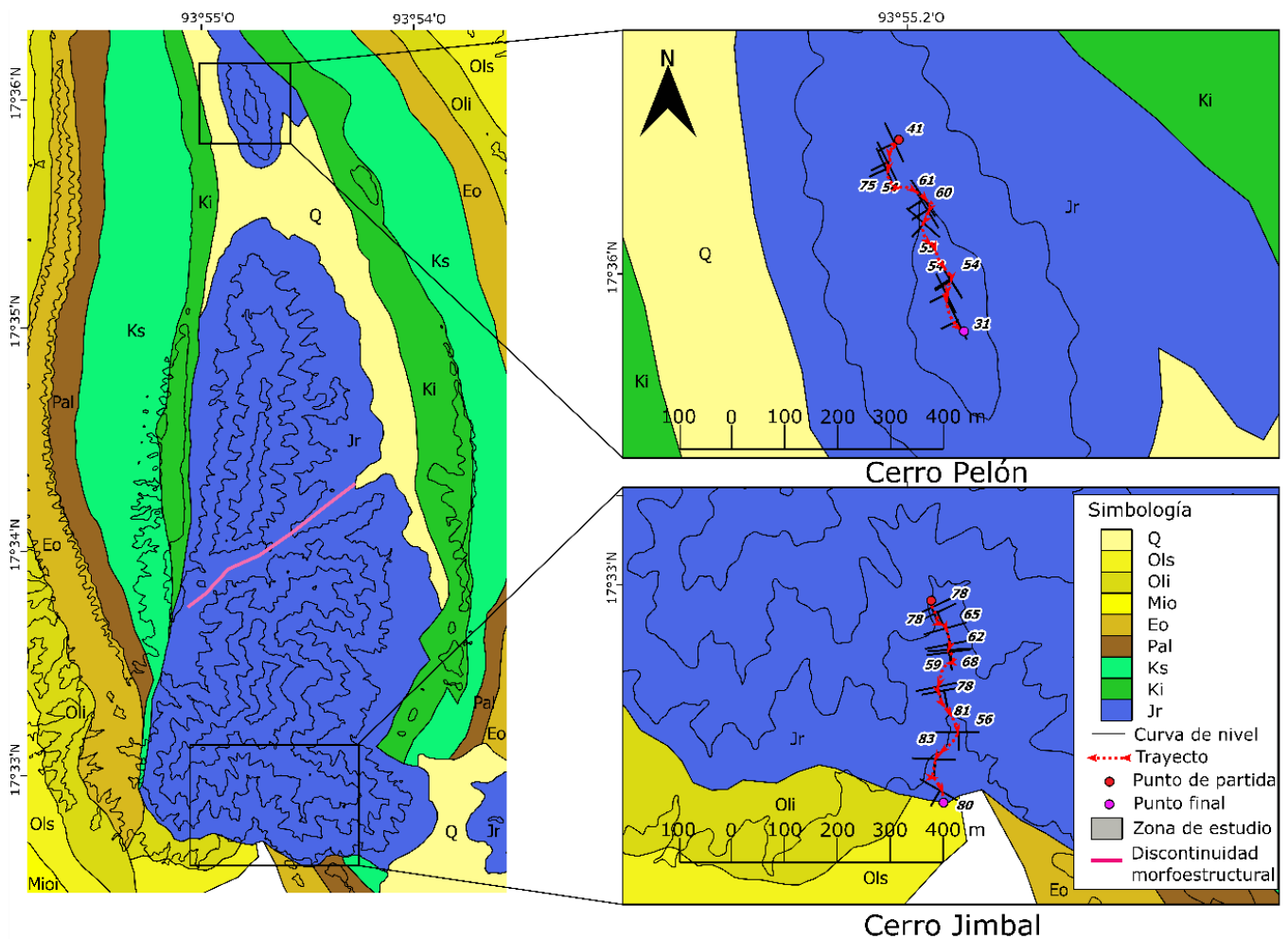


Figura 5. Ubicación y trayecto de la medición de las columnas estratigráficas en el Cerro Pelón y el Cerro Jimbal. Mapa con base en De la Rosa-Mora (en preparación).

3- Trabajo de gabinete.

Con la información recopilada durante las dos salidas al campo, se realizaron las siguientes actividades a lo largo de los meses siguientes:

-Análisis de la información recabada, con el objetivo de dibujar las columnas estratigráficas de cada sección medida, incluyendo todas las características observadas. La caracterización detallada de cada columna medida, permitió la identificación de las litofacies presentes para su posterior interpretación.

-Se realizó el análisis de paleocorrientes mediante el software Stereonet y Stereo 32 para definir la dirección preferencial de aporte durante el depósito y su variación.

-Se elaboraron diagramas de pie para expresar los resultados del análisis modal de conglomerados expuestos en la sección de Cerro Pelón, para observar y analizar la tendencia y variación composicional a lo largo de la columna estratigráfica.

-De las nueve muestras pertenecientes a la sección medida en Cerro Pelón, y de las diez muestras pertenecientes a la sección medida al sur de Cerro Jimbal, se elaboraron láminas delgadas con el objetivo de realizar un análisis petrográfico que ayudará a clasificar y definir facies.

-Se utilizaron las muestras CP-17-68 y CP-17-76, pertenecientes a la sección medida al sur de Cerro Jimbal, y las muestras CP-16-145 y CP-17-95, pertenecientes a la sección medida en Cerro Pelón, para datar ambos cuerpos de roca. Se inició el proceso en el Taller de preparación de muestras del Instituto de Geología de la UNAM, comenzando con la disgregación de la muestra en la trituradora de quijadas, para después, pulverizarla en el molino de marca “Bico”, y posteriormente, fue separada en la cribadora, separando las fracciones ≥ 100 , ≥ 200 y < 200 , las cuales, fueron procesadas en la mesa Wilfley. Posterior a esto, se retiraron los minerales magnéticos con un separador magnético marca Frantz en la Facultad de Ingeniería, para finalmente, separar manualmente los circones utilizando un microscopio estereoscópico. Se obtuvieron al menos 100 circones detríticos por fracción separada, y fueron enviadas al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Querétaro, en donde se fecharon los circones obtenidos individualmente por U-Pb mediante el método Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LAICPMS).

Capítulo 2. Formación Salina

La Formación Salina se encuentra ubicada en el sur de Veracruz, en la localidad Río Playas y se encuentra expuesta en el Cerro Pelón, conformando en núcleo de la estructura Anticlinal Cerro Pelón (Benavides, 1950). Es la unidad más antigua expuesta en la zona de estudio. Benavides (1950) y Acevedo (1962) la ubican como Jurásico Medio utilizando como guía la relación estratigráfica con la Caliza Chinameca del Jurásico Superior.

La distribución espacial de la formación no es conocida, ya que no aflora más allá del núcleo de la estructura anticlinal y no se reporta en trabajos anteriores. Su contacto estratigráfico inferior es igualmente desconocido, ya que tampoco es visible en el área de estudio, sin embargo, se infiere que está sobreyaciendo el Complejo del Macizo de Chiapas. Por otro lado, su contacto superior fue observado por Benavides (1950), quien lo define como concordante con la sobreyacente Caliza Chinameca del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (del Kimmeridgiano al Barremiano). Benavides (1950) y Acevedo (1962), con base en la medición de secciones estructurales, estiman que el espesor de la Formación Salina es de aproximadamente 800 m.

Benavides (1950) y Acevedo (1962), describen que la Formación Salina consiste de arenisca cuarzosa de textura variable de fina a gruesa, con abundante mica blanca, estratificada en capas delgadas, de 2 a 30 cm de espesor, que verticalmente pasa a conglomerado fino soportado por matriz, compuesto por guijarros de pedernal blanco, arenisca, cuarcita, y roca ígnea alterada (probablemente granítica), que varían granulométricamente entre 0.5 y 5 cm de diámetro y se presenta en estratos hasta de 3 m de espesor. Hacia la parte superior de la formación, se presentan estratos de lutita calcárea de 10 a 20 cm de espesor.

En esta investigación identificamos que la Formación Salina, en el Cerro Pelón, está compuesta predominantemente por paraconglomerado polimíctico soportado por matriz, y subordinadamente, por arenisca conglomerática y arcosa. Los paraconglomerados polimícticos soportados por matriz son de color café claro (5YR 6/4) al fresco, están conformados por clastos de cuarzo metamórfico, cuarzoarenita, cuarcita, arenisca de grano muy fino y roca ígnea alterada, con tamaños de 0.3-0.4 cm hasta 8-9 cm, predominando los clastos de 4-9 cm de diámetro, siendo éstos bien redondeados. Son moderadamente seleccionados en algunas partes, y en otras, la

selección es muy pobre. La fracción arenosa que soporta los clastos, es una grauvaca feldespática de textura variable desde fina hasta gruesa, conformada por feldespato, cuarzo, líticos, óxido y mica blanca. De pobre a moderadamente seleccionada y de granos que van de subangulosos a redondeados (Apéndice 1, Muestra CP-17-306). Se presentan en estratos que van desde los 20 cm hasta los 3 m de espesor.

Los estratos son continuos, de geometría tabular y tienen burdas superficies de estratificación planas paralelas. En partes de apariencia masiva, y en otras, presenta estratificaciones cruzadas planas y menos frecuentemente, gradaciones normales e inversas.



Figura 6. A) Paraconglomerado polimíctico soportado por matriz que verticalmente cambia a arenisca conglomerática, y en el que se observa gradación normal e inversa. B) Arenisca conglomerática en la que se observa una pobre selección de los clastos.

La arenisca conglomerática que conforma la segunda mayor parte de esta sucesión, es de color café claro (5YR 6/4) al fresco. La fracción arenosa corresponde a una grauvaca feldespática de grano fino a grueso, compuesta de feldespato, cuarzo, líticos, óxido y abundante mica blanca, de granos subangulosos a redondeados, y moderadamente seleccionada (Apéndice 1, Muestra CP-

17-309), en la que se presentan gravas de 0.2-0.3 cm hasta 1-3.5 cm de cuarzo metamórfico, cuarzoarenita, cuarcita, arenisca de grano muy fino y roca ígnea alterada, siendo éstas bien redondeadas. Son pobremente seleccionados y no presentan orientación. Se presenta en estratos con un espesor de 20 cm hasta 1 m. Son continuos, de geometría tabular y de superficies de estratificación planas y paralelas. Presenta estratificación cruzada plana en algunas partes y una burda laminación plana paralela dada por gravas ocasionalmente.



Figura 7. A) Arenisca conglomerática observada en la parte superior del Cerro Pelón. B) Paraconglomerado polimíctico soportado por matriz que cambia a arenisca conglomerática en los estratos superiores. Se observa gradación normal y una pobre selección de los clastos.

Finalmente, y sólo hallada en un estrato de 30 cm de espesor, hacia la cima de Cerro Pelón, se encuentra una arcosa de grano fino a medio, de color rojo pálido (5Y 8/4) al fresco, compuesta de feldespato, cuarzo, líticos de color negro, óxido y abundante mica blanca, moderadamente seleccionada y de granos subangulosos a redondeados (Apéndice 1, Muestra CP-17-308). El

estrato es continuo, de geometría tabular y de superficies de estratificación planas y paralelas. Presenta laminación plana paralela.



Figura 8. Estrato de arcosa de grano medio a grueso, observada en la cima del Cerro Pelón.

Al sur del Cerro Jimbal, las litologías y estructuras sedimentarias encontradas contrastan drásticamente con las observadas en el Cerro Pelón. La sucesión de roca aquí medida está conformada predominantemente por intercalaciones de grauvaca feldespática de distinta granulometría, intercalaciones de grauvaca feldespática con lodolita y finalmente, intercalaciones de grauvaca feldespática con lutita. Es importante mencionar que la polaridad de la sucesión sedimentaria está invertida y ésta fue definida a partir de las marcas de carga y bioturbación en el sedimento. Las intercalaciones son de grauvaca feldespática de grano grueso, de color gris claro (N8) al fresco, con presencia de algunos líticos de arenisca, cuarzoarenita y cuarcita, abundante mica blanca, en su mayoría orientada en el sentido de la laminación, moderadamente seleccionada, con grauvaca feldespática de grano fino de color gris medio (N5) al fresco; en éstos la mica blanca es más abundante, e igualmente se encuentra orientada en su mayoría (Apéndice 1, Muestra CP-17-311). Los estratos de granulometría gruesa se presentan en espesores de 35-60 cm, y los de granulometría fina se presentan con espesores de 5-20 cm. Ambos son continuos, de geometría tabular y de superficies planas paralelas, y en ocasiones, onduladas. Presentan laminaciones dadas por arcillas de color oscuro (N3); éstas son cruzadas (poco presentes), paralelas y onduladas, de espesor variable, discontinuas en algunas partes, presenta también laminación lenticular, laminación flaser y rizaduras simétricas. En algunos casos presentan laminación cruzada herringbone, marcas de carga y flamas, intraclastos de material arcilloso, y bioturbación ligera e intensa en algunas zonas. Presenta una intercalación de

grauvaca feldespática de grano grueso, de color rojo pálido (5R 6/2) al fresco, compuesta por feldespato, cuarzo, mica blanca, líticos de arenisca, cuarzoarenita y cuarcita, y abundante óxido, con grauavaca feldespática de grano fino, de color rojo moderado (5R 4/6) al fresco. Éstas presentan las mismas estructuras sedimentarias.

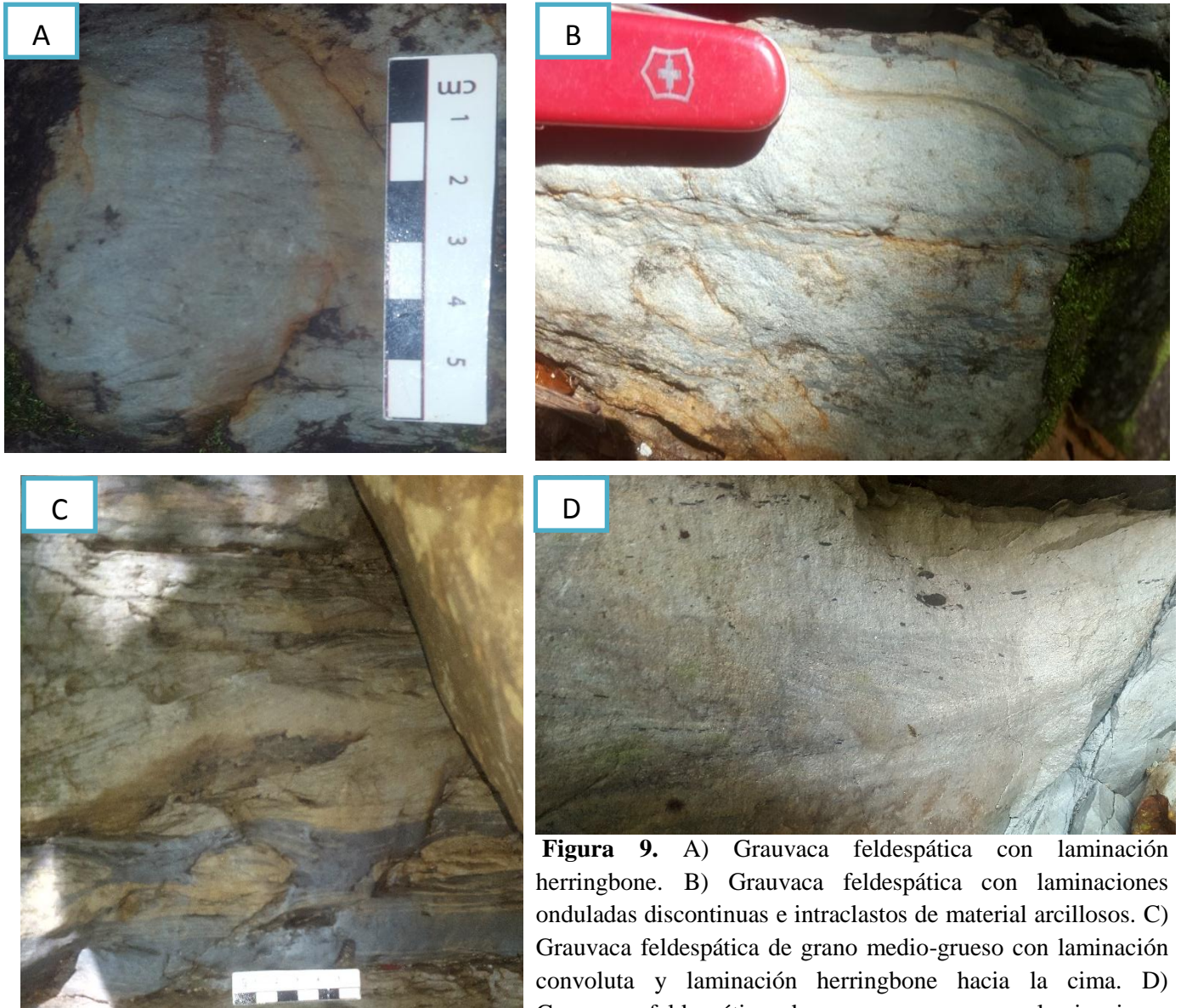


Figura 9. A) Grauavaca feldespática con laminación herringbone. B) Grauavaca feldespática con laminaciones onduladas discontinuas e intraclastos de material arcillosos. C) Grauavaca feldespática de grano medio-grueso con laminación convoluta y laminación herringbone hacia la cima. D) Grauavaca feldespática de grano grueso con laminaciones cruzadas e intraclastos de material arcillosos.

