



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTRUCTURAS DE LICUEFACCIÓN Y LATERAL  
SPREADING EN ROCAS SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO  
SUPERIOR. FORMACIÓN RÍO DAMAS (33,5°S), CHILE  
CENTRAL.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

ALEJANDRO NICOLÁS FLORES BERTOGLIO

**PROFESOR GUÍA**

GREGORY DE PASCALE

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN**

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR**

**AL TÍTULO DE:** Geólogo.

**POR:** Alejandro Flores Bertoglio.

**FECHA:** 26 de Agosto de 2019.

**PROFESOR GUÍA:** Gregory De Pascale.

**ESTRUCTURAS DE LICUEFACCIÓN Y LATERAL SPREADING EN ROCAS  
SEDIMENTARIAS DEL JURÁSICO SUPERIOR. FORMACIÓN RÍO DAMAS  
(33,5°S), CHILE CENTRAL.**

Rocas sedimentarias pertenecientes al Miembro Punta Zanzi de la Formación Río Damas exhiben estructuras de deformación en sedimentos suaves (desplazamientos normales, extensión y eyecciones clásticas asociadas a licuefacción), las cuales se habrían desarrollado de forma previa a la diagénesis de los depósitos. Se efectuó una caracterización espacial, granulométrica y estructural, tanto a escala de afloramiento como microscópica de dichas estructuras, evidenciando la ocurrencia de distintos eventos posteriores a la depositación de estos sedimentos. Esto sugiere la constante influencia de perturbaciones de suelo (sismos) durante la depositación de la Formación Río Damas, las cuales estarían íntimamente relacionadas a los procesos de extensión y rifting asociados al desarrollo de la Cuenca de Neuquén durante el Mesozoico. Los resultados de este estudio permiten comprender de mejor forma dichos estilos de deformación en sedimentos modernos y su posible comportamiento ante eventos futuros. Finalmente, las estructuras de deformación estudiadas constituyen las más antiguas evidencias paleosismológicas en Chile y Sudamérica.

## **ABSTRACT**

Sedimentary succession within the Punta Zanzi member of the Río Damas Formation show examples of soft sediment deformation structures (e.g. normal faulting, extension, and liquefaction ejecta) that must have formed when the sediments were still unconsolidated. These structures were studied using various methods, including spatial distribution, grain size and structural characterisation undertaken both at the outcrops and in thin sections. Results show a number of distinct events that occurred post deposition, suggesting constant influence of strong ground motions (i.e. earthquakes) during the deposition of the Rio Damas Fm. These ground motions would have been closely linked to extension and rifting processes associated with the develop and infill of the Neuquen Basin during the Mesozoic. The results of this work can provide better understanding into what to expect from recent events in modern sediments. Finally, these deformation structures may be some of the oldest evidence of paleoseismology in Chile and Southern South America.

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi familia por la paciencia y el apoyo incondicional que me brindan todos los días; Mamá, Papá, Coti, **los amo infinitamente**.

Especiales agradecimientos a mi madre Sandra por su constante soporte, amor y compañía en los momentos más oscuros. Siempre optimista y perseverante, convenciéndome que los problemas tienen solución a pesar de lo negro que se vea todo. Eres la persona más importante en mi vida.

Gracias a la Sra. Eva por acompañarnos y ayudarnos durante ya 15 años. Parte de mi crecimiento y desarrollo ha sido gracias a usted. Gracias a la Lucy y a la Bobó por el infinito amor y aceptación incondicional. A mi perro "Pipe" por su lealtad y cariño.

A mis amigos del colegio, Javiera, Antonella, Nicolás, Fernanda, Petu, Felipe y Alondra. Gracias por escucharme en mis momentos más tristes, ofreciendo buenos consejos, calma o simplemente escuchándome. A pesar de todas nuestras diferencias ustedes son parte importante de mi vida y me han ayudado a crecer.

A mis amigas más cercanos de Geología, Francisca, Rosario, Bárbara (gracias por las imágenes!!!), Carla, Diego, Benja, Borja, Hevia y Vale (Gus etales). Gracias por los almuerzos, carretes y buenas tallas. Sin duda el paso por geología no habría sido tan bueno si no hubiese sido por ustedes. Especiales agradecimientos a Francisca Aguilera, soporte fundamental tanto en lo académico como emocional. Gracias por siempre escucharme y aconsejarme de forma tan paciente y elocuente. Siempre has tenido las mejores respuestas para hacerme sentir mejor y levantar mi ánimo; eres muy importante para mí. Gracias en general a todos los amigos que hice en Geología (Karen, Fran Olivares, Feña Ulloa, Mati González, Mario Garcés, Jo Concha, Mardel, Estefi, Mendeca, Mendo, DZ, y un gran etc)

Gracias a la Fran Sandoval por la linda amistad (y churrascos-palta) que forjamos durante el último año, tqm. Al Benja Guerrero, Fran Sandoval, Camila Meza y Fer Manriquez; gracias por acompañarme a terreno y levantarme el ánimo con mi memoria.

Gracias a mis amigos de sección, en especial a Sebastián, Francisco y Daniel, por aceptarme, acompañarme y escucharme en los momentos más difíciles. Siempre una palabra o frase de aliento. Con ustedes me siento en casa, los amo.

Gracias al Gregory, por siempre motivarme y hacerme creer en mí y en mi trabajo, a la Profe Sofía Rebolledo por el apoyo cercano y cariñoso y a la Profe Valentina Flores por los consejos y buena onda.

También me agradezco a mí mismo, por tenerme paciencia en mis propios procesos y por todo lo que me he permitido crecer.

Faltarán muchas hojas para poder agradecer a todos los que me han apoyado. Pero hay un lugar en mi corazón para cada uno de ustedes. ¡GRACIAS!



## **TABLA DE CONTENIDO**

1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. Ubicación de la zona de estudio .....	2
1.2. Definiciones .....	6
1.2.1. Estructuras de deformación suave en sedimentos (SSDS) .....	6
1.2.2. Licuefacción y susceptibilidad a licuefacción .....	6
1.2.3. Lateral spreading .....	7
1.3. Objetivos .....	8
1.3.1. Objetivo General .....	8
1.3.2. Objetivos específicos .....	8
2. METODOLOGÍA.....	8
2.1. Metodología pre-campaña .....	8
2.2. Metodología en campaña .....	9
2.3. Metodología post-campaña .....	13
3. MARCO GEOTECTÓNICO .....	14
3.1. Segmentación Morfoestructural Andina .....	14
3.2. Marco Geológico.....	16
3.2.1. Formación Río Colina (Jsrc).....	16
3.2.2. Formación Río Damas (Jsrd) .....	16
3.2.3. Formación Lo Valdés (Kilv) .....	29
3.3. Marco tectonoestratigráfico durante el Jurásico Superior .....	30
3.4. Marco Geomorfológico.....	34
4. RESULTADOS.....	38
4.1. Estratigrafía.....	38
4.1.1. Columna estratigráfica EA1 .....	38
4.1.2. Columna estratigráfica EA2 .....	42
4.1.3. Facies litoestratigráficas .....	45
4.2. Estructuras de deformación en sedimentos suaves (SSDS).....	45
4.2.1. Estructuras en afloramiento N°1 (EA1) .....	45
4.2.2. Estructuras en afloramiento N°2 (EA2) .....	62
4.2.3. Estructuras en bloques.....	68
4.3. Evaluación de la extensión.....	115
5. DISCUSIONES .....	119
5.1. Sedimentología de las SSDS y susceptibilidad a licuefacción .....	119
5.2. Morfología de las SSDS e implicancias genéticas .....	120

5.3.	Mecanismos de generación de licuefacción.....	122
5.4.	Implicancias paleotectónicas.....	124
5.5.	Alcances sobre el ambiente sedimentario.....	126
5.6.	Migración de hidrocarburos.....	126
5.7.	Limitantes del estudio.....	127
5.8.	Evaluación de incertidumbre.....	127
6.	CONCLUSIONES.....	130
7.	RECOMENDACIONES.....	131
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	132

## **ÍNDICE DE FIGURAS**

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio (Cuadrángulo Rojo). Mapa modificado de la carta caminera de la región Metropolitana, MOP. ....	3
Figura 2: Ubicación de la zona de estudio, con respecto al continente sudamericano y a la Región Metropolitana de Santiago. Basado en Imaginery Base Map de ArcMap. ....	4
Figura 3: A. Ubicación de la zona de estudio, con respecto al Valle del Río Volcán y Valle de La Engorda. B. Zoom a la zona de estudio. Basada en imagen satelital LANDSAT 8. ....	5
Figura 4: Cambios en el nivel de empaquetamiento de sedimentos causado por licuefacción. Extraído de Obermeier, 2004. Basado en Ishihara, 1985. ....	6
Figura 5: Diagrama de bloques de lateral spreading, antes y después del fracturamiento. Se muestra la ocurrencia de licuefacción. Extraído de Bartlett & Youd, 1992. ....	7
Figura 6: Distribución de las muestras RD-05, RD-06, RD-07, RD-08, a partir de las cuales se confeccionaron láminas delgadas. ....	10
Figura 7: Ubicación de láminas delgadas RD-07 y RD-08 con respecto al afloramiento de la zona EA1. Base y techo se disponen hacia abajo y hacia arriba respectivamente. ....	11
Figura 8: Ubicación de las láminas delgadas M11-1, M11-2, M11-3 y M11-4 en la muestra M11. ....	11
Figura 9: Ubicación de las láminas M12-1 y M12-2 en la muestra M12. ....	12
Figura 10: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Fuente: Fock (2005), basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003) y Tassara y Yáñez (2003). ....	15
Figura 11: Mapa de la Hoja Santiago a escala 1:250.000 (Thiele, 1980) donde se muestran las distintas unidades que afloran en la Región Metropolitana de Santiago. En el cuadrángulo amarillo se ubica la zona de estudio. ....	18
Figura 12: Mapa de ubicación y geológico levantado en la zona por Calderón (2008). El recuadro muestra la leyenda. Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro Co Aguja Escondida, MCK = Miembro Co Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. ....	21
Figura 13: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. Extraída de Calderón (2008). Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro Co Aguja Escondida, MCK = Miembro Co Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. Colimapu. ....	24
Figura 14: Sección de la Formación Tordillo del sector de Las Cuevas, con sus intercalaciones volcánicas. Extraída de Lo Forte (1996), basada en Sanguinetti y Cegara (1991). ....	26
Figura 15: Esquema paleogeográfico a través del margen occidental de Sudamérica para el Kimeridgiano. Extraído de Rossel, 2014. ....	30
Figura 16: (A) Sección balanceada de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua los 33°40'S. La línea blanca punteada representa el límite entre datos y modelo conceptual. Se indican los diferentes dominios estructurales. (B) Restauración de la sección transversal. Basado en Giambiagi, 2003. ....	32

Figura 17: Sucesión estratigráfica de los depósitos Jurásicos a Cretácicos en la Cordillera Principal de Chile Central y Argentina, entre los 32° y 37°S. Extraído de Charrier et al., 2014.....	33
Figura 18: Mapa geomorfológico de la zona de estudio, elaborado por González (2010). Leyenda en la página siguiente. Cuadrángulo rojo muestra ubicación de la zona de estudio. ....	36
Figura 19: Columna estratigráfica levantada en la zona EA1.....	40
Figura 20: A. Clasto de 85 cm en paraconglomerados. B. Imbricación de clastos. C. Laminación paralela en areniscas. D. Lente conglomerádico. E. Contacto lente conglomerádico y arenisca. F. Grietas de desecación. ....	41
Figura 21: Columna estratigráfica levantada en la zona EA2.....	43
Figura 22: A. Paraconglomerados moderadamente seleccionados. B. Laminación cruzada planar en areniscas. C. Paraconglomerado muy pobremente seleccionado. ....	44
Figura 23: Estructuras discordantes en zona EA1. ....	47
Figura 24: Estructuras de deformación sedimentaria en zona EA1, perteneciente al Miembro Punta Zanzi (Calderón, 2008), Formación Río Damas. La base y el techo de la secuencia se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente. ....	49
Figura 25: Lámina delgada correspondiente a la muestra RD-05 de la zona EA1. A. Imagen de la base de la lámina delgada a nicoles paralelos. B. Imagen de la base de la lámina delgada a nicoles cruzados. C. Imagen del techo de la lámina delgada a nicoles paralelos.....	51
Figura 26: Lámina delgada correspondiente a la muestra RD-06 de la zona EA1. A. Imagen de la base de la lámina delgada a nicoles paralelos. B. Imagen de la base de la lámina delgada a nicoles cruzados. C. Imagen del techo de la lámina delgada a nicoles paralelos.....	52
Figura 27: Muestra RD-07 correspondiente a fragmentos de fangolita en el estrato que sobreyace a las estructuras discordantes. A. Ubicación imágenes en la lámina delgada. B. Grietas sinuosas a nicoles paralelos. C. Grietas sinuosas a nicoles cruzados. D. Rip-up clasts a nicoles paralelos. E. Rip-up clasts a nicoles cruzados F. Rip-up clastss a nicoles paralelos. Se muestra la ubicación de la G. Rip-up clasts a nicoles cruzados. H. Grietas sinuosas a nicoles paralelos. I. Grietas sinuosas a nicoles cruzados.....	54
Figura 28: Zoom a la figura 26F. Se aprecian rip-up clasts, bordes angulosos y grietas sinuosas. ....	57
Figura 29: Muestra RD-08 correspondiente al nivel que sobreyace a las estructuras discordantes a la estratificación. Ubicación horizontal, adyacente a las estructuras. A. Ubicación de imágenes en lámina delgada B. Grietas sinuosas a nicoles paralelos. C. Grietas sinuosas a nicoles cruzados. D, F. Rip-up clast a nicoles paralelos. E, G. Rip-up clasts a nicoles cruzados. ....	59
Figura 30: Zoom a las figuras 29B y 29D. A. Grietas sinuosas. B. Bordes angulares a muy angulares y rip-up clasts.....	61
Figura 31: Niveles estratigráficos de la zona EA2 que alojan estructuras de deformación sedimentaria. Los niveles A, B, C y D, se muestran en detalle en las figuras 31, 32, 33 y 34, respectivamente.....	63

Figura 32: Estrato A de la zona EA2. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.....	64
Figura 33: Estrato B de la zona EA2. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.....	65
Figura 34: Estrato C. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.....	66
Figura 35: Estrato D. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.....	67
Figura 36: Muestra M1. Destacan rip-up clasts y bordes angulares y erosivos en fragmentos de fangolita. El techo se encontraría en la parte superior de la imagen. ....	70
Figura 37: Muestra M2. Destaca fractura rellena, vertical y discordante a la estratificación. Leyenda en la imagen. El techo se encontraría en la parte superior de la imagen.....	72
Figura 38: Muestra M3. Destacan las fracturas rellenas, sinuosas y discordantes al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen. El techo se encontraría hacia la parte superior de la imagen.....	74
Figura 39: Muestra M4. Se muestran las ubicaciones de las muestras M4.1, M4.2, M4.3, M4.4 y M4.5; con los números 1 al 5, respectivamente.....	75
Figura 40: Muestra 4.1. Se aprecian rip-up clasts, marcas de flujo (lineamientos de flujo) y gradación normal dentro del relleno de la estructura.....	76
Figura 41: Muestra 4.2. Se observa una propagación lateral en la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de la estructura.....	78
Figura 42: Muestra 4.3. Se observan propagaciones laterales de la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de las estructuras.....	80
Figura 43: Muestra 4.3. Se observan propagaciones laterales de la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de las estructuras.....	82
Figura 44: Muestra 4.5. Se observan propagaciones laterales de la estructura, bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de la estructura. ....	84
Figura 45: Muestra M5. Destaca la fractura vertical, rellena y discordante al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen.....	86
Figura 46: Muestra M6. Destacan "rip-up clasts" y fracturas rellenas discordantes al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen.....	88
Figura 47: Muestra M8. Destacan "rip-up clasts" y fracturas rellenas, discordantes al estrato de fangolita.....	90
Figura 48: Muestra M8. Destacan rip-up clasts y fracturas rellenas discordantes a la estratificación. ....	92
Figura 49: Muestra M9. Destacan fracturas sinuosas rellenas, discordantes con la estratificación. ....	94
Figura 50: Muestra M10. Destacan los bordes angulosos, "rip-up clasts" orientados y fracturas verticales rellenas. Leyenda en la imagen.....	96

Figura 51: Muestra M11. Destacan fracturas con bordes angulosos y desplazamientos normales. Leyenda en la imagen.....	98
Figura 52: Ubicación de las imágenes 56A, 56B y 56C dentro de la lámina delgada. M11-1. ....	99
Figura 53: Lámina delgada 11-1. A. Imágenes a nicoles paralelos y cruzados. B. clastos adosados a fragmento de fangolita (círculo rojo). C. Desplazamiento normal y grietas sinuosas. La ubicación de las imágenes A, B y C, se despliega en la Figura 52. ....	100
Figura 54: Lámina delgada muestra M11-2. A. Matriz a nicoles paralelos. B. Matriz a nicoles cruzados. C. Se observan fracturas sinuosas y bordes angulares a muy angulares. En el círculo rojo se muestra la ubicación de la figura 55. ....	102
Figura 55: Zoom a la figura 58C. Se observan fracturas sinuosas, bordes angulares a muy angulares y rip-up clasts. ....	103
Figura 56: Muestra 11-3. Destacan las fracturas discordantes rellenas y los desplazamientos normales. A, B. Fracturas discordantes a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D. Desplazamientos normales en estrato de fangolita a nicoles paralelos y cruzado. ....	105
Figura 57: Muestra M11-4. A. Nicoles paralelos. B. Nicoles cruzados. ....	106
Figura 58: Muestra M12. Se observa una fractura subvertical rellena y bordes angulares y erosivos. ....	108
Figura 59: Figura 68: Lámina delgada M12-1. A, B. Interior fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D. Borde fragmento de fangolita, a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. E, F. Borde del segundo fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados, respectivamente. ....	110
Figura 60: Lámina delgada M12-2. A, B muestran borde de fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D, muestran bordes del segundo fragmento de fangolita. E muestra ubicación de las figuras A-D dentro de la lámina delgada. ....	112
Figura 61: Muestra M13. Destacan los desplazamientos normales en fangolitas y areniscas finas. ....	114
Figura 62: Casos de inyecciones verticales estudiadas por: A: Berra (2011), B: Gibert (2011), C: Lunina (2016) y D: Loope (2012). ....	121
Figura 63: Modelo paleogeográfico esquemático y fallas normales pre-existentes en la Cuenca de Neuquén. Basado en Giambiagi, 2003. ....	125
Figura 64: Esquema de evaluación de incertidumbre en cuanto a las muestras analizadas. ....	128

## **ÍNDICE DE TABLAS**

Tabla 1: Descripción columna estratigráfica EA1 .....	39
Tabla 2: Descripción columna estratigráfica EA2 .....	42
Tabla 3: Descripción intervalo donde se aprecian SSDS en EA1. ....	46
Tabla 4: Evaluación de extensión.....	115
Tabla 5: Desglose estructuras de deformación sedimentaria identificadas en afloramientos.....	116
Tabla 6: Desglose estructuras de deformación sedimentaria en bloques. ....	117
Tabla 7: Desglose estructuras de deformación sedimentaria en bloques (II). ....	118
Tabla 8: Evaluación de certeza de las muestras analizadas. ....	129

## 1. INTRODUCCIÓN

En la Formación Río Damas, afloramientos de areniscas rojas y fangolitas, junto con depósitos de remociones en masa asociados, exhiben estructuras de deformación en sedimentos blandos (de ahora en adelante **SSDS: Soft Sediment Deformation Structures**) presumiblemente asociadas a fenómenos de licuefacción y *lateral spreading* inducidos por actividad sísmica (tablas 5, 6 y 7). Estas se habrían desarrollado de forma previa a la litificación de los sedimentos.

La identificación de SSDS asociadas a dichos fenómenos en el registro sedimentario, ha sido asociada a procesos repentinos, de corta duración y que liberan gran cantidad de energía en momentos previos a la litificación de sedimentos (Audemard & De Santis, 1991; Rossetti, 2000; Mohindra, 1996). La documentación de dichas SSDS y la identificación precisa del respectivo factor desencadenante ha concitado también una extensa discusión académica, puesto que los factores que inducen la ocurrencia de licuefacción pueden ser variados (Shanmugam, 2016). En ese sentido, algunas investigaciones han interpretado estructuras de este tipo como importantes indicadores paleosismológicos y paleotectónicos (Berra, 2011; Gibert, 2011; Loope, 2012; Lunina, 2016).

Asimismo, la ocurrencia de eventos de licuefacción y *lateral spreading* ha sido ampliamente reportada como resultado de actividad sísmica en diversas regiones y contextos tectónicos. Langride (2003), Cubrinovsky et al. (2012) y Robinson et al. (2016) estudiaron los casos de licuefacción debido a los terremotos de Christchurch, Nueva Zelanda (2010 y 2011), describiendo complejas asociaciones de estructuras asociadas a licuefacción y *lateral spreading*. Por su parte, Audemard y De Santis (1991), reportan inyecciones clásticas de hasta 30 cm de longitud, en los depósitos de delta asociados al Río Tocuyo al NW de Venezuela, mientras que Clague (1992), estudió diques de arena en el delta de Fraser y a lo largo del Río Serpentine (Canadá).

En consideración a lo anterior, el presente trabajo intenta reconocer las principales características de dichas SSDS, además de establecer interpretaciones paleosismológicas, paleotectónicas y paleoambientales para el Jurásico Superior en la Cordillera Principal de Chile Central.



## 1.1. Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra a aproximadamente 60 km al SE de la ciudad de Santiago, entre los 33°46'S y 33°48'S de latitud y 70°00'O y 70°01'O de longitud (Figuras 1 y 2). Para acceder a la zona de estudio desde Santiago (Figura 1), se debe tomar Av. La Florida, posteriormente Av. Camilo Henríquez hasta el retén de Carabineros ubicado en Las Vizcachas. Luego se toma la ruta G-25 por aproximadamente 42 km hasta llegar al poblado de San Gabriel (MOP). Después se debe seguir por la ruta G-25 por aproximadamente 34 km hasta llegar al sector de El Cabrerío. Desde ese punto se debe virar hacia la izquierda para tomar el camino en dirección a las faenas del proyecto Alto Maipo, perteneciente a la empresa generadora de energía AES Gener, por aproximadamente dos kilómetros. Al llegar al lugar se observa a la izquierda un cerro con clara estratificación, mientras que a la derecha y a lo lejos se observa el Cerro Arenas (Figura 3).

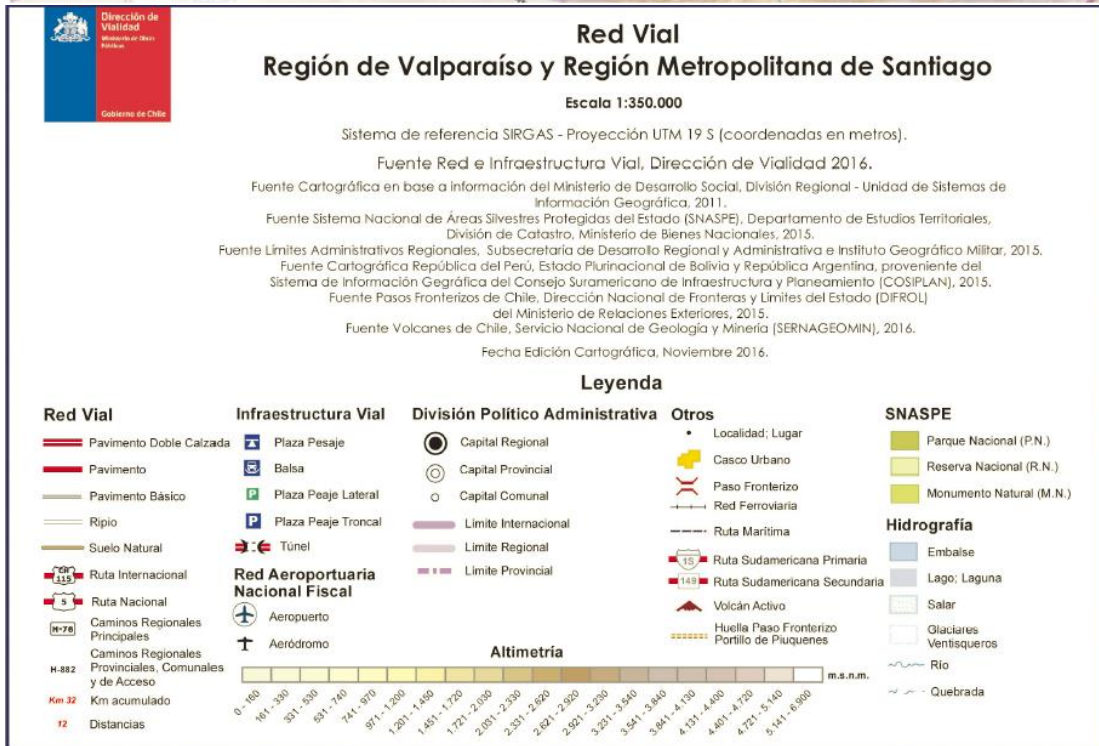
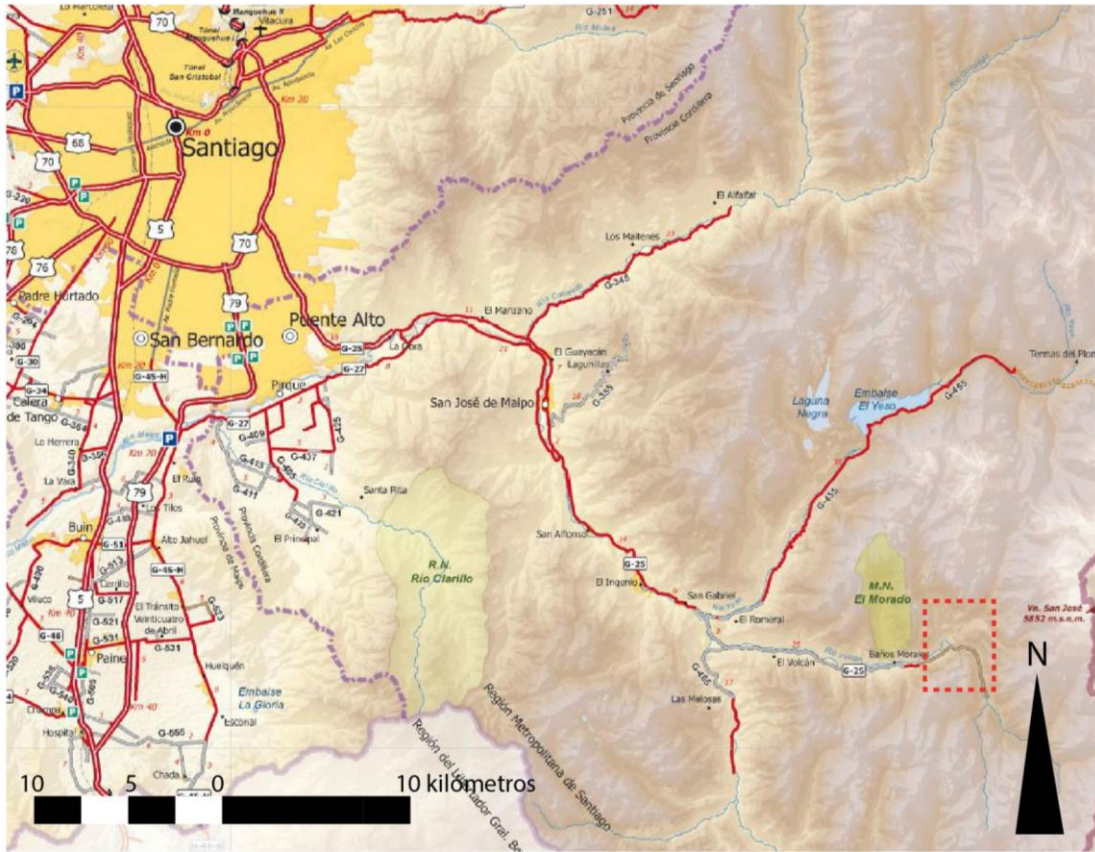
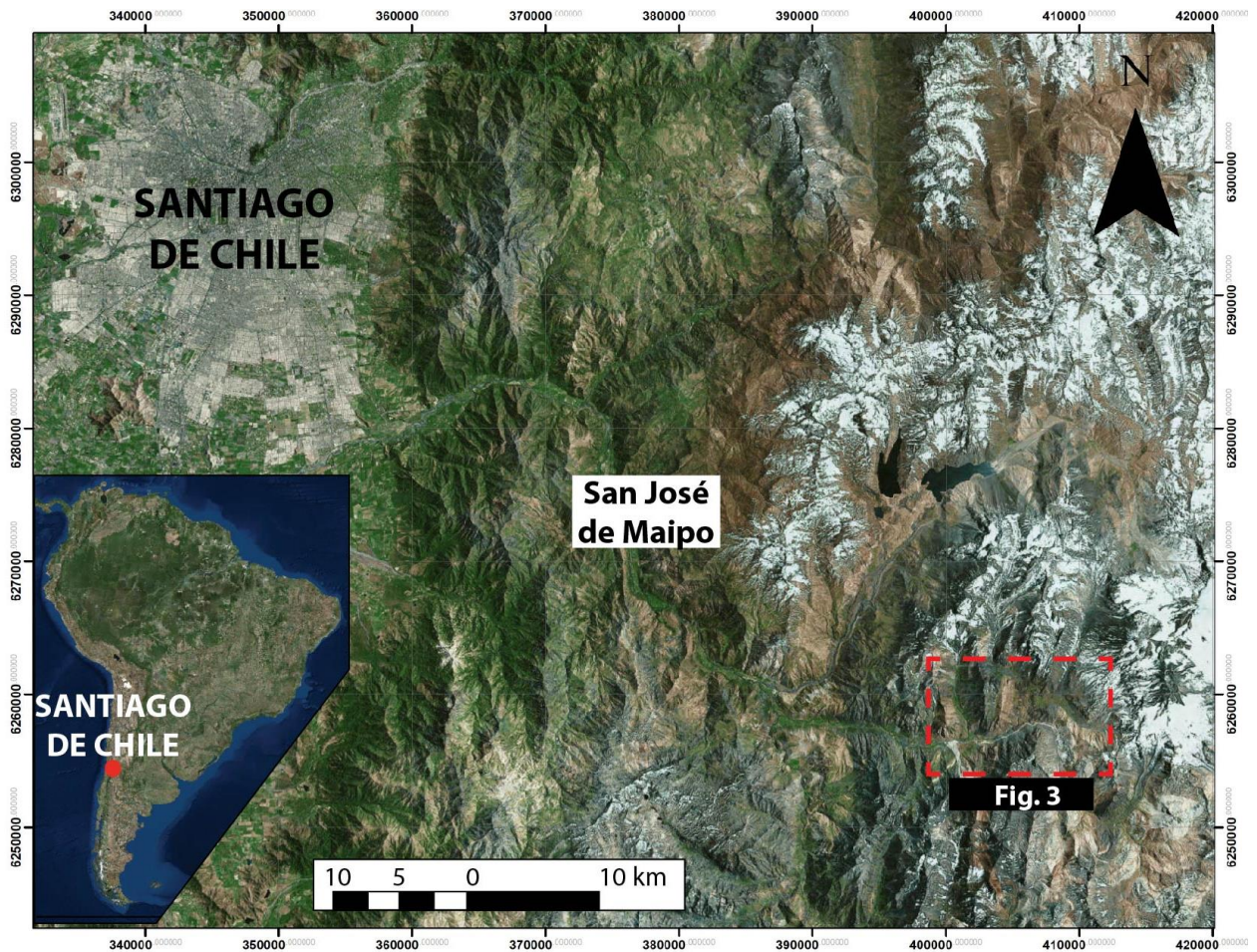


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio (Cuadrángulo Rojo). Mapa modificado de la carta caminera de la región Metropolitana, MOP.