Las siguientes litologías son intercalaciones de grauvaca feldespática de grano medio a grueso, de color gris claro (N8) al fresco, compuesta por feldespato, cuarzo, líticos de arenisca, cuarzoarenita y cuarcita, y abundante mica blanca, en su mayoría orientada en dirección de la laminación (generalmente se concentra en niveles), siendo los granos de angulosos a subredondeados, de pobre a moderadamente seleccionada (Apéndice 1, Muestra CP-17-316), con lodolita de color negro grisáceo (N2) al fresco. Los estratos de arenisca se presentan en espesores variables de 40 cm hasta 1.5 m, y los de lodolita se presentan con espesores variables de 5-30 cm, predominando los menores a 20 cm. Ambos son continuos, de geometría tabular y de superficies planas, paralelas, y en pocas ocasiones, onduladas. Los estratos de arenisca presentan laminaciones planas paralelas de espesor variable, laminaciones cruzadas (poco presentes) planas, laminación ondulada discontinua, laminación lenticular y laminación flaser. Presenta también rizaduras simétricas, intraclastos de material arcilloso y bioturbación ligera. En algunos casos presenta laminación herringbone. La lodolita presenta estructuras de carga y flamas, rizaduras simétricas, lentes de arena e intensa bioturbación. Presenta pequeños puntos negros diseminados (posible materia orgánica). Presenta también una intercalación de grauvaca feldespática de grano medio a grueso, de color rojo moderado (5R 5/4) al fresco, compuesta de feldespato, cuarzo, líticos y mica blanca, con lodolita de color rojo moderado (5R 4/6) al fresco.





Figura 10. A) Grauvaca feldespática de grano medio con laminaciones onduladas y flaser de material limoso. B) Rizaduras simétricas y rectas. C) Grauvaca feldespática de grano grueso con laminaciones onduladas continuas y discontinuas y laminación flaser. D) Grauvaca feldespática de grano grueso con laminaciones onduladas y laminación flaser. E) Grauvaca feldespática de grano medio con laminaciones cruzadas planas.

Y, por último, intercalaciones de grauvaca feldespática de grano fino, de color gris claro (N8) al fresco, compuesta por feldespato, cuarzo, líticos de cuarcita, cuarzoarenita y arenisca, óxido, y abundante mica blanca, en su mayoría orientada en dirección de la laminación, de granos angulosos a subredondeados, moderadamente seleccionada (Apéndice 1, Muestra CP-17-318), con lutita de color negro grisáceo (N2) al fresco que presenta abundante mica blanca. Los estratos de arenisca se presentan en espesores variables de 1-45 cm, y los de lutita se presentan con espesores variables de 1-70 cm, predominando los menores a 30 cm. Ambos son continuos, de geometría tabular, y de superficies planas, paralelas, y en ocasiones, onduladas e irregulares. Los estratos de arenisca presentan laminaciones planas paralelas discontinuas en ocasiones de espesor variable, laminaciones planas, laminación ondulada discontinua, laminación lenticular, laminación flaser, icnofósiles, rizaduras simétricas, intraclastos de material arcilloso y bioturbación intensa. Presenta también laminación convoluta. La lutita presenta estructuras de carga y flamas, rizaduras simétricas, lentes de arena, huellas de desecación, cavidades de geometría cúbica en su mayoría, rellenas por óxido y cuarzo, e intensa bioturbación. Presenta pequeños puntos negros diseminados (posible materia orgánica) y fósiles de hojas.



Figura 11. A) Estratos delgados de grauvaca feldespática de grano fino con lutita, en los que se aprecian laminaciones onduladas, laminaciones flaser (hacia la cima del estrato) y estructuras de bioturbación. B) Estratos delgados de grauvaca feldespática de grano fino con lutita en estratos delgados ondulados, en los que se aprecia bioturbación. C) Icnofósil en estrato de arenisca. D) Grietas de desecación en estrato de lodolita. E) Laminación flaser y flamas en estratos delgados de lutita. F) Laminación convoluta. G) Moldes de cristales de geometría cúbica (en su mayoría) en un estrato de lutita.

En la Formación Salina se midieron dos columnas estratigráficas: la columna A, medida en el sector sur, en la ladera sur del Cerro Jimbal, y la columna B, medida en el sector norte, en el Cerro Pelón (Figura 5), con el fin de caracterizarla sedimentológicamente y definir su modelo sedimentario, utilizando como metodología el análisis de las facies presentes.

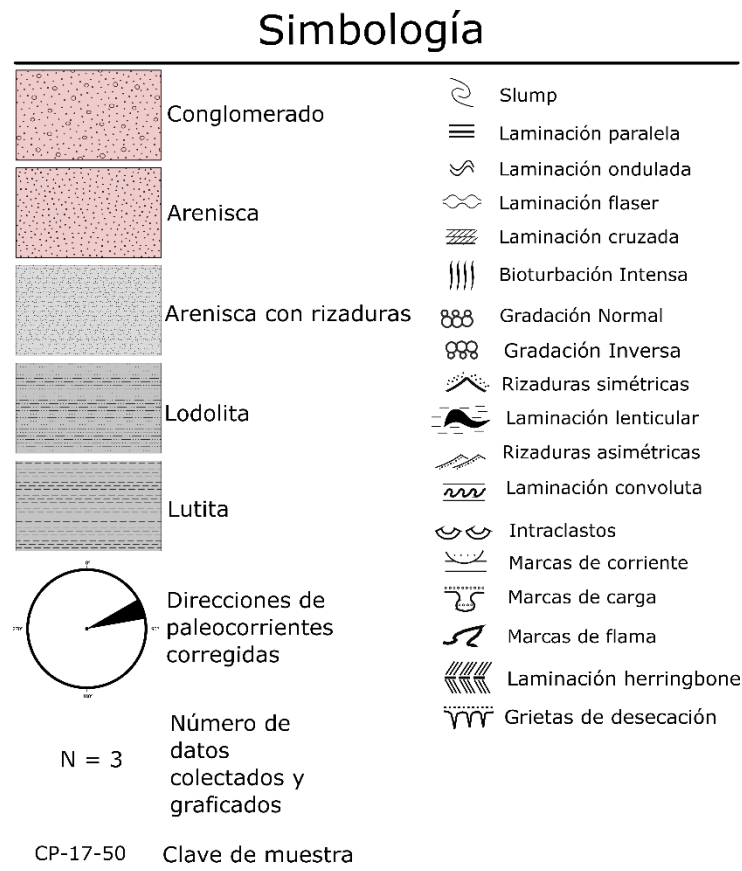


Figura 12. Simbología utilizada en las columnas estratigráficas de las figuras 13 y 14.

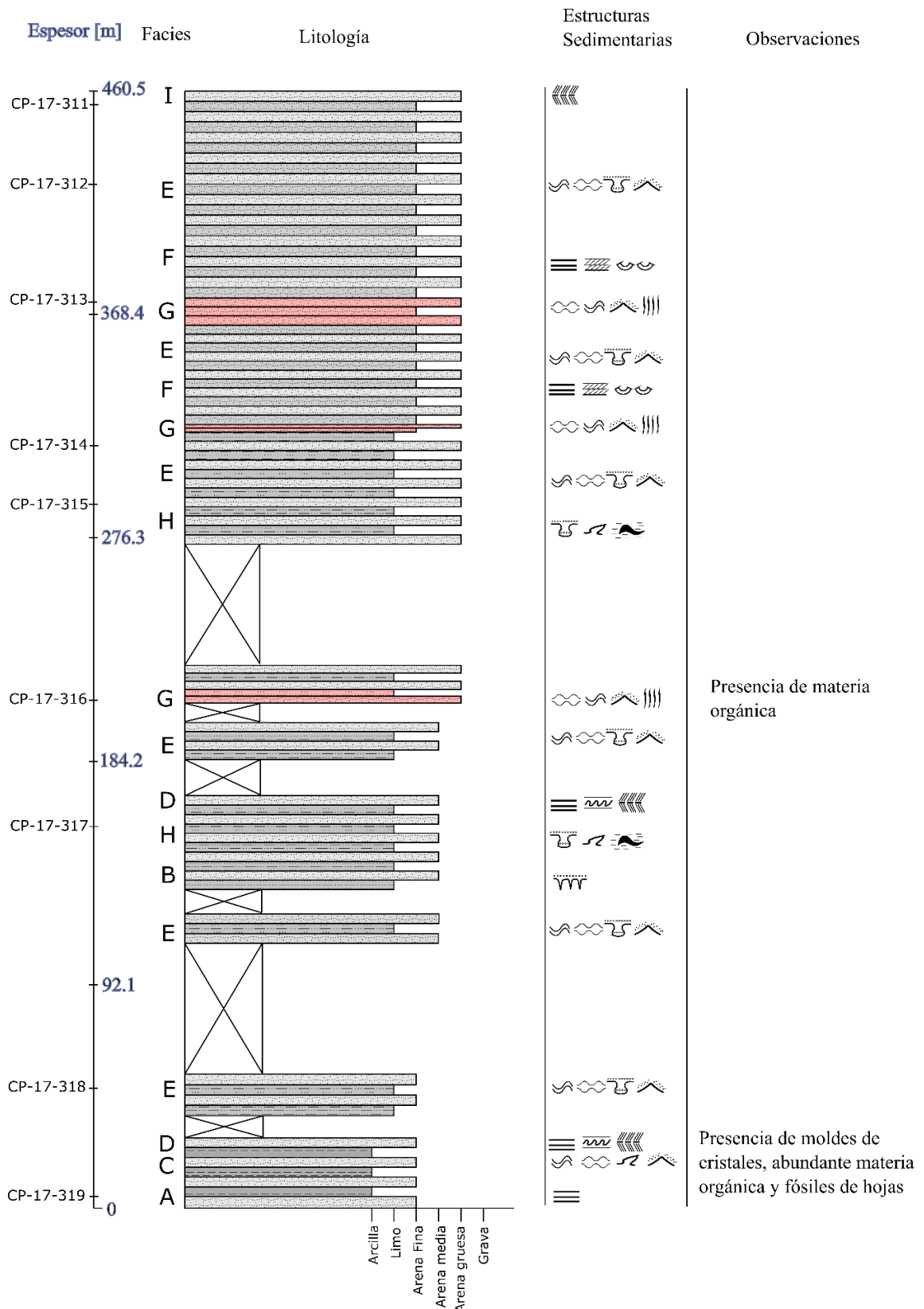


Figura 13. Columna estratigráfica A medida en la ladera sur del Cerro Jimbal.

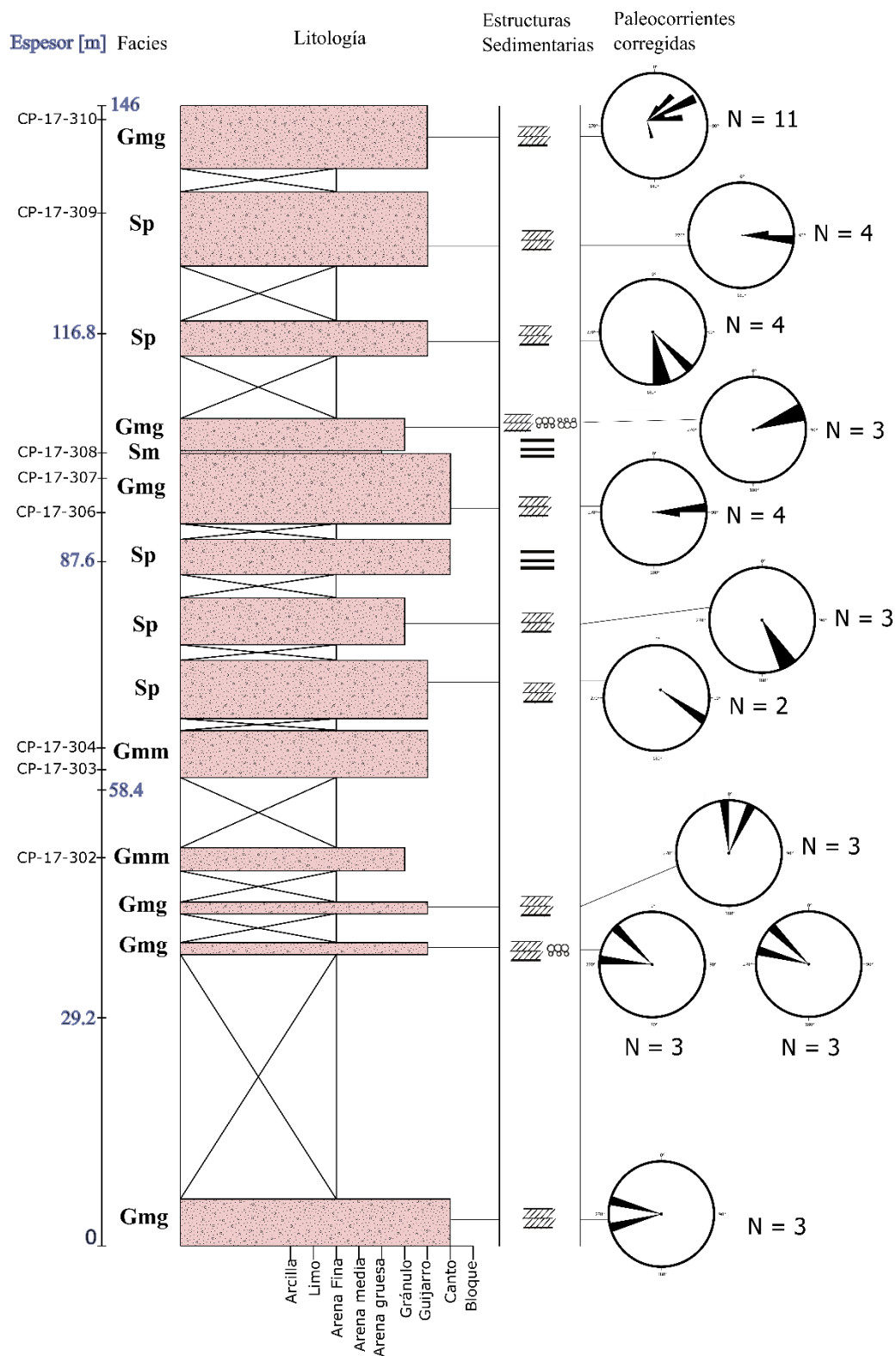


Figura 14. Columna estratigráfica B medida en el Cerro Pelón.

2.2 Columna A: litofacies

En la Formación Salina, al sur del Cerro Jimbal, se midió una columna estratigráfica en la sucesión de roca expuesta, para caracterizarla sedimentológicamente y definir el modelo paleoambiental de su depósito, utilizando como metodología el análisis de facies.

A lo largo de la medición de la columna A se reconocieron 9 facies. La extensión lateral de éstas es muy limitada, así, en un afloramiento coexisten varias facies relacionadas entre sí, y éstas cambian verticalmente en cuestión de centímetros, por lo que, en la columna estratigráfica A, sólo se muestran los cambios más significativos. A continuación se describen las facies reconocidas y exponemos las inferencias que se pueden hacer en cuanto a su depósito.

Es importante mencionar que la medición de la columna A se hizo sobre un río, en la incisión que hizo éste en el terreno, por lo que la extensión lateral de los afloramientos es reducida.

Facies A

Lutita de color negro grisáceo (N2), en estratos de hasta 70 cm de espesor. Presenta laminación plana paralela. Presenta cavidades de geometría cúbica en su mayoría, rellenas por óxido y cuarzo y pequeños fósiles de hojas.

- Interpretación: depósito generado por decantación de arcillas en condiciones de baja energía.

Facies B

Lodolita de color negro grisáceo (N2) en estrato de 10 cm de espesor. Presenta huellas de desecación.

- Interpretación: Exposición subaérea del sedimento saturado que permitió la evaporación del agua.

Facies C

Grauvaca feldespática de grano fino de color gris claro (N8) en estratos tabulares de 20 a 40 cm de espesor, intercalada con lutita en estratos ondulados muy delgados, menores a 5 cm de

espesor. Presenta laminación ondulada, laminación flaser, estructuras de flama, rizaduras simétricas e icnofósiles.

- Interpretación: sedimentos acumulados bajo un régimen de flujo inferior-inferior, en un ambiente con influencia de oleaje, en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma (Fichter y Poché, 2001).

Facies D

Grauvaca feldespática de grano fino a medio de color gris claro (N8) en estratos tabulares de 20 a 70 cm de espesor, intercalada con lodolita en estratos ondulados muy delgados, menores a 15 cm de espesor. Presenta laminación plana paralela, laminación convoluta, laminación cruzada herringbone.

- Interpretación: sedimentos depositados bajo un régimen de flujo superior-inferior, por cambios periódicos en la dirección del flujo, resultados de los cambios relativos en el nivel del mar debido a la marea (Fichter y Poché, 2001).

Facies E

Grauvaca feldespática de grano medio a grueso de color gris claro (N8) en estratos tabulares de 40 cm a 1.5 m de espesor. Presenta laminación ondulada discontinua en ocasiones, laminación flaser, marcas de carga y rizaduras simétricas.

- Interpretación: sedimentos acumulados bajo un régimen de flujo inferior-inferior, en un ambiente con influencia de oleaje, en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma (Fichter y Poché, 2001).

Facies F

Grauvaca feldespática de grano medio a grueso de color gris claro (N8) en estratos tabulares de 40 cm a 1.5 m de espesor. Presenta laminación paralela y cruzada plana e intraclastos de material arcilloso.

- Interpretación: Sedimentos depositados debido a una actividad de flujo más intensa, en un régimen de flujo superior-inferior (Fichter y Poché, 2001).

Facies G

Grauvaca feldespática de grano medio a grueso, de color rojo moderado (5R 5/4) en estratos de 30 a 80 cm, intercalada con lodolita de color rojo moderado en estratos menores a 30 cm (5R 4/6). Presenta laminación flaser, laminación ondulada, rizaduras simétricas y bioturbación.

- Interpretación: sedimentos acumulados bajo un régimen de flujo inferior-inferior, en un ambiente con influencia de oleaje, en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma que favorecieron la bioturbación (Fichter y Poché, 2001).