*Figura 2: Ubicación de la zona de estudio, con respecto al continente sudamericano y a la Región Metropolitana de Santiago. Basado en Imaginery Base Map de ArcMap.*



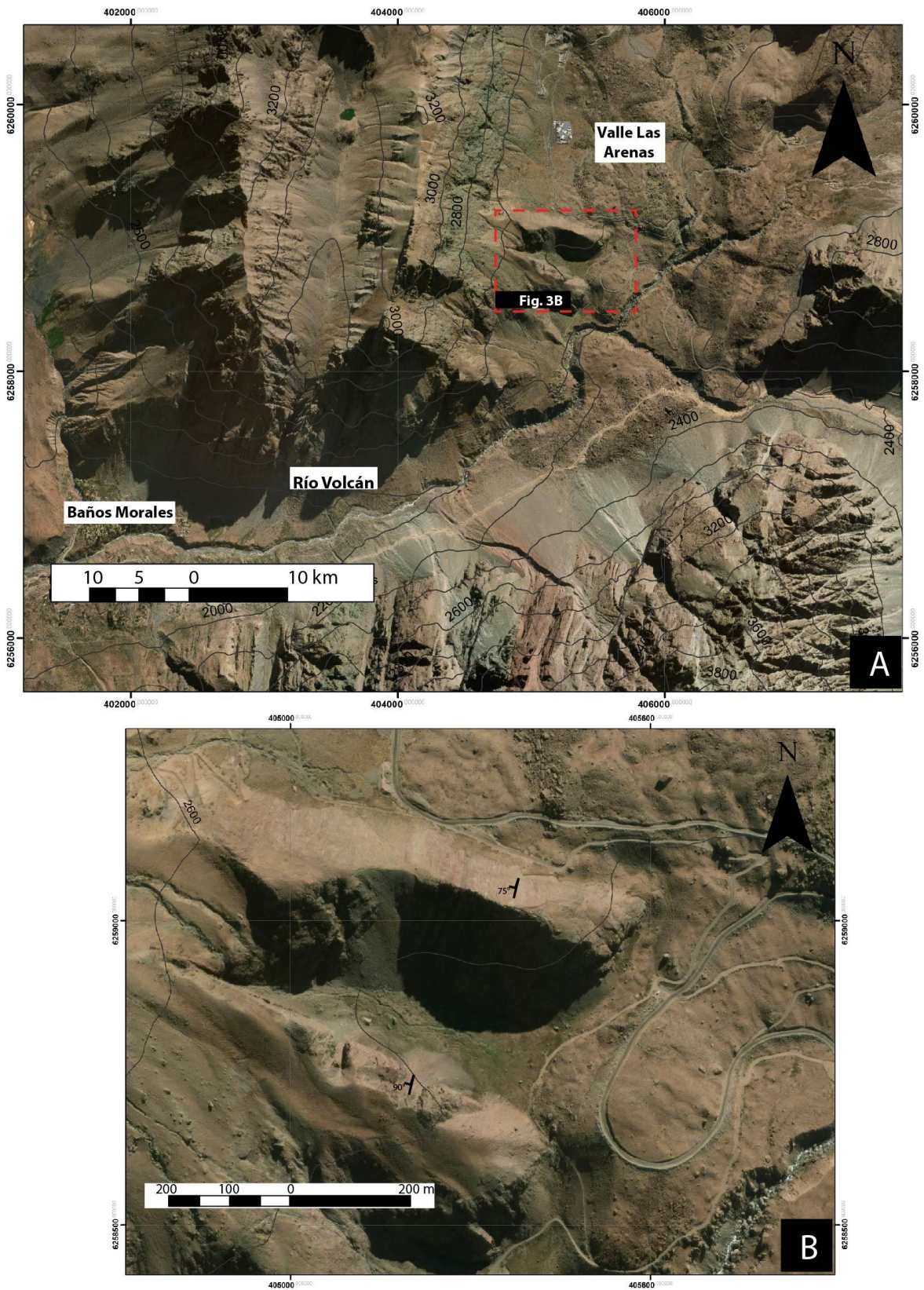


Figura 3: A. Ubicación de la zona de estudio, con respecto al Valle del Río Volcán y Valle de La Engorda. B. Zoom a la zona de estudio. Basada en imagen satelital LANDSAT 8.

## 1.2. Definiciones

### 1.2.1. Estructuras de deformación suave en sedimentos (SSDS)

Las estructuras de deformación suave en sedimentos (SSDS) son deformaciones que afectan a la estratificación primaria de sedimentos clásticos en forma previa a su litificación (Owen, 2011; Van Loon, 2009); como respuesta a la acción de mecanismos como fluidización o licuefacción (Maltman & Bolton, 2003; Owen, 1987) inducidos por algún factor desencadenante (Allen, 1982).

### 1.2.2. Licuefacción y susceptibilidad a licuefacción

La licuefacción se define como la transformación de un material granular saturado en agua desde un estado sólido a un estado licuado, como consecuencia del incremento de la presión de poro a niveles iguales o superiores a la presión litoestática (Seed & Idris, 1971; Youd, 1973). Es causada principalmente por la aplicación y acumulación de stress de cizalle, lo cual disminuye la resistencia al cizalle de los sedimentos saturados, permitiendo su comportamiento como una mezcla fluidizada viscosa la cual puede deformarse de forma dúctil (Owen, 1987; Obermeier et al., 2001). Durante el proceso de licuefacción, se libera el exceso de presión de poro mediante la eyección de sedimento fluidizado a través de diques clásticos tabulares y una consecuente compactación (Figura 4) (Obermeier et al., 2004). Los diques clásticos constituyen el tipo de SSDS más representativo del fenómeno de licuefacción (Mills, 1983).

Los depósitos de areniscas finas a medias, que subyacen a estratos de granulometría fina a muy fina como fangolitas o arcillolitas, constituyen aquellas litologías con mayor susceptibilidad a sufrir licuefacción mientras se encuentren en un estado saturado en agua y frente a la ocurrencia de un factor desencadenante adecuado (Allen, 1986; James, Jolly & Lonergan, 2002; Lowe, 1975; Owen, 1987, 1997).

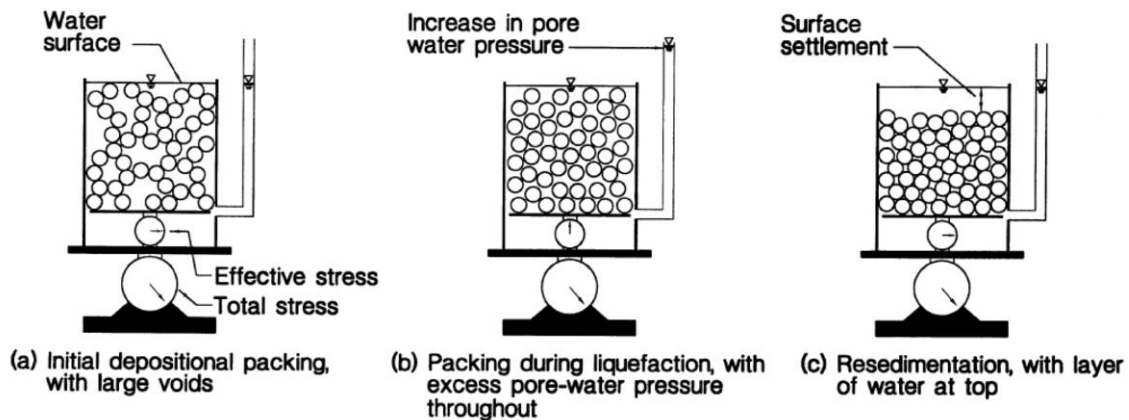


Figura 4: Cambios en el nivel de empaquetamiento de sedimentos causado por licuefacción. Extraído de Obermeier, 2004. Basado en Ishihara, 1985.



### 1.2.3. Lateral spreading

El *lateral spreading* refleja movimientos de traslación subhorizontal de grandes masas de suelo a favor de una pendiente menor a  $3^\circ$  (Youd & Garris, 1995). Este fenómeno ocurre cuando hay una baja resistencia a la traslación por parte de sedimentos de granulometría fina, dispuestos por sobre sedimento que sufre licuefacción. Este fenómeno se manifiesta como la ocurrencia de fallas normales de escala centimétrica a métrica asociada espacialmente a diques clásticos tabulares y fracturas subverticales (Figura 5). El *lateral spreading* constituye uno de los principales mecanismos de generación de diques clásticos como respuesta a procesos de licuefacción (Barlett & Youd, 1992).

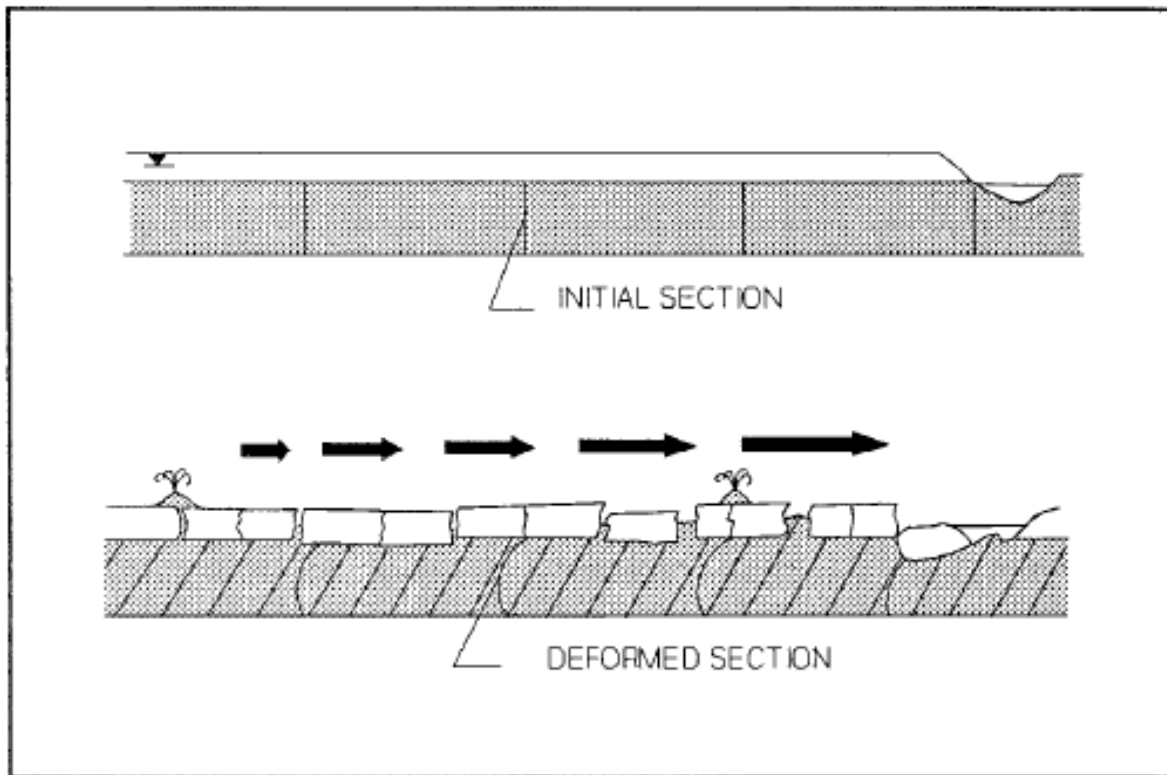


Figura 5: Diagrama de bloques de lateral spreading, antes y después del fracturamiento. Se muestra la ocurrencia de licuefacción. Extraído de Bartlett & Youd, 1992.

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo General

Establecer interpretaciones sobre el origen, mecanismo generador de esfuerzos y ambiente sedimentario de las SSDS presentes en afloramientos y depósitos de roca de la Formación Río Damas.

### 1.3.2. Objetivos específicos

1. Determinar distribución, morfología, características sedimentológicas y dimensiones de las SSDS a escala macroscópica y microscópica.
2. Establecer interpretaciones paleosismológicas, paleotectónicas y paleoambientales.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Metodología pre-campaña

El primer paso consistió en recopilar bibliografía referente a las formaciones geológicas que afloran en la zona de estudio. Para ello se utilizó el texto y mapa (1:250.000) de la Hoja Santiago (Thiele, 1980), además de los mapas realizados por Calderón (2008) y González (2010), quienes realizaron sus proyectos de memoria de título en la misma zona.

Posteriormente, se recopilaron artículos académicos relativos a los fenómenos de licuefacción y *lateral spreading*, y cómo estos fenómenos se encuentran controlados por factores sedimentológicos, sismológicos y tectónicos.

En tercer lugar, se confeccionaron mapas de ubicación de la zona de estudio. Estos mapas fueron desarrollados a partir de imágenes satelitales LANDSAT 8, las cuales fueron descargadas vía online, a través del sitio web *Earth Explorer* del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), y de modelos de elevación digital DEM ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución. Estos últimos fueron descargados vía online, a través del sitio web *Alaska Satellite Facility* de NASA. El procesamiento e integración de las imágenes satelitales y modelos de elevación digital fueron realizados con el software ArcMap 10.3 de ESRI, con lo cual se generaron mapas que fueron editados con el software Adobe Illustrator CS6.

## 2.2. Metodología en campaña

Durante la campaña de terreno, se identificaron bloques en depósitos no consolidados, los cuales poseían SSDS. Estos fueron descritos según la morfología y características sedimentológicas de las estructuras de deformación sedimentaria que exhibían. En esta zona, se extrajeron dos muestras (M11 y M12) (Figuras 8 y 9) para la confección de láminas delgadas. Posteriormente, fue visitada una colina adyacente a la zona de los depósitos no consolidados, donde fue posible identificar estructuras de deformación sedimentaria de carácter *in situ*. En dicha colina, se levantó una columna estratigráfica de 155 m y se realizó la caracterización morfológica, sedimentológica y textural de las estructuras identificadas, junto con la extracción de cuatro muestras (RD-05, RD-06, RD-07, RD-08) (Figuras 6 y 7) para la confección de láminas delgadas. Finalmente se visitó la ladera de otra colina, paralela a la anterior, donde fue posible identificar estructuras de deformación sedimentaria con similares características a las identificadas en la primera. En este lugar, se levantó una columna estratigráfica de 17 m y se realizó una caracterización morfológica, sedimentológica y textural de las estructuras identificadas.

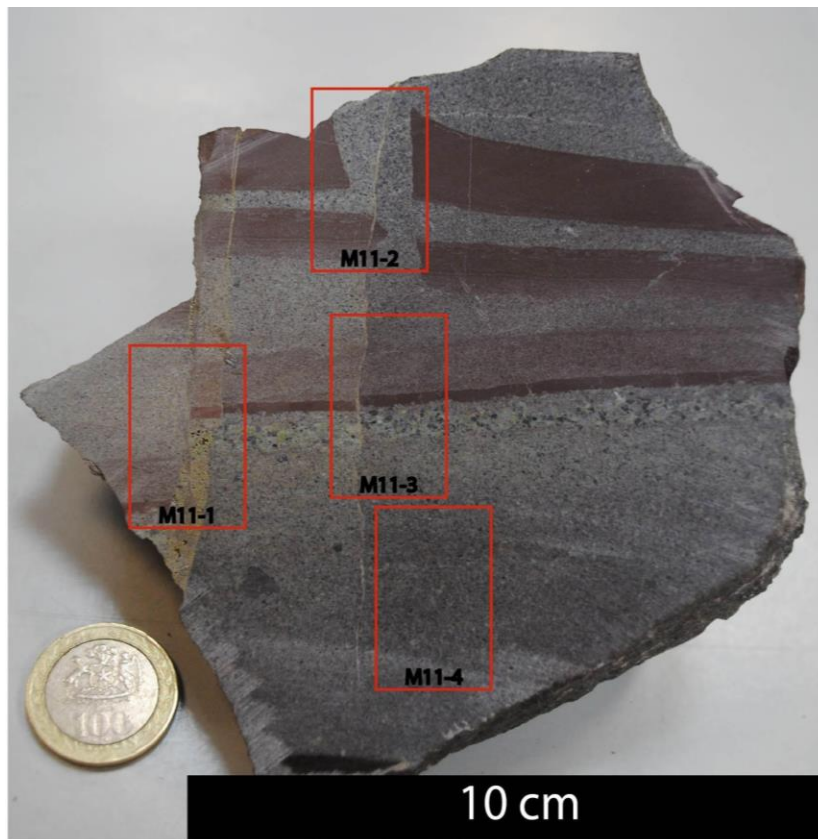




*Figura 6: Distribución de las muestras RD-05, RD-06, RD-07, RD-08, a partir de las cuales se confeccionaron láminas delgadas.*

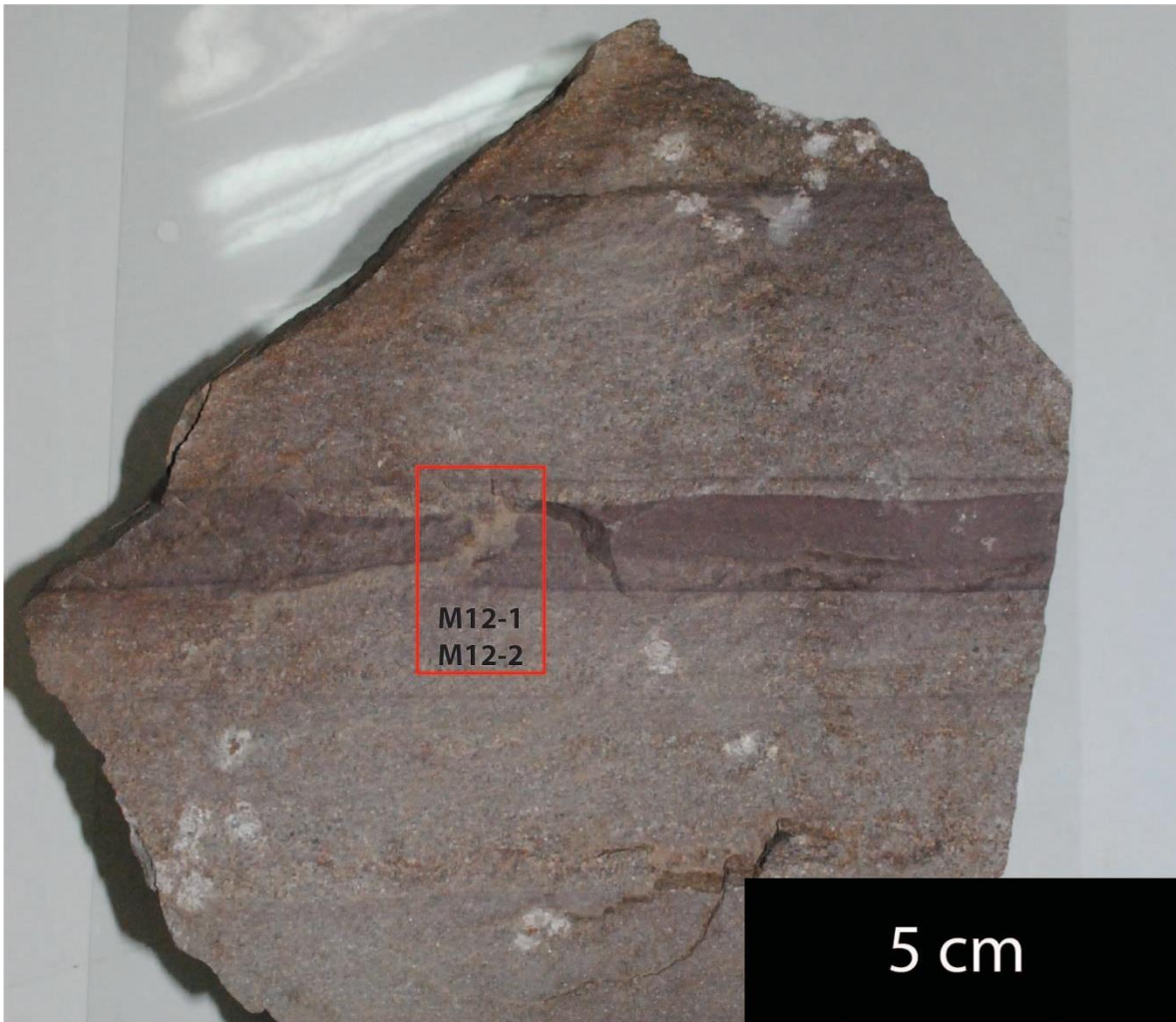


*Figura 7: Ubicación de láminas delgadas RD-07 y RD-08 con respecto al afloramiento de la zona EA1. Base y techo se disponen hacia abajo y hacia arriba respectivamente.*



*Figura 8: Ubicación de las láminas delgadas M11-1, M11-2, M11-3 y M11-4 en la muestra M11.*





*Figura 9: Ubicación de las láminas M12-1 y M12-2 en la muestra M12.*

### 2.3. Metodología post-campaña

Posterior a la campaña de terreno, se procedió a profundizar en la caracterización sedimentológica y textural de las muestras extraídas y estas fueron enviadas al Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, para la confección de láminas delgadas. Con las láminas delgadas ya confeccionadas, se procedió a realizar la caracterización morfológica, sedimentológica (Wentworth, 1922) y textural de las muestras, esta vez, a escala microscópica. Esto se realizó utilizando un microscopio óptico OLYMPUS BX51 perteneciente al Laboratorio de Microscopía Óptica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con magnificaciones de 5X, 10X y 20X, y utilizando tanto luz polarizada plana como cruzada.

Las columnas estratigráficas levantadas en terreno, fotografías de los afloramientos y láminas delgadas, fueron digitalizadas y editadas con el programa Adobe Illustrator CS6.

Luego, se definieron criterios para elaborar una metodología que permita discernir entre estructuras asociadas a licuefacción y *lateral spreading* y otras estructuras presentes en sedimentos.

Finalmente, se recopiló información bibliográfica adicional referente a la sedimentología y estructura de la Formación Tordillo (equivalente argentino de la Formación Río Damas) en la Cuenca de Neuquén y sus distintos depocentros. Esto con el objetivo de establecer relaciones entre las estructuras de deformación sedimentaria identificadas y el desarrollo tectónico de dicha cuenca sedimentaria.

### 3. MARCO GEOTECTÓNICO

La zona de Chile central se ha caracterizado por la subducción de la corteza oceánica bajo la corteza continental, al menos desde el Jurásico Inferior hasta el presente. En este escenario, se han desarrollado diferentes ambientes magmáticos con ubicación variable del arco volcánico respecto de la fosa, desarrollo de cuencas de ante-, intra- y trasarco, orogenia y tectonismo (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989).

#### 3.2. Marco Geológico

##### 3.1. Segmentación Morfoestructural Andina

Los Andes del sur, entre los 32° y los 35°, exhiben cinco principales unidades morfoestructurales de orientación norte-sur. De oeste a este estas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 10), además del antepaís argentino (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier y Muñoz, 1994; Giambiagi et al., 2001; Giambiagi et al., 2003; Tassara y Yañez, 2003; Charrier et al., 2007; Fock 2005, 2006). La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal. Por ende, esta morfoestructura será descrita con mayor detalle.

Entre los 32° y 35°, se encuentran bien desarrolladas las cordilleras Principal y Frontal. La Cordillera Principal puede subdividirse en dos flancos. Uno es el flanco occidental, conformado principalmente por unidades de rocas cenozoicas de la Formación Abanico y Farellones, y el flanco oriental que corresponde a unidades de rocas Mesozoicas fuertemente deformadas, las cuales conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005, 2006).

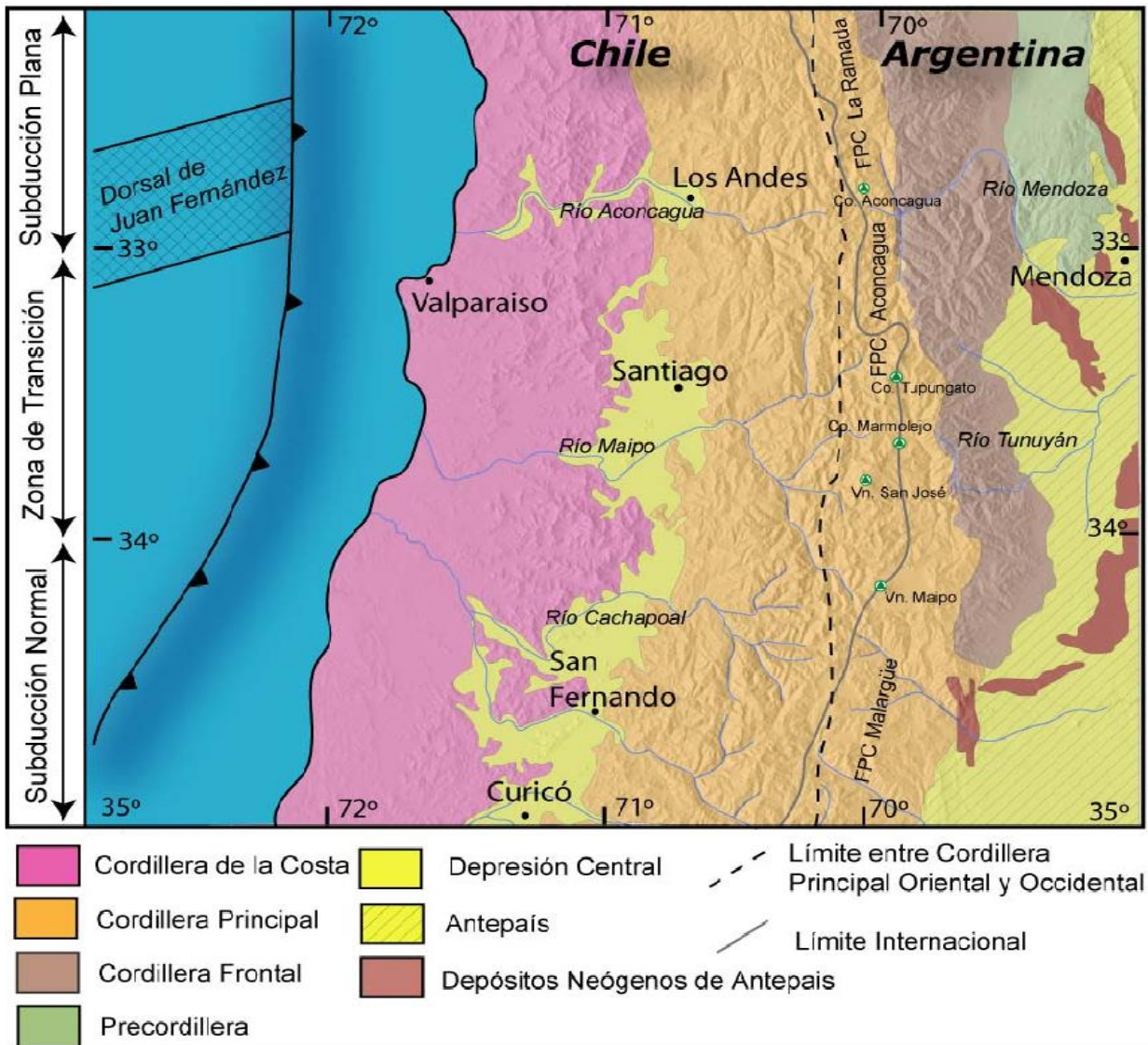


Figura 10: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Fuente: Fock (2005), basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003) y Tassara y Yáñez (2003).

## 3.2. Marco Geológico

A continuación se presentan las formaciones que afloran en las inmediaciones de la zona de estudio y que se encuentran descritas en la Hoja Santiago (Thiele, 1980) (Figura 9) y por estudios realizados en territorio argentino. En este contexto, se pone énfasis a la Formación Río Damas y su equivalente argentino (Formación Tordillo), además de aquellas formaciones que la limitan al este y al oeste.

### 3.2.1. Formación Río Colina (Jsrc)

La Formación Río Colina fue definida por González (1963) en el Valle del Río Colina. Esta aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal y sobreyace a la Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997), mientras que subyace de manera concordante a la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

En la Hoja Santiago (Thiele, 1980), la unidad aflora de forma discontinua en la parte oriental de la Cordillera Principal y corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas (Figura 11). Además, presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que la intruyen (Thiele, 1980). Se encuentra en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas. El espesor mínimo visible es de 800 m.

De acuerdo con la fauna fósil recolectada y clasificada (Tavera, 1968) es posible asignarle una edad Caloviana – Oxfordiana, y se correlaciona con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina donde la unidad se identifica con el nombre de 'Yeso Principal' (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1997).

### 3.2.2. Formación Río Damas (Jsrd)

La Formación Río Damas fue definida por Klohn (1960), en el valle del río homónimo, en la provincia de Colchagua, como un complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, y de esporádicos sedimentos químicos. Esta formación aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal y se dispone concordantemente sobre depósitos evaporíticos de la Formación Río Colina y subyace a los depósitos marinos de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

En la Hoja Santiago (Thiele 1980), la Formación Río Damas se distribuye en la parte oriental a lo largo de dos franjas paralelas con dirección principal N10°E y buzamiento sub-vertical. Una de ellas se desarrolla principalmente en el lado chileno, desde las cabeceras del río Maipo hasta más al norte del río Colorado. La otra franja se extiende casi exclusivamente por el lado argentino (Figura 11). Esta se caracteriza por presentarse como una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores grises y verdosos, con

intercalaciones potentes de areniscas y limolitas, de colores púrpura claro a marrón; además de la intercalación de abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas. Las rocas sedimentarias de la Formación Río Damas se caracterizan, en términos generales, por la presencia mayoritaria de cuarzo y por el cemento de óxidos de Fe. El tamaño de los clastos en los conglomerados es, comúnmente de 2 a 15 cm, aun cuando, excepcionalmente, sobrepasan los 50 cm. En las sedimentitas más finas, se observan estructuras primarias como grietas de desecación y huellas de gotas de lluvia, que indican un ambiente de depositación continental. En la Hoja Santiago, el conjunto tiene una potencia aproximada de 3000 metros (Thiele, 1980).