Facies H

Lodolita de color negro grisáceo (N2) en estratos de 10 a 30 cm de espesor. Presenta estructuras de carga y flama, con laminación lenticular.

- Interpretación: sedimentos depositados en un ambiente de baja energía con ocasionales periodos de alta energía (Fichter y Poché, 2001).

Facies I

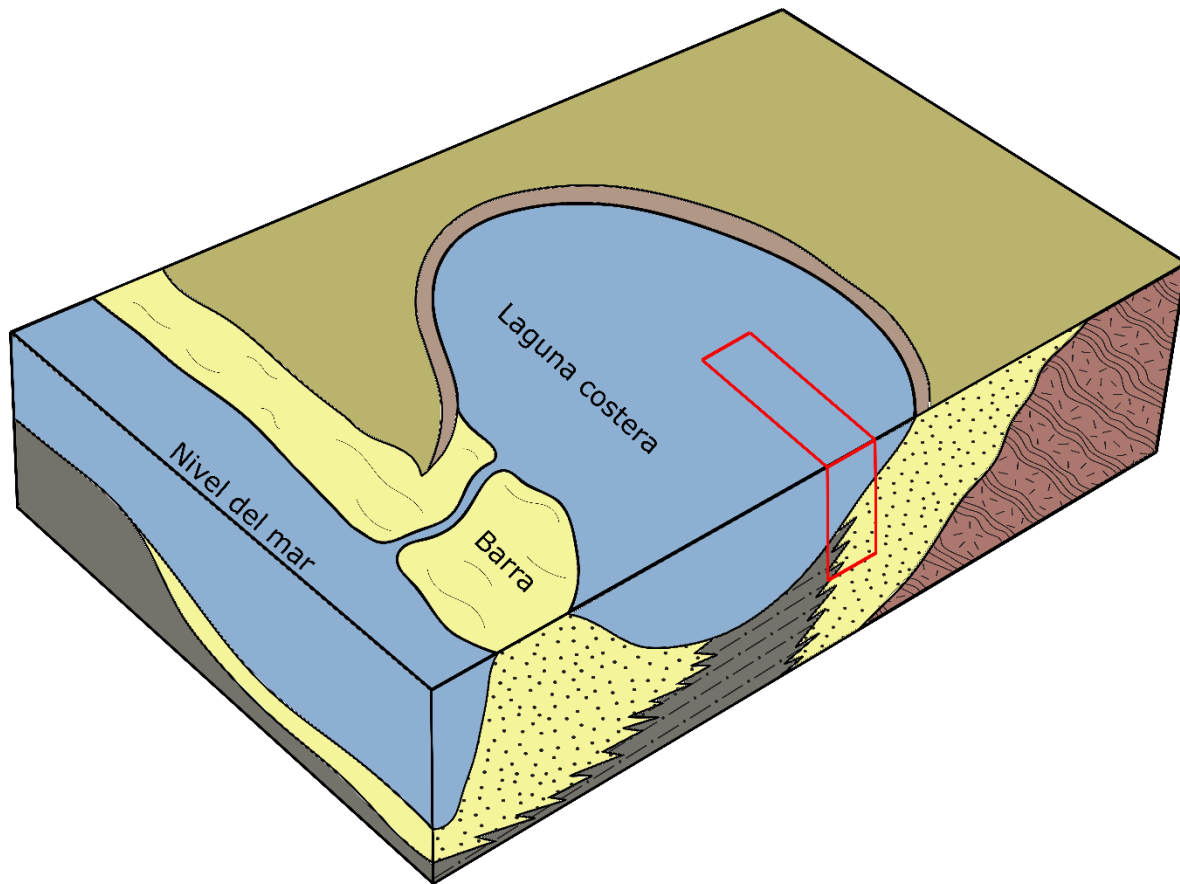
Grauvaca feldespática de grano grueso de color gris claro (N8) en estrato de 45 cm de espesor. Presenta laminación cruzada herringbone.

- Interpretación: sedimentos depositados bajo un régimen de flujo superior-inferior, por cambios periódicos en el sentido del flujo, resultados de los cambios relativos en el nivel del mar debido a la marea (Fichter y Poché, 2001).

2.2.1 Paleoambiente

A partir del análisis de las facies reconocidas a lo largo de la medición de la columna A, se interpreta que la sucesión de roca aquí expuesta se acumuló en una laguna costera. Examinando la columna estratigráfica y observando el cambio gradual de la granulometría hacia la cima, junto con las estructuras sedimentarias que se presentan conforme ascendemos, proponemos un modelo de facies desarrollado en una laguna costera con influencia de marea.

Al inicio del depósito se observan estratos de lutita de espesores significativos con laminación paralela y moldes de cristales cúbicos (Figura 13), lo que sugiere una sedimentación en condiciones de relativa calma. La presencia de los moldes de cristales, puede atribuirse a condiciones restringidas que permitieron salinidad, lo que propició la precipitación de minerales que posteriormente fueron disueltos. Ascendiendo, la lutita disminuye de espesor y se intercala más frecuentemente con areniscas de grano fino, y así, pasamos a intercalaciones de areniscas de grano fino-medio con limolita, en las que se presentan laminaciones onduladas y flaser junto con rizaduras simétricas, lo que indica una sedimentación en condiciones en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma, en un ambiente con influencia del oleaje. La presencia de la laminación herringbone asociada a laminaciones cruzadas y paralelas, sugiere un depósito en condiciones de relativa mayor energía con cambios periódicos en el sentido del flujo, resultados de los cambios relativos en el nivel del mar debido a la marea (Fichter y Poché, 2001).






-  Sedimentos arenosos
-  Sedimentos limo-arcillosos
-  Basamento

Figura 15. Modelo paleoambiental propuesto en el que se muestra una laguna costera en la que se observa la distribución espacial de los sedimentos depositados. Tomando en cuenta las litologías y su arreglo dentro de la columna medida, se infiere que la sucesión de roca medida al sur del Cerro Jimbal, representa la parte señalada en el recuadro rojo. A pesar de que no hay evidencia de la existencia de una barra en la columna estratigráfica medida, se ha dibujado en el modelo para explicar las condiciones restringidas.

2.3 Columna B: litofacies

Utilizando el mismo mecanismo de análisis de facies que en la columna A, a lo largo de la medición de la columna B en el Cerro Pelón, se identificaron cuatro litofacies, las cuales, están descritas en la Tabla 1. Para su caracterización, utilizamos como metodología el análisis de facies con base en la clasificación de facies fluviales de Miall (2006). Cabe mencionar que la extensión lateral de las distintas litofacies descritas es muy reducida, ya que la longitud de los afloramientos a lo largo de la columna medida es igualmente muy limitada.

Facies	Descripción	Interpretación
Gmm	Paraconglomerado polimíctico masivo soportado por matriz.	Depósito generado por flujo de detritos con comportamiento plástico (Miall, 2006).
Gmg	Paraconglomerado polimíctico con estratificación cruzada plana y con gradación normal e inversa soportado por matriz.	Depósito generado por flujo de detritos pseudoplástico (Miall, 2006).
Sp	Arenisca conglomerática con estratificación cruzada plana.	Depósito generado por barras transversales o longitudinales (Miall, 2006).
Sm	Subarcosa de grano medio a grueso con laminación paralela plana poco clara.	Depósito de flujo de sedimentos hiperconcentrados (Miall, 2006).

Tabla 1. Litofacies identificadas en la columna B con base en Miall (2006).

- **Litofacies Gmm: paraconglomerado polimíctico masivo soportado por matriz.**

Paraconglomerado polimíctico soportado por matriz de color café claro (5YR 6/4) al fresco. La matriz que lo soporta es una grauvaca feldespática de grano fino a grueso, compuesta por feldespato, cuarzo, líticos, óxido, y mica blanca, de pobre a moderadamente seleccionada y de granos que van de subangulosos a redondeados. En ésta se distribuyen homogéneamente los clastos de cuarzo metamórfico, cuarzoarenita, cuarcita, arenisca de grano muy fino y roca ígnea alterada, con tamaños desde 2-3 cm hasta los 8-9 cm, predominando clastos de 7-9 cm. Los

clastos están bien redondeados y la esfericidad varía mucho a lo largo de la sucesión. Es moderadamente seleccionado.

Se presenta en estratos de espesor variable, desde 50 cm hasta 2.5 m de espesor. Son continuos, de geometría tabular y de superficies de estratificación plana y paralelas un poco burdas. Esta litofacies se caracteriza por la ausencia de estructuras internas, dando como resultado una apariencia masiva

De acuerdo a Miall (2006), la litofacies Gmm corresponde con un depósito generado por flujo de detritos con comportamiento plástico.

- **Litofacies Gmg: paraconglomerado polimíctico con estratificación cruzada plana y con gradación normal e inversa soportado por matriz.**

Paraconglomerado polimíctico soportado por matriz de color café claro (5YR 6/4) al fresco. La fracción arenosa corresponde a una grauvaca feldespática de grano fino a grueso, compuesta de feldespato, cuarzo, líticos, óxido y mica blanca, de granos subredondeados a redondeados y de pobre a moderadamente seleccionada. La fracción conglomerática se encuentra distribuida heterogéneamente y está dominada por clastos de cuarzo metamórfico, arenisca de grano muy fino, cuarzoarenita, cuarcita y roca ígnea alterada, con tamaños de 0.3-0.4 cm hasta los 8-9 cm, predominando los clastos de 4-6 cm. Los clastos están mayormente bien redondeados y la esfericidad varía mucho a lo largo de la sucesión. Está pobremente seleccionada.

Se presenta en estratos de espesor variable, desde 20 cm hasta los 1.5 m de espesor. Los estratos son continuos, de geometría tabular y con superficies de estratificación plana y paralelas un poco burdas. Presenta estratificación cruzada plana. Frecuentemente presenta gradación normal e inversa. En ocasiones presenta una burda laminación dada por gravas.

De acuerdo a Miall (2006), la litofacies Gmg corresponde con un depósito generado por flujo de detritos pseudoplástico.

- **Litofacies Sp: arenisca conglomerática con estratificación cruzada plana.**

Arenisca conglomerática de color café claro (5YR 6/4) al fresco. La fracción arenosa corresponde a una grauvaca feldespática de grano fino a grueso, compuesta de feldespato,

cuarzo, líticos, óxido y abundante mica blanca, de granos subangulosos a redondeados, y moderadamente seleccionada, en la que se presentan gravas de 0.2-0.3 cm hasta 1-3.5 cm de cuarzo metamórfico, cuarzoarenita, cuarcita, arenisca de grano muy fino y roca ígnea alterada. Los clastos están bien redondeados y la esfericidad varía mucho a lo largo de estos estratos.

Se presenta en estratos con un espesor de 20 cm hasta 1 m. Son continuos, de geometría tabular y de superficies de estratificación planas y paralelas. Presenta estratificación cruzada plana en algunas partes y una burda laminación dada por gravas ocasionalmente.

Tomando como base de descripción las facies fluviales de Miall (2006), la litofacies Sp representa depósitos generados por barras transversales o longitudinales.

- **Litofacies Sm: arcosa con laminación paralela plana.**

Arcosa de grano fino a medio, de color rojo pálido (5Y 8/4) al fresco, compuesta de feldespato, cuarzo, líticos de color negro, óxido y abundante mica blanca, moderadamente seleccionada y de granos subangulosos a redondeados.

Se presenta un estrato de 30 cm de espesor. Es continuo, de geometría tabular y de superficies de estratificación planas y paralelas. Presenta laminación plana paralela.

De acuerdo a Miall, (2006), la litofacies Sm representa un depósito de flujo de sedimentos hiperconcentrados.

2.3.1 Asociaciones de facies

Al igual que la sucesión de roca medida al sur de Cerro Jimbal, optamos por agrupar las litofacies anteriormente descritas en dos asociaciones de facies, según su relación genética. Con tales asociaciones de facies planteadas, podemos hacer inferencias acerca del paleoambiente y el proceso sedimentológico que le dio origen.

- **Asociación de facies SG: flujo de sedimentos por gravedad.**

Esta asociación de facies está conformada por las litofacies Gmm y Gmg, siendo la más abundante Gmg. Esencialmente, estas facies están compuestas por paraconglomerados

polimícticos soportados por matriz. Representan una intercalación de flujos de detritos viscosos con comportamiento plástico y pseudoplástico (Miall, 2006). Esta asociación de facies es reconocida solamente en la parte inferior de la columna.

- **Asociación de facies GB: barras y estructuras sedimentarias de gravas.**

Esta asociación de facies está conformada por las litofacies Sp, Gmg y Sm, siendo la más abundante Sp. Esencialmente estas facies están compuestas por arenisca conglomerática que varían verticalmente a paraconglomerado polimíctico soportado por matriz. Representan depósitos generados por estructuras sedimentarias transversales o longitudinales que varían verticalmente y se intercalan con flujos de detritos pseudoplásticos. (Miall, 2006). Esta asociación de facies es reconocida en la parte superior de la columna estratigráfica.

2.3.2 Análisis de paleocorrientes

En la sucesión medida en Cerro Pelón, se reconocieron distintas direcciones de paleocorrientes. Éstas fueron tomadas en distintos afloramientos, obteniendo al final 11 estaciones de medición, en las que se tomaron datos de estratificación cruzada. Las paleocorrientes fueron graficadas en el software Stereo 32, y los diagramas de las direcciones ya corregidas a la horizontal, se muestran distribuidos en la columna B (Figura 14). Colocamos las rosetas graficadas en el mapa geológico para observar su distribución espacial y las direcciones preferenciales (Figura 16). Observando la figura, pueden distinguirse dos tendencias, por lo que se agruparon las paleocorrientes en dos rosetas, para distinguir de mejor manera las direcciones generales. Como se observa en la figura, la roseta con dirección preferencial NW, pertenece a datos de paleocorrientes tomados hacia la base de la columna medida, y la roseta con dirección preferencial NE, pertenece a datos de paleocorrientes tomados hacia la cima de la columna estratigráfica. A partir de este análisis y tomando en cuenta las asociaciones de facies planteadas anteriormente, se puede inferir que las dos direcciones preferenciales se deben a un depósito generado por distintos flujos sedimentarios relacionados genéticamente. Observando la roseta en la que todos los datos fueron graficados (Figura 16), se reconoce una dirección de transporte dominante hacia el E-NE, con una dispersión radial comprendida entre el NW y SE, dispersión típica de abanicos aluviales (Arche, 2010).

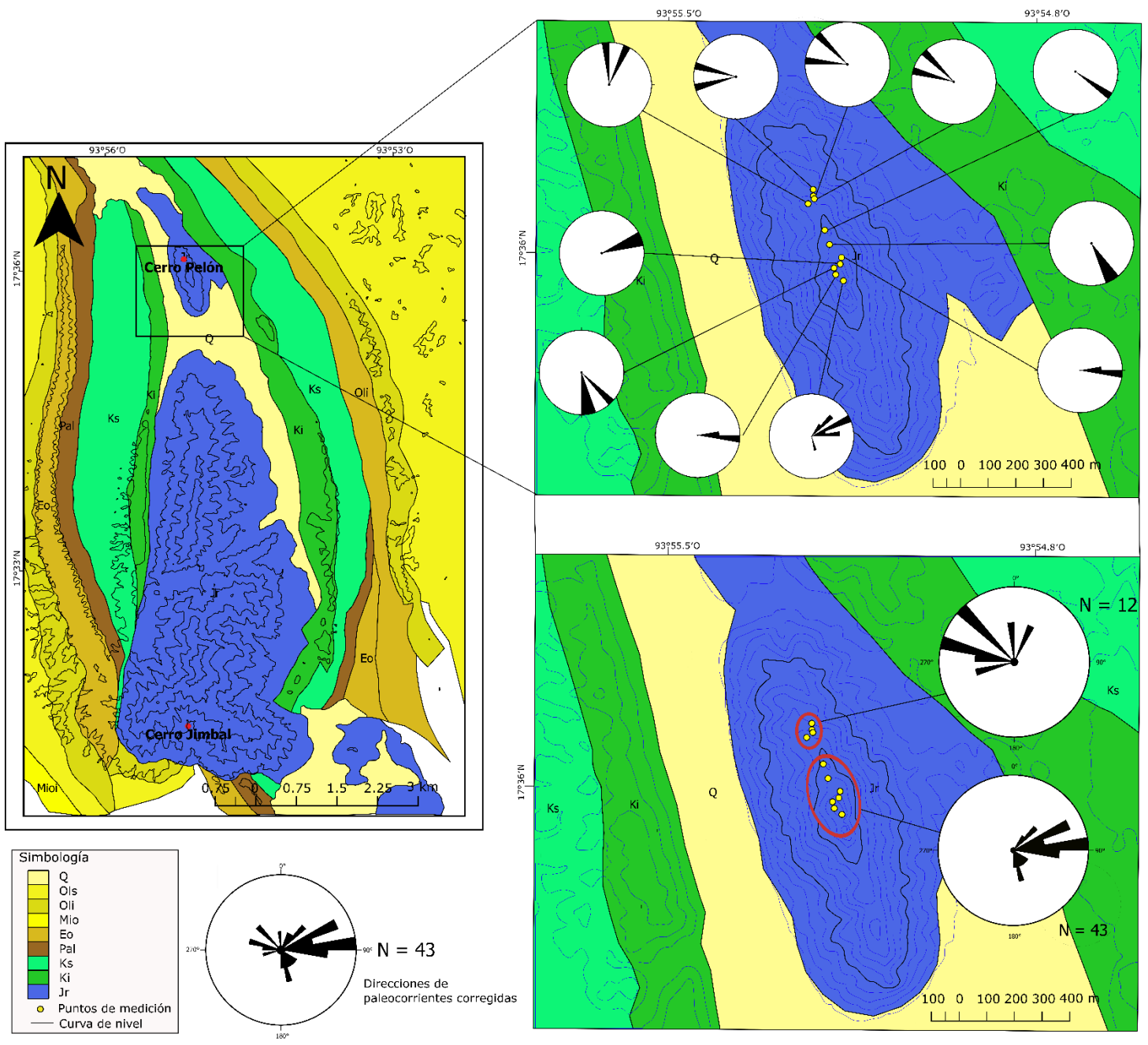


Figura 16. Paleocorrientes medidas en el Cerro Pelón, a lo largo de la columna estratigráfica B.