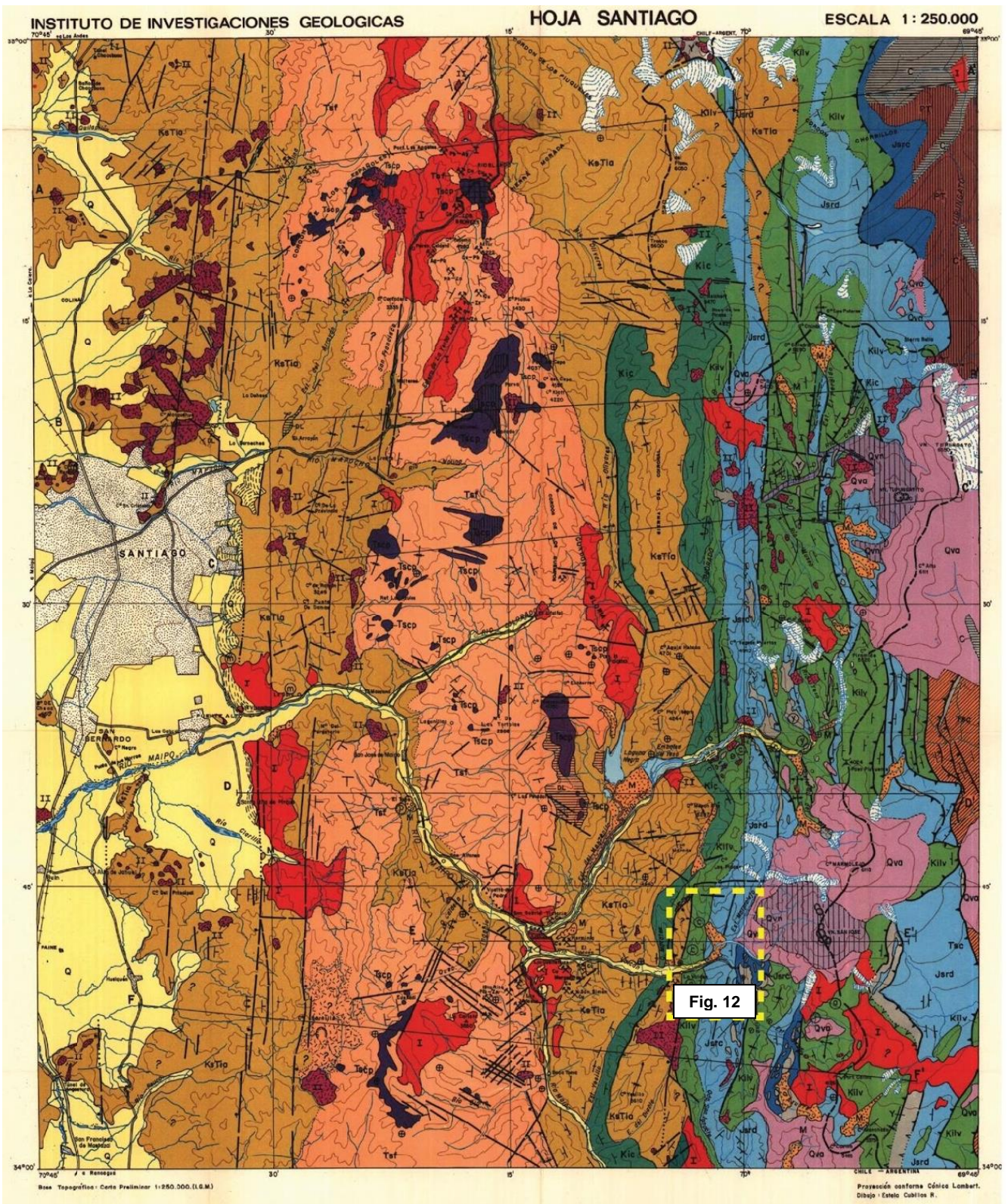
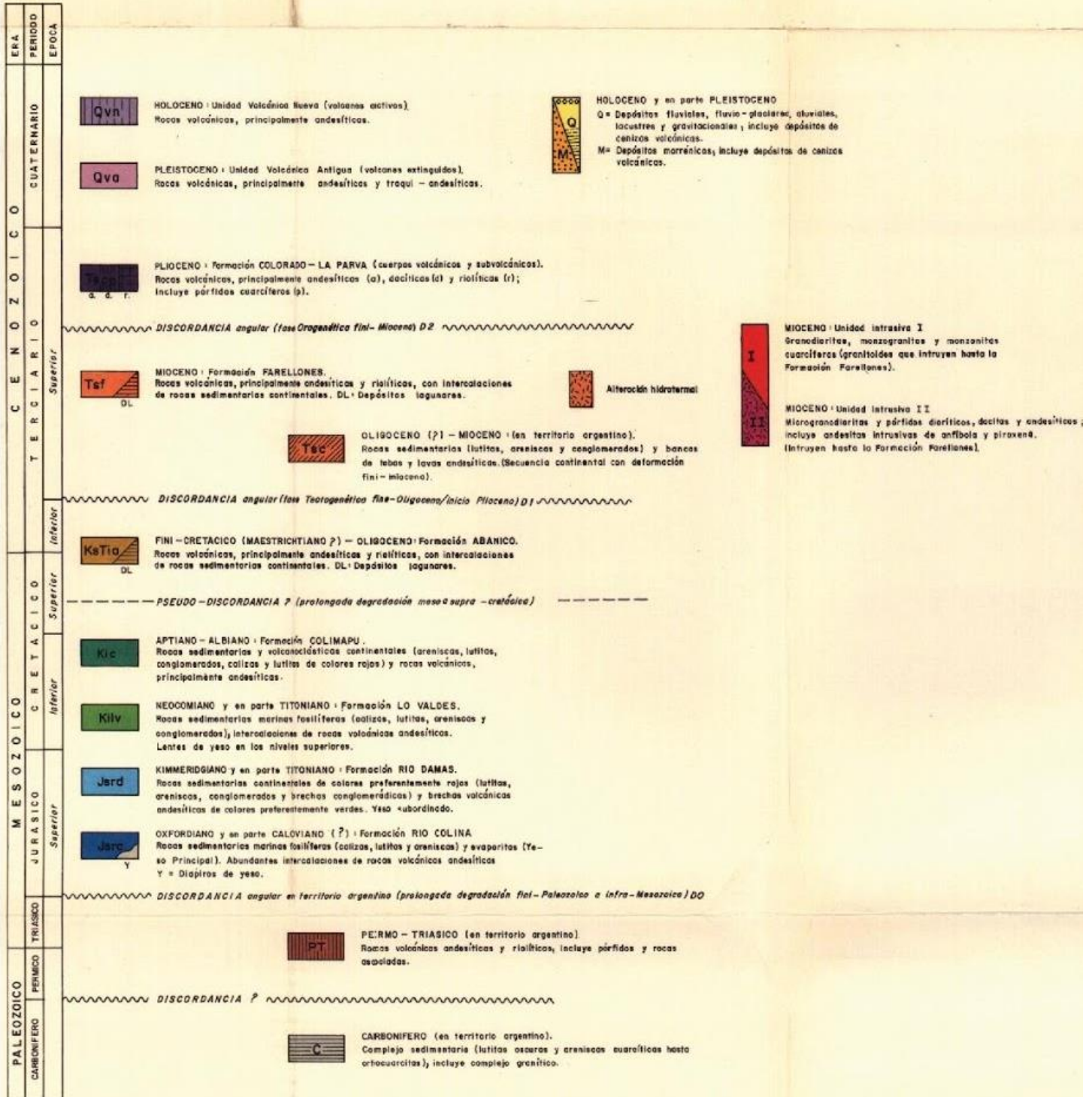


Figura 11: Mapa de la Hoja Santiago a escala 1:250.000 (Thiele, 1980) donde se muestran las distintas unidades que afloran en la Región Metropolitana de Santiago. En el cuadrángulo amarillo se ubica la zona de estudio.



# L E Y E N D A



Continuación Figura 11: Leyenda de la Hoja Santiago (Thiele, 1980).

## SIMBOLOGIA

<p>— Contacto observado.</p> <p>- - - Contacto inferido.</p> <p>..... Contacto posible.</p> <p>~~~~~ Discordancia.</p> <p> Falsa indicando desplazamiento de rumbo</p> <p> Falsa indicando bloque hundido.</p> <p> Falsa inversa indicando inclinación del plano.</p> <p>- - - Falsa inferida (supuesta).</p> <p>...A...A... Trazo de falla posible.</p> <p> Anticlinal mostrando trazo del plano axial y buzamiento del eje.</p> <p> Interpolación de fallas y ejes de pliegues sinclinales y anticlinales en los perfiles.</p>	<p> Sinclinal mostrando trazo del plano axial y buzamiento del eje.</p> <p> Pliegue volcado y recumbente.</p> <p> Flexura.</p> <p><b>Rumbo y buzamiento de los estratos :</b></p> <p>— Vertical.</p> <p>⊕ Horizontal.</p> <p>┌ 5° - 20°</p> <p>└ 25° - 60°</p> <p>┘ 65° - 95°</p> <p>⊙ Afloramientos asignados tentativamente a la unidad indicada.</p>
--	---

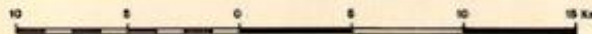
### REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

Thiele R., 1978. Hoja Santiago.  
Escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile N°39.  
Inst. Invest. Geológicas.



	Minas. (Yacimientos metálicos)		
	Minas. (Yacimientos no metálicos)		
	Caliza		Yeso
	Azufre		Duzolano
	Tierras de color (óxido de Fe)		Materiales de construcción
	Fuentes termales		Ventiquero
	Cráter		Depresión
	Fósiles marinos		Plantas fósiles
	Carreteras		Poblados
	Línea de ferrocarril		Trazo de perfil
	Límite internacional (no oficial)		

ESCALA 1 : 250.000



Geología por: Ricardo Thiele C.

Continuación Figura 11: Simbología de la Hoja Santiago (Thiele, 1980).



Calderón (2008) dividió la Formación Río Damas, definiendo tres miembros de base a techo: **Miembro Cerro Aguja Escondida**, **Miembro Cerro Catedral** y **Miembro Punta Zanzi**, los que se describen a continuación (Figuras 12 y 13):

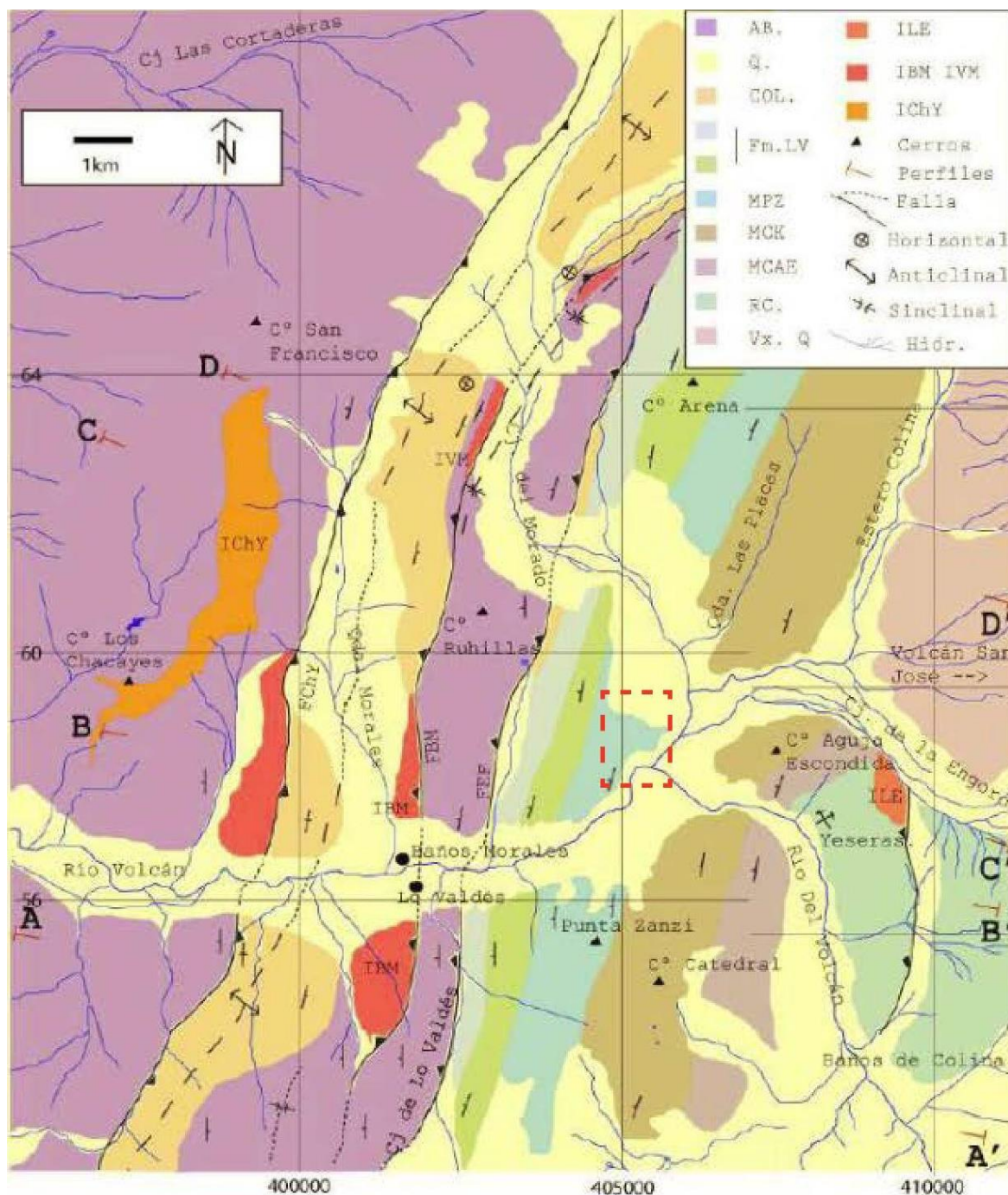


Figura 12: Mapa de ubicación y geológico levantado en la zona por Calderón (2008). El recuadro muestra la leyenda. Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro Co Aguja Escondida, MCK = Miembro Co Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm.

**Miembro Cerro Aguja Escondida:** Corresponde a una secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental, con gradación normal de facies sedimentarias.

De base a techo la secuencia del depósito se describe a continuación:

- Areniscas masivas de grano medio a fino, las cuales sobreyacen en contacto por falla al Yeso Principal y están intruidas por un stock granítico que aflora en el Cajón de la Engorda (ILE: Intrusivo La Engorda) (Figuras 12 y 13).
- Coladas de lavas de ambiente continental, de color pardo rojizo a morado oscuro masivas, con textura porfírica y amigdaloidal y masa fundamental afanítica. Hacia el techo de esta unidad, las lavas comienzan a aparecer más brechizadas, conteniendo grandes clastos de hasta 30 cm autobrechizados. Además se intercala una toba lítica de lapilli con los fragmentos y la matriz epidotizados.
- Este miembro se ve intruido por diques microdioríticos félsicos afaníticos.

**Miembro Cerro Catedral:** Las rocas asociadas con este miembro son esencialmente sedimentarias, de ambiente continental y presentan un color pardo rojizo a amarillo (Figuras 12 y 13). En este miembro se pueden reconocer la gran mayoría de estructuras sedimentarias que permiten definir la polaridad de la secuencia. Calderón (2008) subdividió este miembro, de base a techo, en las siguientes unidades:

- Unidad Sedimentaria Inferior: Brechas conglomerádicas a conglomerados, intercalados por una secuencia rítmica de areniscas feldespático-líticas y litoarenitas de 40 cm de espesor. Los conglomerados presentan numerosos lentes arcósicos con gradación interna normal, de color pardo-amarillo. En esta unidad ya es posible encontrar niveles discontinuos de fangolita en forma de ondulitas de oleaje.
- Unidad Sedimentaria Media: Esta unidad es composicionalmente igual a la anterior, sin embargo, la razón de conglomerados a areniscas disminuye notablemente, siendo los estratos de arenisca la litología predominante. Se observa laminación cruzada y en algunos niveles laminación cruzada en artesa.
- Unidad Sedimentaria Superior: Se caracteriza por el aumento considerable de fangolitas con grietas de desecación. Su color es intensamente pardo rojizo y su textura está definida por la mayor cantidad de estratos menos competentes (fangolitas) erosionados diferencialmente, entre los estratos de arenisca y conglomerado. El espesor de las fangolitas es de 15 a 20 cm, lo cual requiere de un depósito considerable de material fino para su posterior

compactación. Los estratos de conglomerados solo tienen un espesor de unas decenas de centímetros, las areniscas mantienen su espesor decimétrico. Esta última característica es variable en la estratigrafía total de la secuencia: de base son monomícticos con muchos clastos similares a las rocas volcánicas basales, mientras que hacia el techo de esta unidad se hacen polimícticos con clastos volcánicos y sedimentarios similares a los sedimentos más bajos en la columna estratigráfica. Entre la unidad anterior y el miembro siguiente se observa un cambio mayor en el material disponible para la sedimentación, disminuyendo el aporte de material volcánico a favor de mayor cantidad de material cristalino (plagioclasas, cuarzo y óxidos de hierro).

**Miembro Punta Zanzi:** La coloración verde pálida y el aspecto macizo de la base de este miembro son características de un cambio importante dentro de la secuencia mesozoica. Los afloramientos se pueden apreciar al norte de la zona de estudio entre la Quebrada de las Placas y el Cerro Arena, en la ladera oriental del Cerro Ruhillas y en la Punta Zanzi (Figuras 12 y 13). Dentro de este miembro se pueden observar variaciones composicionales de los sedimentos según el color que muestran los estratos, de verde pálido a pardo rojizo. Este cambio también obedece a la mayor participación de sedimentos finos fangolíticos y arenosos de composición similar a los estratos del miembro anterior. De base a techo, la estratificación corresponde a:

- Conglomerados verdes matriz soportados, en matriz tamaño arena media a gruesa, con intercalaciones de areniscas con laminación paralela y, en algunos casos, cruzada y con niveles fangolíticos con ondulitas de oleaje.
- Areniscas verdes a pardo rojizas, laminadas, con intercalaciones de conglomerados con lentes de litoarenitas y con intercalaciones de fangolitas con grietas de desecación. Hacia el techo, las fangolitas son la litología más abundante. Sin embargo la presencia de areniscas es la más evidente por su mayor competencia frente a la erosión.
- Las areniscas se hacen cada vez más ricas en carbonatos, pasando de areniscas calcáreas a ruditas calcáreas, subyaciendo en concordancia a las calizas del miembro siguiente.

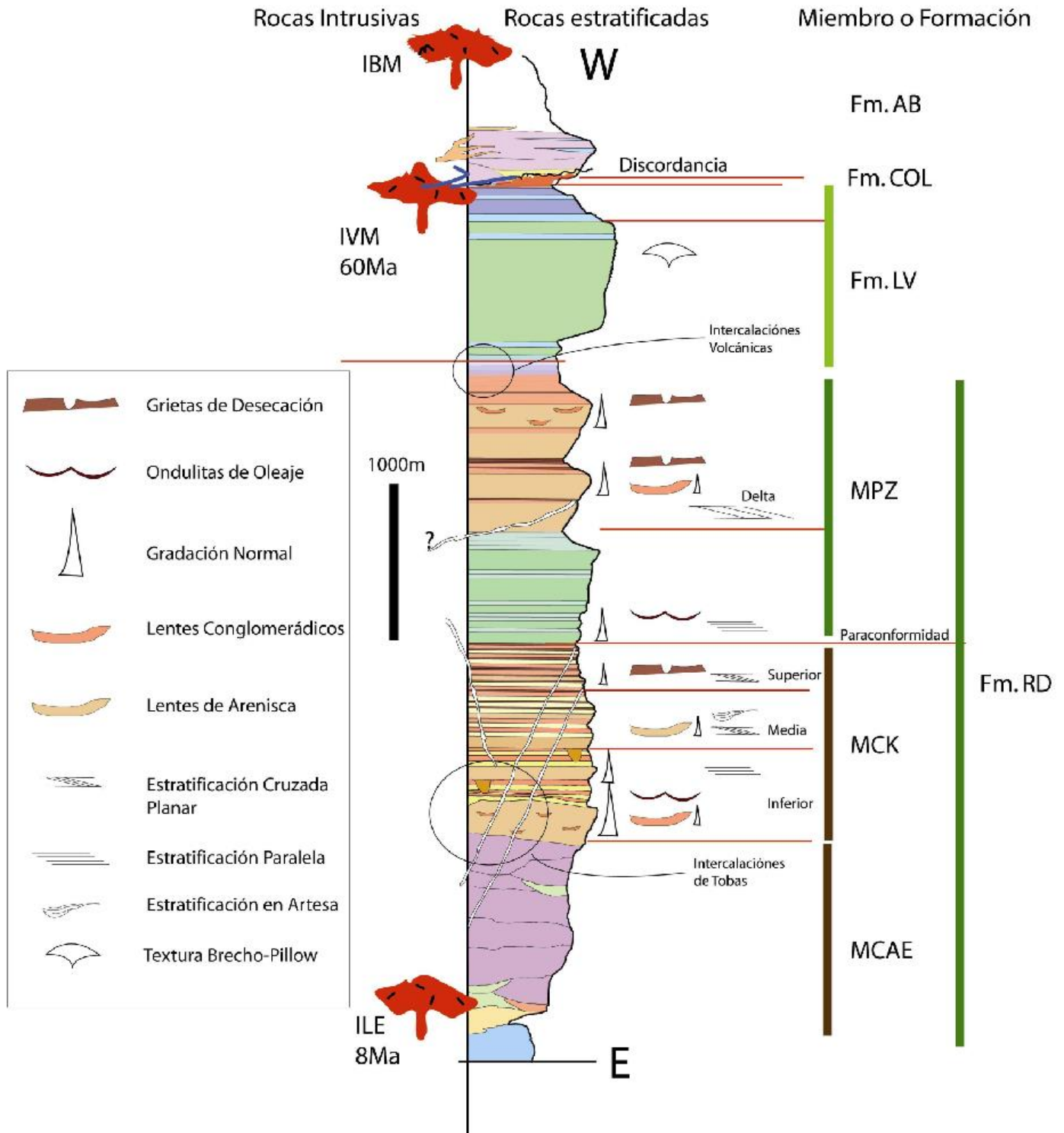


Figura 13: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. Extraída de Calderón (2008). Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro Co Aguja Escondida, MCK = Miembro Co Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. Colimapu.

En territorio argentino, las rocas asociadas a la Formación Río Damas se agrupan en la Formación Tordillo (Groeber, 1947), la cual ha sido estudiada por diversos autores (e.g. Yrigoyen, 1969; Digregorio y Uliana, 1980, Lo Forte, 1996, Gulisano, 1988; Legarreta & Uliana, 1993, 1996, 1999; Spaletti, 2011, Álvarez, 1997).

Groeber (1947) denominó “Tordillense” a la potente secuencia de sedimentos clásticos rojos que en gran parte de Neuquén y sur de Mendoza se interponen entre la Formación Auquilco (equivalente argentino de la Formación Río Colina) y el Grupo Mendoza, la cual comprende gruesos paquetes de conglomerados rojo-pardos y areniscas pardo-rojizas. Por otro lado, Yrigoyen (1969) describe a la Formación Tordillo como areniscas rojas con facies arcillosas y tobíferas, conglomerados, lutitas y yesíferas rojas y lavas y brechas andesíticas, donde destaca un inusitado incremento de potencia hacia el oeste. Asimismo, Digregorio y Uliana (1980) señalan que el miembro inferior de la Formación Tordillo corresponde a un sistema fluvial de baja energía, mientras que el miembro superior lo atribuyen a un ambiente marino litoral a sublitoral.

Lo Forte (1996) realizó un análisis litoestratigráfico de las secuencias sedimentarias jurásicas que afloran en la región del Aconcagua (Figura 14). Para la Formación Tordillo definió dos litofacies a partir de afloramientos ubicados en la Quebrada de Agua Blanca al sur del Río Cuevas (32,5°S). Estas se detallan a continuación:

*Litofacies 1: Clásticos calcáreos y areniscas rojas.* Se compone de conglomerados finos a medios, amarillentos a rojizos, redondeados y areniscas finas a gruesas, de composición similar a los conglomerados, las cuales se presentan en bancos lenticulares, con base erosiva e internamente exhiben estratificación entrecruzada tabular planar o estratificación cruzada en artesa. Estos cuerpos forman junto con los conglomerados, ciclos grano y estrato decrecientes. Los depósitos correspondientes a esta litofacies se interpretan como pertenecientes a un ambiente fluvial, caracterizado por la presencia de un sistema de canales múltiples y establece que actuaron principalmente como áreas de transporte, mientras que el grueso de la depositación se llevó a cabo en áreas de intercanal mediante el crecimiento de diferentes tipos de barras móviles.

*Litofacies 2: Areniscas rojas y verdes.* Constituida principalmente por areniscas medianas a gruesas, en bancos tabulares a irregulares, medianos a gruesos, con bases netas y en algunos casos marcadamente erosivas. Internamente son macizas o presentan laminación paralela difusa o estratificación entrecruzada de tipo tabular planar. Se han detectado además, y en forma esporádica bancos de conglomerados finos a medios, de geometría lenticular, con base erosiva y estructura interna caótica. Estos depósitos han sido interpretados como producto de la generación de corrientes tractivas unidireccionales. Generadas tanto en flujos encauzados como mantiformes (*sheet-floods*). Las facies de areniscas más finas con estratificación ondulítica, representarían las etapas finales de la depositación en condiciones de bajo régimen de flujo, la que culminaría con las areniscas muy finas y fangolitas laminadas. Estas se habrían generado como consecuencia de fenómenos de decantación en pequeños cuerpos de agua una vez concluida la inundación. Todo lo anterior, permite postular un sistema fluvial



de tipo arenoso entrelazado, en el cual se producen episodios de inundación en manto, similar a lo postulado por Gulisiano (1988).

La actividad magmática desarrollada en el arco interno, ubicado hacia el oeste, ejerció un fuerte control paleogeográfico sobre la unidad. Otro importante mecanismo de control habría sido el fallamiento extensional synsedimentario que, si bien pudo haber sido más importante hacia el borde oeste de la cuenca, se extendió en grado variable al resto de esta, a juzgar por la **presencia de diques clásticos** y los notables acuñamientos existentes (Lo Forte, 1996).

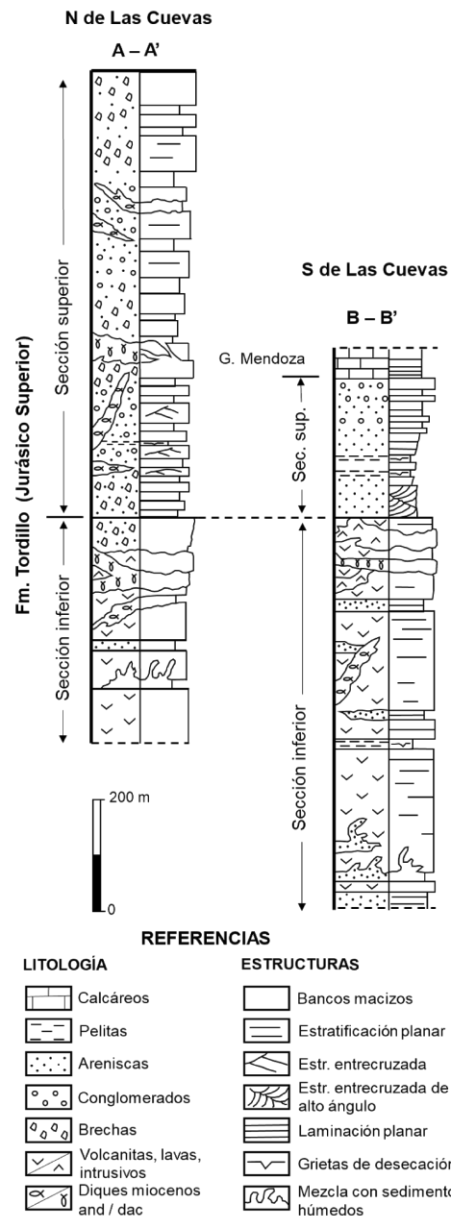


Figura 14: Sección de la Formación Tordillo del sector de Las Cuevas, con sus intercalaciones volcánicas. Extraída de Lo Forte (1996), basada en Sanguinetti y Cegara (1991).

Gulisano (1988) describió los juegos de facies y litofacies en los cuales subdividió a la Formación Tordillo. Estos juegos de facies, se base a techo son:

- A. Juegos de facies de conglomerados y areniscas
  - i. Litofacies de conglomerados
  - ii. Litofacies de conglomerados y areniscas
  - iii. Litofacies de areniscas festoneadas
  - iv. Litofacies de areniscas gruesas verdes
- B. Juegos de facies de pelitas rojas y areniscas
  - i. Litofacies de conglomerados gruesos
  - ii. Litofacies d areniscas gruesas y conglomerados
  - iii. Litofacies de areniscas finas a medianas
  - iv. Litofacies de pelitas rojas y areniscas finas
  - v. Litofacies de areniscas arcillosas y fangolitas verdes
- C. Juego de facies de areniscas y pelitas grises y verdes
  - i. Litofacies de areniscas con gradación inversa
  - ii. Litofacies de areniscas arcillosas y limolitas
  - iii. Litofacies de pelitas oscuras
  - iv. Litofacies de limolitas y fangolitas con nódulos de yeso

Es de particular interés el Juego de facies de pelitas rojas y areniscas, específicamente a la litofacies de pelitas rojas y areniscas finas. Estas se describen como fangolitas y arcillolitas masivas, fangolitas arenosas hasta areniscas muy arcillosas, finas, masivas o con laminación irregular. Estas se disponen en bancos gruesos y muy gruesos, con planos de estratificación difusos. Es sumamente común la presencia de grietas de desecación de variado grosor además de observarse aisladamente pequeños diques clásticos arenosos cortando perpendicularmente los bancos. Subordinadamente, alternan con las pelitas, bancos finos y medianos de limolitas y areniscas finas, frecuentemente con intraclastos de pelita. Estos bancos arenosos presentan comúnmente secuencias individuales granodecrescentes, pasando en transición rápida o gradual a pelitas Algunas secciones muestran una fina interestratificación areno-pelítica, a veces constituyendo laminaciones onduladas y lenticulares (Gulisano, 1988).

De acuerdo a Legarreta y Uliana (1999), la Formación Tordillo, representa un depósito de areniscas, conglomerados y fangolitas rojizas y verdosas que alcanza las 800 m de espesor. Esta carece de fósiles marinos y se acumuló por la actividad de sistemas fluviales efímeros asociados a campos eólicos y a depresiones de tipo barreal o *playa-lake*. Similar ambiente para esta región occidental de la cuenca

Neuquén, estableció Gulisiano (1988) y Álvarez (1997), en donde se desarrollan abanicos aluviales constituidos principalmente por mantos de inundación (“*sheet floods*” y “*flash floods*”), lo cual puede ser definido como un tipo de playa lacustre o barreal. A su vez, López-Gómez (2009) definió una serie de litofacies y relaciones de contacto en Formación Tordillo (Provincia de Mendoza) mediante un análisis detallado de la arquitectura fluvial de la y su relación con controles tectónicos y climáticos. En la Unidad Inferior incluye areniscas de tamaño fino a medio y de tamaño medio a grueso, interpretándose como componentes de canales y planicies de inundación, mientras que la Unidad Media se compone de areniscas de tamaño medio a grueso y conglomerados subangulares a angulares de tamaño medio. En la Unidad Superior, en tanto, identificó una dominancia de areniscas grises y rosadas de grano fino a medio y fangolitas rojas a verdes. Esta asociación de facies fue interpretada como depósitos de planicies de inundación de baja profundidad y ambientes del tipo *playa-lake*. Además, hace especial énfasis en las condiciones áridas y semiáridas de la Formación Tordillo, evidenciada por la identificación de grietas de desecación de hasta 15 cm de ancho; a pesar de la ocurrencia de precipitaciones que permitiesen la ocurrencia de escorrentías episódicas de origen fluvial.

No hay registro de la presencia de fauna fósil en la Formación Río Damas-Tordillo, sin embargo, su edad puede ser delimitada con bastante exactitud en base a su posición estratigráfica. Dado que la Formación Río Damas subyace de manera concordante a las capas marinas del Titoniano Inferior correspondientes a la Formación Lo Valdés, y que se apoya de manera concordante a la secuencia Oxfordiana perteneciente a la Formación Río Colina, se le asigna una edad Kimmeridgiana. Así, es posible correlacionar esta formación con el miembro superior de la Formación Lagunillas en la región de Atacama (Thiele, 1980; Oliveros, 2012) y con la Formación Tordillo, en territorio argentino. Esta última sobreyace concordantemente a los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco, compuesto principalmente por yeso, anhidrita y menor calizas de edad Oxfordiana, mientras que subyace concordantemente a los depósitos marinos de la Formación Vaca Muerta.

La reconstrucción paleogeográfica para el período de deposición, se encuentra basada en las variaciones de facies y análisis de procedencia (Davidson & Vicente, 1973; Legarreta et al., 1993; Mescua et al., 2008). Esta indica que la cuenca a estas latitudes se encontraba limitada hacia el Oeste por un sector de volcanismo andesítico y por un área estable donde afloraba el basamento de la cuenca hacia el Este (Mescua, 2011).

### 3.2.3. Formación Lo Valdés (Kilv)

Esta formación fue definida por González (1963) en el lugar homónimo en el valle del Río Volcán. Sobreyace concordantemente a la Formación Río Damas y subyace a la Formación Colimapu (Thiele, 1980). Corresponde a una secuencia de lavas andesíticas con algunas intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam et al., 1986), expuestos en la Cordillera Principal Oriental. El espesor estimado de esta formación es de 1350 m.

En la Hoja Santiago (Thiele, 1980) la unidad se extiende a lo largo de la zona fronteriza suroriental, en franjas con dirección principalmente norte-sur, desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado (Figura 11). Componen la secuencia: calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Las calizas son de colores gris-azulados y se presentan en estratos compactos, de fractura concoidal y de espesor regular. Las calizas y calcilutitas, por su parte, son de colores negruzcos y aparecen finamente laminadas. Las lutitas y areniscas predominan en el sector medio del perfil y son de colores gris claro a púrpura. Se intercalan niveles de rocas andesíticas. Hacia la parte superior de la unidad, existen pequeñas capas lenticulares de yeso interstratificadas. El espesor de esta unidad es de 1350 m, aproximadamente (Thiele, 1980).

En base a su contenido fósil, se le asigna un rango de edad Tithoniana Superior hasta el Hauteriviano (Biró, 1964; Hallam et al., 1986; Tavera, 1968; Thiele, 1980). Así, ha sido posible correlacionar esta formación hacia el norte con la Formación San José, de edad Valanginiana (Aguirre, 1960), y hacia el sur con la Formación Termas del Flaco, de edad Tithoniana Superior a Hauteriviana (Klohn, 1960). Por el lado argentino, la unidad se correlaciona con el Grupo Mendoza (Aguirre-Urreta & Álvarez, 1997, Yrigoyen, 1979). La unidad presenta deformación de escama delgada, provocando la separación y repetición de los niveles superiores de la secuencia hacia el este, donde se imbrica con bloques estructurales de la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

### 3.3. Marco tectonoestratigráfico durante el Jurásico Superior

Los depósitos asociados a la Formación Río Damas y sus equivalentes hacia el Norte (Formación Lagunillas) y hacia el Este, en territorio argentino (Formación Tordillo), han sido interpretados como el principal evento de emersión del arco y del trasarco kimmeridgianos, con una consecuente regresión marina. La fase final de dicha regresión estaría registrada por los depósitos clásticos de la Formación Río Damas-Tordillo. Por otro lado, un decrecimiento en los espesores de los depósitos hacia el este, sugieren que el aporte de sedimentos habría ocurrido desde el arco magmático desarrollado hacia el oeste en la actual Cordillera de la Costa (Rossel et al., 2014, Mescua 2008).

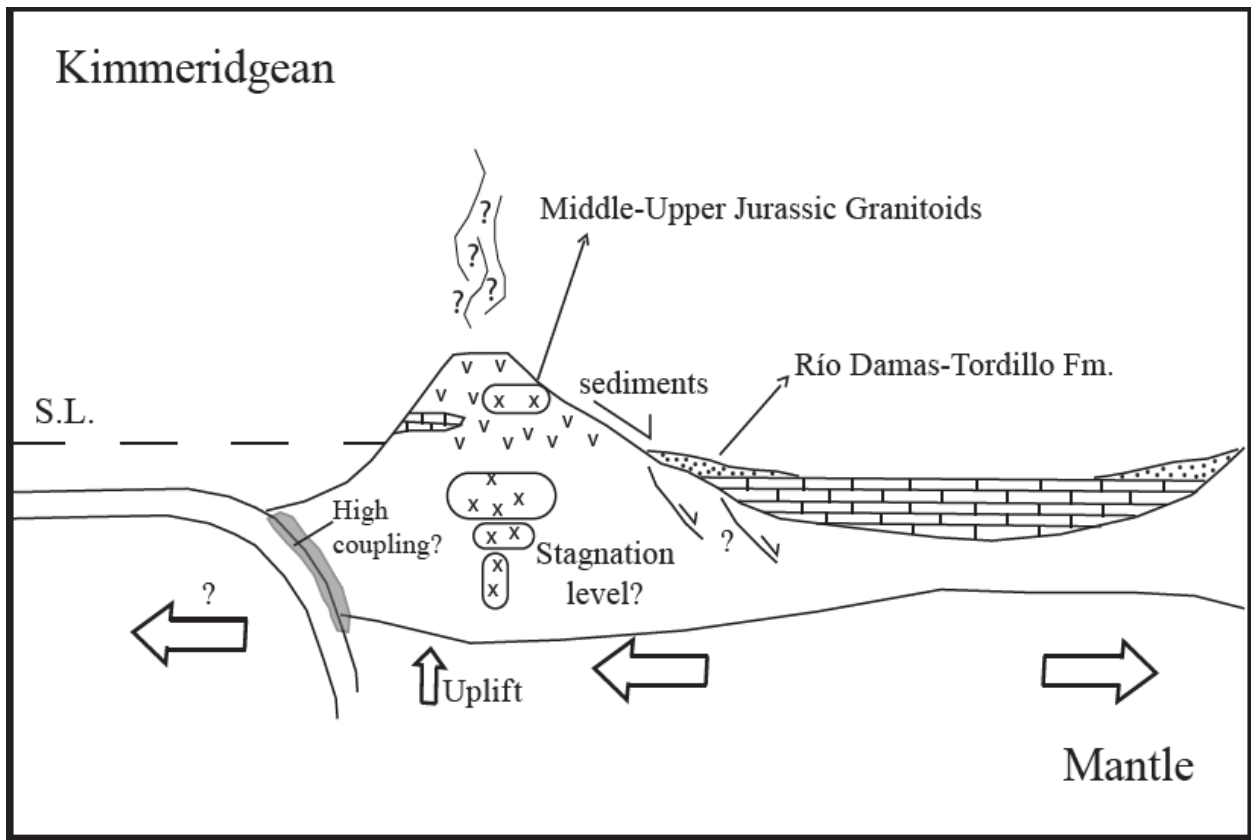


Figura 15: Esquema paleogeográfico a través del margen occidental de Sudamérica para el Kimmeridgiano. Extraído de Rossel, 2014.

En la región de tras-arco ha sido posible deducir la existencia de dos eventos extensivos mayores, los cuales coinciden con el comienzo de cada una de las sub-etapas de la primera etapa del Ciclo Andino, en el Jurásico Inferior Tardío y durante el Kimmeridgiano (Charrier, 2007). El evento extensional kimmeridgiano resultó en la depositación de potentes secuencias continentales y volcánicas y fue aparentemente más intenso que el evento extensional previo. Esto permitió el desarrollo de abundante actividad volcánica en la cuenca de tras-arco. Esta segunda fase extensional probablemente reactivó fallas generadas durante el primer episodio extensional o incluso durante el ciclo tectónico Pre-Andino. A su

vez, la Formación Río Damas y sus equivalentes septentrionales (formaciones Algarrobal y Mostazal a la latitud de Chañaral y Formación Lagunillas en el valle del Río Copiapó) representan los depósitos finales del primer ciclo de transgresión-regresión en la cuenca de trasarco (Figura 17) (Charrier, (2007), (2014); Oliveros, 2012) (Figura 15). Este fenómeno de levantamiento regional, caída del nivel del mar y relleno sedimentario continental de la Formación Río Damas-Tordillo, se habría producido entre el Kimeridgiano hasta la parte inferior del Titoniano inferior. Durante la parte media del Titoniano inferior se produce el rápido ascenso del nivel del mar con el que comienza la sedimentación marina, generando el intervalo marino condensado en el tramo basal de la Formación Vaca Muerta (Formación Lo Valdés en Chile) (Gulisiano, 1988).

De la misma forma, Mescua (2008) ha sugerido que la Formación Río Damas-Tordillo fue depositada en el sur de la Provincia de Mendoza, en el borde norte de la Cuenca de Mendoza - Neuquén, durante un período extensional, en forma semejante a lo observado en el norte de la misma Provincia y en la Región de O'Higgins (Chile). Además su estudio ha otorgado evidencias que indican una posible reactivación de fallas normales jurásicas inferiores durante el Kimeridgiano.

La arquitectura extensional durante el Jurásico Superior en la cuenca de Neuquén y el consecuente control estructural en el posterior desarrollo de las Fajas Plegadas y Corridas de Aconcagua y Malargue desde el Mioceno, han sido documentados para los Andes Centrales (Giambiagi, 2003, 2005; Manceda & Figueroa, 1995) . Así se ha establecido que la depositación de gruesos paquetes clásticos en la cuenca Neuquén, ocurrió durante un largo período de subsidencia termal y extensión del tras-arco (Howell, 2005).

En particular Giambiagi (2003), mediante la restauración de secciones y la identificación de cuñas estratigráficas y estratos de crecimiento, infirió la existencia de 6 fallas normales que habrían delimitado los depocentros mesozoicos, donde la depositación de la Formación Tordillo habría sido de carácter synextensional (Figura 16).

Las estructuras mencionadas habrían tenido actividad previa en el Triásico Superior y Jurásico Inferior, con orientaciones NNW-SSE, heredadas de los procesos acrecionarios ocurridos en el ciclo tectónico Gondwánico. Dichas estructuras, habrían sufrido una reactivación durante el Jurásico Superior, con orientaciones N-S (Charrier, 2007; Giambiagi, 2003, 2005).

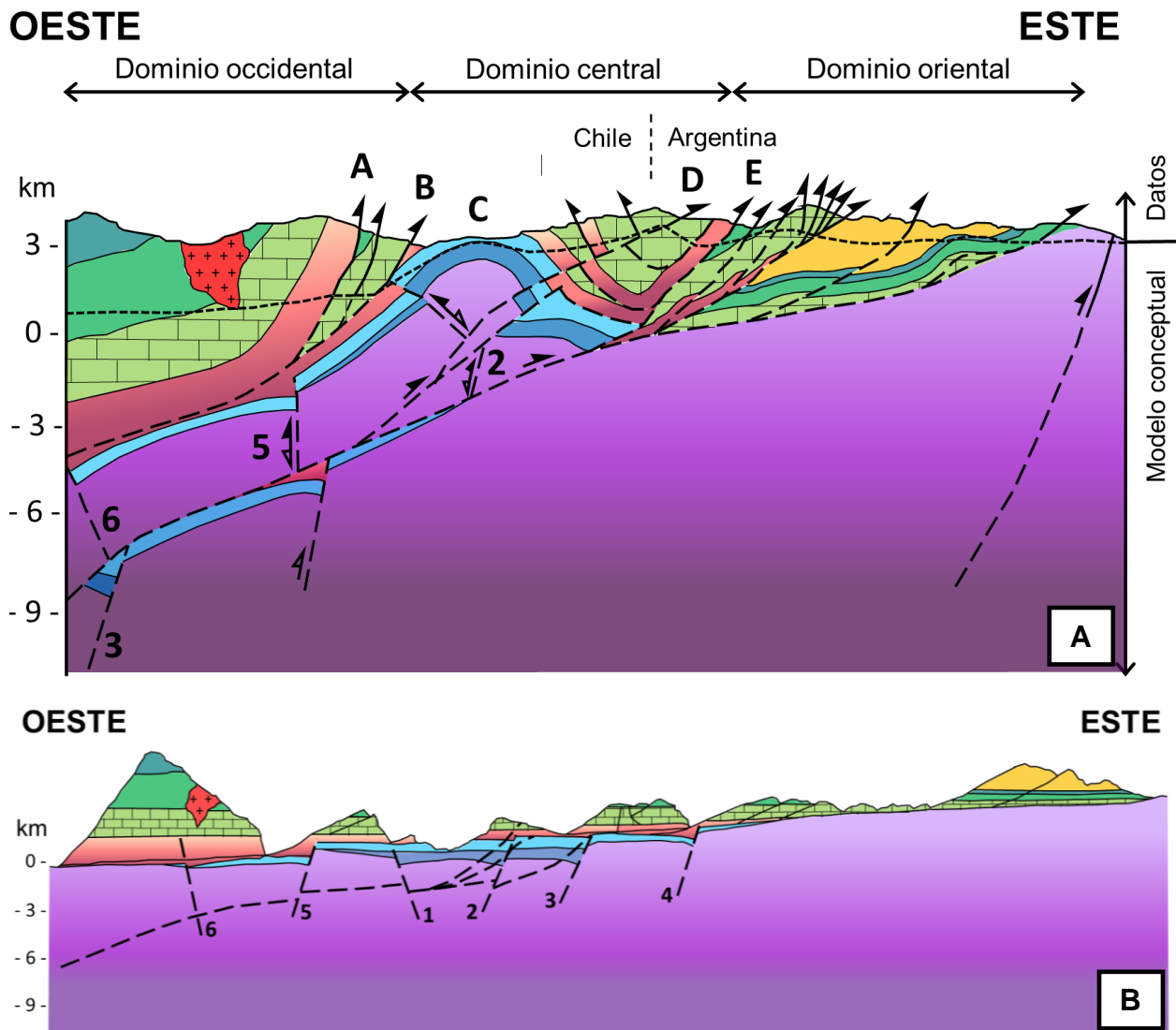


Figura 16: (A) Sección balanceada de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua los 33°40'S. La línea blanca punteada representa el límite entre datos y modelo conceptual. Se indican los diferentes dominios estructurales. (B) Restauración de la sección transversal. Basado en Giambiagi, 2003.

Los depósitos de la Formación Río Damas, se encuentran fuertemente plegados y deformados como consecuencia de la deformación pre-neógena (Tapia et al, 2012) y del desarrollo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua partir del Mioceno temprano (Giambiagi, 2003; 2005).

Period	Stage	Western flank	Eastern flank		
Cretaceous	Maastrichtian	B.R.C.U.	Malargüe Gr.		
	Campanian		Neuquén Gr.		
	Santonian				
	Coniacian				
	Turonian				
	Cenomanian				
	Albian	Cristo Redentor or Colimapu Fm.	Rayoso Gr.	Rayoso Fm.	
	Aptian			Huitrín Fm.	
	Barremian				
	Hauterivian	San José, Lo Valdés or Baños del Flaco Fm.	Mendoza Group	Agrio Fm.	
	Valanginian			Mulichinco Fm.	
	Berriasian			Quintuco Fm.	
Tithonian		Vaca Muerta Fm.			
Jurassic	Kimmeridgian	Río Damas Fm.		Tordillo Fm.	
	Oxfordian	Lagunilla or Nacientes del Tenó Fm.	Gypsum Mber.	Auquileo Fm. "Yeso Principal"	
	Callovian			Lower Member	La Manga Fm.
	Bathonian		Lotena Fm.		
	Bajocian				
	Aalenian		Fm. Río Colina	Cuyo Group	Tábanos Fm.
	Toarcian				Lajas Fm.
	Pliensbachian				Los Molles Fm.
	Sinemurian				
	Hettangian				
Triassic					

Figura 17: Sucesión estratigráfica de los depósitos Jurásicos a Cretácicos en la Cordillera Principal de Chile Central y Argentina, entre los 32° y 37°S. Extraído de Charrier et al., 2014.



### 3.4. Marco Geomorfológico

El estudio realizado por González (2010), define distintos tipos de depósitos de remoción en masa en la zona de estudio a partir de un trabajo descriptivo en terreno, en el cual se caracterizaron dichos depósitos no consolidados (facies granulométricas, dimensiones, morfología y litología y relaciones de contacto).

Los siguientes tipos de depósitos fueron definidos, los cuales se distribuyen espacialmente según el mapa de la figura 18:

- Abanicos y planicies aluviales (Qa)
- Planicies y depósitos lacustres (Ql)
- Depósitos de remoción en masa
  - Depósitos de remoción en masa por caída de rocas (Qrmc)
  - Depósitos de remoción en masa por deslizamiento y avalanchas de roca (Qrmd)
  - Depósitos de remoción en masa por reptación o solifluxión (Qrmr)
- Superficies y depósitos glaciales
  - Morrenas (Qm)
  - Superficies fluvioglaciales (Qfg)

En particular, los depósitos de remoción en masa por deslizamientos y avalanchas de roca (Qrmd) corresponden a los depósitos de mayor volumen ( $10^6 \text{ m}^3$ ) y cubren gran parte del área de estudio de González (2010). Dentro de este tipo de depósitos, se definen:

#### **Depósito de avalancha de areniscas – conglomerados plesitocénica (Qrmd (a))**

Se ubica en la ladera norte del valle del Río Colina, llegando a la zona donde este confluye con los esteros provenientes del cajón de la Engorda. Está compuesto por bloques de tamaño variable desde 20 cm hasta 2 m, de composición monomítica, con clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados (figura 18).

#### **Depósito de avalancha de roca volcánica (Qrmd(b))**

Se extiende desde la unión de los esteros Las Placas y Morado, hasta la confluencia del estero Morado con el estero la Engorda. Se encuentra constiuído por bloques de textura porfírica con grande cristales de plagioclasa inmersos en una matriz vítrea. Los bloques son de tamaños variables entre 1 y 3 m, de forma

angulosa a subangulosa y presentan un alto grado de alteración tanto de la matriz como de los cristales de plagioclasa a clorita (figura 18).

### **Depósito de avalancha de areniscas y conglomerados (Qrmd(c))**

Se encuentra en la zona de confluencia de los esteros Morado, La Engorda y Las Placas. Se encuentra compuesto por bloques de areniscas con intercalaciones centimétricas de conglomerados, que llegan a los 30 m de diámetro, de forma angulosa a subangulosa (figura 18).

### **Depósito de avalancha de areniscas y conglomerados (Qrmd(d))**

Depósito de similares características que el anterior (Qrmd(c)), con bloques de menor tamaño pero con un mayor contenido de matriz arenosa, ubicado hacia el norte y estratigráficamente sobre Qrmd(c). Se encuentra compuesto por clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados (figura 18).

### **Depósito de deslizamientos laterales (Qrmd(e))**

Se distribuyen prácticamente en toda el área, en las zonas cercanas al pie de las laderas. Corresponden a deslizamientos de tamaño moderado, generalmente asociados a zonas con laderas de altas pendientes (figura 18).

González (2010) establece que los depósitos Qrmd(c) y Qrmd(d) contienen clastos de composición muy similar a los afloramientos de los miembros Cerro Catdral y Punta Zanzi de la Formación Río Damas (Calderón, 2008). Adicionalmente, la forma del depósito y la distribución del tamaño de los bloques, parece indicar una proveniencia desde la parte basal del miembro Punta Zanzi, particularmente desde la ladera oeste del cerro Mesoncito (figura 18).

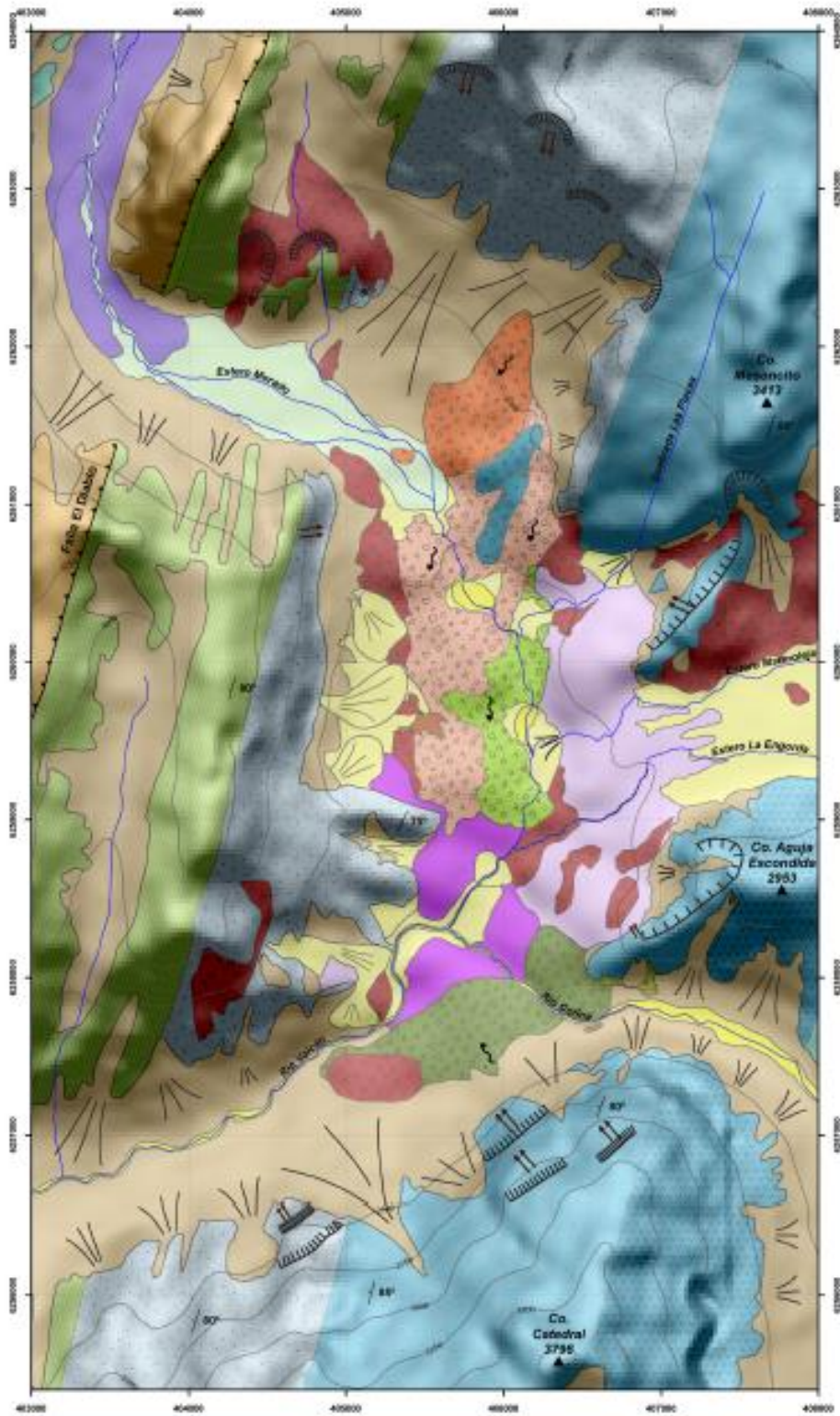


Figura 18: Mapa geomorfológico de la zona de estudio, elaborado por González (2010). Leyenda en la página siguiente. Cuadrángulo rojo muestra ubicación de la zona de estudio.






## Formas y depósitos

	<b>Planicies aluviales (Qa)</b> Superficie formada por depósitos formados por mezclas de arena, grava y en ocasiones bloques de hasta 1.5 m de diámetro. Forman amplias superficies aplanadas en los principales valles glaciales.
	<b>Abanicos aluviales (Qa)</b> Compuesto por sedimentos de granulometría variable (arena-grava) inmersos en una matriz fina. Son productos de intercalaciones de flujos esporádicos de diversa energía.
	<b>Conos y depósitos coluviales (Qc)</b> Acumulaciones de sedimentos gruesos sin o con escasa matriz en laderas o quebradas de alta pendiente. Pueden presentar estratificación subparalela a la pendiente del depósito. Se encuentran, generalmente formando formas de abanicos (conos).
	<b>Cauces y depósitos fluviales (Qf)</b> Compuestos por sedimentos tamaño grava, redondeados y con buena selección. Su origen se encuentra asociado a los cursos actuales de ríos y esteros.
	<b>Superficies y depósitos fluvioglaciales (Qfg)</b> Gravas gruesas arenosas que presentan contenidos variables de matriz fina, con clastos de forma subredondeada a subangulosa. Su origen corresponde a un retrabajo de depósitos morrénicos.
	<b>Planicies y depósitos lacustres (Ql)</b> Depósitos de limos y arcillas con poca extensión y espesor (<3 m). Son formados por el bloqueo de cauces de ríos y esteros producto de remociones en masa y/o depósitos de origen glacial.
	<b>Depósitos de remoción en masa por caída de rocas (Qrmb)</b> Depósitos producidos por el desprendimiento de masa individuales o volúmenes de masa de roca desde altura. La velocidad del movimiento depende si cae libremente, rueda por una pendiente o cae dando saltos. Los bloques alcanzan diámetros de entre 5 - 10 m, aunque generalmente se fraccionan en otros de menor tamaño.
	<b>Depósitos de remoción en masa por reptación o solifluxión (Qrmr)</b> Corresponden a movimientos de muy baja velocidad a extremadamente lenta, casi imperceptibles a simple vista, de suelo o roca en el cual el esfuerzo de corte es suficiente para producir deformaciones pero no para provocar la ruptura. Si hay permafrost involucrado se le denomina solifluxión. Tienen aspecto de lenguas que se mueven ladera abajo.
	<b>Depósitos de remoción en masa por deslizamiento o avalancha de roca y detritos (Qrmd)</b> Depósitos con sedimentos diamicticos, clastos angulosos de diámetros variados. La composición es en general monomictica, similar a la litología de las laderas rocosas presentes en las zonas aledañas. En el caso de las avalanchas de roca, la composición puede llegar a variar mucho, dependiendo de la distancia de la fuente. Los bloques alcanzan los 30 m de diámetro, y forman volúmenes del orden de millones de metros cúbicos. (a) Avalancha de rocas con clastos de arenisca (b) Avalancha de rocas con clastos volcánicos (c) y (d) Avalancha de rocas con clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados (e) Deslizamientos de roca locales
	<b>Morrenas (Qm)</b> Depósitos diamicticos de origen glacial, con clastos entre 5 cm y 1 m, angulosos y redondeados, con mala selección y variaciones en su espesor composición y textura. Se disponen en forma de cordones con orientación variable dependiendo del tipo de morrena.

## Unidades de ladera rocosa

	<b>Volcán San José (Qvsj)</b> Lavas, brechas volcánicas, lacolitos y filones manto.
	<b>Intrusivo La Engorda (ILE)</b> Cuerpo granítico con textura fanerítica de color blanco.
	<b>Unidad Cerro Retumbadero (Ecr)</b> Lavas basálticas y andesítico - basálticas con pequeñas intercalaciones de areniscas.
	<b>Formación Colimapu (Kic)</b> Areniscas rojas intruidas por diques máficos e intercalaciones de yeso marginales.
	<b>Yeso Secundario</b>
	<b>Formación Lo Valdés (Kilv)</b> Areniscas calcáreas, calcilitas, calizas fértidas y hialoclastitas andesíticas.
	<b>Formación Río Damas (Jerd)</b> Conglomerados, brechas conglomerádicas y areniscas. (a) Punta Zanzi: Conglomerados verdes con intercalaciones de areniscas (b) Cerro Catedral: Brechas conglomerádicas con areniscas. (c) Cerro Aguja Escondida: Areniscas verde pálido a pardo rojizas.

## Elementos morfoestructurales

	Falla Inversa
	Datos estructurales
	Escarpe de remoción
	Sentido de movimiento de avalanchas
	Plano de deslizamiento

## Drenaje


 Río, esteros y quebradas

## Relieve

DEM: ASTER Digital Elevation Model  
Proyección: UTM, Datum WGS84  
Precisión: 7-14 m.

## Hillshade

Ángulo elevación: 60°  
Azimuth: 0

 Curvas de nivel cada 250 m.

 Cumbres

Continuación figura 18

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Estratigrafía

La estratigrafía de la zona estudiada corresponde al Miembro Punta Zanzi de la Formación Río Damas, definido por Calderón (2008). Durante la campaña de terreno se realizó el levantamiento 2 columnas estratigráficas en la zona de estudio (figura 3B) (figuras 19 y 21), cubriendo un espesor máximo de 145 m. Esto con el objetivo proporcionar un contexto estratigráfico y sedimentológico al estudio de las SSDS identificadas.

#### 4.1.1. Columna estratigráfica EA1

La columna estratigráfica EA1 (Figura 18), de 88 m de longitud, fue levantada al NE de la zona de estudio (figura 3B) durante la campaña de terreno (tabla 1). Las coordenadas de la ubicación de esta columna son: 19H 405466/6258998. El detalle de las observaciones, de base a techo, se despliega a continuación:

Espesor [m]	Descripción estratigráfica del intervalo
	Paraconglomerados, ortoconglomerados y brechas conglomerádicas de color pardo a morado, monomícticos (predominantemente volcánicos andesíticos) y muy pobremente seleccionados. Los clastos (35%) poseen tamaños que van desde 0.5 a 85 cm (Figura 20A) y presentan imbricación en algunos sectores (Figura 20B). Estos son subangulares y de baja esfericidad y poseen contactos entre clastos que van de puntual a lineal. La matriz (65%) está compuesta en gran medida por arena fina, gradando a arena media en algunos sectores. Es posible observar lentes de hasta 30 cm de potencia y 2,5 m de largo, los cuales se componen de areniscas medias a gruesas con laminación paralela (Figura 20C).
20	Areniscas medias a gruesas con lentes conglomerádicos (Figura 20D) de hasta 50 cm de espesor y 3 metros de largo. Estos últimos poseen clastos de hasta 5 cm en una matriz de areniscas medias. Paulatinamente, los lentes conglomerádicos disminuyen su frecuencia hacia el techo de la secuencia, mientras que aumenta la de areniscas finas junto al reconocimiento de los primeros niveles discretos de fangolita.



20	Secuencia intercalada de areniscas finas grises a amarillas con laminación paralela. Estas gradan de manera normal a fangolitas café, masivas y no fisibles. Se aprecian lentes de conglomerados (Figura 20E) de hasta 48 cm de espesor.
20	Paraconglomerados y ortoconglomerados monomícticos (predominantemente volcánico andesítico) muy pobremente a pobremente seleccionado. Este posee clastos subangulares que van desde 0.5 a 40 cm, en una matriz de areniscas medias.
15	Gruesa intercalación de areniscas finas a medias, de color gris, con laminación paralela, y niveles discretos de fangolita limosa. En este intervalo se pueden identificar las SSDS discordantes a los estratos de fangolitas, además de grietas de desecación. Se extrajeron las muestras RD-05, RD-06, RD-07 y RD-08.
20	Areniscas de grano fino a medio con menores intercalaciones de fangolitas. En las areniscas se observa laminación cruzada planar y laminación paralela. Se observan grietas de desecación (Figura 20F), sin embargo, desaparecen SSDS observadas en el tramo anterior.
10	Paraconglomerados, ortoconglomerados y brechas conglomerádicas, de color pardo a morado, monomícticos (predominantemente volcánico andesítico) y muy pobremente seleccionados. Los clastos (35%) poseen tamaños que van desde 0,5 a 40 cm, con un promedio de 18 cm. Estos son subangulares y presentan baja esfericidad. Se observan cuerpos lenticulares de areniscas medias a gruesas con laminación paralela.

*Tabla 1: Descripción columna estratigráfica EA1.*

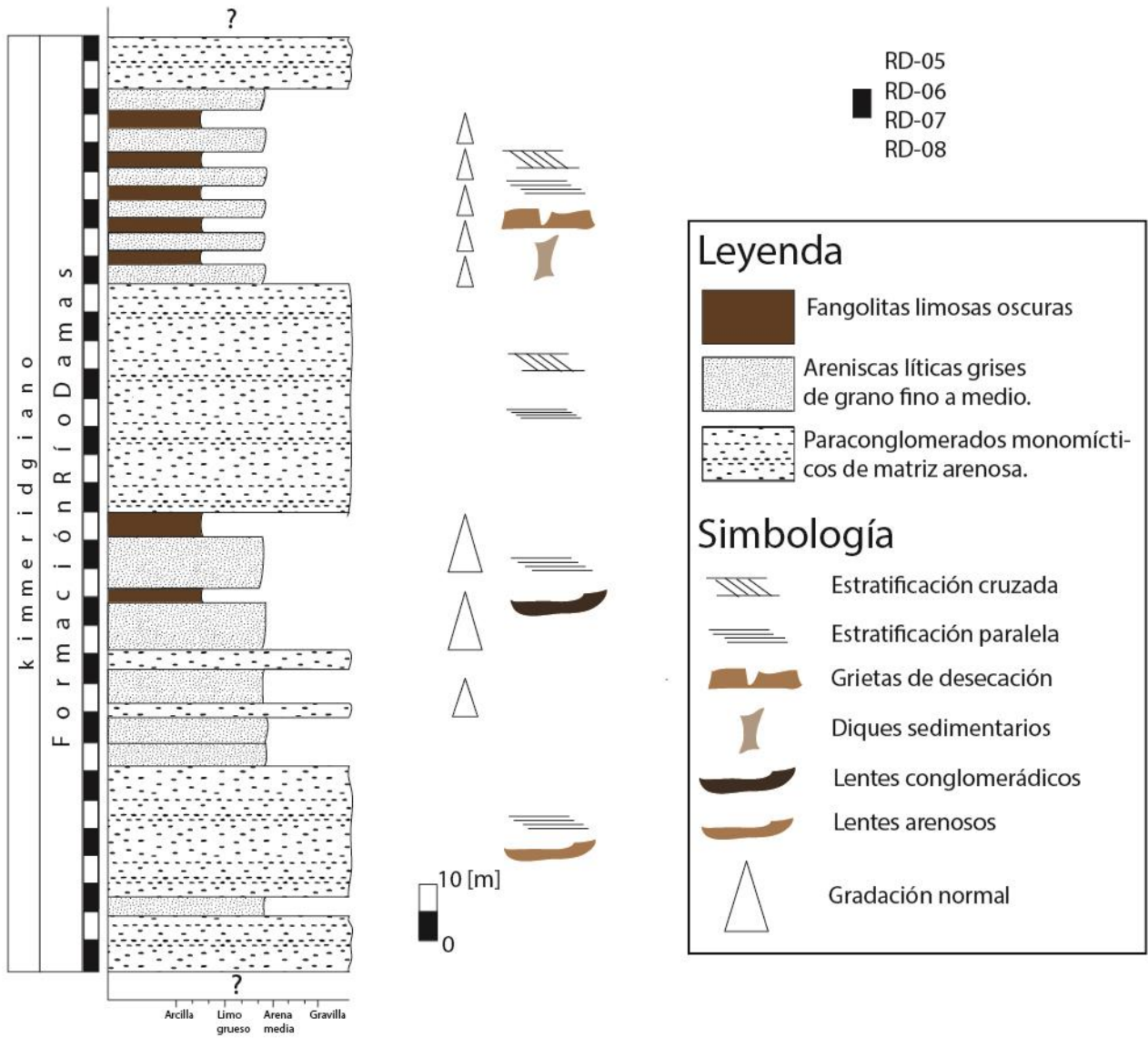


Figura 19: Columna estratigráfica levantada en la zona EA1.