2.3.4 Análisis modal de conglomerado

Para caracterizar los conglomerados presentes y observar su variación composicional a lo largo de la columna, realizamos un análisis modal de los mismos, utilizando el método de conteo de clastos por área o puntos. En este método se selecciona una zona con clastos de tamaño más o menos homogéneo y entonces, haciendo uso de una retícula cuyo espaciamiento estará en función del tamaño de los clastos, se procede a contarlos. La retícula, impresa en acetato, es colocada sobre el conglomerado, y en los nodos que coincidan con los clastos se hace el conteo, registrando composición, esfericidad y redondez.

El conteo fue realizado en cuatro estaciones distribuidas a lo largo de la columna, utilizando dos mallas impresas en acetato con una separación de 5 y 10 cm, respectivamente. En el conteo se reconoció la composición de los clastos, así como su tamaño, esfericidad y redondez, utilizando tablas de estimación y comparación visual, además de escalas métricas. Tres de los conteos fueron realizados en paraconglomerados polimícticos soportados por matriz, y uno más en arenisca conglomerática. La composición, hablando de los clastos específicamente, es básicamente la misma: cuarzo metamórfico, areniscas de grano fino y rocas ígneas alteradas. La proporción de cada uno se muestra a continuación (Figura 17).

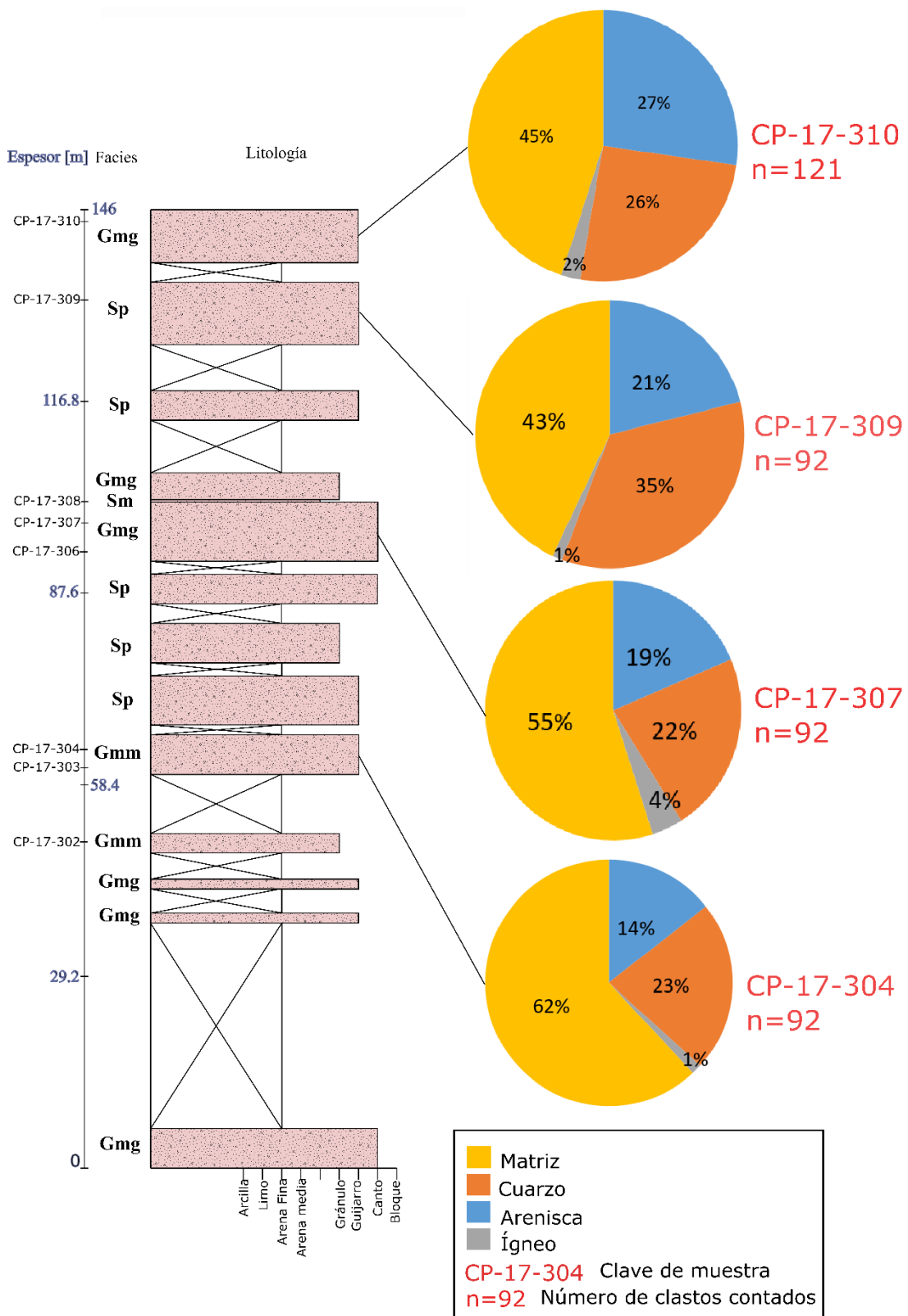


Figura 17. Proporcionen en porcentaje de los distintos tipos clastos reconocidos en los conteos realizados en la columna B, medida en el Cerro Pelón.

Como se observa en la Figura 17, de base a cima, existe una variación en la abundancia de los distintos clastos y en la cantidad de matriz: conforme ascendemos estratigráficamente, la matriz disminuye de un 62% a un 45%; tratándose de un depósito generado por distintos flujos, como se reconoció en el análisis de facies, y teniendo en cuenta la forma en la que éstos se edifican, el cambio en la proporción de matriz puede deberse a la naturaleza de los diversos tipos de flujo que acarrear sedimentos y se depositan: puede que, se hayan hecho más acuosos y menos densos, o haya aumentado la energía de transporte. El cuarzo metamórfico es el segundo componente con mayor proporción en la sucesión. Éste, tiene un ligero aumento de base a cima, conformando el 23% en el primer conteo, pasando al 22%, al 35% y 26% en los conteos ulteriores. En cuanto al tamaño, predominan los clastos de 5 cm en el primer conteo y, a partir del segundo conteo, el tamaño de los clastos aumenta de 3.4 a 5.4 cm (Tabla 2), lo puede deberse a que la energía del flujo aumentó en los episodios de acarreo de sedimento. Las areniscas son los clastos siguientes en proporción y, de base a cima, tienen un incremento en abundancia del 14% al 27%, también aumenta el tamaño de 2.2 a 4.7 cm conforme ascendemos estratigráficamente en la columna. La esfericidad de los clastos se mantiene y la redondez aumenta de 0.7 a 0.9 hacia la cima. Por otra parte, los clastos ígneos están presentes en una proporción menor: iniciando con 1% en la parte inferior de la columna, incrementando a 4% y disminuyendo a 2% conforme ascendemos, predominando los tamaños entre 3 y 6 cm en toda la columna. La esfericidad y redondez de los clastos varía entre 0.7 y 0.9 (Tabla 2). El aumento en la abundancia de los clastos de arenisca y el relativo aumento en los clastos de roca ígnea, puede deberse a un posible cambio en la fuente de sedimento, y el aumento de tamaño y de redondez hacia la cima de la columna, puede deberse al aumento de la energía del transporte y procesos de retrabajo de los clastos.

CP-17-304	Cuarzo	Cuarzo	Cuarzo	CP-17-307	Cuarzo	Cuarzo	Cuarzo
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.7	0.7	5		Moda 0.7	0.9	3.4
	Arenisca	Arenisca	Arenisca		Arenisca	Arenisca	Arenisca
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.7	0.7	2.2		Moda 0.7	0.7	3.9
	Ígneo	Ígneo	Ígneo		Ígneo	Ígneo	Ígneo
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.7	0.9	6.5		Moda 0.9	0.7	3.4
CP-17-309	Cuarzo	Cuarzo	Cuarzo	CP-17-310	Cuarzo	Cuarzo	Cuarzo
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.9	0.9	4.4		Moda 0.5	0.9	5.4
	Arenisca	Arenisca	Arenisca		Arenisca	Arenisca	Arenisca
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.7	0.9	4.1		Moda 0.5	0.9	4.7
	Ígneo	Ígneo	Ígneo		Ígneo	Ígneo	Ígneo
	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)		Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
	Moda 0.5	0.9	5.6		Moda 0.9	0.9	6.1

Tabla 2. Resultado del análisis estadístico del conteo de clastos realizado a lo largo de la columna B, medida en el Cerro Pelón.

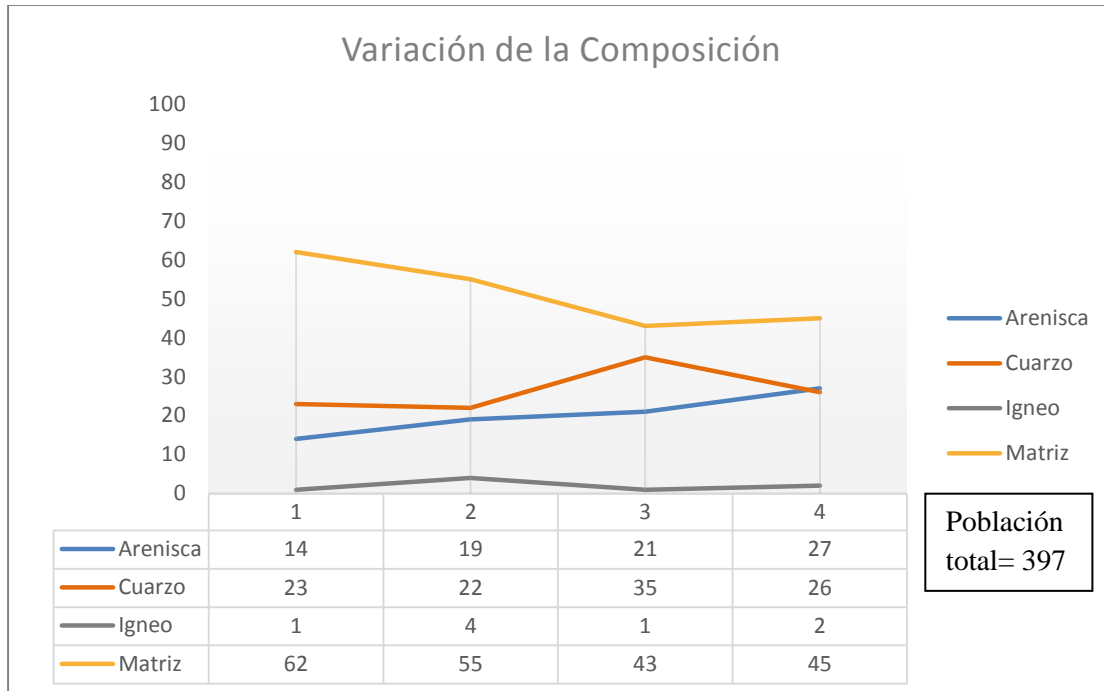


Figura 18. Variación composicional de los clastos y matriz en la columna B, medida en el Cerro Pelón, expresada en forma porcentual. (* 1: Muestra CP-17-304, 2: Muestra CP-17-307, 3: Muestra CP-17-309, 4: Muestra CP-17-310)

2.3.5 Paleoambiente

Las inferencias sobre el ambiente de depósito para la sucesión medida en el Cerro Pelón, se hicieron a partir del análisis de las litofacies descritas y de las asociaciones planteadas.

A lo largo de la columna B medida en el Cerro Pelón, podemos observar que esta sucesión de roca está compuesta principalmente por las litofacies conglomeráticas Gmg y Gmm, las cuales se encuentran interestratificadas con la litofacies Sp (Figura 14). De acuerdo con Miall (2006), las litofacies Gmm y Gmg se interpretan como depósitos generados por flujos de detritos plásticos y pseudoplásticos, correspondientemente, los cuales, son producidos por la inestabilidad gravitacional de detritos fluidificados a lo largo de una pendiente. La litofacies Sp, de acuerdo con Miall (2006), se interpreta como barras transversales o longitudinales, las cuales se desarrollan debido a un drenaje fluvial.

Generalmente, a partir de estos tipos de depósito se edifican abanicos aluviales, los cuales se forman a partir de un drenaje incidente en una zona de pendiente abrupta (Arche, 2010).

Usualmente, estos sistemas de drenaje en los que ocurre una ruptura significativa de pendiente, se presentan en sistemas montañosos o en escarpes de falla, en los que el flujo principal pierde bruscamente su confinamiento, y entonces, el sedimento acarreado se deposita al pie de dicha pendiente, formando un abanico aluvial (Arche, 2010).

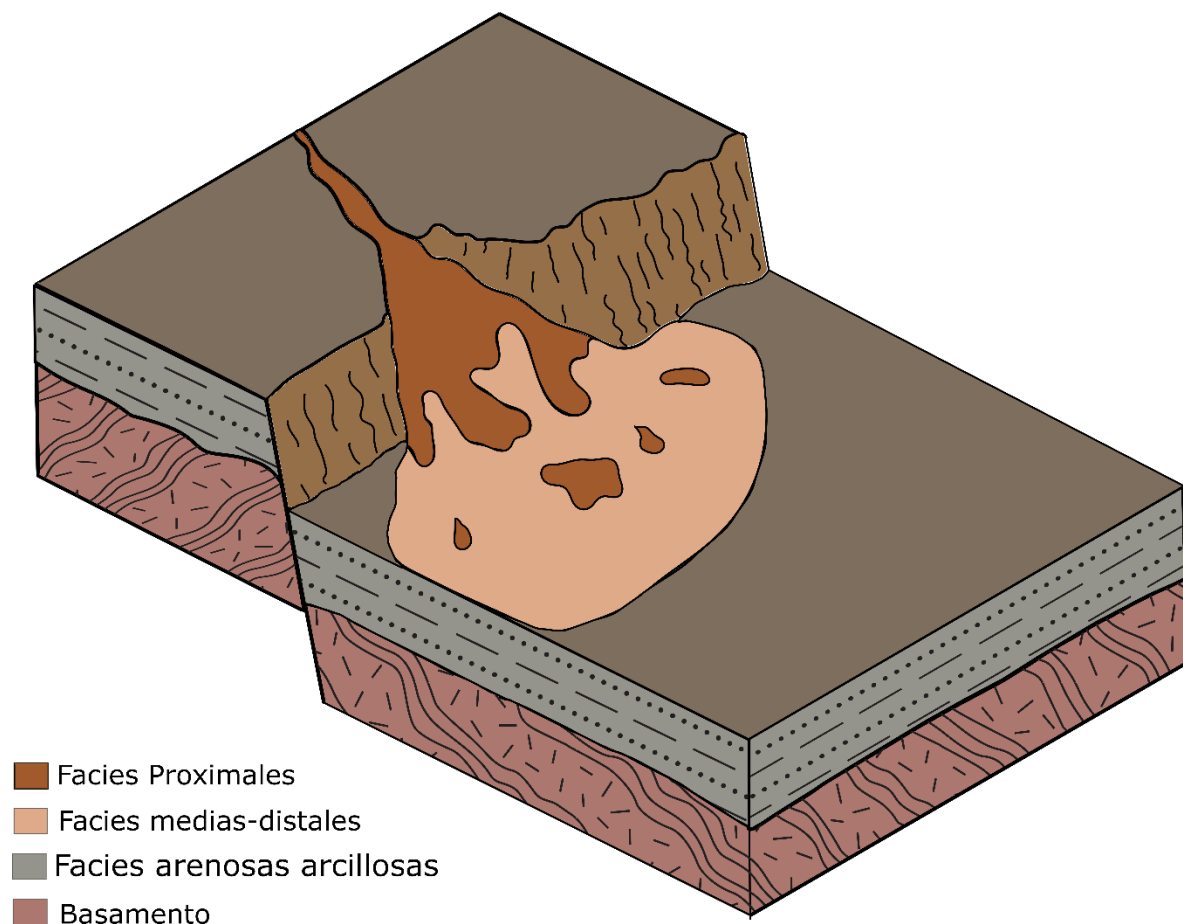


Figura 19. Modelo paleoambiental de la sucesión expuesta en el Cerro Pelón, en el que se muestra la formación de un abanico aluvial a partir de la erosión del bloque alto y del depósito de sedimentos de distintas fuentes previamente acarreados.

Capítulo 3. Discusión de resultados

A partir de los resultados obtenidos del análisis de las dos columnas estratigráficas medidas, reconocemos distintas características tanto litológicas como sedimentológicas en los dos sectores del núcleo de la estructura anticlinal. En el sector sur de la estructura, en el Cerro Jimbal, se reconocen facies de laguna costera conformadas principalmente por alternancias de arenisca de grano fino con lutita, arenisca de grano fino-medio con limolita y arenisca de grano medio y grueso, que presentan estructuras sedimentarias como rizaduras simétricas, laminación herringbone, laminación fláser y huellas de cristales, entre otras. Esto contrasta drásticamente con lo observado en el sector norte de la estructura anticlinal, en el Cerro Pelón, en donde se reconocen facies conglomeráticas y arenosas pertenecientes al depósito de un abanico aluvial. Debido a esta razón, se propone que ambas sucesiones de roca sean consideradas como distintas formaciones: el nombre Formación Salina debe restringirse para referirse únicamente a la sucesión expuesta en el sector sur de la estructura anticlinal, principalmente al Cerro Jimbal, ya que, características similares han sido observadas en reconocimientos de campo previos (Benavides, 1950); en cuanto a la sucesión expuesta en el Cerro Pelón, se propone que sea llamada Formación Todos Santos, así como fue reconocida por Meneses-Rocha (2001), debido a los atributos similares reconocidos, como son: su posición estratigráfica, su litología, las facies reconocidas en ambas formaciones, y su edad (Blair, 1987; Godínez-Urban *et al.*, 2011-a).