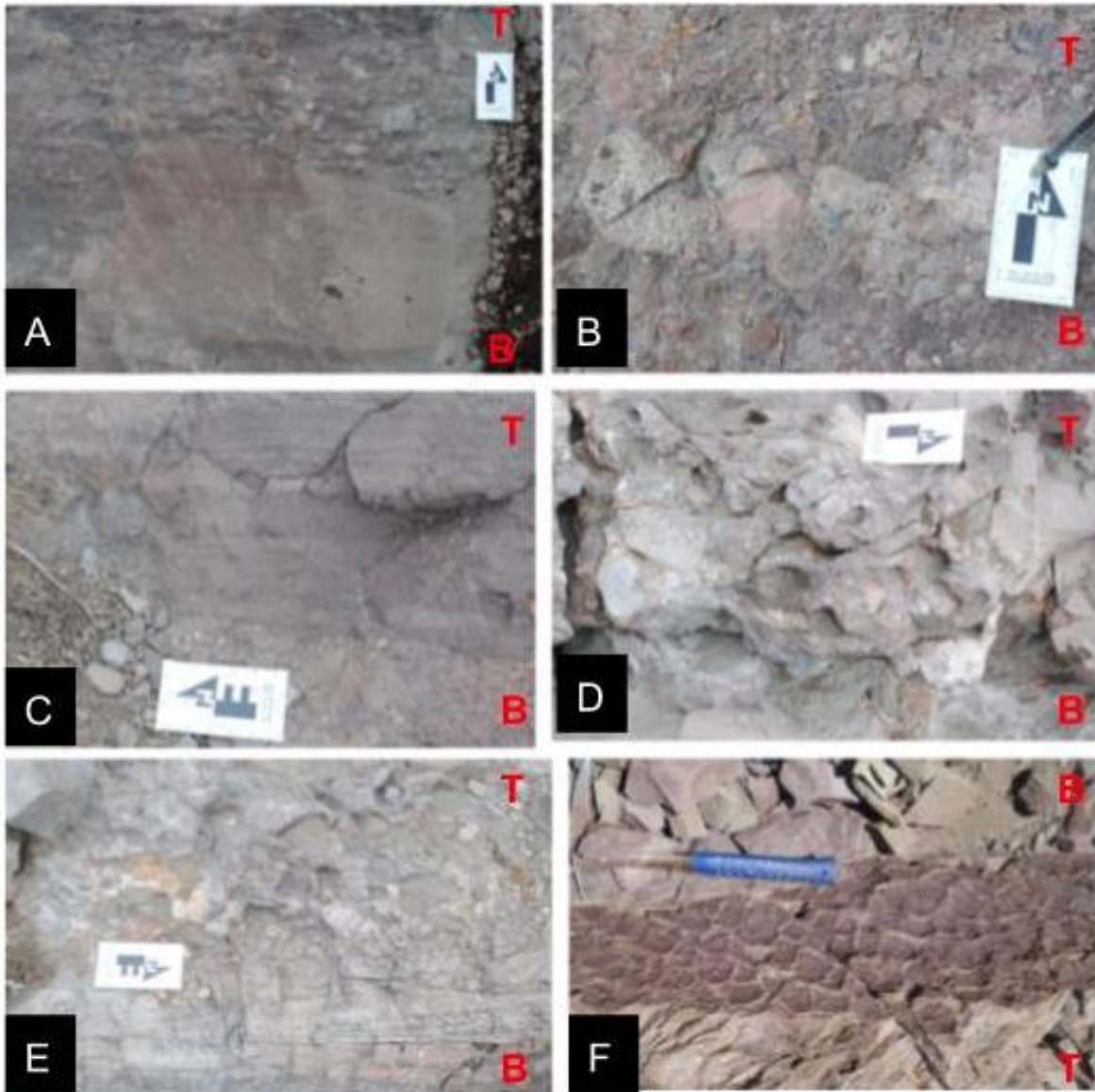


Figura 20: A. Clasto de 85 cm en paraconglomerados. B. Imbricación de clastos. C. Laminación paralela en areniscas. D. Lente conglomerádico. E. Contacto lente conglomerádico y arenisca. F. Grietas de desecación.

#### 4.1.2. Columna estratigráfica EA2

La columna estratigráfica EA1 (Figura 21), de 17 m de longitud, fue levantada al SW de la zona de estudio (figura 3B) durante la campaña de terreno (tabla 2). Las coordenadas de la ubicación de esta columna son: 19H 405180/6258762. El detalle de las observaciones, de base a techo, se despliega a continuación:

Espesor [m]	Descripción Intervalo [m]
3,8	Paraconglomerados pardos a morados, monomícticos (predominantemente volcánicos andesíticos) y moderadamente seleccionado (Figura 22A). Los clastos (30%) poseen tamaños que van desde 0.5 a 15 cm, con un promedio de 8 cm. Estos son subangulares y de baja esfericidad. La matriz (70%) está compuesta en gran medida por arena fina, gradando a arena media a gruesa. Se observan lentes de arenas finas, de pocos clastos, laminación paralela y gradación normal hacia el techo del estrato y el límite con las areniscas sobreyacentes
13	Areniscas pardas a rojizas, de tamaño de grano fino a medio, laminación paralela y cruzada planar (Figura 22B), intercaladas con tres niveles discretos de fangolitas limosas y fisibles con laminación paralela e inyecciones clásticas subverticales y discordantes a la estratificación, similares a aquellas descritas en la zona EA1. En las capas de arenisca se aprecia una gradación normal hacia el techo de la secuencia, hasta el límite concordante con el nivel de fangolitas que lo sobreyace. Hacia el techo de esta intercalación se observa que el nivel superior de fangolitas poseen las inyecciones clásticas de mayores dimensiones, alcanzando hasta 19 cm de longitud y 3cm de ancho. Destaca el mayor relieve que poseen, en comparación al nivel de fangolitas al cual intruyen. Estas estructuras se encuentran detalladas en el capítulo 5.2.2.
3,2	Paraconglomerados finos, de color café-pardo y de carácter polimíctico (volcánicos andesíticos y sedimentarios). Posee clastos con tamaños de hasta 20 cm, muy pobremente seleccionados (Figura 22C). Estos gradan en algunas zonas a arena gruesa.

*Tabla 2: Descripción columna estratigráfica EA2*

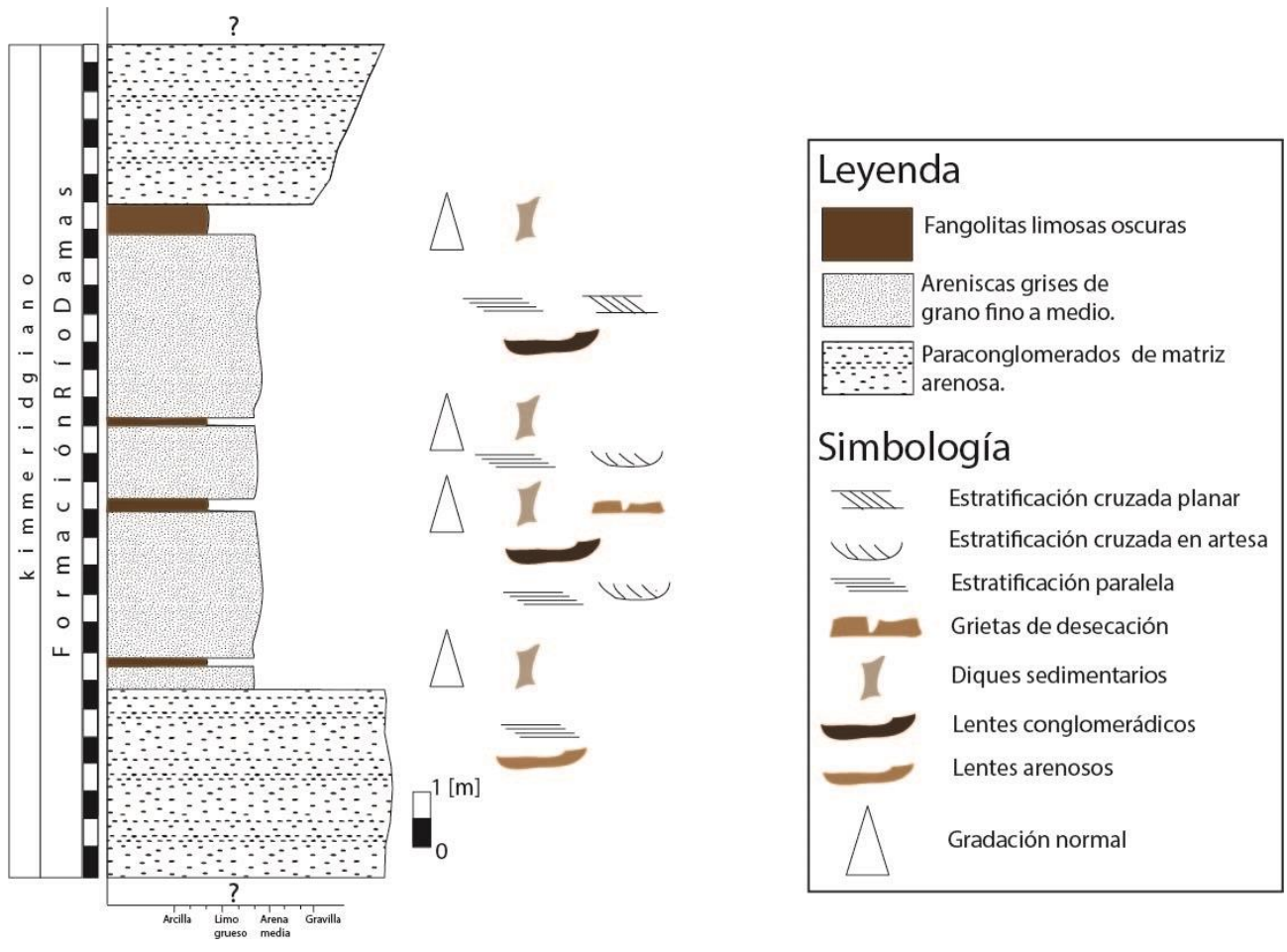
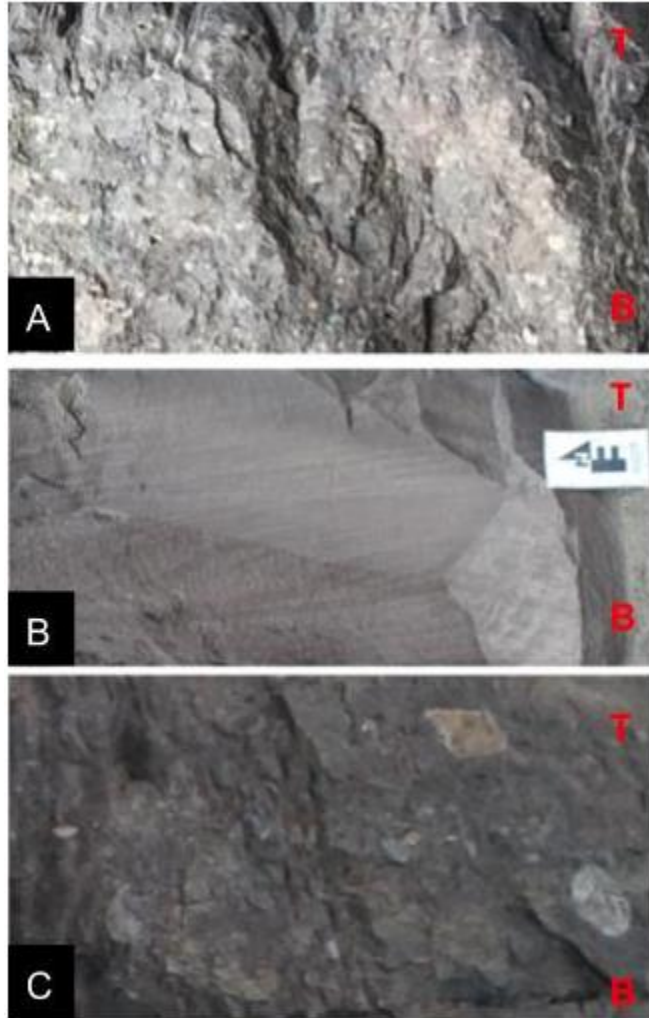


Figura 21: Columna estratigráfica levantada en la zona EA2.





*Figura 22: A. Paraconglomerados moderadamente seleccionados. B. Laminación cruzada planar en arneiscas. C. Paraconglomerado muy pobremente seleccionado.*

#### 4.1.3. Facies litoestratigráficas

A partir de las 2 columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio (figuras 19 y 21), se definieron dos facies litoestratigráficas.

La **primera facies** corresponde a una secuencia sedimentaria compuesta por gruesos paquetes de paraconglomerados basales, los cuales incluyen lentes arenosos con estratificación paralela. Estos subyacen a una intercalación de areniscas finas a medias con laminación paralela, con ciertos niveles regulares y lenticulares de paraconglomerados. Hacia el techo se dispone una intercalación de areniscas finas a medias y laminación paralela, con lentes y niveles discretos de fangolitas.

La **segunda facies**, definida por sobre la primera, incluye un paraconglomerado basal que subyace concordantemente a una intercalación de areniscas finas a medias con laminación paralela y cruzada. En esta facies es posible identificar grietas de desecación, inyecciones verticales de sedimento y desplazamientos laterales en estratos de fangolita.

#### 4.2. Estructuras de deformación en sedimentos suaves (SSDS)

En la zona de estudio se identificaron SSDS en afloramientos de roca in situ en el Miembro Punta Zanzi de la Formación Río Damas (Calderón, 2008), y en bloques correspondientes a depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas (Qrmd), definidos por González (2010) quien identificó la fuente como la porción basal del miembro Punta Zanzi de la Formación Río Damas (Calderón, 2008). Los dos afloramientos donde se observaron SSDS, pertenecen al miembro Punta Zanzi, definido por Calderón (2008) en la Formación Río Damas. Morfológicamente se presentan como 2 filis sub-paralelos, donde se puede identificar la estratificación con orientaciones promedio N°10/79°W.

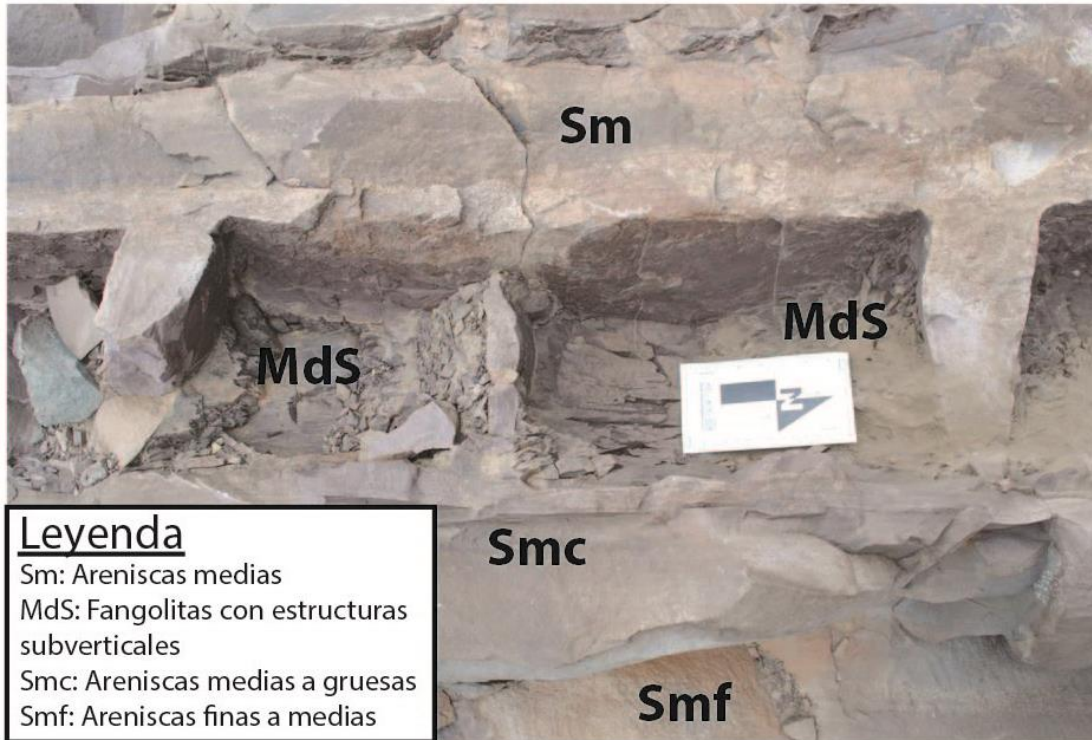
##### 4.2.1. Estructuras en afloramiento N°1 (EA1)

Corresponden a aquellas SSDS identificadas en la columna estratigráfica N°1 (figura 3B y 19) (tabla 3). Se puso especial énfasis en una secuencia menor, de 2.5 m de espesor, donde las observaciones, de base a techo, fueron las siguientes (Tabla 3):

Espesor [cm]	Descripción estratigráfica del intervalo
25	Fangolita en contacto nítido-regular con areniscas rojizas de grano fino a medio, observándose gradación inversa. Luego se observa

	gradación normal, pasando de arenisca media a fina, y luego a fangolita.
17	Arenisca de grano medio, gris verdosa, masiva y polimíctica.
10	Arenisca rojiza masiva de grano fino a medio con laminación paralela. Luego esta arenisca grada a arenisca masiva de grano fino. Se observan algunas estructuras de relleno de arenisca de grano medio, gris claro y polimíctica.(Smf)
45	Intercalaciones de areniscas de grano medio y arenisca de grano grueso en pequeñas laminaciones de hasta 1,5 cm.(Smc)
22	Fangolita rojiza mayormente erosionada que las areniscas presentes. Aquí se aprecian estructuras tabulares discordantes, compuestas por arenisca de grano fino a medio, las cuales cortan perpendicularmente el estrato de fangolita (figura 23). Presentan potencia aproximadamente constante, pero no son paralelos al verlos en planta. Son rojizas a grisáceas y están en contacto nítido con la roca caja (fangolita), sobresaliendo por el menor grado de erosión. También es posible identificar grietas de desecación bien preservadas (MdS)
18	Arenisca de grano medio con clastos de fangolita de 0,1-1 cm, orientados con la estratificación. Sobreyacente a esto, la arenisca contiene lentes de fangolitas en discontinuidades perpendiculares a la estratificación, las cuales cortan la capa de fangolita. Se observan niveles con grietas de desecación bien preservadas (Sm).

*Tabla 3: Descripción intervalo donde se aprecian SSDS en EA1.*



*Figura 23: Estructuras discordantes en zona EA1.*

A escala de afloramiento estas SSDS se aprecian como estructuras tabulares discordantes, las cuales cortan perpendicularmente el estrato de fangolita (Figura 23). Si bien presentan potencia constante, estos no son paralelos según la vista en planta. Se presentan rojizos a grisáceos y en contacto nítido con la roja huésped (fangolita). Es importante destacar el relieve positivo que poseen estas estructuras tabulares con respecto a la roca huésped. Esto puede deberse a las diferencias en competencia y resistencia a la erosión entre la fangolita y la arenisca.

Las estructuras discordantes de mayor tamaño poseen longitudes de hasta 22 cm y ancho de hasta 10 cm. Además, la erosión diferencial entre las estructuras discordantes compuestas de areniscas finas a medias y la roca caja compuesta por fangolita limosa, permite reconocer aún más fácilmente la presencia de dichas estructuras. Estas estructuras se pueden observar lateralmente por al menos 20 metros.

De manera sobreyacente a las estructuras descritas en el párrafo anterior (hacia el W), es posible observar en el estrato de areniscas finas a medias, un nivel de fangolitas limosas discontinuo. Este estrato posee un espesor de hasta 4 cm, mientras que las discontinuidades poseen anchos que pueden superar los 4 cm. Estas discontinuidades poseen características similares a desplazamientos normales, además de encontrarse estrechamente asociada con las estructuras subverticales descritas anteriormente. Por sobre este nivel de fangolitas, se puede identificar una laminación de aproximadamente 0,5 cm de fangolita limosa, con características asemejables a grietas de desecación.

Aún más arriba en la secuencia sedimentaria, fue posible reconocer e identificar bajo vista en planta, la presencia de grietas de desecación. Estas nos confirman la polaridad de la secuencia, además de entregar indicadores sobre posibles condiciones híper-áridas durante la deposición.

Se extrajeron las muestras RD-05, RD-06, RD-07 y RD-08 de aquellas ubicaciones indicadas en las Figuras 6 y 7. De estas muestras se realizaron cuatro láminas delgadas para su caracterización a escala microscópica. Las muestras RD-05 y RD-06 corresponden a muestras de las estructuras tabulares discordantes a la estratificación, mientras que las muestras RD-07 y RD-08 corresponden al nivel stratigráfico superior, donde era posible apreciar fragmentos de fangolita. A continuación, se detallan las descripciones de las muestras mencionadas, bajo el microscopio óptico.



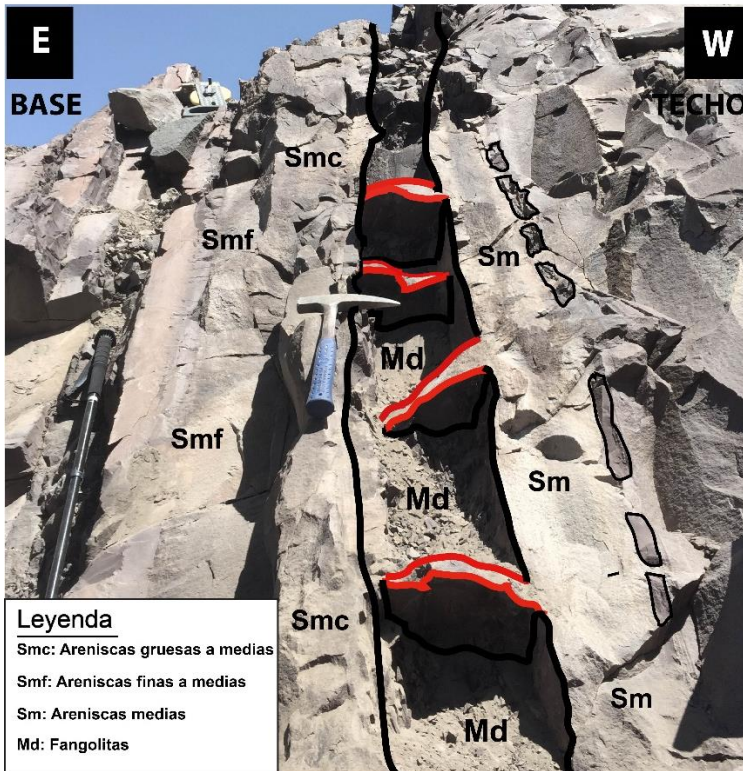


Figura 24: Estructuras de deformación sedimentaria en zona EA1, perteneciente al Miembro Punta Zanzi (Calderón, 2008), Formación Río Damas. La base y el techo de la secuencia se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.

## **RD-05**

Corresponde a una arcosa lítica de tamaño arena fina a media. El 50% de la roca corresponde al esqueleto, el 30% a la matriz y el 20% restante al cemento. El esqueleto está compuesto principalmente por plagioclasas (30%), cuarzo (40%) y fragmentos líticos sedimentarios (30%). Además se puede observar alteración a epidota en varias zonas de la lámina delgada (Figura 25).

Los clastos se presentan sub-angulares a angulares y con baja esfericidad. La muestra presenta una selección buena a moderada, los contactos entre granos son del tipo lineal a cóncavo-convexo. Se aprecia una relación esqueleto/pasta del 50%, por lo que se trata de una muestra clasto-soportada. Considerando las observaciones anteriores, se puede asegurar que la muestra presenta un nivel de madurez textural y composicional sub-maduro.

La composición de la matriz es similar a la del esqueleto, sin embargo los clastos son de tamaño limo grueso (Wentworth, 1922). Es posible observar cristales de plagioclasa, con macla carlsbad y polisintética y cristales de cuarzo con extinción ondulosa. El cemento está compuesto principalmente por cuarzo y es de carácter pelicular, tamaño mesocristalino y con cristales anhedrales.



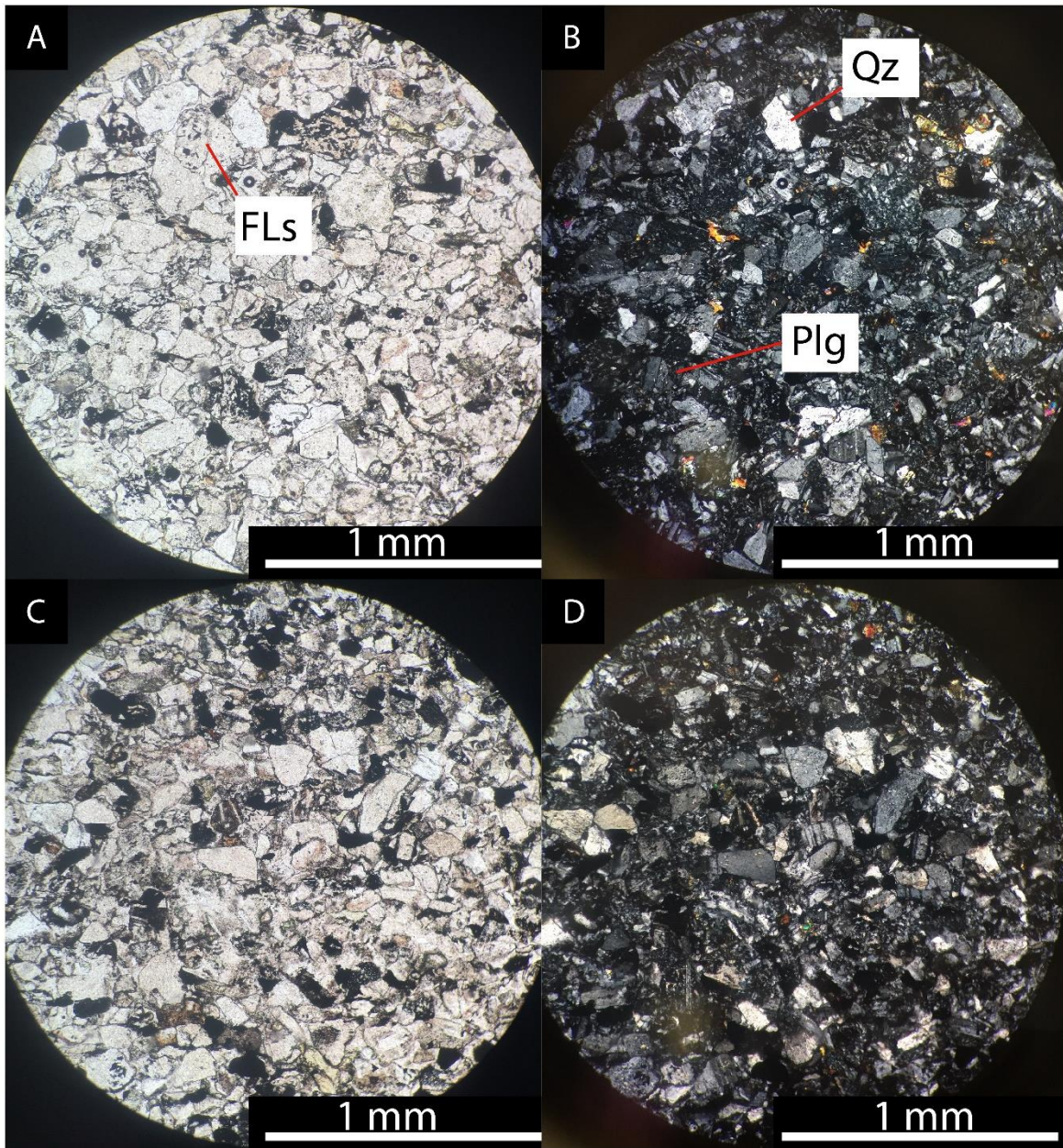


Figura 25: Lámina delgada correspondiente a la muestra RD-05 de la zona EA1. A. Imagen de la base de la lámina delgada a nicols paralelos. B. Imagen de la base de la lámina delgada a nicols cruzados. C. Imagen del techo de la lámina delgada a nicols paralelos.



## RD-06

Corresponde a una graucava lítica de tamaño arena fina a media, clasto-soportada. El 50% de la muestra corresponde al esqueleto, el 30% a la matriz y el 20% restante al cemento. La muestra está compuesta principalmente por plagioclasas (30%), cuarzo (40%) y fragmentos líticos sedimentarios (30%) tamaño arcilla. Los clastos se observan moderadamente seleccionados, subangulares y de baja esfericidad, lo que resulta en una roca de carácter submadura. Los contactos entre estos son largos a cóncavo-convexo. La matriz de la roca posee tamaño arcilla gruesa a arena fina (Wentworth, 1922) y está compuesta principalmente por microcristales de plagioclasa y cuarzo (Figura 26).

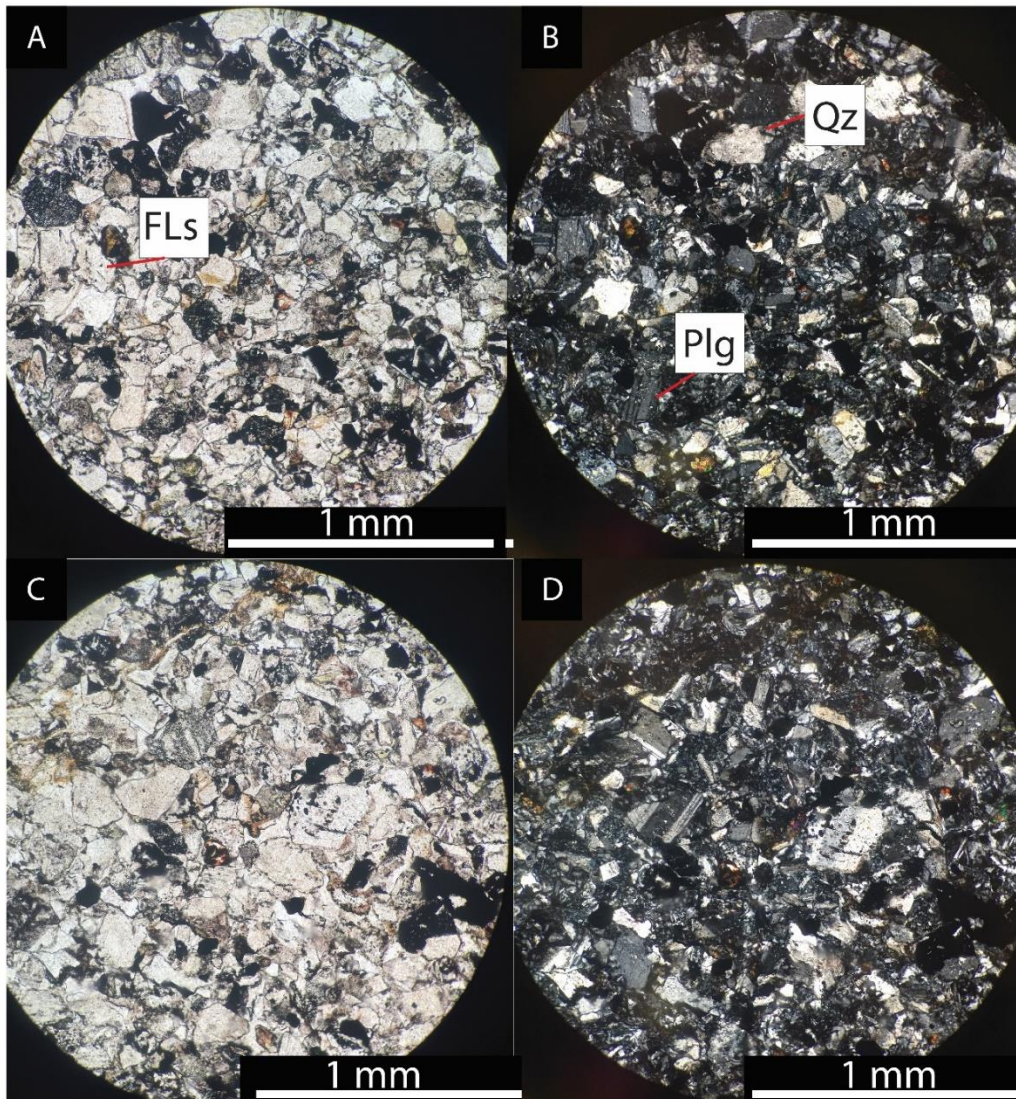


Figura 26: Lámina delgada correspondiente a la muestra RD-06 de la zona EA1. A. Imagen de la base de la lámina delgada a nicols paralelos. B. Imagen de la base de la lámina delgada a nicols cruzados. C. Imagen del techo de la lámina delgada a nicols paralelos.

## **RD-07**

Corresponde a fragmentos tabulares de fangolita limosa de hasta 2 cm, insertos en una matriz arcósica lítica, con cristales de cuarzo con textura pegmatítica, plagioclasa, alteración a epidota en algunas zonas y fragmentos líticos sedimentarios. Dichos fragmentos se encuentran insertos en una matriz con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (40%) y fragmentos líticos (30%). Los tamaños de los clastos que componen la matriz están comprendidos en el rango 0,21 - 1,1 mm; con un promedio de 0,42 mm (Figuras 27 y 28).

Los fragmentos de fangolita, son de color café, forma tabular y una geometría angular a sub-angular y con un bajo grado de esfericidad. Se pueden observar laminaciones más oscuras en el fragmento de fangolita, presumiblemente asociadas a la oxidación de minerales ferromagnesianos.

En el interior de estos fragmentos se observan cristales de cuarzo y plagioclasa de tamaño arcilla, dispuestos de forma alineada; además de fracturas sinuosas con un relleno de composición similar a la matriz, donde predominan cristales de plagioclasa y cuarzo, además de fragmentos líticos sedimentarios tamaño arcilla. Los bordes interiores de las fracturas se ven semi-regulares con algunas zonas muy angulosas. Las grietas se acuñan hacia el interior del fragmento de fangolita.

Los bordes de los fragmentos principales de fangolita se ven muy angulosos, atravesados por grietas sinuosas y con fragmentos secundarios de fangolita arcillosa, de menor tamaño los que parecen haberse desprendido del fragmento principal.

Los fragmentos de fangolita poseen una orientación promedio de 13,4° con respecto al techo de la secuencia sedimentaria estudiada, la cual posee una orientación de N10°E y un buzamiento de 75° al NW (González, 2010).



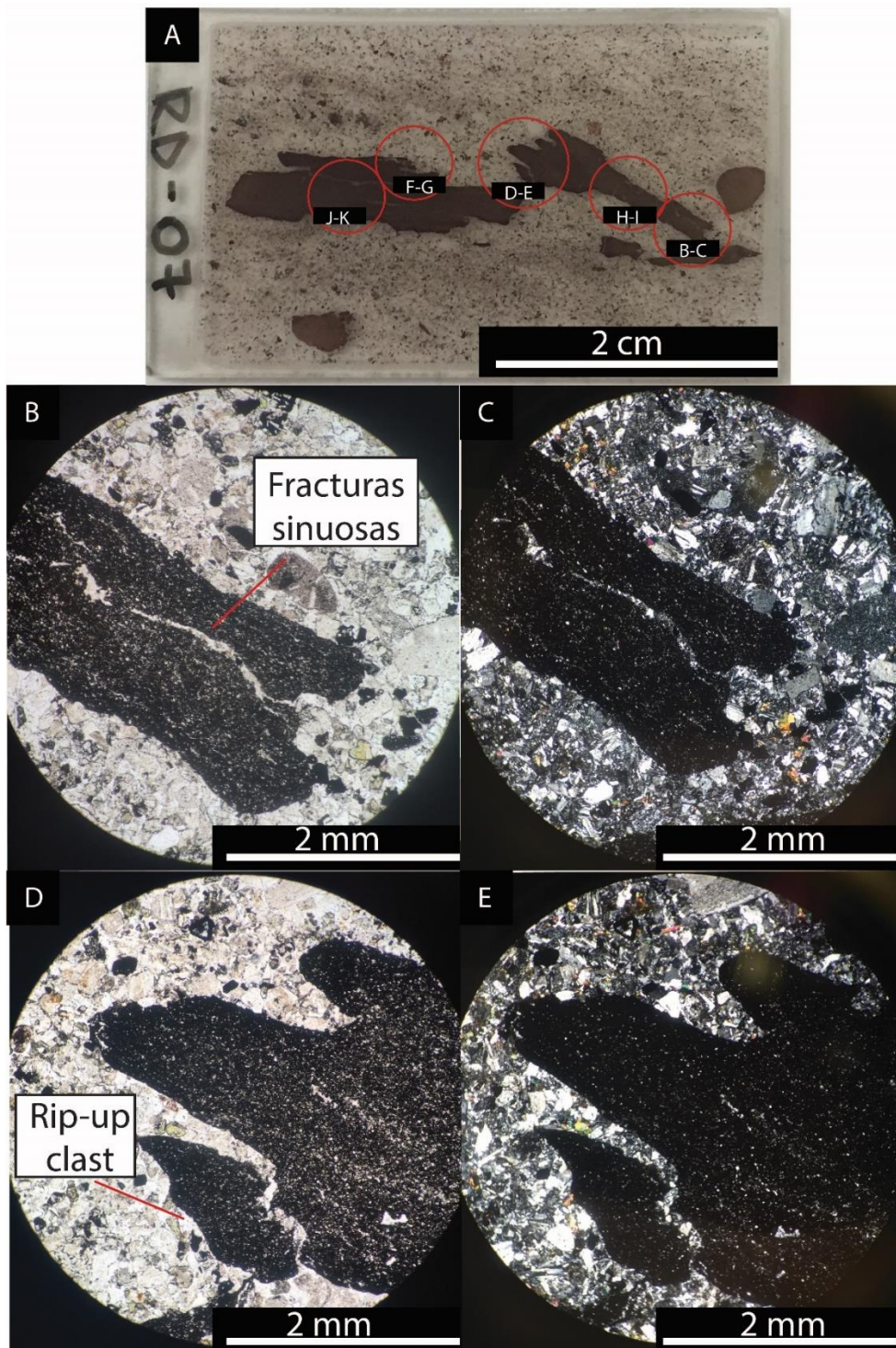
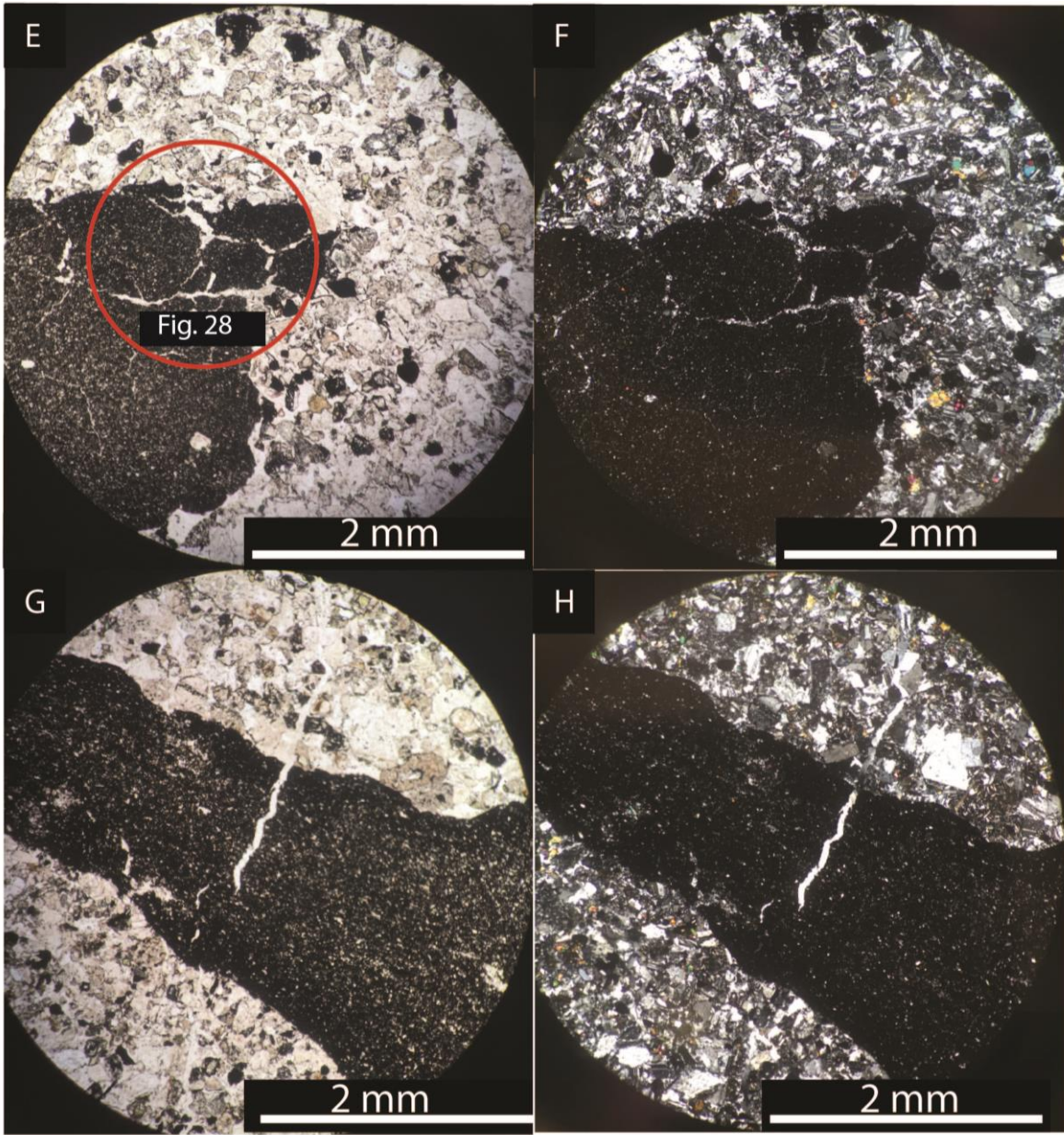
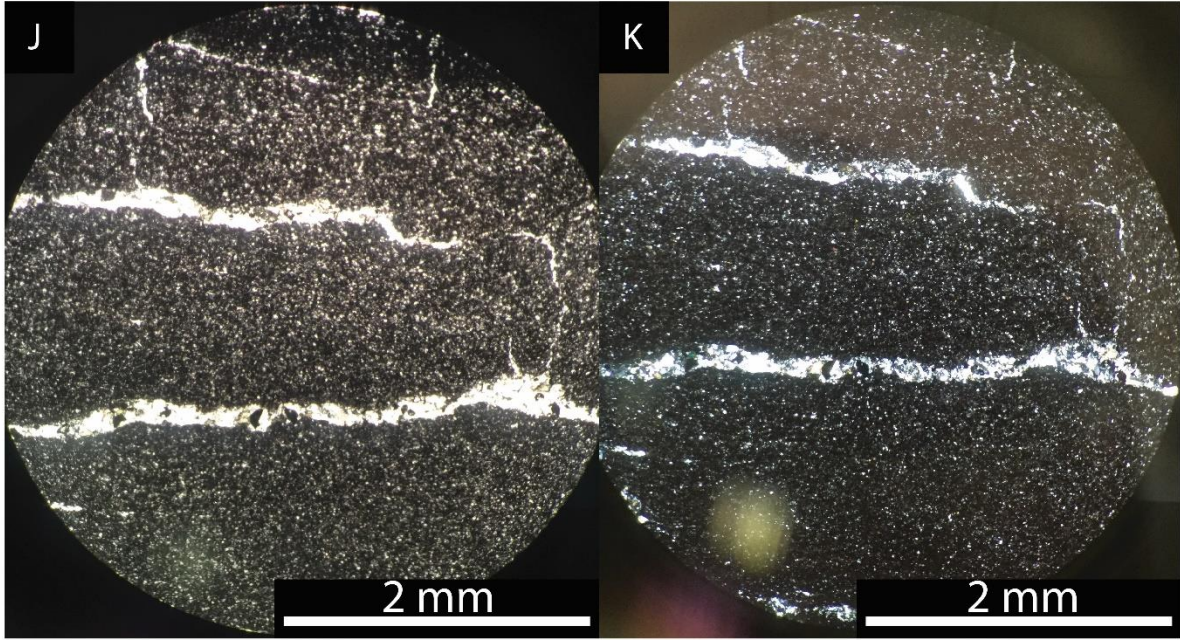


Figura 27: Muestra RD-07 correspondiente a fragmentos de fangolita en el estrato que sobreyace a las estructuras discordantes. A. Ubicación imágenes en la lámina delgada. B. Grietas sinuosas a nicols paralelos. C. Grietas sinuosas a nicols cruzados. D. Rip-up clasts a nicols paralelos. E. Rip-up clasts a nicols cruzados. F. Rip-up clasts a nicols paralelos. Se muestra la ubicación de la G. Rip-up clasts a nicols cruzados. H. Grietas sinuosas a nicols paralelos. I. Grietas sinuosas a nicols cruzados.



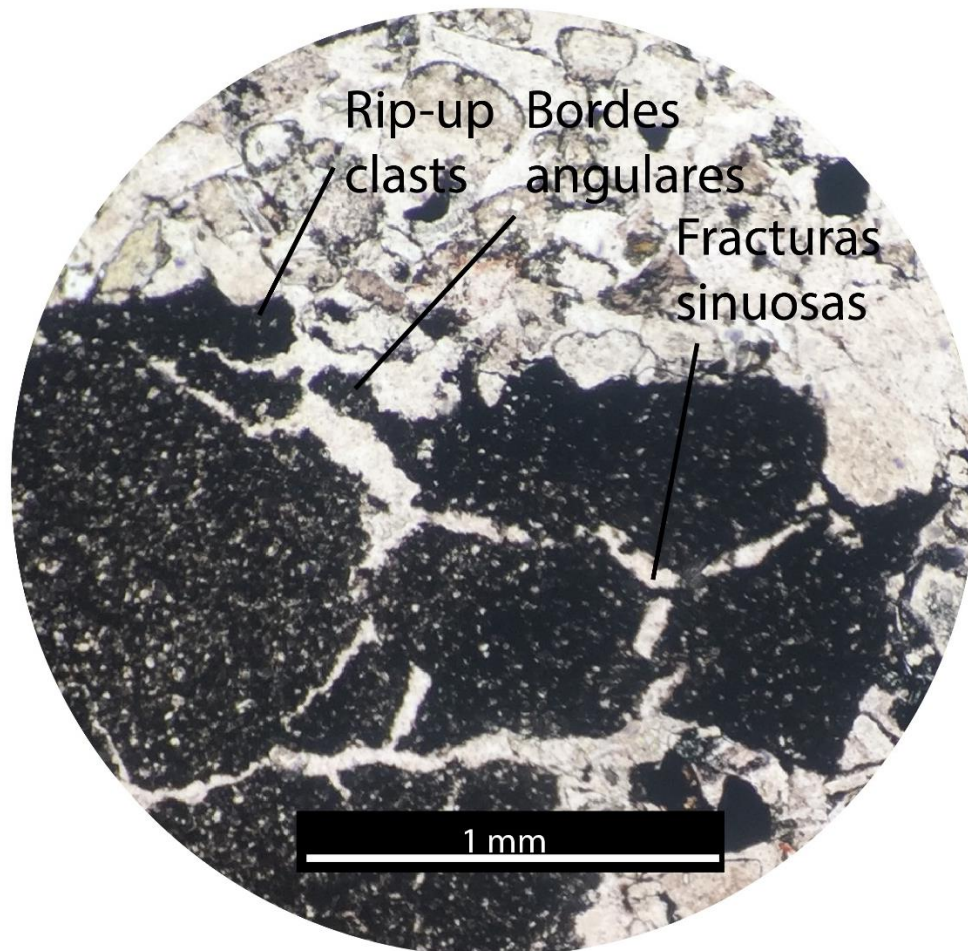


*Continuación Figura 27*



*Continuación Figura 27*





*Figura 28: Zoom a la figura 26F. Se aprecian rip-up clasts, bordes angulosos y grietas sinuosas.*

## **RD-08**

Corresponde a una arcosa lítica, con fragmentos tabulares de fangolita de hasta 5,4 mm insertos en una matriz con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (40%) y fragmentos líticos (30%). Los tamaños de los clastos que componen la matriz, van entre 0,14 - 0,94 cm, con un promedio de 0,42 cm. Los fragmentos de mayor tamaño corresponden a fangolita de color café, presentan forma tabular, una geometría angular a sub-angular y un bajo grado de esfericidad. En el interior de estos fragmentos se observan cristales de cuarzo y plagioclasa de tamaño arcilla, dispuestos de forma orientada en su interior; además de fracturas sinuosas con un relleno de composición similar a la matriz, donde predominan cristales de plagioclasa y cuarzo, además de fragmentos líticos sedimentarios. Los bordes de los fragmentos de fangolita se observan sub-redondeados. Sin embargo, es posible identificar zonas donde los bordes de los fragmentos de fangolita son muy angulares. Es posible además, observar fragmentos líticos arcillosos de tamaño arena media, rodeando a los fragmentos principales de igual composición (Figuras 29 y 30).

Los fragmentos de fangolita poseen una orientación promedio de  $14,2^\circ$  con respecto al techo de la secuencia sedimentaria. Esta secuencia posee una orientación con respecto al norte de  $N10^\circ E$  y un buzamiento de  $75^\circ$  al NW (González, 2010).



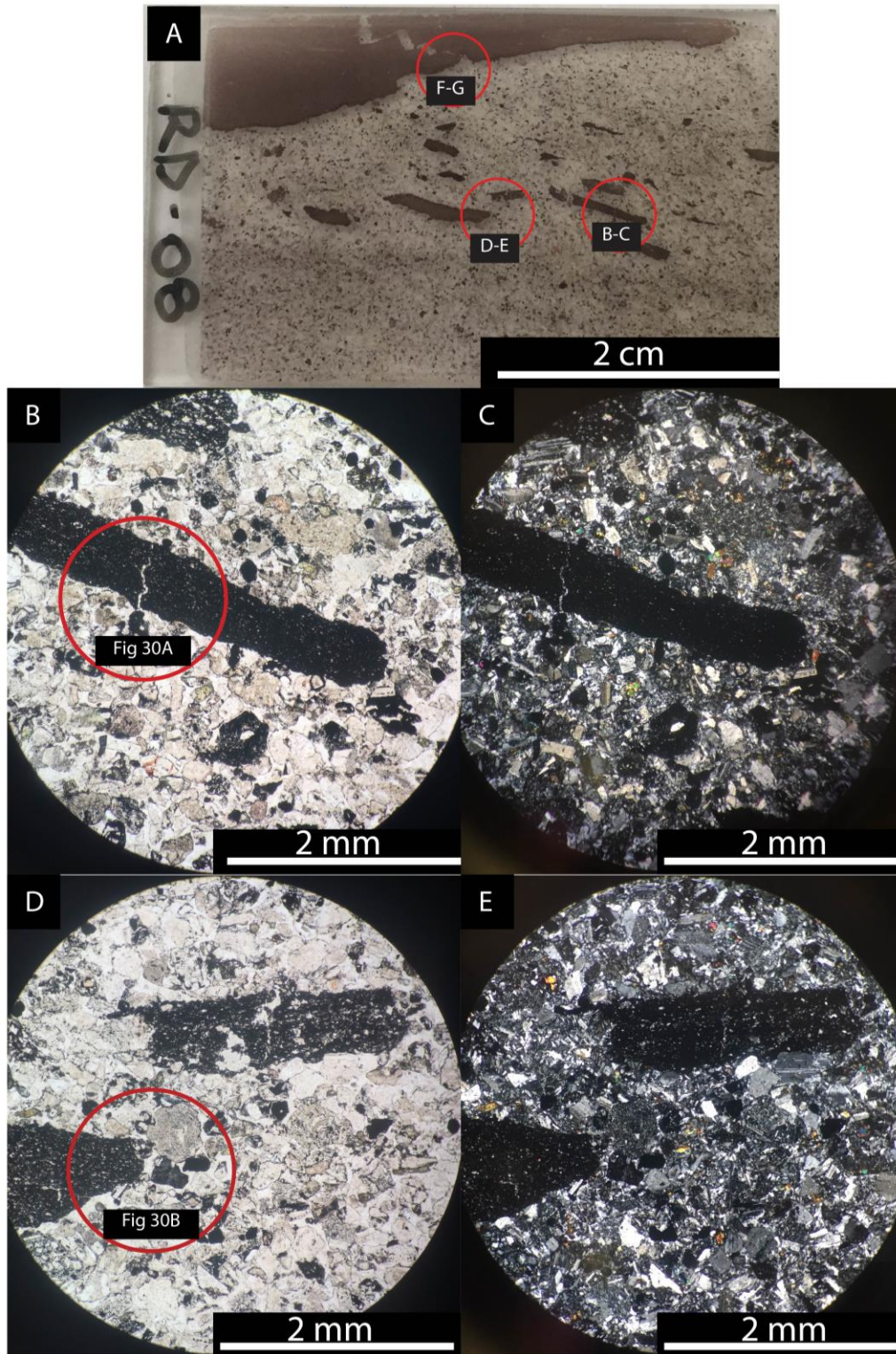
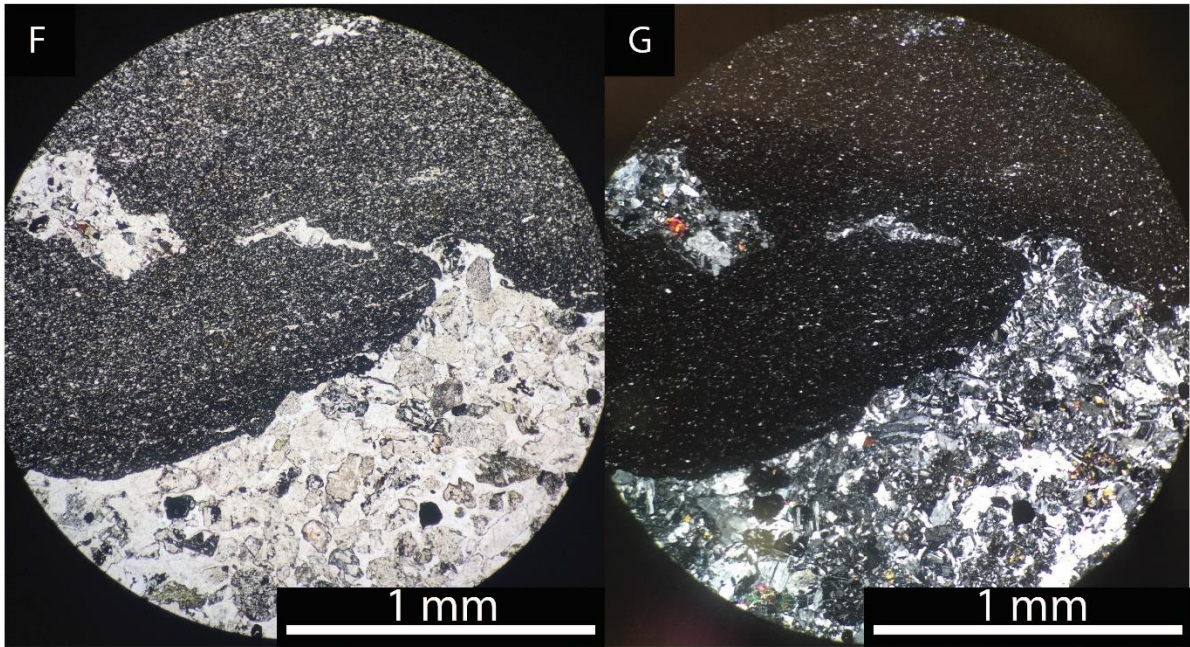
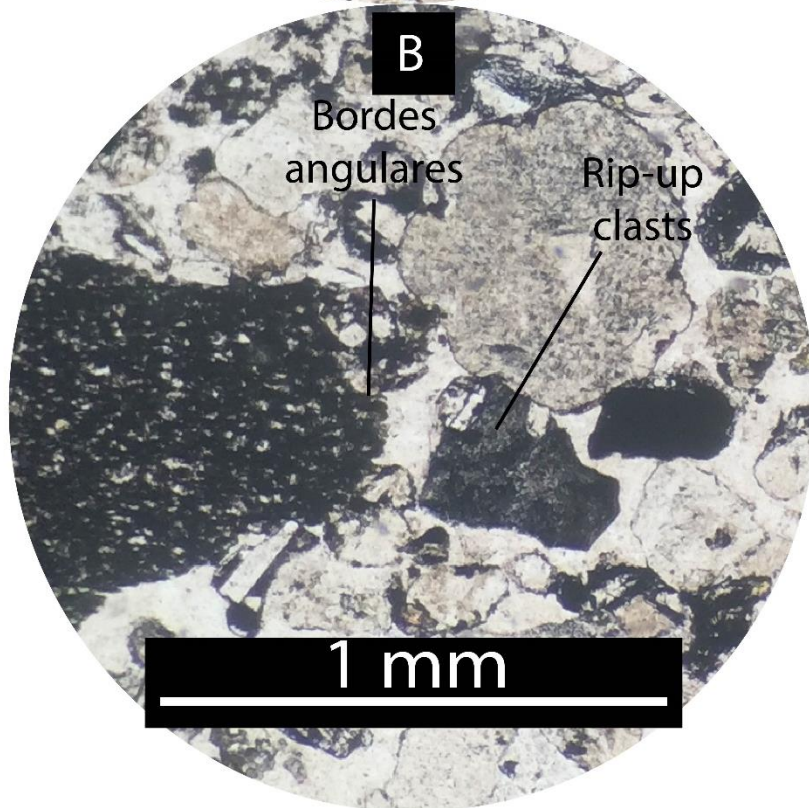
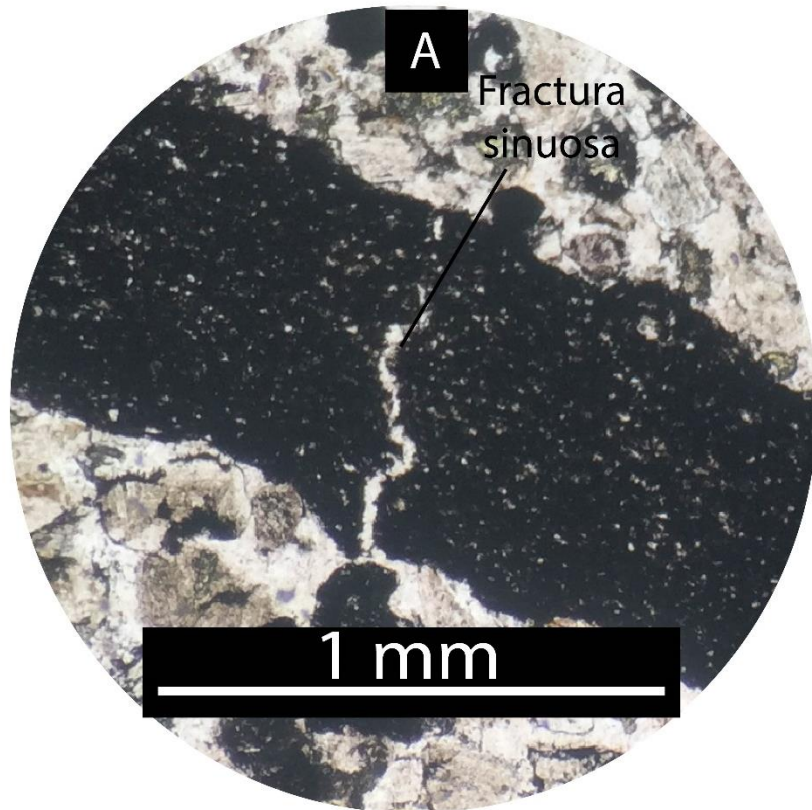


Figura 29: Muestra RD-08 correspondiente al nivel que sobreyace a las estructuras discordantes a la estratificación. Ubicación horizontal, adyacente a las estructuras. A. Ubicación de imágenes en lámina delgada B. Grietas sinuosas a nicols paralelos. C. Grietas sinuosas a nicols cruzados. D, F. Rip-up clast a nicols paralelos. E, G. Rip-up clasts a nicols cruzados.



*Continuación Figura 29*





*Figura 30: Zoom a las figuras 29B y 29D. A. Grietas sinuosas. B. Bordes angulares a muy angulares y rip-up clasts.*

#### 4.2.2. Estructuras en afloramiento N°2 (EA2)

Corresponden a aquellas SSDS identificadas en la columna estratigráfica N°2 (figuras 3B y 21). En esta ubicación fue posible identificar SSDS de similares características a EA1, donde destacan inyecciones verticales de sedimentos a través de un estrato de fangolita (Md), el cuál sobreyace concordantemente a un nivel de areniscas finas a medias (Smf) y el cuál a su vez sobreyace a un grueso paquete de paraconglomerados polimicticos. Las inyecciones verticales de sedimentos observadas poseen hasta 56 cm de largo y 10 cm de ancho y poseen una extensión lateral la cual no supera los 7,5 m. En particular, se identificaron en este afloramiento (figura 30), cuatro estratos con SSDS, sin embargo las dimensiones y extensión lateral de las inyecciones verticales de sedimentos es variada. Cabe destacar que la erosión diferencial entre las litologías fangolita (Md) y areniscas finas a medias (Smf), permite un mejor reconocimiento de dichas estructuras.

El estrato A (Figuras 31 y 32), compuesto por fangolitas limosas (Md), se apoya concordantemente por sobre un nivel de areniscas finas a medias con estratificación cruzada planar (Smf) y subyace concordantemente a un nivel compuesto por paraconglomerados polimicticos (Cm). Es importante notar que Smf, sobreyace a un nivel de paraconglomerados polimicticos (Cm). Las inyecciones verticales de sedimentos observadas en este nivel estratigráfico poseen longitudes de hasta 56 cm y anchos de hasta 4 cm. Dichas inyecciones verticales de sedimentos se encuentran separadas por distancia de hasta 50 cm.

El estrato B (Figuras 31 y 33), corresponde a fangolitas limosas (Md) el cual se apoya concordantemente por sobre un nivel de areniscas finas a medias con estratificación paralela y cruzada planar y en artesa (Smf) y subyace, también concordantemente a otro nivel muy similar a Smf. Las inyecciones verticales de sedimentos identificadas en este nivel estratigráfico, poseen longitudes de hasta 14 cm y anchos de hasta 7 cm. Dichas inyecciones verticales de sedimentos se encuentran separadas por distancias de hasta 60 cm.

El estrato (Figuras 31 y 34), presenta características similares al nivel estratigráfico B, donde el estrato de fangolita limosa (Md) el cual aloja a las inyecciones verticales de sedimento, se apoya y a la vez subyace concordantemente a niveles compuestos por areniscas finas a medias con estratificación paralela (Smf). En este nivel estratigráfico, las inyecciones verticales de sedimentos poseen longitudes de hasta 19 cm y un ancho de hasta 3 cm, y se encuentran separadas por distancias de hasta 60 cm.

Finalmente, el estrato D (Figuras 31 y 35), presenta características similares a los dos niveles estratigráficos descritos anteriormente, en donde el nivel de fangolitas limosas (Md) que posee las inyecciones verticales de sedimentos se apoya por sobre una nivel de areniscas finas a medias con estratificación paralela (Smf), el cual a su vez sobreyace a un nivel de paraconglomerados polimicticos. Por sobre el nivel estratigráfico Dm se dispone otro nivel de areniscas finas a medias con

estratificación paralela (Smf). Las inyecciones verticales de sedimentos identificadas en este nivel estratigráfico poseen longitudes de hasta 12 cm y anchos de hasta 10 cm, y se encuentran separadas por distancias de hasta 65 cm.