A partir de los análisis realizados en los capítulos a lo largo del presente trabajo y de los paleoambientes inferidos, proponemos un modelo tentativo de evolución geológica, en el cual, se explica el arreglo estratigráfico-estructural entre las sucesiones estratigráficas medidas: el que la sucesión expuesta en la ladera sur del Cerro Jimbal fuera conservada únicamente en este sitio, sugiere un proceso de deformación, cuya definición está más allá del alcance de este trabajo. Partiendo de que la Formación Salina infrayace a los flujos de detritos originados a partir de un alto topográfico (sucesión del Cerro Pelón), se proponen los siguientes escenarios:

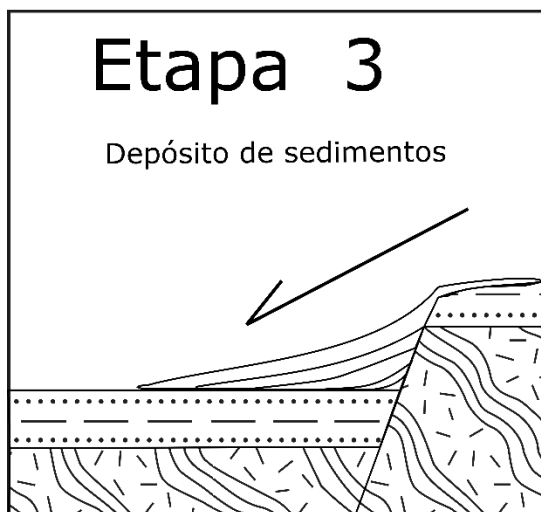
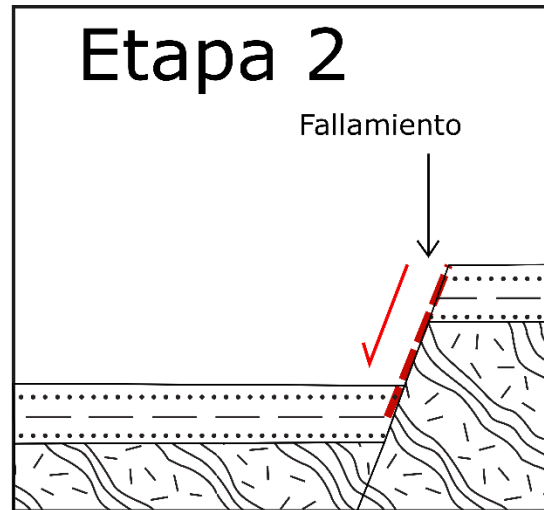
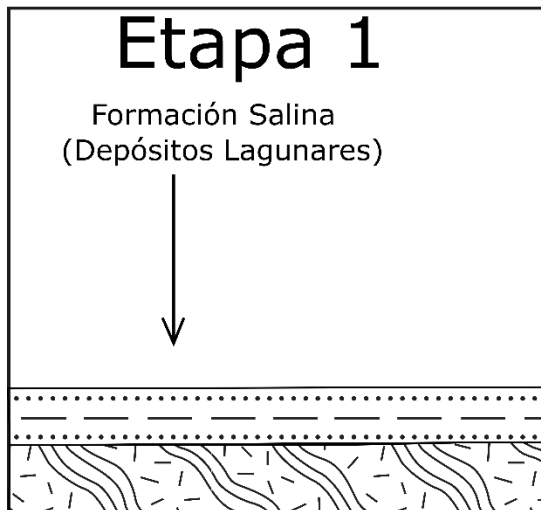


Figura 20. Se considera que en una primera etapa se encuentran ya depositados los sedimentos lagunares que conforman al Cerro Jimbal. En una segunda etapa y debido a que la zona se encontraba cerca de una margen tectónicamente activa, se infiere la formación de un alto y bajo topográfico a partir de fallamiento que permitió el desplazamiento. La condición estructural en las que se encontraban los estratos de la Formación Salina, propició que los pertenecientes al bloque alto comenzaran a erosionarse, depositándose rápidamente junto con sedimentos provenientes de otras fuentes, en los bajos de la estructura. En la etapa final, los sedimentos aluviales depositados rápidamente, propiciaron la conservación de la sucesión lagunar.

Esta propuesta está reforzada por análisis petrográficos realizados en clastos de areniscas recolectados a lo largo de la columna B, medida en el Cerro Pelón. La composición de estos clastos es muy semejante a las areniscas muestreadas en la columna A, medida al sur del Cerro Jimbal, y algunos muestran estructuras similares (Figura 21). A partir del análisis petrográfico, determinamos que los clastos recolectados están conformados por un alto contenido de matriz, feldespato, cuarzo, líticos de cuarzoarenita y cuarcita, mica blanca y óxido (Apéndice 2). En estos clastos de arenisca, el cuarzo es relativamente más abundante que el feldespato (cuarzo entre 20 a 40% y feldespato entre 10 a 25%), a diferencia de las areniscas de la columna

estratigráfica A, en las que el feldespato es más abundante, y esto puede deberse a que el cuarzo es un mineral más resistente a la meteorización. La composición y las características similares, nos llevan a pensar que la sucesión del Cerro Pelón, es resultado de la erosión y retrabajo de los depósitos lagunares, además de otras fuentes.



Figura 21. Clasto recolectado en la sucesión medida en el Cerro Pelón. Se muestran dos ángulos del clasto. Presenta laminación cruzada discontinua y laminaciones onduladas.

Capítulo 4. Conclusiones

- Sedimentológicas:

En el área de estudio se reconocieron cuatro litofacies fluviales y tres asociaciones de facies, además de nueve litofacies que fueron propuestas para este trabajo. En la columna A, medida al sur del Cerro Jimbal, se reconocieron las litofacies A, B, C, D, E, F, G, H, I, que representan sedimentos acumulados bajo la variación del régimen de flujo de inferior-inferior a superior-inferior, en donde la energía fluctúa de forma regular y ocurren periodos de relativa mayor energía con ocasionales periodos de calma, en un ambiente con influencia de oleaje y mareas; y en la columna B, medida en la sucesión expuesta en el Cerro Pelón, se reconocieron las litofacies Gmm, Gmg, Sp y Sm. Las litofacies reconocidas en la columna B fueron agrupadas en dos asociaciones de facies: SG (flujo de sedimentos por gravedad), GB (barras y estructuras sedimentarias de gravas).

- Estratigráficas:

Se midieron dos columnas estratigráficas en las zonas sur y norte de la estructura Anticlinal Cerro Pelón (Figura 3): en la ladera sur del Cerro Jimbal se midió una columna estratigráfica con un espesor total de 406.5 m, la cual se conforma por alternancias de arenisca de grano fino con lutita, arenisca de grano fino-medio con limolita y arenisca de grano medio y grueso, que presentan estructuras sedimentarias, de entre las cuales, las más abundantes son rizaduras simétricas, laminación herringbone y laminación fláser. En el Cerro Pelón se midió una segunda columna estratigráfica con un espesor total de 146 m, la cual se conforma principalmente por intercalaciones de paraconglomerado polimíctico soportado por matriz y arenisca conglomerática, que en ocasiones presentan gradación normal e inversa y laminación cruzada.

Se propone restringir el nombre Formación Salina para referirse únicamente a la sucesión expuesta en el sector sur de la estructura Anticlinal Cerro Pelón, y éste debe englobar al Cerro Jimbal. Para la sucesión de roca perteneciente al Cerro Pelón, se propone que sea llamada Formación Todos Santos, debido a los atributos similares hallados entre las rocas expuestas en el Cerro Pelón y la Formación Todos Santos, reconocida al sur de la región. En cuanto a las

relaciones estratigráficas, se establece que la Formación Todos Santos sobreyace discordantemente a la Formación Salina.

- Cronológicas:

De la obtención y datación de circones detríticos, se determinó que la Formación Salina tiene una edad comprendida entre el Jurásico Inferior-Superior.

- Paleoambientales:

Partiendo de las litofacies planteadas y las estructuras primarias reconocidas en la columna expuesta al sur del Cerro Jimbal, se propone que la Formación Salina se depositó en un ambiente transicional: en un ambiente de depósito de laguna costera con influencia de corrientes de marea; asimismo, con base en las facies reconocidas y en las asociaciones de facies planteadas, se propone que la Formación Todos Santos es producto de depósitos de abanicos aluviales.

Referencias

Acevedo, J.S. (1962). Estructuras de la Porción Occidental del Frente de la Sierra Madre de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.14, p. 111-151.

Arche, A., López-Gómez, J., (2010) Relaciones entre sedimentación y tectónica. Editor Arche, A. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, v. 46, p. 1207-1209.

Benavides, L. (1950). El Anticlinal del Cerro Pelón, Municipio de Minatitlán, Veracruz. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v 1, p. 599-616.

Blair, T.C. (1987). Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. Journal of Sedimentary Research, v.57, p. 845-862.

Campos-Madriral, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., & Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 30, p. 24-50.

Fichter, L.S., & Poché, D.J. (2001). Ancient environments and the interpretation of geologic history. Second Edition. Prentice Hall. New York, United States of America.

Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Garza, R.S.M., Iriando, A., Weber, B., & López-Martínez, M. (2011-a). Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. Geosphere, v. 7, p. 121-144.

Godínez-Urban, A., Garza, R.S.M., Geissman, J.W., & Wawrzyniec, T. (2011-b). Paleomagnetism of the Todos Santos and La Silla Formations, Chiapas: implications for the opening of the Gulf of Mexico. Geosphere, v. 7, p. 145-158.

Meneses-Rocha, J.J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. *Memoirs-American association of petroleum geologists*. p. 183-218.

Miall, A.D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, Springer, Berlin.

Robles-Nolasco, J., Patiño-Ruiz, J., Maldonado-Villalón, R., Bernal-Vargas, L., Gómez-Rodríguez, R.D., Navarro-Baca, F. (2013). Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana), PEMEX, Exploración y Producción. Subdirección de Exploración, v. 2, p. 5-6.

Tenorio-Islas, J.J., Ramírez-García, M.G., Gómez-Áviles, A., & Moreno-Ruiz, J.P., (2005). Carta geológico-minera Villahermosa E15-8, Servicio Geológico Mexicano.

Vazquez-Meneses, M.E., España-Pinto, A., Rosales-Contreras, E., Rosales-Rodriguez, J., Ruiz-Violante, A. & del Valle-Reyes, A. (2011). Structural evolution in the Tabasco Coastal Plain, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 61, p. 671–674.

Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R.S., & Köhler, H. (2002). El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la Unidad La Sepultura. *Geos*, v. 22, p. 2-11.

Apéndice 1. Petrografía

De las muestras colectadas en las columnas estratigráficas medidas, se realizaron láminas delgadas con el objetivo de describir su composición mineralógica, textura y clasificarlas. De la sucesión medida en Cerro Pelón se laminaron cinco muestras para su análisis, y de la sucesión medida en Cerro Jimbal se laminaron cinco muestras para su análisis.

Para la descripción de las láminas delgadas, se utilizó luz polarizada y nicoles cruzados.

Muestra CP-17-302

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de fino a medio

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a redondeados

Contactos puntuales, longitudinal

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

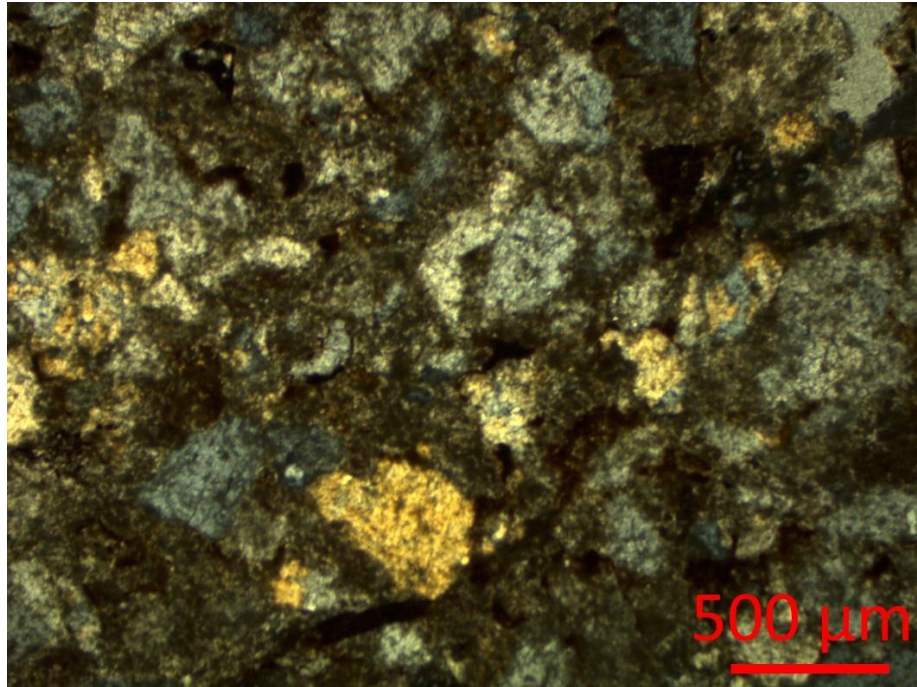
65% de feldespatos en su mayoría muy alterados

15% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

15% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

<5% óxidos

<5% de mica blanca en su mayoría deformada



Muestra CP-17-306

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de fino a grueso

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a redondeados

Contactos puntuales, longitudinales y cóncavos-convexos

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

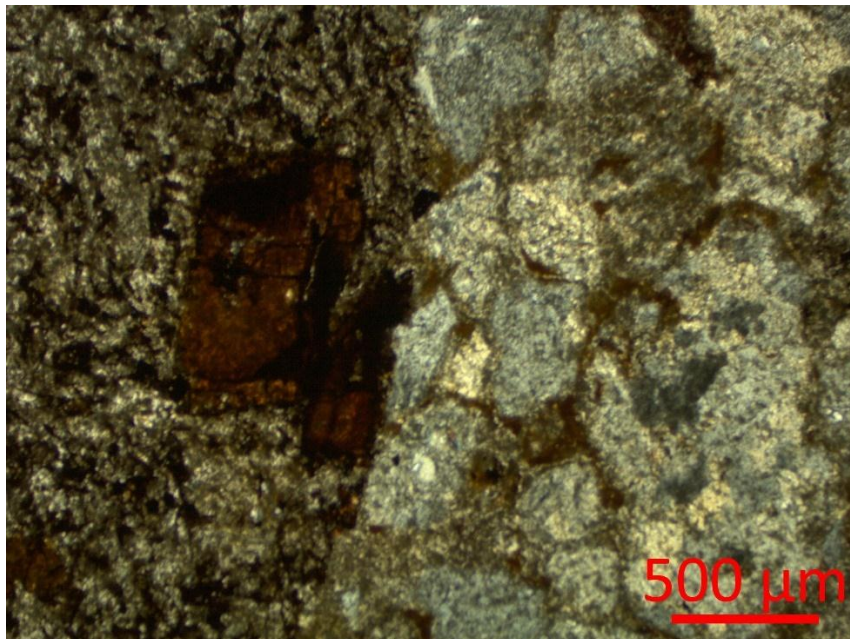
80% de feldespatos en su mayoría muy alterados

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

5% de líticos de cuarzoarenita y arenisca de grano muy fino

<5% óxidos

<5% de mica blanca en su mayoría deformada



Muestra CP-17-307

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano medio

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de angulosos a subredondeados

Contactos puntuales, longitudinales y cóncavos-convexos

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

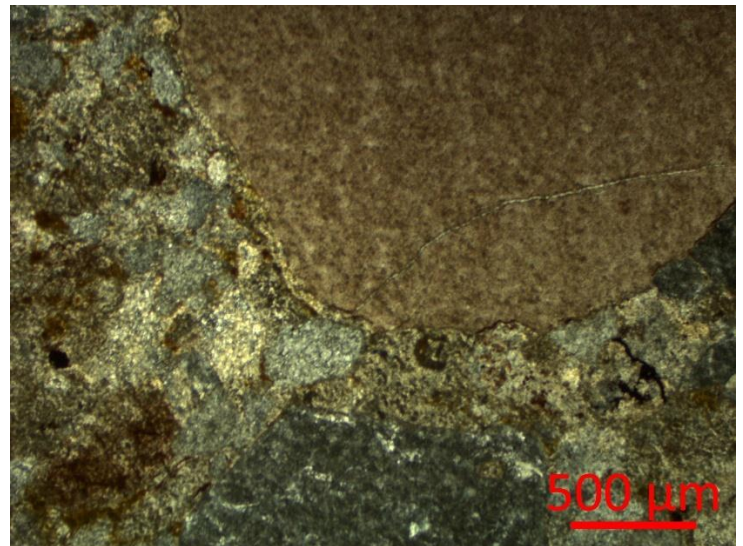
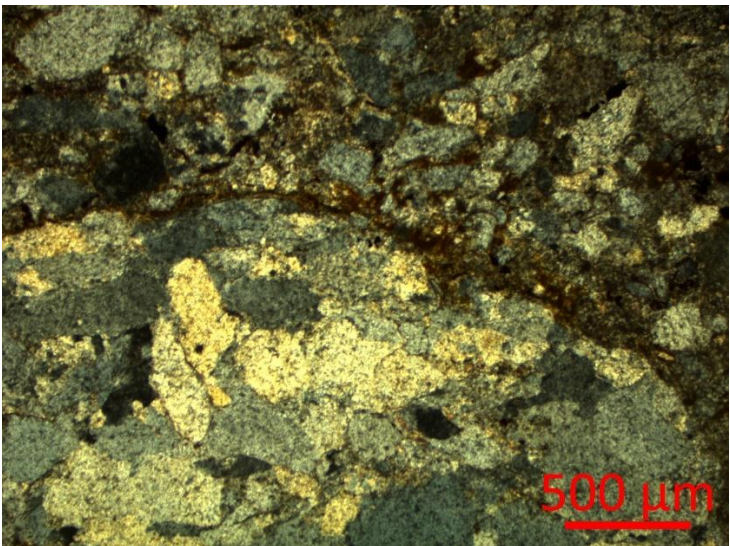
75% de feldespatos en su mayoría muy alterados

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

10% de líticos de cuarzoarenita y arenisca de grano muy fino

<5% óxidos

<5% de mica blanca en su mayoría deformada



Muestra CP-17-308

- Clasificación:

Arcosa

- Textura:

Tamaño de grano de fino a medio

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a redondeados

Contactos suturados y longitudinales

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

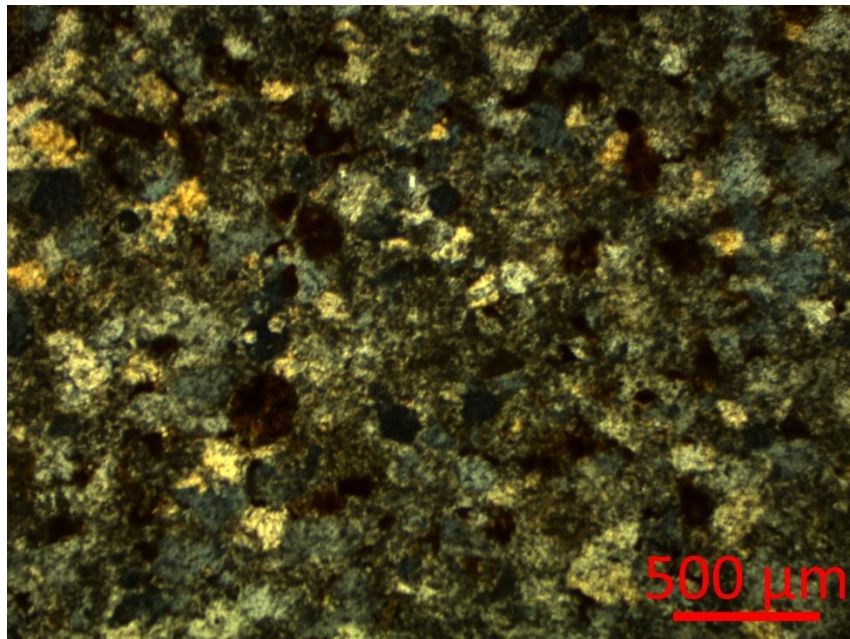
65% de feldespatos en su mayoría muy alterados

15% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

15% de mica blanca en su mayoría deformada

<5% de líticos de arenisca de grano muy fino

<5% óxidos



Muestra CP-17-309

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a grueso

De pobre a moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a redondeados

Contactos suturados y longitudinales

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

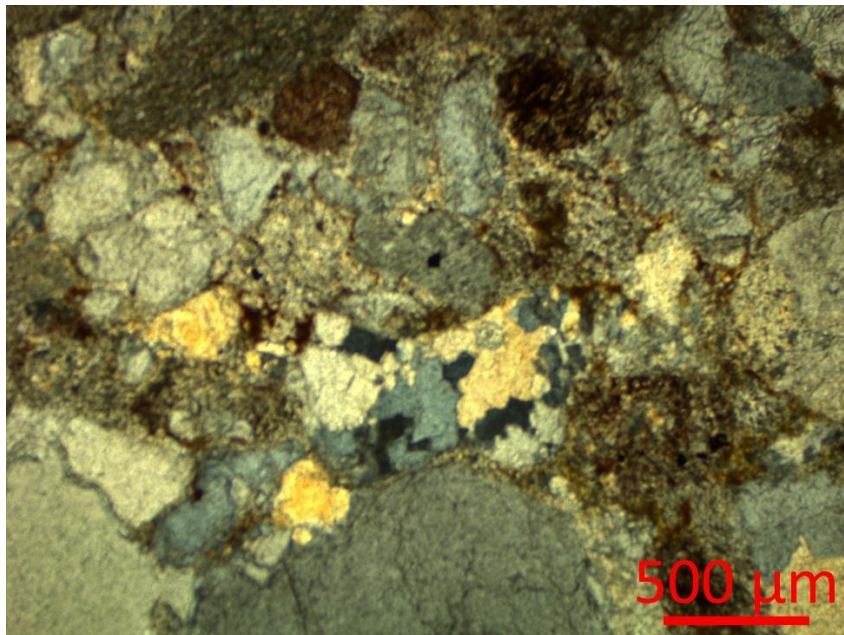
60% de feldespatos en su mayoría muy alterados

20% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

5% de mica blanca en su mayoría deformada

5% óxidos



Muestra CP-17-310

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano grueso

Pobremente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a subredondeados

Contactos suturados, longitudinales y cóncavos-convexos

Masiva, no se observa ordenamiento interno

- Composición:

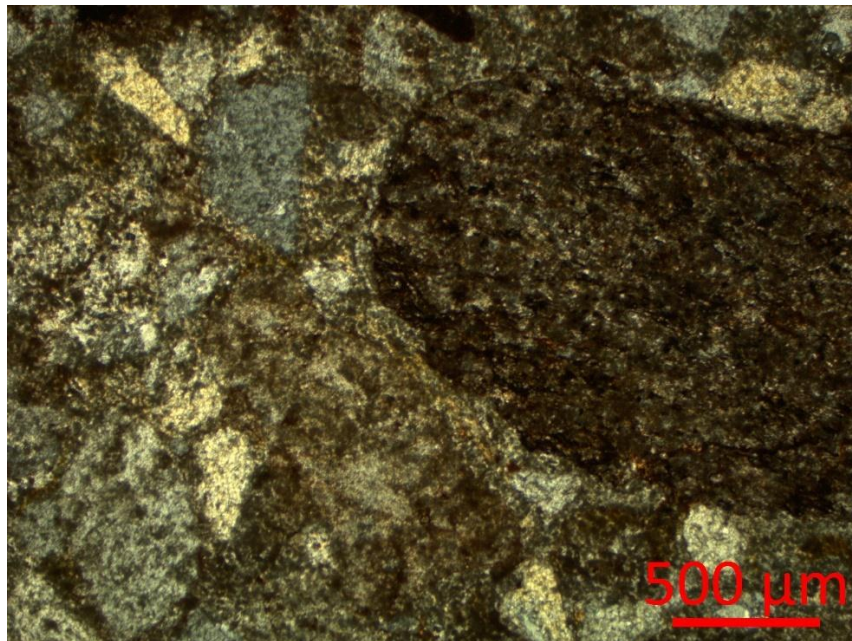
60% de feldespatos en su mayoría muy alterados

25% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

<5% de mica blanca en su mayoría deformada

<5% óxidos



Muestra CP-17-318

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a medio

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de angulosos a subredondeados, predominando estos últimos

Contactos puntuales y longitudinales

Presenta laminaciones de material limo-arcilloso y de micas blancas de grano fino. Dichas laminaciones son onduladas y discontinuas

- Composición:

40% de feldespatos en su mayoría muy alterados

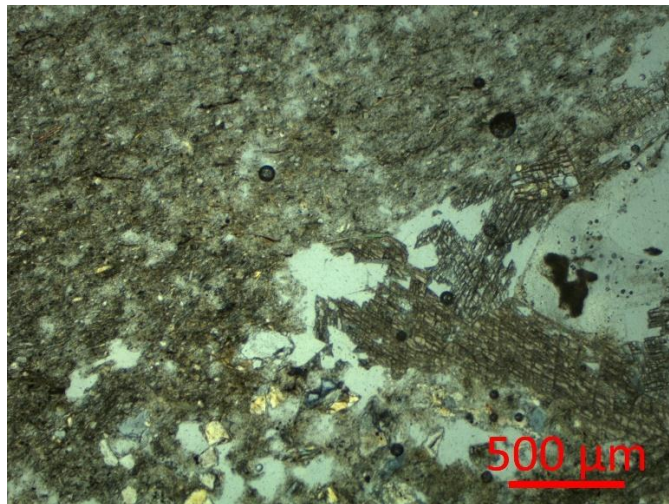
20% de mica blanca, en su mayoría deformada y alineada en dirección de la laminación

15% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

15% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

5% carbonatos

5% óxidos



Muestra CP-17-317

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a medio

De pobre a moderadamente seleccionada

Redondeamiento de angulosos a subredondeados

Contactos puntuales y longitudinales

Presenta laminaciones de material limo-arcilloso y de micas blancas de grano fino. Dichas laminaciones son onduladas, cruzadas y paralelas, de espesor variable. Presenta estructuras de carga.

- Composición:

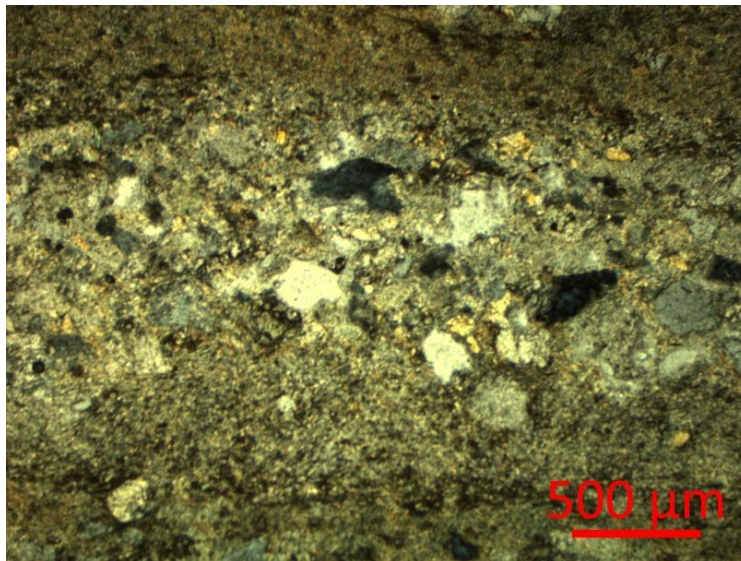
40% de feldespatos en su mayoría muy alterados

25% de mica blanca, en su mayoría deformada y alineada en dirección de la laminación

20% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

10% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

5% óxidos



Muestra CP-17-316

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a grueso

Moderadamente seleccionada

Redondeamiento de angulosos a subredondeados

Contactos puntuales y longitudinales

Presenta laminaciones de material limoso y de micas blancas de grano fino. Dichas laminaciones son onduladas, cruzadas y paralelas, continuas y discontinuas, de espesor variable. Presenta estructuras de carga e incipientes gradaciones

- Composición:

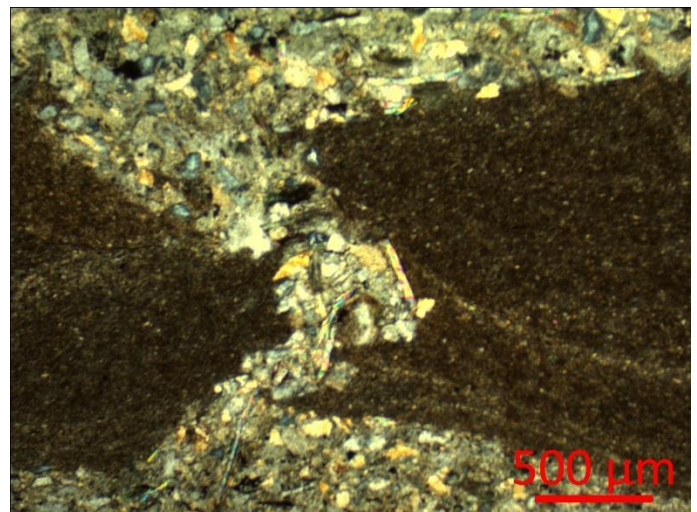
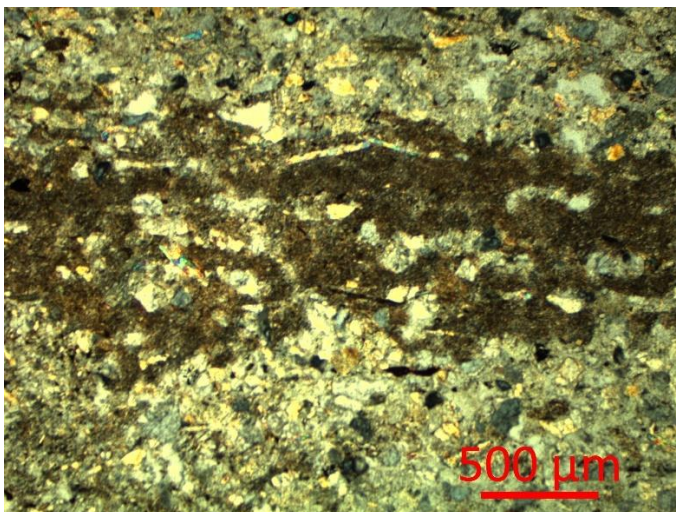
50% de feldespatos en su mayoría muy alterados

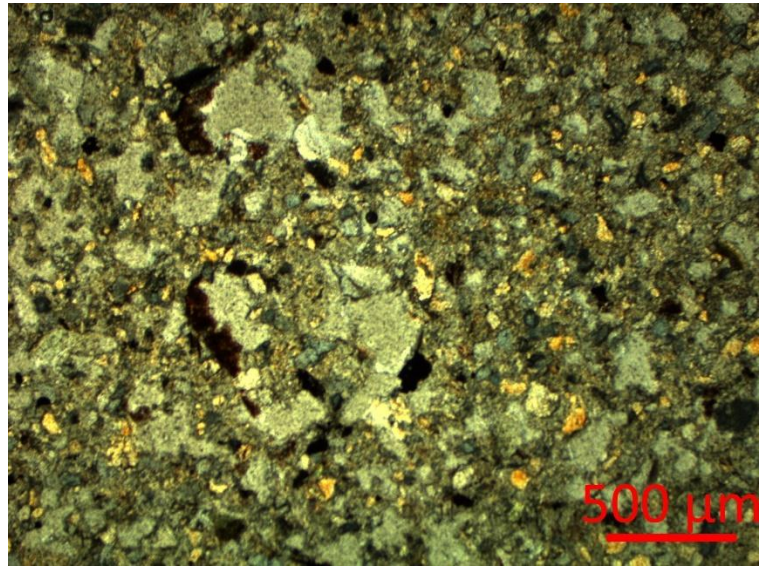
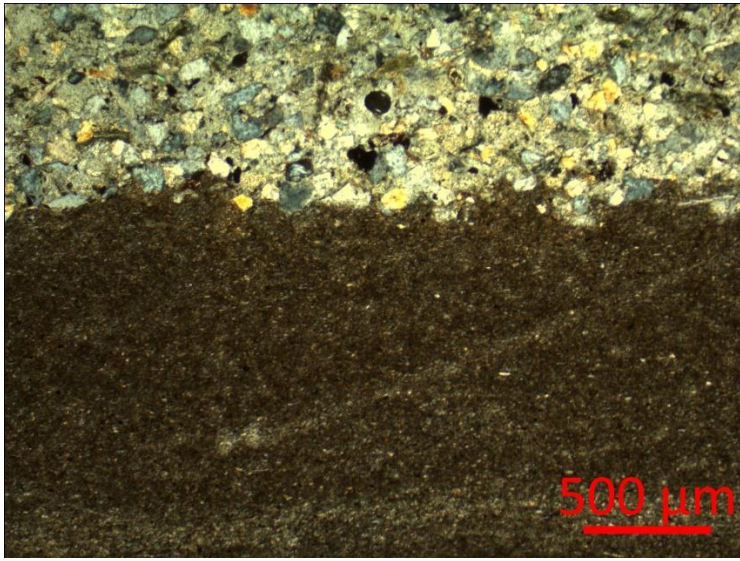
35% de mica blanca, algunas alteradas y en su mayoría deformadas, alineadas en dirección de la laminación

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

5% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino

<5% de óxidos





Muestra CP-17-313

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a grueso

Muy pobremente seleccionada

Redondeamiento de angulosos a subredondeados

Contactos puntuales y longitudinales

Presenta laminaciones de material limoso de color rojo óxido. Dichas laminaciones son onduladas, cruzadas y flaser, discontinuas, de espesor variable. Presenta gradación normal e inversa.