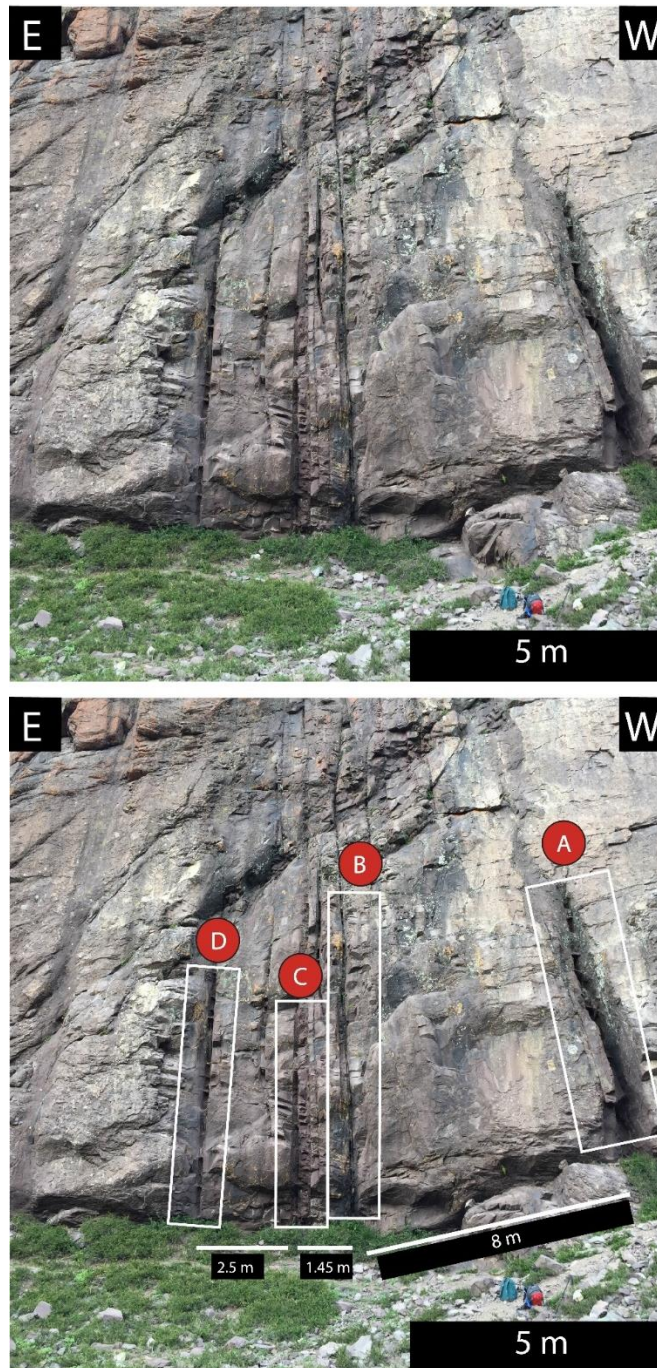
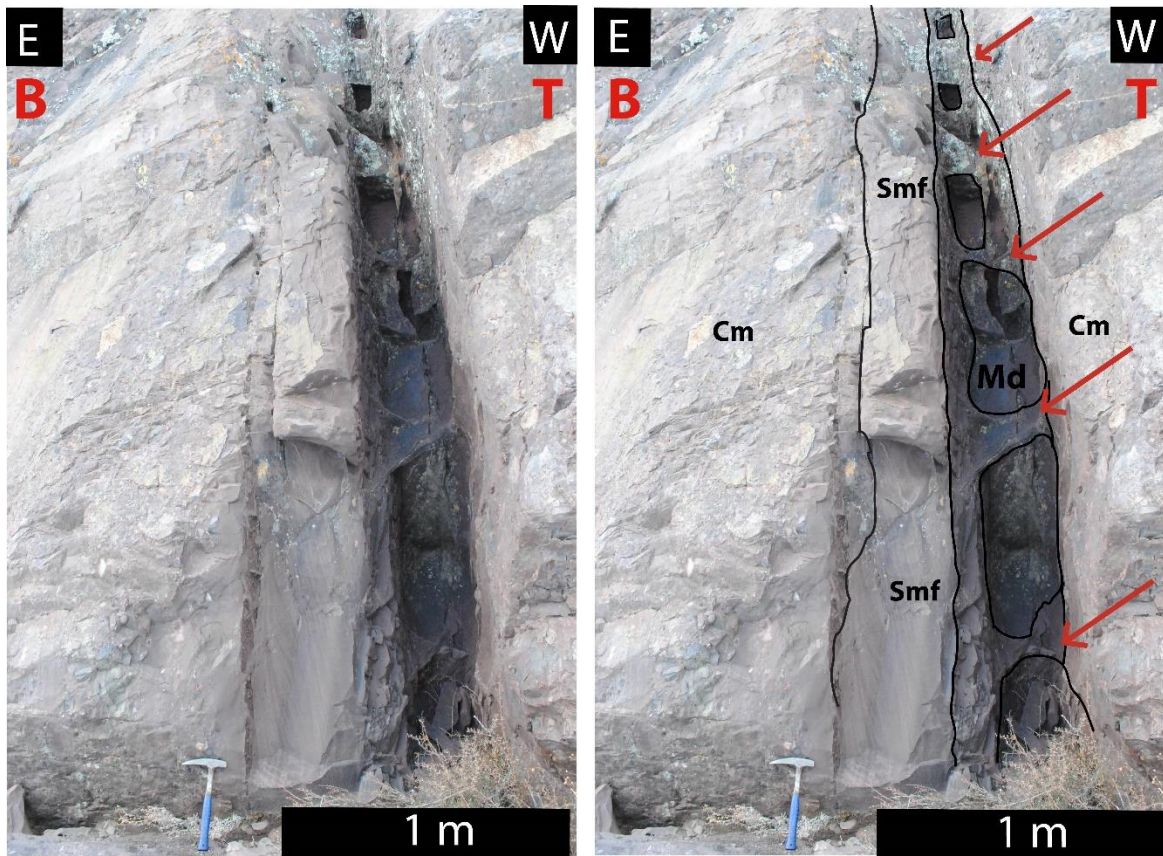


Figura 31: Niveles estratigráficos de la zona EA2 que alojan estructuras de deformación sedimentaria. Los niveles A, B, C y D, se muestran en detalle en las figuras 31, 32, 33 y 34, respectivamente.





### Leyenda

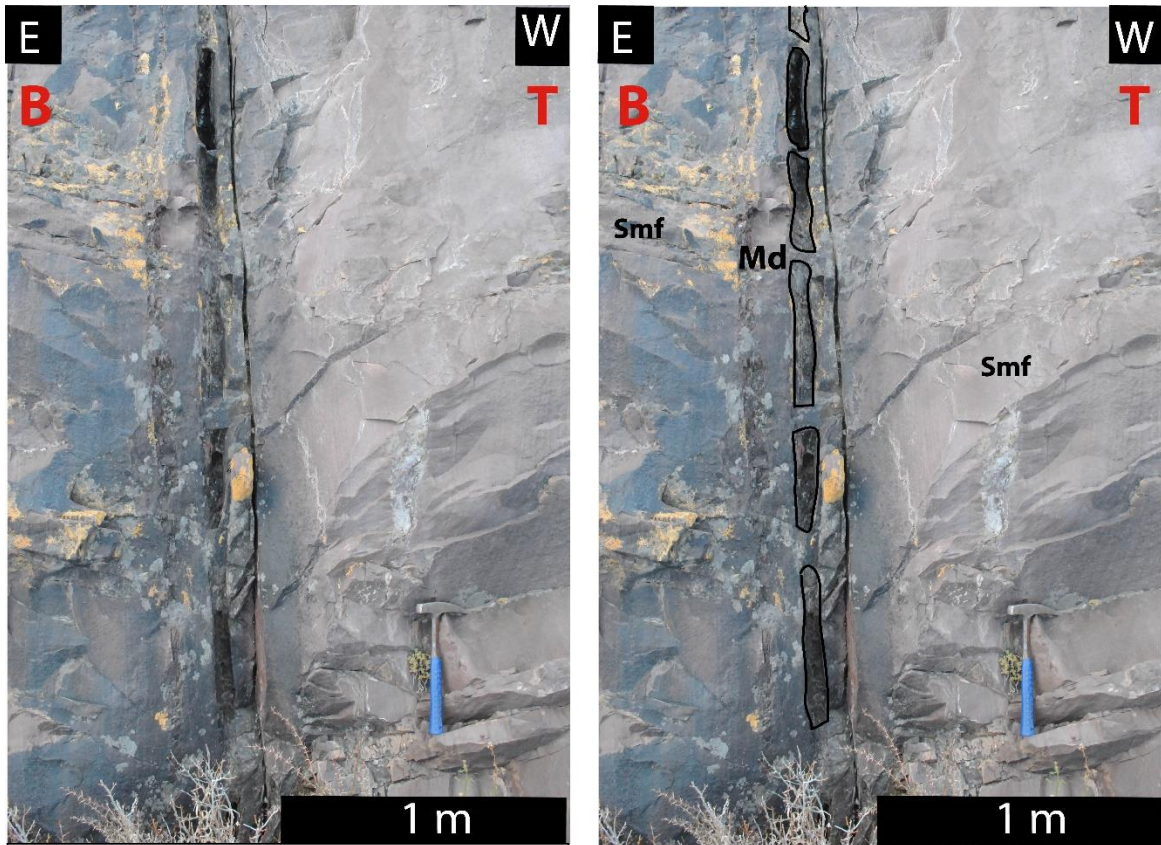
Md: Fangolita

Smf: Areniscas finas a medias

Cm: Conglomerado matriz soportado

↙ : Estructuras verticales

*Figura 32: Estrato A de la zona EA2. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.*



**Leyenda**

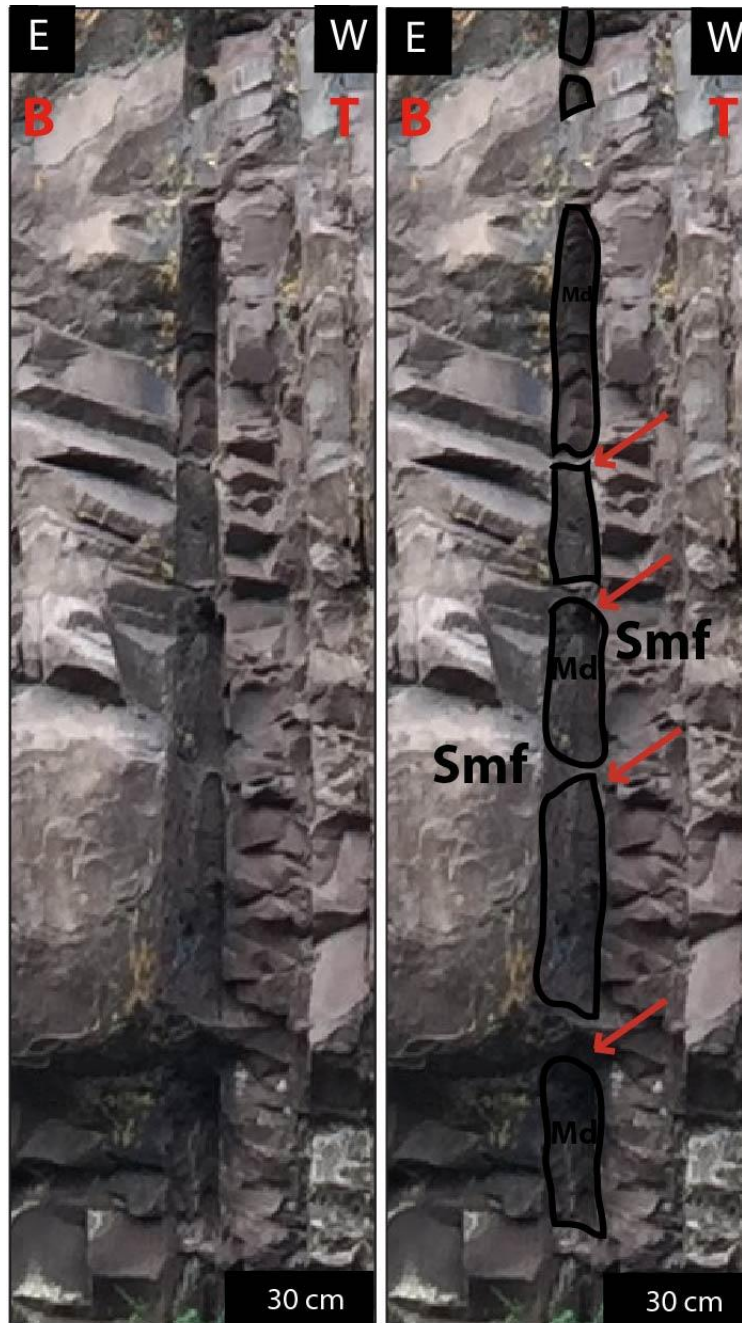
Md: Fangolita

Smf: Areniscas finas a medias

↙ : Estructuras verticales

*Figura 33: Estrato B de la zona EA2. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.*

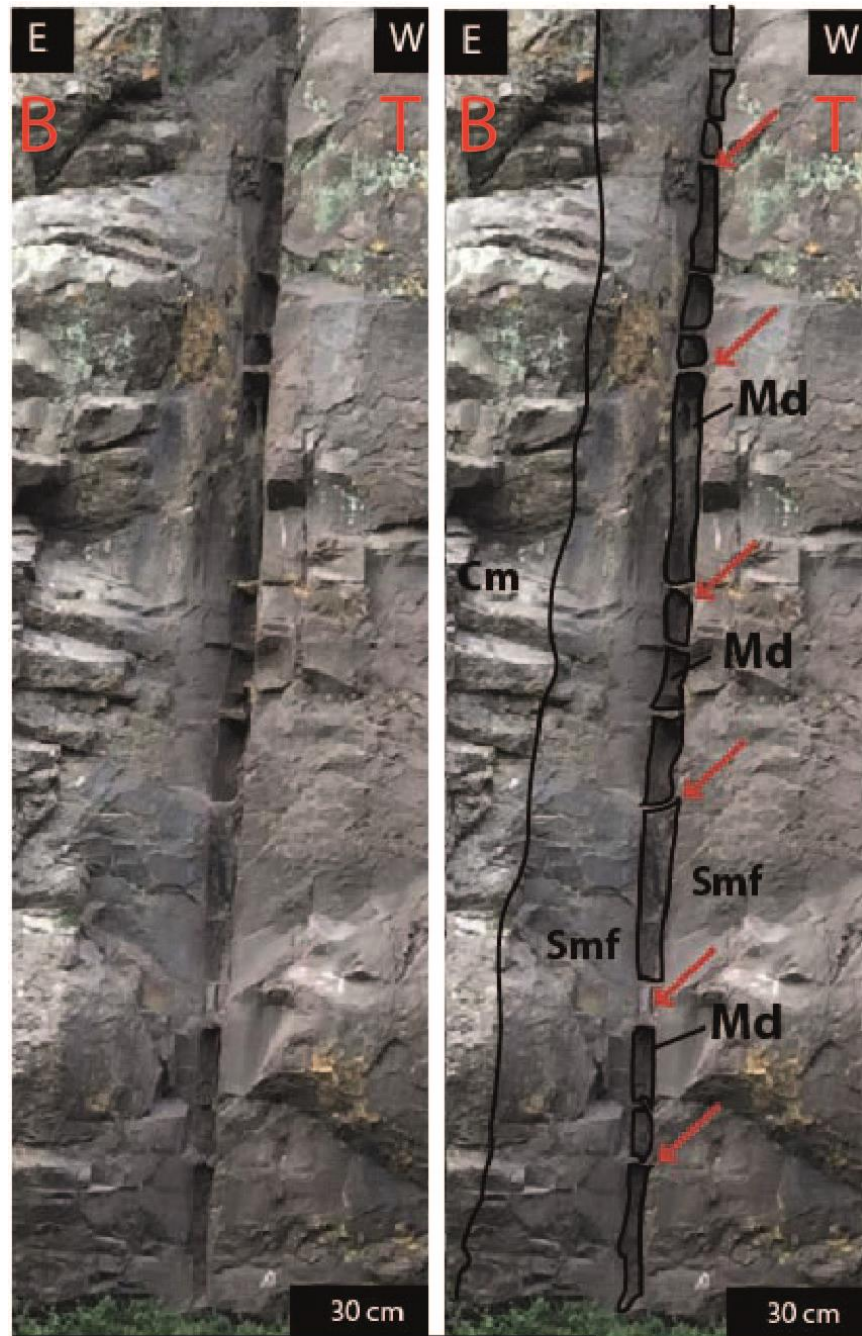




Leyenda

- Md: Mudstone
- Smf: Medium-fine sandstone
- ↙ : Estructuras verticales

Figura 34: Estrato C. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.



**Leyenda**

Md: Fangolita

Smf: Areniscas finas a medias

Cm: Conglomerado matriz soportado

↙ : Estructuras verticales

Figura 35: Estrato D. Se muestran estructuras de deformación sedimentaria similares a las identificadas en EA1. Base y techo se encuentran hacia la izquierda y derecha de la imagen, respectivamente.



#### 4.2.3. Estructuras en bloques

González (2010) dividió una serie de grandes depósitos de morrenas y remociones en masa ubicados en la confluencia del estero Morado con el Río Colina, en abanicos y planicies aluviales (Qa), planicies y depósitos lacustres (Ql), superficies y depósitos glaciares (morrenas (Qm) y superficies fluvioglaciares (Qfg), y depósitos de remoción en masa (figura 18).

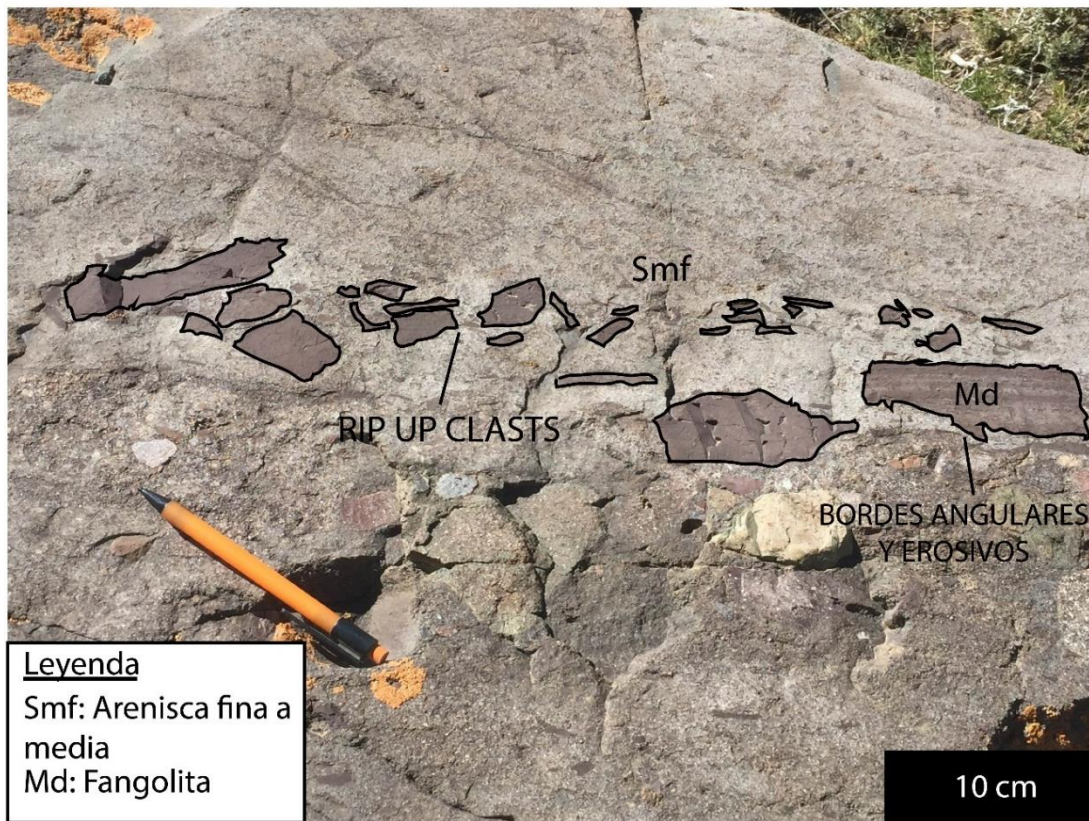
Esta última categoría fue a su vez dividida en depósitos de remoción en masa por caídas de rocas (Qrmc), depósitos de remoción en masa por deslizamientos y avalanchas de roca (Qrmd) y depósitos de remoción en masa por reptación o solifluxión (Qrmr).

Las muestras de bloques extraídas durante la campaña de terreno en la zona de estudio (figura 3) corresponden a depósitos de remoción en masa por deslizamiento y avalanchas de rocas (Qrmd(c) y Qrmd (d)) (figura 18). Estos depósitos están compuestos por bloques de areniscas con intercalaciones centimétricas de conglomerados y matriz arenosa, que llegan a los 30 m de diámetro, de forma angular a subangular (González, 2010).

La unidad (c) ha sido clasificada como el resultado de una avalancha de roca. La fuente del depósito corresponde a la ladera oeste del Cerro Mesoncito, que está constituida por los miembros Punta Zanzi y Cerro Catedral (conglomerados con intercalaciones de areniscas) pertenecientes a los niveles superiores de la Formación Río Damas (González, 2010).

## 1. Muestra 1 (M1)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas, identificados por González (2010). El bloque está compuesto por areniscas de grano fino a medio grises a moradas en la cual es posible identificar fragmentos de fangolita limosa de hasta 18 cm con laminación paralela dispuestos de forma caótica, pero preservando una orientación preferencial semi-horizontal concordante con la estratificación. Estos se presentan angulosos a subangulares y con baja esfericidad. Los bordes de los fragmentos de fangolita se regulares en sus bordes largos, mientras que en aquellos bordes cortos, los contactos se observan irregulares y angulares. Estos bloques presentan numerosas similitudes con *rip-up clasts*. (Figura 36).



**Leyenda**

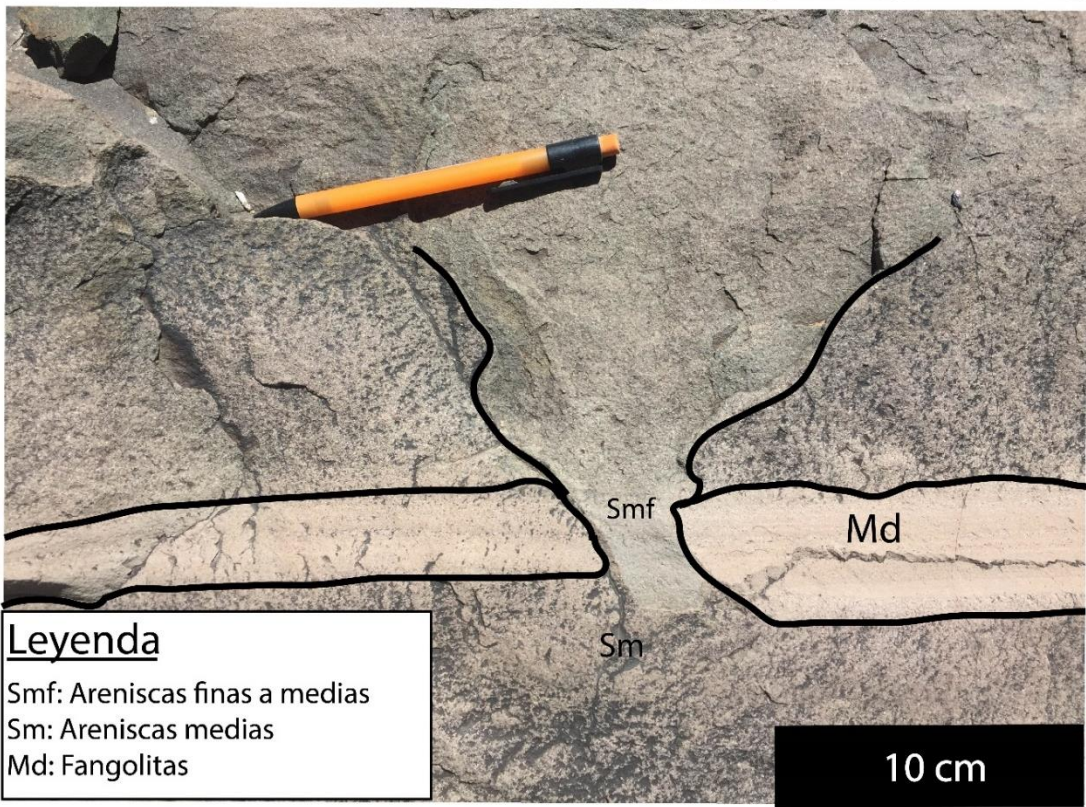
Smf: Arenisca fina a media  
Md: Fangolita

Figura 36: Muestra M1. Destacan rip-up clasts y bordes angulares y erosivos en fragmentos de fangolita. El techo se encontraría en la parte superior de la imagen.

## 2. Muestra 2 (M2)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalancha de rocas definidos por González (2010). Este presenta una intercalación de arenisca gris a rosada de grano medio y laminación paralela, con un nivel de 4 cm de fangolita limosa rosada a blanquecina con laminación paralela. Se puede observar una fractura de 3 cm de ancho en el estrato de fangolita, la cual se presenta discordante a la estratificación y está rellena por sedimento de color gris y tamaño arena media. Esta relación de corte nos permite asegurar que el fracturamiento de la fangolita y su posterior relleno son post deposicionales. Los contactos superiores e inferiores de la fangolita con la arenisca se observan semi-regulares y erosionales en algunas zonas (Figura 37).





*Figura 37: Muestra M2. Destaca fractura rellena, vertical y discordante a la estratificación. Leyenda en la imagen. El techo se encontraría en la parte superior de la imagen.*

### 3. Muestra 3 (M3)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas definidos por González (2010). Este bloque está compuesto por una intercalación de areniscas gris a rosadas de grano fino a medio y laminación paralela, con estratos de fangolita rosada de hasta 10 cms de espesor, los cuales también presentan laminación paralela. Los contactos entre los estratos de fangolita limosa se observan nítidos en algunas zonas, mientras que en otras son sinuosos y con socavamientos aparentemente erosivos. El estrato inferior de fangolita presenta estructuras verticales y discordantes a la estratificación, rellenas con sedimento de color gris a rosado y tamaño arena fina a media. De estas estructuras, algunas cortan completamente al estrato de fangolita, mientras que otras lo cortan parcialmente. Las relaciones de corte entre las fracturas y la estratificación, nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno fueron de carácter post-deposicional (Figura 38).



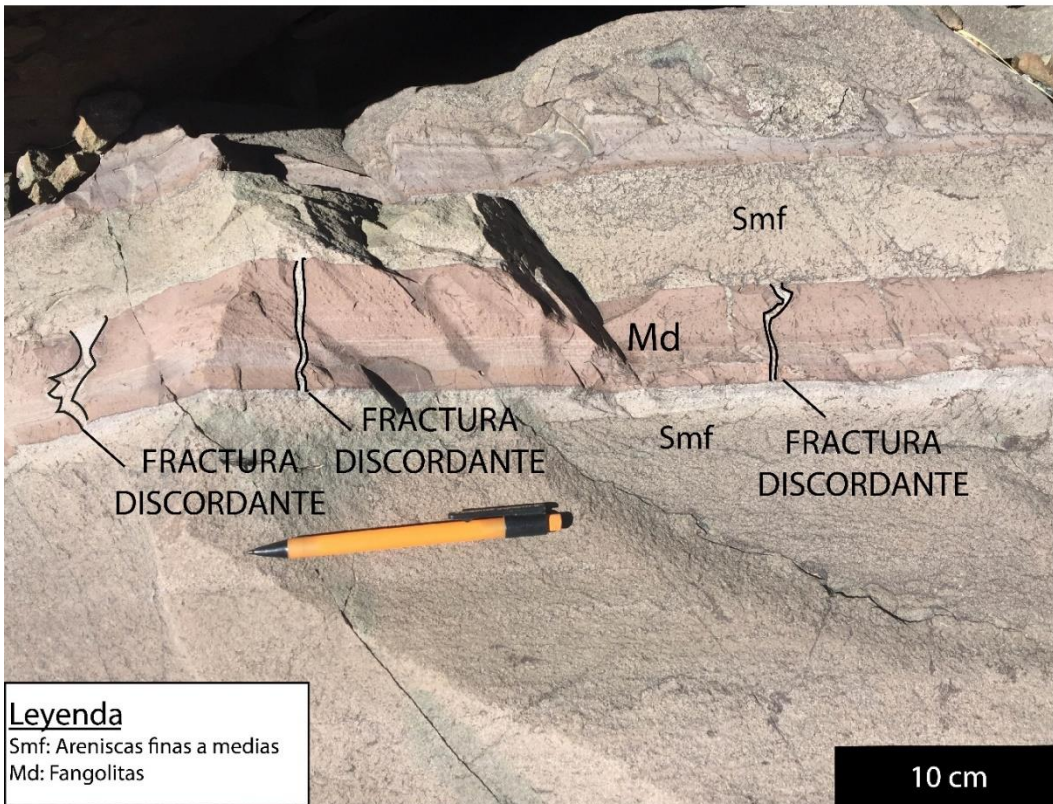


Figura 38: Muestra M3. Destacan las fracturas rellenas, sinuosas y discordantes al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen. El techo se encontraría hacia la parte superior de la imagen.

#### 4. Muestra 4 (M4)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas, definidos por González (2010). En este bloque se aprecian estructuras subverticales y discordantes a la estratificación (Figura 39). Dichas estructuras serán descritas en detalle en las muestras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5.

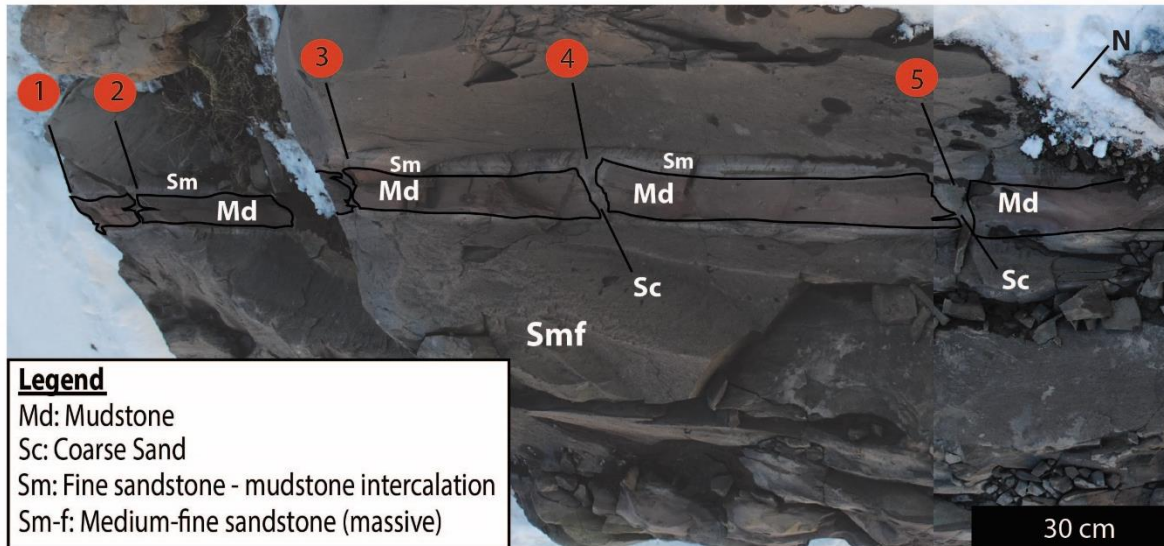


Figura 39: Muestra M4. Se muestran las ubicaciones de las muestras M4.1, M4.2, M4.3, M4.4 y M4.5; con los números 1 al 5, respectivamente.

#### Muestra 4.1.

En el bloque se observa una intercalación de arenisca gris blanquecina, de tamaño de grano fino a medio con fangolita limosa rosada (Figura 40). El estrato de fangolita presenta una fractura vertical y discordante con la estratificación, la cual se propaga de manera lateral hacia ambos lados de la imagen, separando el estrato de fangolita y formando socavamientos erosionales interiores, junto con clastos de fangolita alargados y angulares. Esta se encuentra rellena por sedimentos de color gris blanquecino el cual presenta una gradación normal en los tamaños de grano. Este comienza con areniscas finas a medias con textura masiva las cuales subyacen a areniscas gruesas (Sc) dispuestas concordantemente por debajo del estrato de fangolita y que componen al menos 3/4 del relleno de la fractura subvertical. Por sobre Sc se observa una intercalación de areniscas finas con fangolitas (Sm) dentro de la cual es posible evidencias marcas de flujo hacia la parte superior de la imagen.

Los contactos entre la fangolita y la arenisca, se presentan caóticos, graduales y erosivos, destacándose la presencia de bordes muy angulares, socavamientos erosionales y estructuras que asemejan *rip-up clasts*.



Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, corresponden a procesos post-deposicionales.

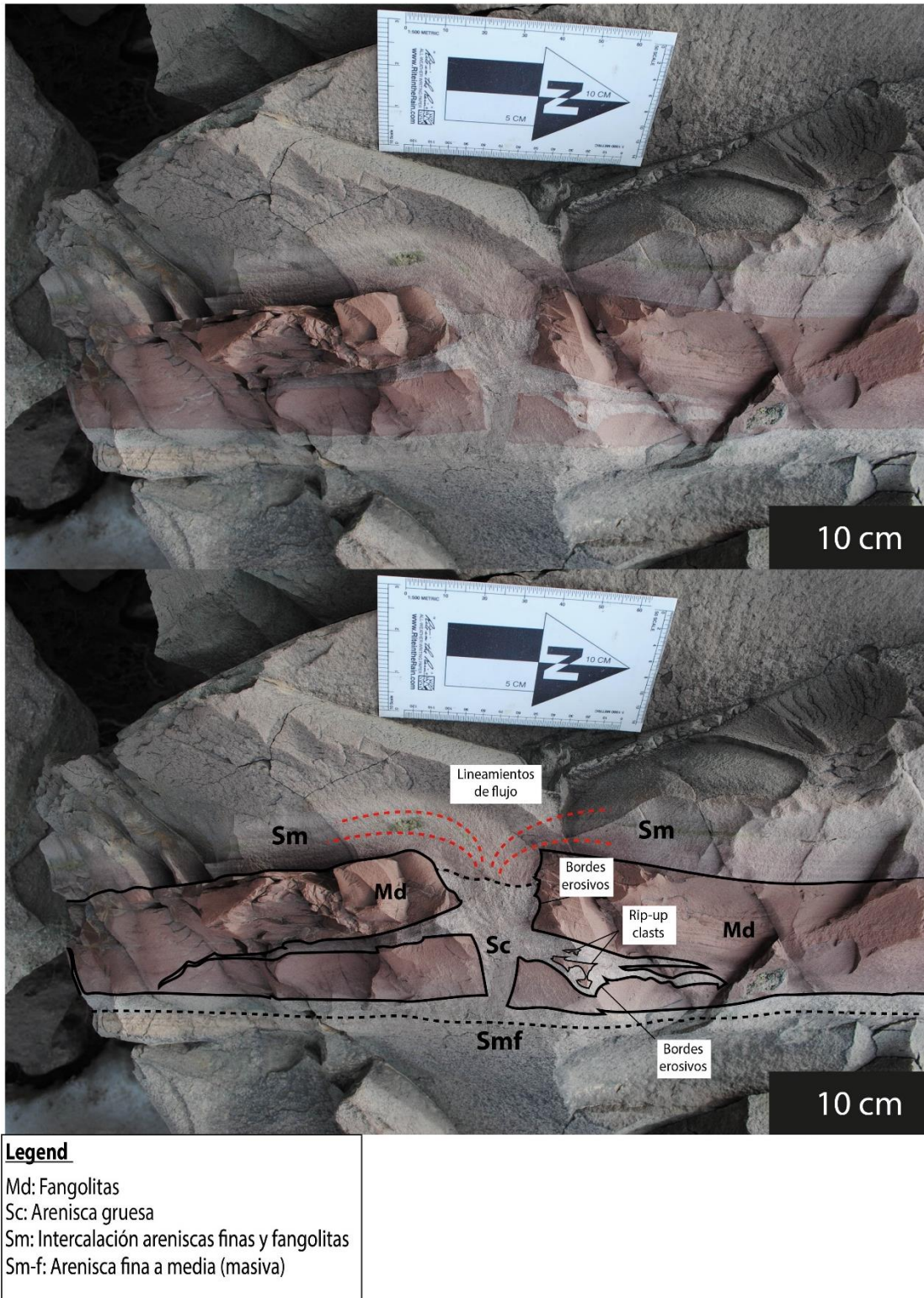


Figura 40: Muestra 4.1. Se aprecian rip-up clasts, marcas de flujo (lineamientos de flujo) y gradación normal dentro del relleno de la estructura.