- Composición:

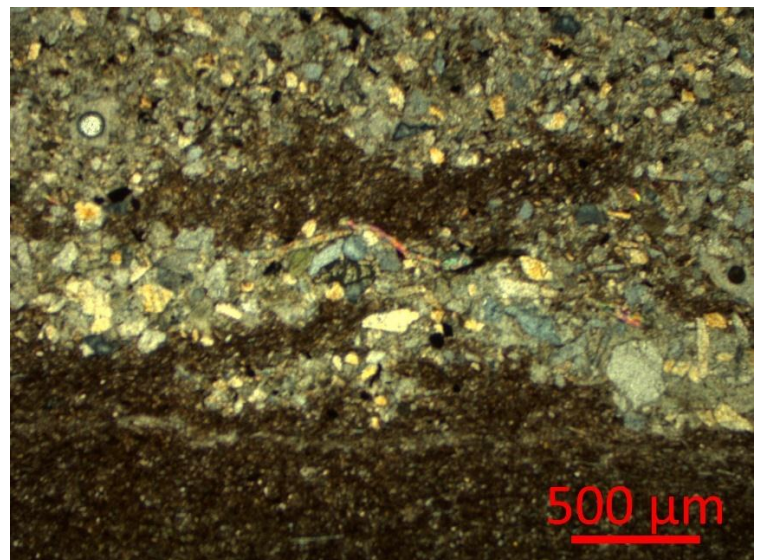
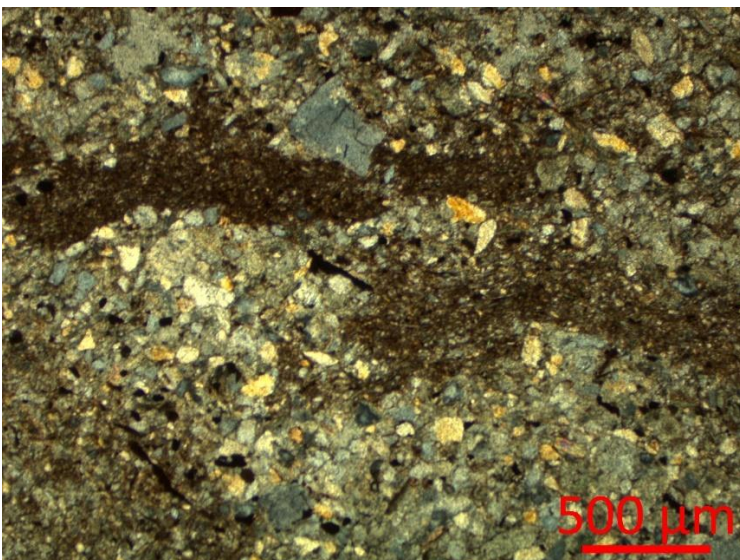
50% de feldespatos en su mayoría muy alterados

25% de mica blanca en su mayoría deformadas, alineadas en dirección de la laminación

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

10% de óxidos

5% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino



Muestra CP-17-311

- Clasificación:

Grauvaca feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a grueso

De pobre a moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a subredondeados

Contactos puntuales, longitudinales y cóncavos-convexos

Presenta laminaciones de material limoso. Dichas laminaciones son onduladas, discontinuas, de espesor variable. Presenta gradación normal e inversa.

- Composición:

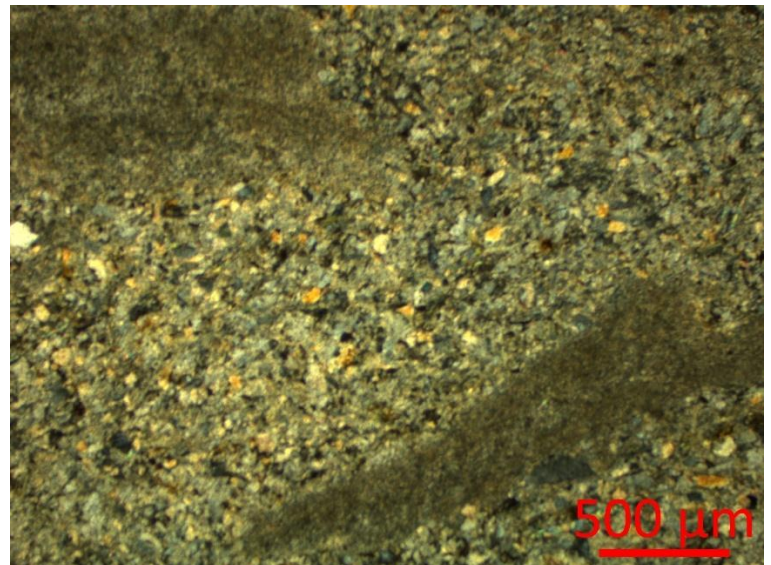
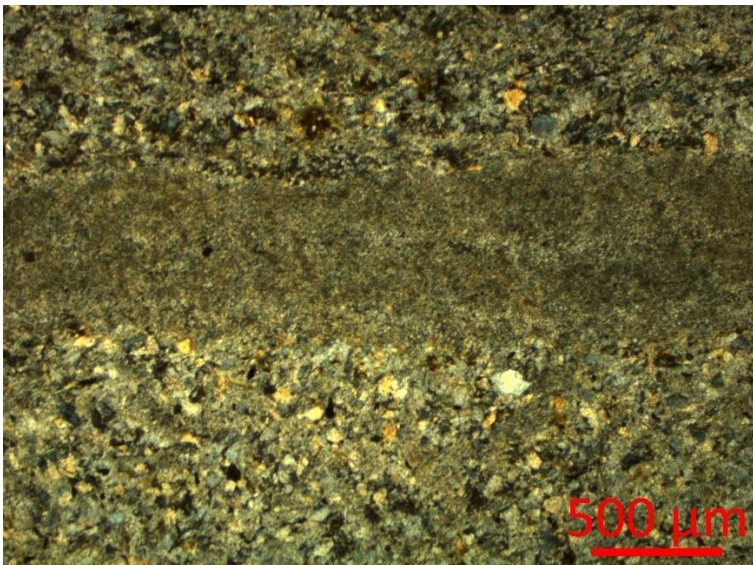
40% de feldespatos en su mayoría muy alterados

30% de mica blanca en su mayoría deformadas, alineadas en dirección de la laminación

10% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

10% de óxidos

10% de líticos de cuarzoarenita, cuarcita y arenisca de grano muy fino



Apéndice 2. Petrografía de clastos pertenecientes al Cerro Pelón.

De los clastos recolectados a lo largo de la medición de la columna estratigráfica B, hecha en el Cerro Pelón, se realizaron láminas delgadas con el objetivo de describir su composición mineralógica y clasificarlas, para compararlas con las areniscas pertenecientes a la columna estratigráfica A, medida en la ladera sur del Cerro Jimbal. Se realizaron cuatro láminas delgadas para su análisis, y para su descripción, se utilizó luz polarizada y nicoles cruzados.

Muestra CP-17-94-A

- Clasificación:

Grauvaca Feldespática

- Textura:

Tamaño de grano de fino a grueso

De pobre a moderadamente seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a subredondeados

Contacto puntual, longitudinal y suturado

No presenta estructuras internas, pero se observa gran cantidad de óxidos de color pardo así como alteración.

- Composición:

25% de feldespatos en su mayoría un poco alterados alterados

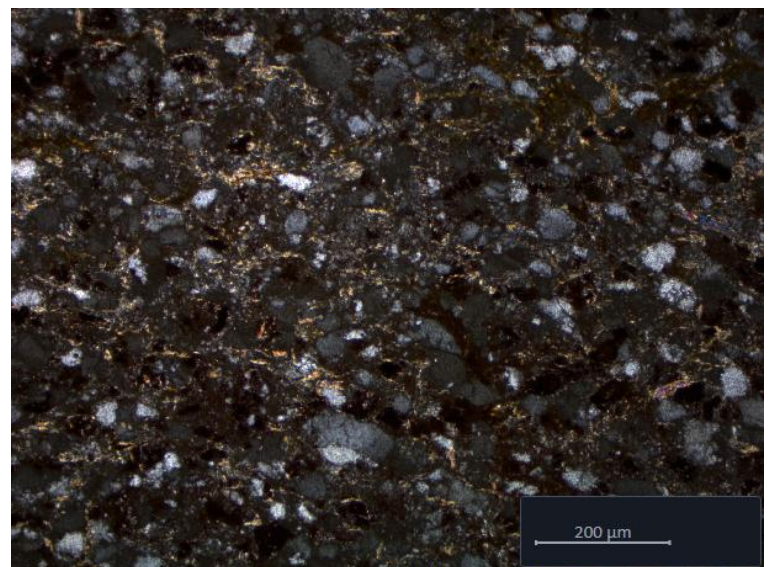
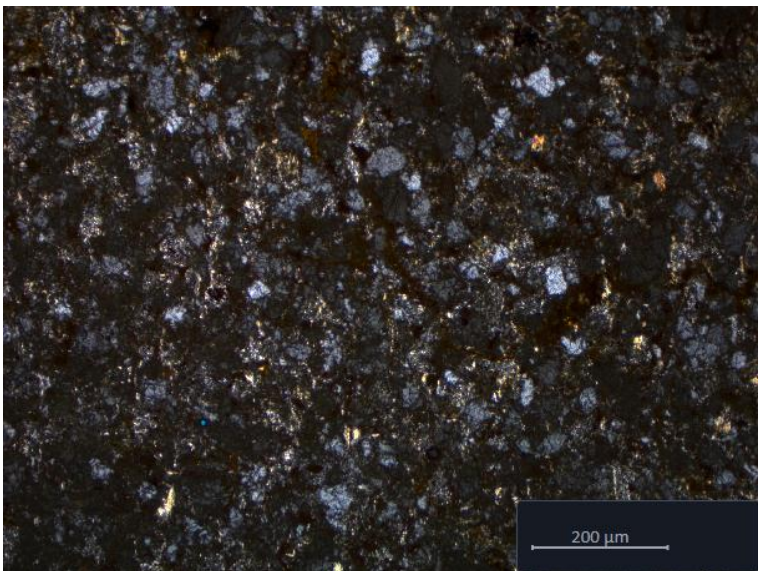
20% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada

<10% de mica blanca en su mayoría deformadas

<5% líticos; Cuarzoarenita y cuarcita

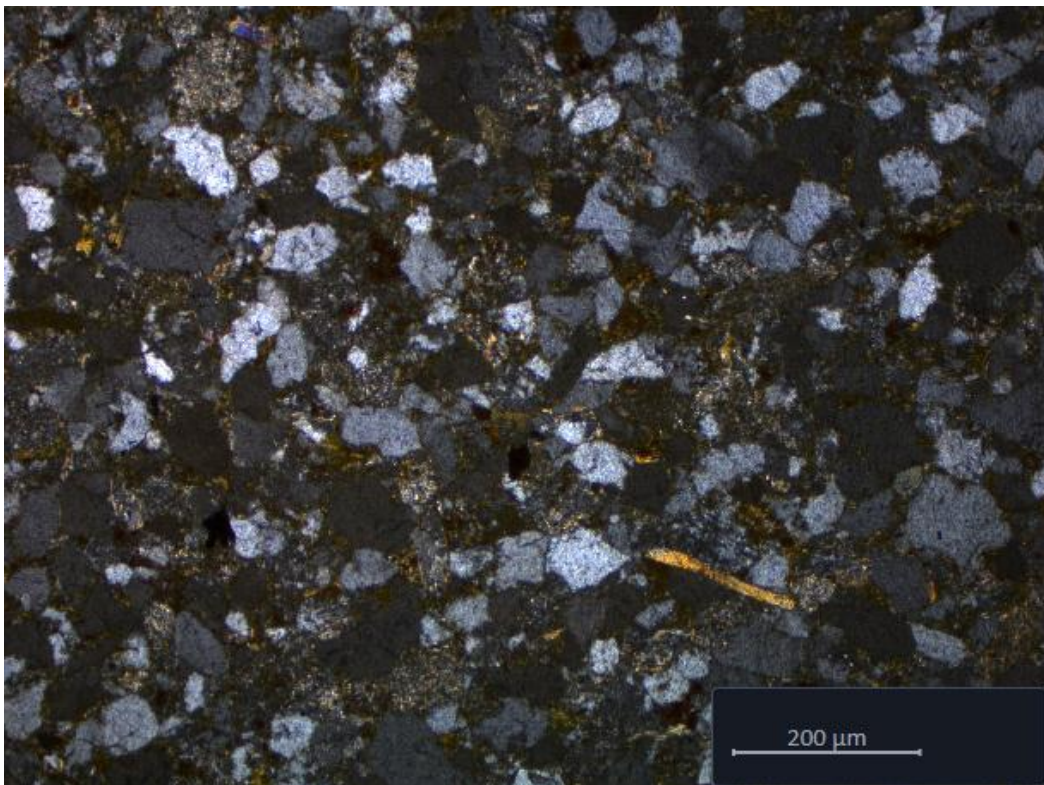
15% de óxidos

25% Matriz



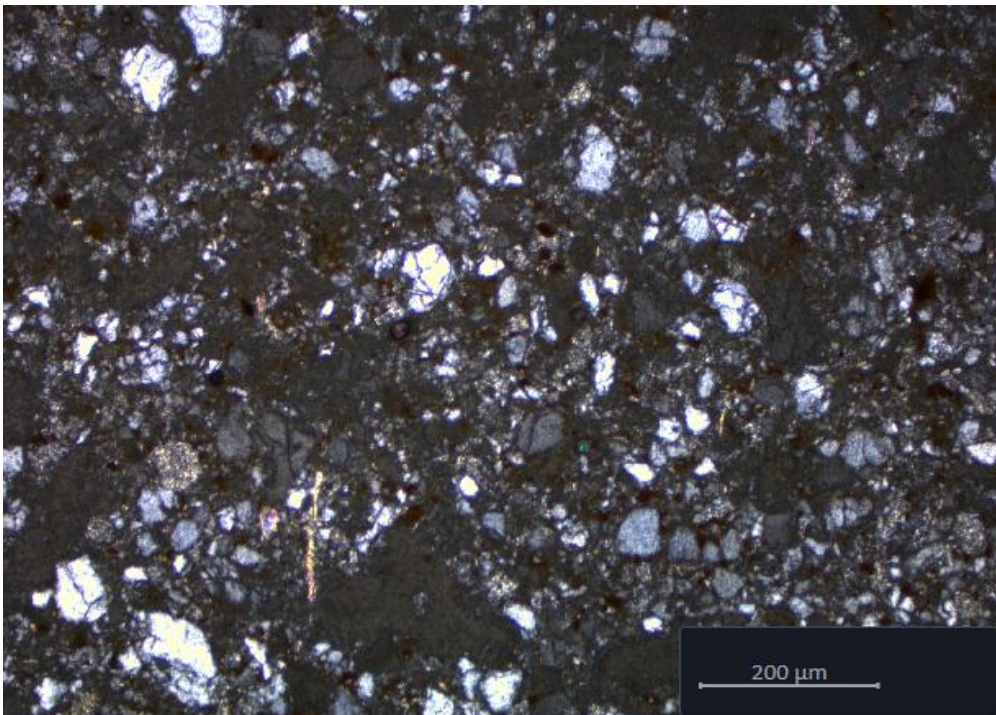
Muestra CP-17-94-B

- Clasificación:
Grauvaca arcósica
- Textura:
Tamaño de grano de fino a medio
De moderadamente a bien seleccionada
Redondeamiento de angulosos a subredondeados
Contacto puntual, longitudinal y suturado
- Composición:
20% de feldespatos
40% de cuarzo monocristalino con extinción ondulada
<5% de mica blanca
<5% líticos; Cuarzoarenita y cuarcita
10% de óxidos
20% Matriz



Muestra CP-17-94-C

- Clasificación:
Grauvaca arcósica
- Textura:
Tamaño de grano grueso
Pobrementemente seleccionada
Redondeamiento de subangulosos a subredondeados
Contacto puntual y suturado
No presenta estructuras internas
- Composición:
10% de feldespatos
25% de cuarzo
<5% de mica blanca
20% líticos; Cuarzoarenita y cuarcita
10% de óxidos
30% de matriz



Muestra CP-17-94-D

- Clasificación:

Grauvaca arcósica

- Textura:

Tamaño de grano grueso

Bien seleccionada

Redondeamiento de subangulosos a redondeados

Contacto puntual y longitudinal

No presenta estructuras internas

- Composición:

15% de feldespatos

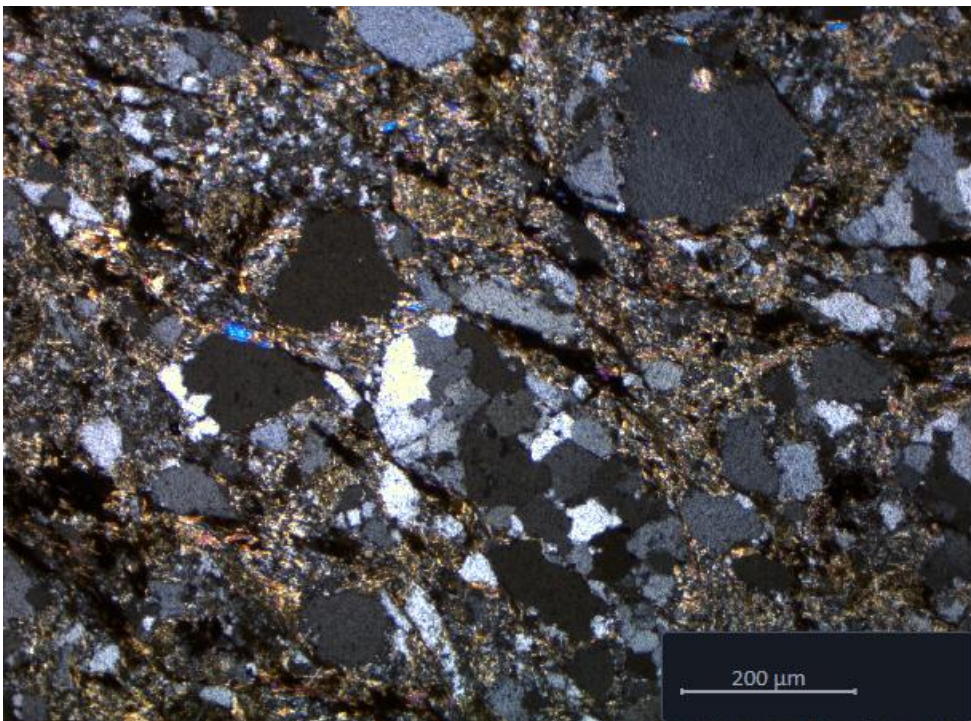
35% de cuarzo

<5% de mica blanca

5% líticos

10% de óxidos

30% Matriz



Apéndice 3. Tablas del conteo de clastos

Características de los clastos del análisis modal de conglomerado.

Muestra CP-17-304. Población n=92.

Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)	Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
Cuarzo	0.3	0.5	4.2	Arenisca	0.9	0.7	5.5
Cuarzo	0.7	0.3	4.9	Arenisca	0.7	0.9	6.2
Cuarzo	0.5	0.5	2.7	Arenisca	0.3	0.7	4.7
Cuarzo	0.5	0.3	5	Arenisca	0.7	0.7	3.4
Cuarzo	0.7	0.9	6.2	Arenisca	0.9	0.7	2.2
Cuarzo	0.7	0.9	4.1	Arenisca	0.7	0.9	5
Cuarzo	0.7	0.9	5.1	Arenisca	0.7	0.7	4.3
Cuarzo	0.7	0.7	3.7	Arenisca	0.9	0.5	4.5
Cuarzo	0.7	0.5	5	Arenisca	0.9	0.7	4.8
Cuarzo	0.9	0.5	4.7	Arenisca	0.7	0.5	2.3
Cuarzo	0.7	0.9	2.5	Arenisca	0.7	0.9	5.1
Cuarzo	0.5	0.7	2.1	Arenisca	0.5	0.9	2.8
Cuarzo	0.7	0.5	5.6	Arenisca	0.7	0.9	2.2
Cuarzo	0.5	0.9	5.9	Arenisca	0.9	0.7	3.1
Cuarzo	0.7	0.7	6	Arenisca	0.7	0.5	2.6
Cuarzo	0.9	0.7	4.6	Arenisca	0.7	0.9	3.6
Cuarzo	0.7	0.7	3.9	Arenisca	0.9	0.7	3.4
Cuarzo	0.7	0.9	6.1	Arenisca	0.9	0.7	3.7
Cuarzo	0.7	0.9	3.6	Arenisca	0.7	0.7	3.2
Cuarzo	0.5	0.9	3.7	Arenisca	0.7	0.9	2.3
Cuarzo	0.9	0.5	6.9	Arenisca	0.7	0.9	3.9
Cuarzo	0.9	0.7	6.3	Arenisca	0.9	0.9	3.5
Cuarzo	0.9	0.5	2.6	Arenisca	0.7	0.5	5.5
Cuarzo	0.7	0.7	5	Arenisca	0.9	0.9	2
Cuarzo	0.9	0.7	4.6	Arenisca	0.9	0.9	2.6
Cuarzo	0.9	0.7	5.1	Arenisca	0.9	0.7	5.2
Cuarzo	0.5	0.9	4.1	Arenisca	0.9	0.5	2.1
Cuarzo	0.9	0.5	2.6	Arenisca	0.7	0.9	3.5
Cuarzo	0.7	0.7	2.3	Arenisca	0.7	0.5	3.2
Cuarzo	0.9	0.7	2.4	Arenisca	0.7	0.3	5.9
Cuarzo	0.7	0.5	2.8	Arenisca	0.9	0.7	2.9
Cuarzo	0.9	0.9	3.1	Arenisca	0.7	0.7	0.6
Cuarzo	0.9	0.5	5.5	Arenisca	0.9	0.3	1.3

Cuarzo	0.9	0.5	3.5	Arenisca	0.9	0.7	2.2
Cuarzo	0.7	0.7	4.4	Arenisca	0.9	0.7	5.4
Cuarzo	0.5	0.5	2.8	Arenisca	0.7	0.7	3.8
Cuarzo	0.9	0.7	4.6	Arenisca	0.3	0.3	3.1
Cuarzo	0.9	0.7	5	Arenisca	0.9	0.9	4.2
Cuarzo	0.5	0.9	4.4	Arenisca	0.7	0.7	3.5
Cuarzo	0.7	0.9	2.3	Ígneo	0.7	0.9	6.6
Cuarzo	0.7	0.9	4.5	Ígneo	0.7	0.9	6.5
Cuarzo	0.9	0.7	4.9	Ígneo	0.9	0.5	3
Cuarzo	0.5	0.7	3.8				
Cuarzo	0.9	0.7	3.2				
Cuarzo	0.7	0.7	5.3				
Cuarzo	0.9	0.5	1.6				
Cuarzo	0.7	0.5	3.4				
Cuarzo	0.5	0.9	1.7				

Muestra CP-17-307. Población n=92.

Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)	Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
Cuarzo	0.7	0.9	3.4	Arenisca	0.7	0.5	2.2
Cuarzo	0.5	0.9	2.5	Arenisca	0.9	0.5	1.5
Cuarzo	0.7	0.5	5.6	Arenisca	0.7	0.7	1.2
Cuarzo	0.5	0.9	4.2	Arenisca	0.5	0.7	2.1
Cuarzo	0.3	0.5	5.2	Arenisca	0.3	0.5	4.5
Cuarzo	0.5	0.5	5.8	Arenisca	0.5	0.5	3.9
Cuarzo	0.9	0.7	5.7	Arenisca	0.9	0.9	3.8
Cuarzo	0.9	0.7	5.7	Arenisca	0.7	0.9	4.8
Cuarzo	0.7	0.9	4.2	Arenisca	0.9	0.7	4.5
Cuarzo	0.7	0.9	2.6	Arenisca	0.5	0.3	4.1
Cuarzo	0.5	0.7	2.4	Arenisca	0.9	0.9	4
Cuarzo	0.7	0.7	4.7	Arenisca	0.5	0.7	3.6
Cuarzo	0.7	0.5	4	Arenisca	0.7	0.7	4.6
Cuarzo	0.7	0.9	3.4	Arenisca	0.7	0.7	2.8
Cuarzo	0.5	0.9	4.4	Arenisca	0.7	0.9	3.5
Cuarzo	0.7	0.9	4.7	Arenisca	0.7	0.9	3
Cuarzo	0.3	0.9	5.4	Arenisca	0.3	0.9	2.7
Cuarzo	0.5	0.5	4	Arenisca	0.5	0.7	3.9
Cuarzo	0.5	0.9	4.3	Arenisca	0.9	0.7	2.7
Cuarzo	0.7	0.7	3.1	Arenisca	0.9	0.9	5.1
Cuarzo	0.3	0.9	4.9	Arenisca	0.7	0.5	2.5

Cuarzo	0.3	0.9	4	Arenisca	0.9	0.7	3.8
Cuarzo	0.7	0.7	3.6	Arenisca	0.9	0.7	5.3
Cuarzo	0.9	0.7	2.5	Arenisca	0.9	0.7	3.3
Cuarzo	0.3	0.9	2.1	Arenisca	0.9	0.5	3.8
Cuarzo	0.3	0.7	4	Arenisca	0.3	0.9	4.4
Cuarzo	0.3	0.9	4.7	Arenisca	0.7	0.7	3.1
Cuarzo	0.5	0.7	1.6	Arenisca	0.9	0.7	2.6
Cuarzo	0.7	0.5	3.4	Arenisca	0.3	0.9	2.1
Cuarzo	0.3	0.9	2.4	Arenisca	0.7	0.9	1.1
Cuarzo	0.5	0.9	3.4	Arenisca	0.7	0.7	3.9
Cuarzo	0.9	0.7	3.2	Arenisca	0.3	0.5	3.4
Cuarzo	0.5	0.9	1.4	Arenisca	0.9	0.9	3.2
Cuarzo	0.9	0.9	1.2	Arenisca	0.7	0.9	2.5
Cuarzo	0.3	0.7	4.1	Arenisca	0.3	0.7	4.6
Cuarzo	0.5	0.9	4.2	Arenisca	0.5	0.9	2.3
Cuarzo	0.5	0.7	3.1	Arenisca	0.7	0.5	2.4
Cuarzo	0.9	0.5	1.2	Arenisca	0.7	0.3	1.6
Cuarzo	0.7	0.7	4.3	Ígneo	0.5	0.7	3.4
Cuarzo	0.9	0.3	4.6	Ígneo	0.9	0.9	3.1
Cuarzo	0.5	0.5	4.9	Ígneo	0.9	0.7	3.2
Cuarzo	0.7	0.5	3.5	Ígneo	0.7	0.7	3.1
Cuarzo	0.9	0.5	1.1	Ígneo	0.9	0.7	3.9
Cuarzo	0.9	0.9	1.9	Ígneo	0.5	0.7	2.3
				Ígneo	0.3	0.5	2.7
				Ígneo	0.3	0.9	3.4
				Ígneo	0.7	0.9	2.9
				Ígneo	0.3	0.9	3

Muestra CP-17-309. Población n=92.

Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)	Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
Cuarzo	0.9	0.7	4.4	Arenisca	0.9	0.9	1.6
Cuarzo	0.5	0.5	1.5	Arenisca	0.3	0.9	3.1
Cuarzo	0.9	0.3	1	Arenisca	0.7	0.7	4.1
Cuarzo	0.9	0.7	4.2	Arenisca	0.7	0.9	1.8
Cuarzo	0.9	0.9	2.8	Arenisca	0.5	0.7	2.3
Cuarzo	0.3	0.9	2.9	Arenisca	0.5	0.7	1.4
Cuarzo	0.7	0.5	2.1	Arenisca	0.5	0.9	2.6
Cuarzo	0.9	0.3	2.4	Arenisca	0.9	0.9	1.5
Cuarzo	0.3	0.9	2.8	Arenisca	0.3	0.7	2

Cuarzo	0.3	0.5	1.2	Arenisca	0.7	0.7	4.2
Cuarzo	0.7	0.9	1.9	Arenisca	0.9	0.7	4
Cuarzo	0.9	0.9	3	Arenisca	0.9	0.9	2.7
Cuarzo	0.9	0.9	1.4	Arenisca	0.7	0.9	1.4
Cuarzo	0.9	0.9	2.6	Arenisca	0.7	0.5	3.6
Cuarzo	0.9	0.5	3.1	Arenisca	0.5	0.7	5.1
Cuarzo	0.5	0.9	4.1	Arenisca	0.7	0.7	3.9
Cuarzo	0.9	0.9	1	Arenisca	0.7	0.9	5.1
Cuarzo	0.7	0.9	5	Arenisca	0.7	0.9	4.8
Cuarzo	0.7	0.3	4.3	Arenisca	0.5	0.9	4.7
Cuarzo	0.5	0.5	5	Arenisca	0.3	0.9	4.6
Cuarzo	0.9	0.7	2.9	Arenisca	0.3	0.9	4.9
Cuarzo	0.9	0.5	5	Arenisca	0.3	0.7	2.4
Cuarzo	0.9	0.7	6.3	Arenisca	0.5	0.9	3.2
Cuarzo	0.7	0.7	4.8	Arenisca	0.5	0.9	6.3
Cuarzo	0.9	0.5	6.2	Arenisca	0.7	0.7	2.8
Cuarzo	0.7	0.3	4.2	Arenisca	0.7	0.9	2.8
Cuarzo	0.7	0.7	3.6	Arenisca	0.9	0.9	2.2
Cuarzo	0.7	0.5	2.7	Arenisca	0.5	0.9	6
Cuarzo	0.9	0.7	2.4	Arenisca	0.7	0.5	6
Cuarzo	0.9	0.5	2.3	Arenisca	0.9	0.7	3.2
Cuarzo	0.7	0.9	5.7	Arenisca	0.3	0.9	3.7
Cuarzo	0.9	0.7	5.1	Arenisca	0.5	0.9	2.7
Cuarzo	0.9	0.9	4.4	Arenisca	0.7	0.7	4.1
Cuarzo	0.9	0.5	6	Arenisca	0.7	0.9	4.4
Cuarzo	0.9	0.7	6	Arenisca	0.3	0.9	4.7
Cuarzo	0.3	0.9	4	Ígneo	0.5	0.9	2
Cuarzo	0.5	0.9	2.5	Ígneo	0.5	0.5	5.6
Cuarzo	0.5	0.9	6.2				
Cuarzo	0.9	0.9	6.6				
Cuarzo	0.9	0.9	3.8				
Cuarzo	0.9	0.5	6.5				
Cuarzo	0.9	0.5	3.9				
Cuarzo	0.5	0.7	6.9				
Cuarzo	0.5	0.9	5.2				
Cuarzo	0.5	0.9	3				
Cuarzo	0.7	0.9	4.7				
Cuarzo	0.3	0.9	4.4				
Cuarzo	0.5	0.9	4.5				
Cuarzo	0.7	0.7	3.5				
Cuarzo	0.3	0.7	3.9				

Cuarzo	0.7	0.7	2.8				
Cuarzo	0.9	0.7	2.4				
Cuarzo	0.7	0.7	3.3				
Cuarzo	0.5	0.9	2.7				
Cuarzo	0.7	0.9	4.1				

Muestra CP-17-310. Población n=121.

Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)	Composición	Esfericidad	Redondez	Tamaño (cm)
Cuarzo	0.7	0.9	5.9	Arenisca	0.9	0.7	4.7
Cuarzo	0.5	0.9	4.2	Arenisca	0.9	0.5	3.4
Cuarzo	0.7	0.7	2.9	Arenisca	0.7	0.7	6.1
Cuarzo	0.5	0.9	5.4	Arenisca	0.3	0.9	5.9
Cuarzo	0.5	0.7	4.3	Arenisca	0.3	0.9	3.4
Cuarzo	0.7	0.9	5.5	Arenisca	0.7	0.7	4.7
Cuarzo	0.7	0.9	2.4	Arenisca	0.7	0.5	2.8
Cuarzo	0.5	0.9	5.4	Arenisca	0.3	0.7	2.2
Cuarzo	0.5	0.9	3.8	Arenisca	0.9	0.5	5.4
Cuarzo	0.7	0.9	3.7	Arenisca	0.7	0.9	4
Cuarzo	0.7	0.9	3	Arenisca	0.9	0.9	4
Cuarzo	0.9	0.7	5.2	Arenisca	0.9	0.9	5.1
Cuarzo	0.7	0.5	4.2	Arenisca	0.9	0.7	4
Cuarzo	0.9	0.9	2.3	Arenisca	0.7	0.9	6.7
Cuarzo	0.7	0.9	5.2	Arenisca	0.5	0.7	6.5
Cuarzo	0.5	0.9	2.2	Arenisca	0.5	0.9	3.9
Cuarzo	0.5	0.9	6.8	Arenisca	0.3	0.9	4
Cuarzo	0.7	0.7	2.6	Arenisca	0.3	0.7	4.9
Cuarzo	0.9	0.7	5.2	Arenisca	0.9	0.7	2.6
Cuarzo	0.9	0.7	4.9	Arenisca	0.7	0.9	6.5
Cuarzo	0.5	0.9	4.4	Arenisca	0.5	0.9	2.3
Cuarzo	0.5	0.9	5.1	Arenisca	0.5	0.9	6
Cuarzo	0.3	0.9	2.9	Arenisca	0.3	0.9	6.3
Cuarzo	0.7	0.5	5.3	Arenisca	0.7	0.9	3.3
Cuarzo	0.7	0.7	6.4	Arenisca	0.5	0.7	3.7
Cuarzo	0.7	0.5	5.4	Arenisca	0.7	0.9	3.9
Cuarzo	0.7	0.7	5.4	Arenisca	0.5	0.9	5.4
Cuarzo	0.9	0.9	6.7	Arenisca	0.3	0.9	3.8

Cuarzo	0.3	0.7	5.3	Arenisca	0.3	0.9	6
Cuarzo	0.3	0.9	6.9	Arenisca	0.9	0.7	2.9
Cuarzo	0.3	0.9	2.6	Arenisca	0.5	0.9	2.2
Cuarzo	0.7	0.9	4	Arenisca	0.3	0.9	3.8
Cuarzo	0.5	0.9	5.4	Arenisca	0.3	0.9	4.9
Cuarzo	0.5	0.9	6.5	Arenisca	0.5	0.9	5.7
Cuarzo	0.3	0.7	6.8	Arenisca	0.5	0.9	4.4
Cuarzo	0.5	0.5	2.3	Arenisca	0.7	0.7	3.3
Cuarzo	0.7	0.9	2.7	Arenisca	0.5	0.9	3.8
Cuarzo	0.3	0.9	4.4	Arenisca	0.7	0.9	2.8
Cuarzo	0.5	0.9	2.4	Arenisca	0.5	0.7	3.2
Cuarzo	0.3	0.9	4.8	Arenisca	0.5	0.9	3.1
Cuarzo	0.3	0.9	5.6	Arenisca	0.3	0.9	3.9
Cuarzo	0.5	0.9	2.7	Arenisca	0.7	0.9	6.2
Cuarzo	0.5	0.5	5.6	Arenisca	0.3	0.9	4.5
Cuarzo	0.7	0.9	3.6	Arenisca	0.3	0.9	2.2
Cuarzo	0.9	0.7	6.4	Arenisca	0.3	0.9	5.1
Cuarzo	0.5	0.9	6.6	Arenisca	0.9	0.7	5.7
Cuarzo	0.5	0.9	3.2	Arenisca	0.7	0.3	2.2
Cuarzo	0.5	0.7	5.5	Arenisca	0.5	0.9	6.7
Cuarzo	0.9	0.5	3.4	Arenisca	0.5	0.7	4.8
Cuarzo	0.7	0.7	4.6	Arenisca	0.5	0.9	6.9
Cuarzo	0.9	0.3	6.5	Arenisca	0.7	0.5	3.9
Cuarzo	0.5	0.5	6.6	Arenisca	0.3	0.9	4.7
Cuarzo	0.7	0.9	4.9	Arenisca	0.5	0.5	2.7
Cuarzo	0.3	0.9	2.5	Arenisca	0.5	0.9	5.4
Cuarzo	0.5	0.9	6	Arenisca	0.5	0.9	4.1
Ígneo	0.9	0.7	5.9	Arenisca	0.7	0.7	2.5
Ígneo	0.9	0.5	4	Arenisca	0.9	0.9	4.2
Ígneo	0.5	0.9	4.8	Arenisca	0.7	0.9	6.3
Ígneo	0.9	0.9	6.1	Arenisca	0.3	0.7	4.7
Ígneo	0.3	0.9	4.9	Arenisca	0.5	0.9	6.6
				Arenisca	0.3	0.9	6.6
				Arenisca	0.3	0.9	5.6