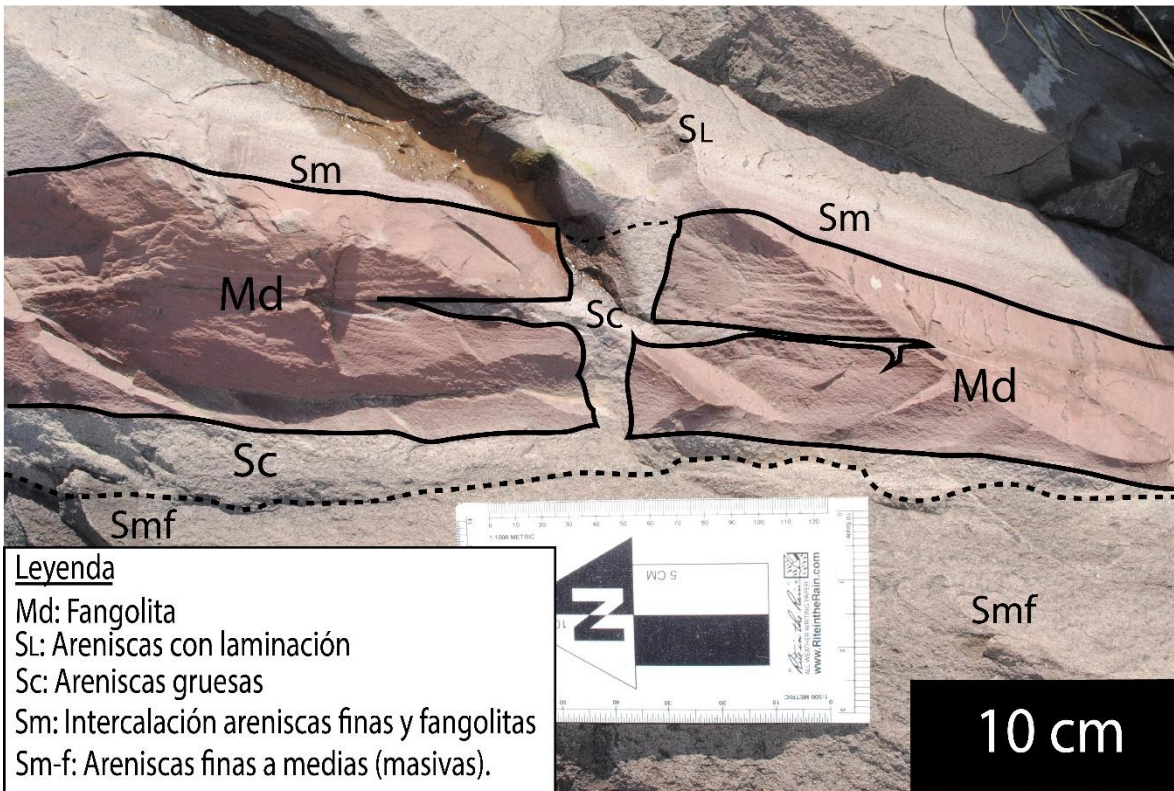
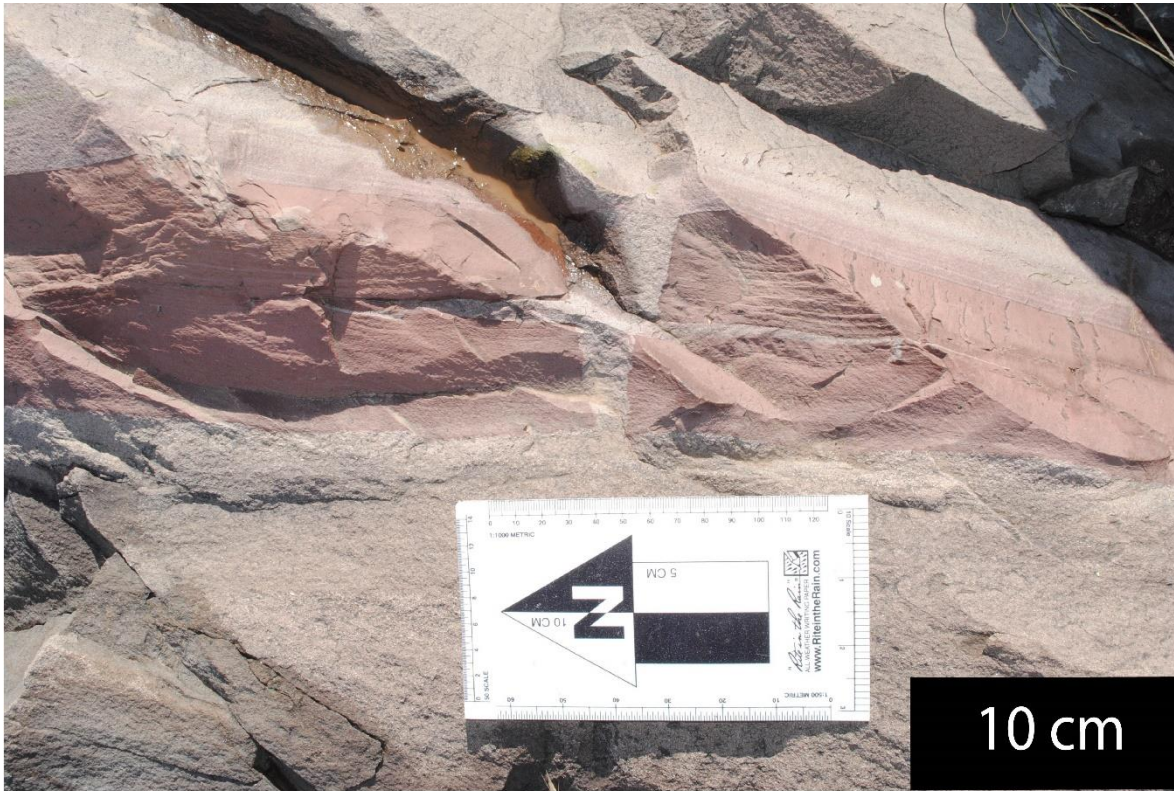
#### Muestra 4.2.

Corresponde a una intercalación de areniscas finas a medias y fangolitas limosas, en la cual se observa una fractura subvertical discordante a la estratificación (Figura 41). Esta fractura presenta propagaciones laterales tanto a la izquierda como a la derecha de la figura y un ancho que se incrementa hacia la parte superior de la imagen. Es importante destacar la gradación inversa en los tamaños de grano que componen el relleno de dicha fractura subvertical. Esta comienza con areniscas finas a medias con textura masiva (Sm-f), las cuales subyacen a areniscas gruesas (Sc), las cuales se disponen de manera subyacente a las fangolitas limosas y rellenan la fractura casi en su totalidad. Por sobre Sc se observan pequeñas laminaciones intercaladas entre areniscas finas y fangolitas (Sm), las cuales posteriormente gradan a areniscas finas a medias con laminación paralela (SL). De manera similar a la muestra 4.1., se pueden observar ciertos lineamientos en los granos que componen Sm, los cuales podrían indicar marcas de flujo.

Los contactos entre Md y el relleno de las estructuras subverticales son erosivos y caóticos, donde destacan bordes con geometría muy angular.

Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, corresponden a procesos post-deposicionales.





**Leyenda**

- Md: Fangolita
- SL: Areniscas con laminación
- Sc: Areniscas gruesas
- Sm: Intercalación areniscas finas y fangolitas
- Sm-f: Areniscas finas a medias (masivas).

*Figura 41: Muestra 4.2. Se observa una propagación lateral en la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de la estructura.*

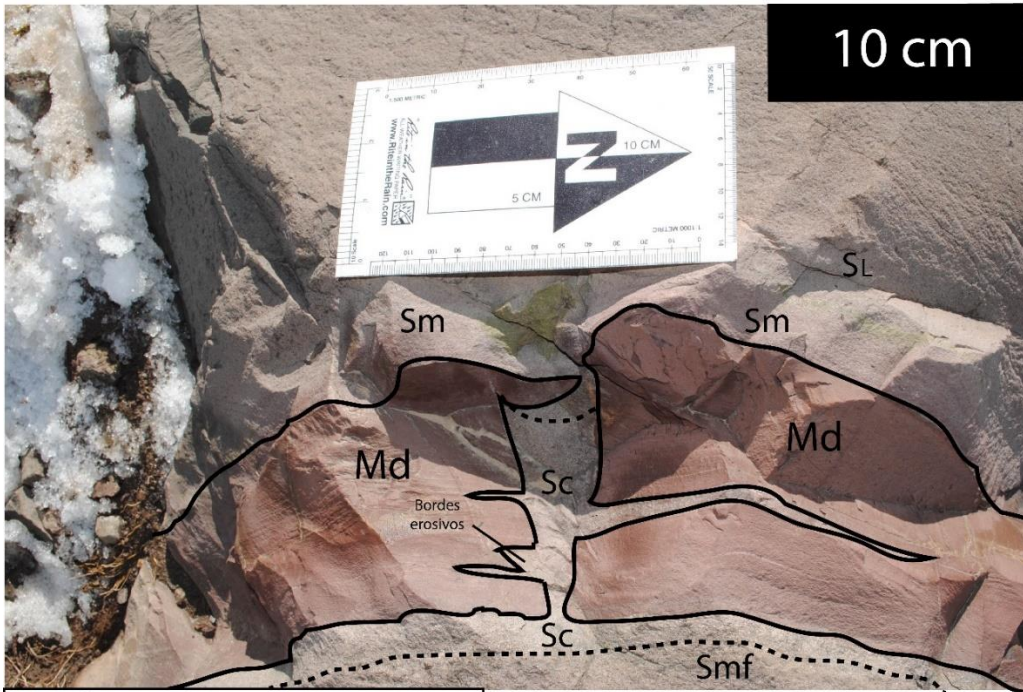
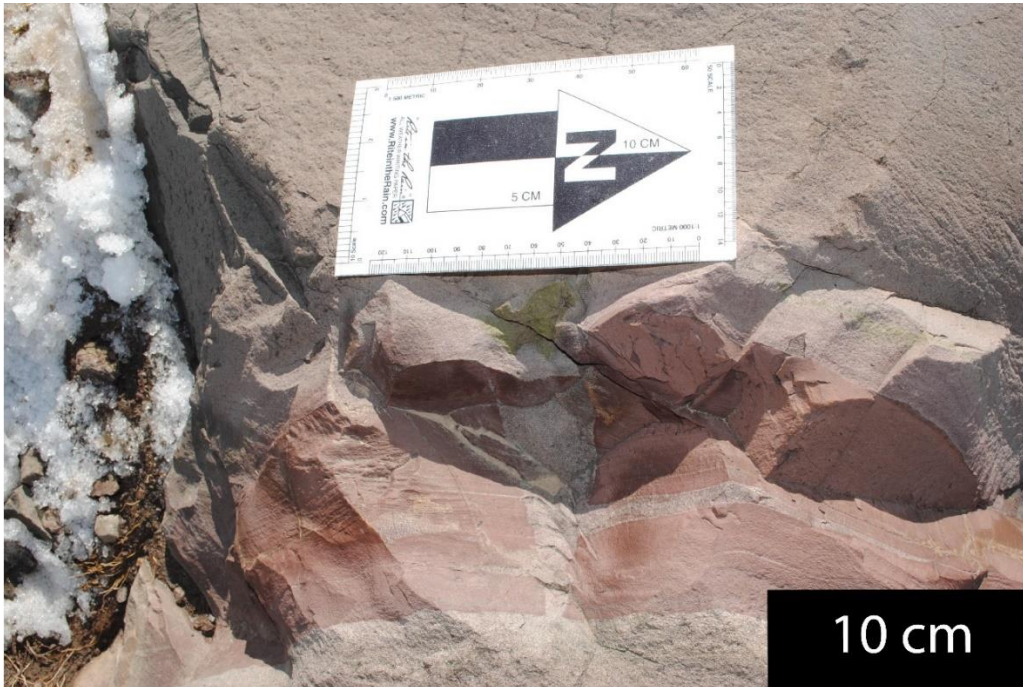
#### Muestra 4.3.

Corresponde a una intercalación de areniscas finas a medias con fangolitas limosas, en la cual destaca una fractura subvertical y discordante a la estratificación la cual posee un ancho mayor hacia la parte superior de la Figura 42. Esta fractura presenta propagaciones laterales hacia ambos lados de la imagen. Sin embargo, la propagación hacia la derecha presenta un largo mayor que aquellas hacia la izquierda de la imagen. Es importante destacar la gradación inversa en los tamaños de grano que componen el relleno de dicha fractura subvertical. Esta comienza con areniscas finas a medias con textura masiva (Sm-f), las cuales subyacen a areniscas gruesas (Sc), las cuales se disponen de manera subyacente a las fangolitas limosas y rellenan la fractura casi en su totalidad. Por sobre Sc se observan pequeñas laminaciones intercaladas entre areniscas finas y fangolitas (Sm), las cuales posteriormente gradan a areniscas finas a medias con laminación paralela (SL). Es posible observar ciertos lineamientos entre granos de Sm, los cuales podrían indicar marcas de flujo. Sin embargo no es posible observarlos de manera tan evidente como en la muestra 4.1.

Los contactos entre Md y el relleno de la fractura discordante, destacan por ser esencialmente erosivos y con bordes de geometría muy angular.

Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, corresponden a procesos post-deposicionales.





**Leyenda**  
 Md: Fangolitas  
 SL: Areniscas con laminación  
 Sc: Areniscas gruesas  
 Sm: Intercalación areniscas finas y fangolitas  
 Sm-f: Areniscas finas a medias (masivas)

Figura 42: Muestra 4.3. Se observan propagaciones laterales de la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de las estructuras.

#### Muestra 4.4.

Se observa una intercalación entre areniscas grises de tamaño fino a medio y fangolita limosa rosada. Destaca una fractura subvertical discordante a la estratificación la cual se encuentra rellena por areniscas que gradan normalmente desde la parte inferior a la superior de la Figura 43. En la parte inferior de la imagen se observan areniscas finas a medias de textura masiva, las cuales sobyacen concordantemente a areniscas de tamaño grueso (Sc). Sc también compone el relleno de la fractura subvertical casi en su totalidad. Por sobre Sc se observa una intercalación de laminaciones de fangolita limosa y arenisca fina. Esta laminación podría corresponder a alineamientos indicadores de flujo, tal como en las muestras 4.1. y 4.2. Cabe destacar que el ancho de la fractura discordante a la estratificación se incrementa de 8 cm a 12 cm desde la parte inferior a la superior de la imagen.

Los contactos entre la fangolita limosa (Md) y el relleno de la fractura discordante destacan por ser caóticos y erosivos con bordes de geometría muy angular.

Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, corresponden a procesos post-deposicionales.

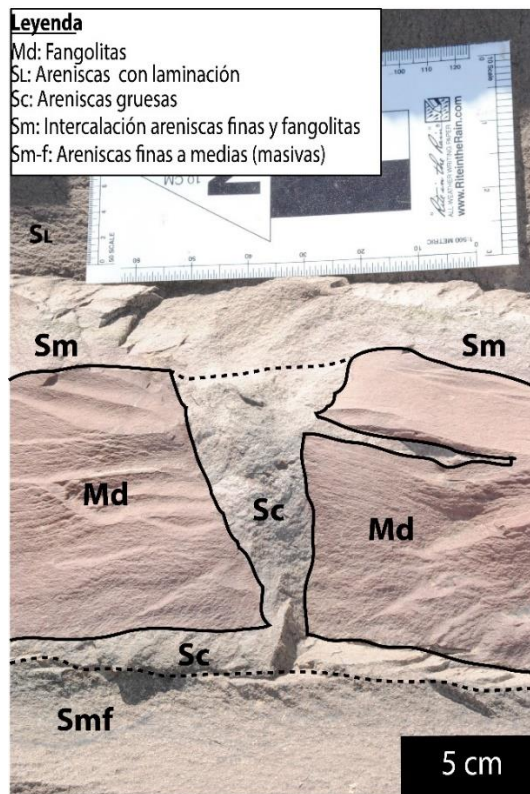
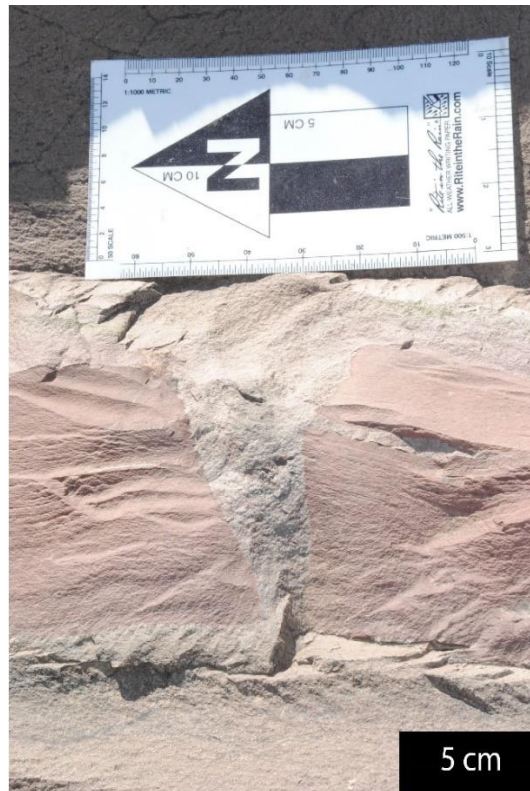


Figura 43: Muestra 4.3. Se observan propagaciones laterales de la estructura. Bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de las estructuras.

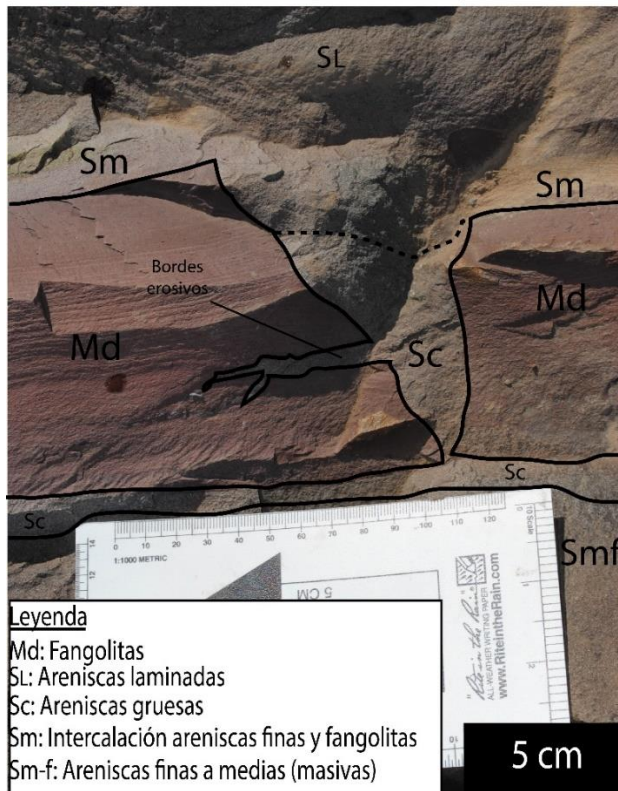
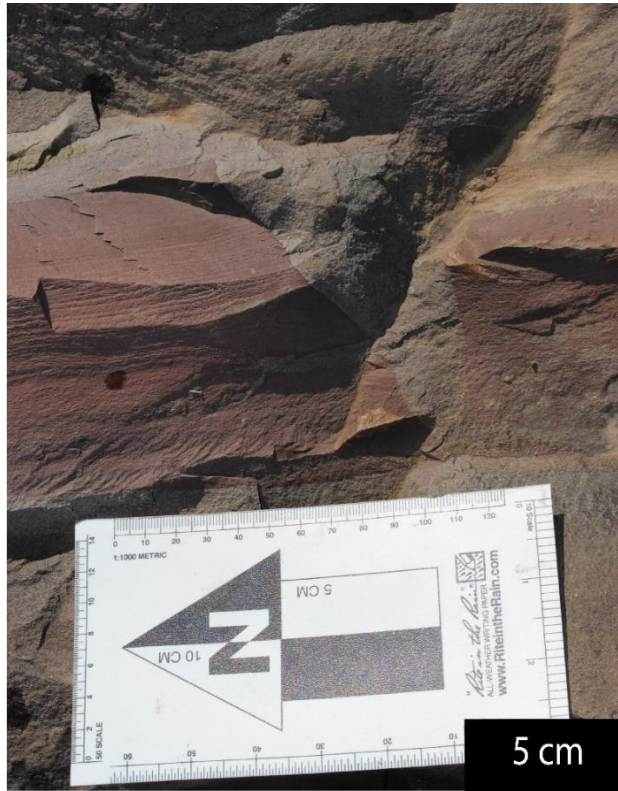
#### Muestra 4.5.

Corresponde a una intercalación de areniscas grises finas a medias con fangolitas limosas rosadas. Destaca la presencia de una fractura subvertical discordante a la estratificación, la cual presenta un ancho superior hacia la parte superior de la imagen y propagaciones hacia el lado izquierdo (Figura 44). Esta fractura presenta un relleno compuesto por areniscas que gradan normalmente hacia la parte superior de la imagen. En la parte inferior de la imagen es posible observar areniscas finas a medias con textura masiva (Sm-f), las cuales subyacen a areniscas de tamaño grueso (Sc). Sc compone el relleno de la estructura subvertical casi en su totalidad y subyaciendo a una intercalación de laminaciones de arenisca fina y fangolitas limosas (Sm). En este caso, no es posible observar claramente posibles marcas de flujo en Sm como en las muestras 4.1. o 4.2.

Los contactos entre Md y la arenisca que compone el relleno de las estructuras subverticales se caracteriza por ser caótico y erosivo; donde destaca la presencia de bordes con geometría muy angular.

Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, corresponden a procesos post-deposicionales.





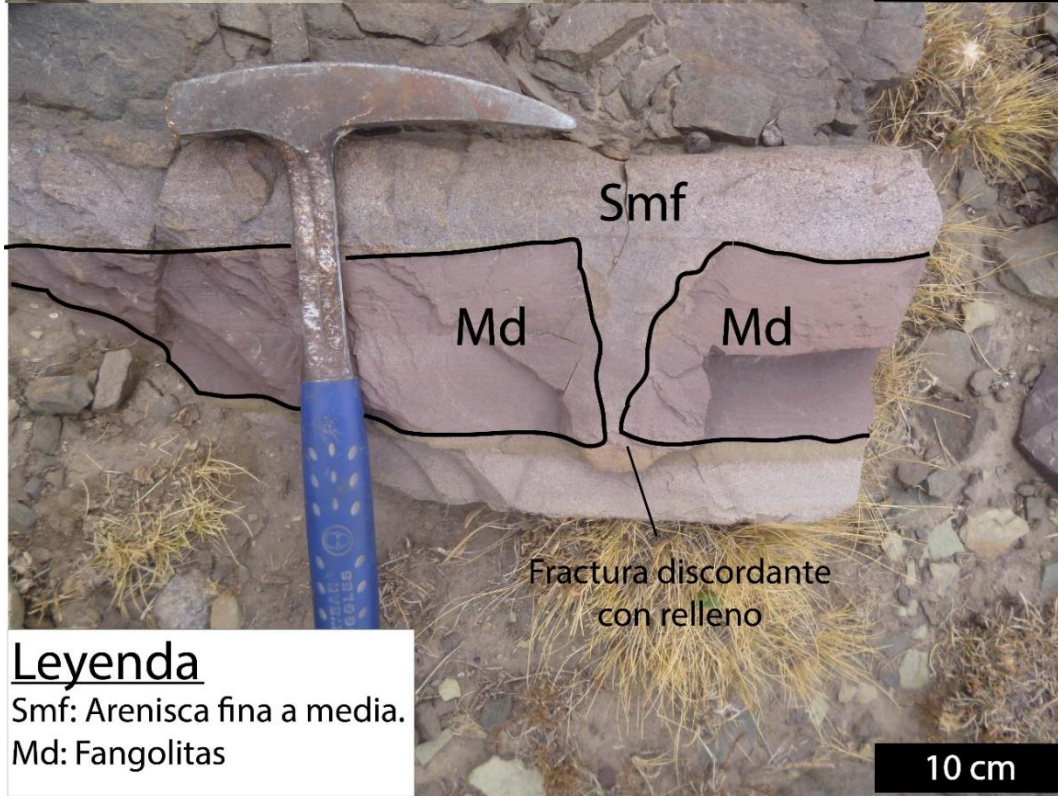
**Leyenda**  
 Md: Fangolitas  
 SL: Areniscas laminadas  
 Sc: Areniscas gruesas  
 Sm: Intercalación areniscas finas y fangolitas  
 Sm-f: Areniscas finas a medias (masivas)

Figura 44: Muestra 4.5. Se observan propagaciones laterales de la estructura, bordes angulares a muy angulares y gradación normal en el relleno de la estructura.

## 5. Muestra 5 (M5)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas, definidos por González (2010). En el bloque se observa una intercalación de arenisca gris, de tamaño de grano fino a medio y laminación paralela, con fangolita rosada a morada, de tamaño limo y laminación aparentemente paralela. Los contactos entre el estrato de fangolita y los de areniscas, se observan principalmente nítidos, sin embargo, se presentan estructuras verticales, discordantes con la estratificación y rellenas con sedimento de grano fino a medio, las cuales otorgan discontinuidad al contacto. Esta estructura posee un ancho superior en la parte superior, respecto a la inferior. Cabe destacar la presencia de una laminación milimétrica de fangolita por sobre el estrato de fangolita y la estructura discordante (Figura 45).

Las relaciones de corte, nos permiten asegurar que el fracturamiento y posterior relleno de la fractura, fue un proceso de carácter post-deposicional.



**Leyenda**  
Smf: Arenisca fina a media.  
Md: Fangolitas

Figura 45: Muestra M5. Destaca la fractura vertical, rellena y discordante al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen.



## 6. Muestra 6 (M6)

Corresponde a un bloque ubicado en depósitos de deslizamiento y avalancha de rocas, definido por González (2010). Este bloque está compuesto por una intercalación de areniscas gris a rosado, con tamaño de grano fino y estratificación paralela, con fangolitas limosas café a rosadas de 15 cm de espesor y laminación paralela. El contacto superior entre el estrato de fangolita y la arenisca se observa caótico, irregular y erosivo, donde destacan fragmentos alargados y bordes angulares que se orientan hacia la izquierda de la imagen. En cuanto al contacto inferior, este se observa gradual, aunque en ciertas partes sinuosos. El estrato de fangolita presenta estructuras verticales, discordantes con la estratificación, las cuales se encuentran rellenas por sedimentos de tamaño de grano arena fina. Estas estructuras poseen largos de hasta 15 cms y un espesor de hasta 3 cm. Cortan al estrato de fangolita casi en su totalidad. Cabe destacar una laminación muy fina de arenisca de grano fino a medio por sobre el nivel principal de fangolitas. Sobre esto, se dispone un segundo estrato de fangolita, más irregular, el cual muestra los fragmentos alargados dispuestos de manera orientada al borde izquierdo de la imagen, con claras similitudes con *rip-up clasts* (Figura 46).

Las relaciones de corte nos permiten asegurar que el fracturamiento, su relleno y las estructuras erosionales ocurrieron en procesos post deposicionales. Además, considerando la posición, orientación y morfología de los fragmentos de fangolita ubicados en la parte superior izquierda del estrato principal de fangolita, es posible asignar el techo de la secuencia al borde superior de dicho estrato.



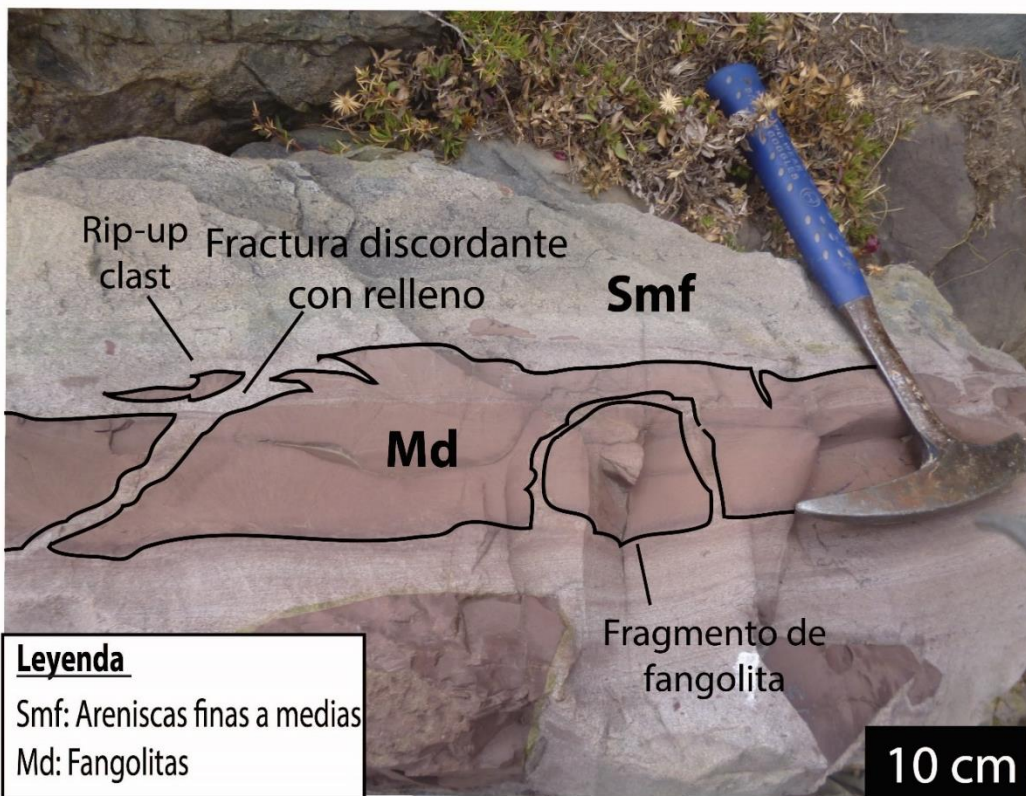


Figura 46: Muestra M6. Destacan "rip-up clasts" y fracturas rellenas discordantes al estrato de fangolita. Leyenda en la imagen.

## 7. Muestra 7 (M7)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas, definido por González (2010). Este bloque está compuesto por arenisca gris a rosada de grano fino a medio y laminación paralela y cruzada planar, intercalado con un estrato de fangolita café a rosada de hasta 12 cm de espesor.

Los contactos entre el estrato de fangolita y de arenisca son caóticos y claramente erosivos, donde destacan socavamientos erosionales, estructuras verticales discordantes a la estratificación, marcas de flujo y algunos clastos de fangolita redondos y tabulares de hasta 3 cm. Las estructuras discordantes a la estratificación son sinuosas sub-verticales a sub-horizontales. Poseen espesores de hasta 2 cm y largos de hasta 20 cm. Estas cortan al estrato de fangolita en su totalidad.

Algunos de estos clastos se presentan angulares a muy angulares y con baja esfericidad, mientras que otros clastos se observan sub-redondeados a sub-angulares y con alta esfericidad, dispuestos de forma caótica por sobre el estrato principal. Dichos clastos presentan características similares a rip up clasts (Figura 47).

Las relaciones de corte, nos permiten establecer que la generación y posterior relleno de las fracturas discordantes a la estratificación, corresponden a procesos post-deposicionales.



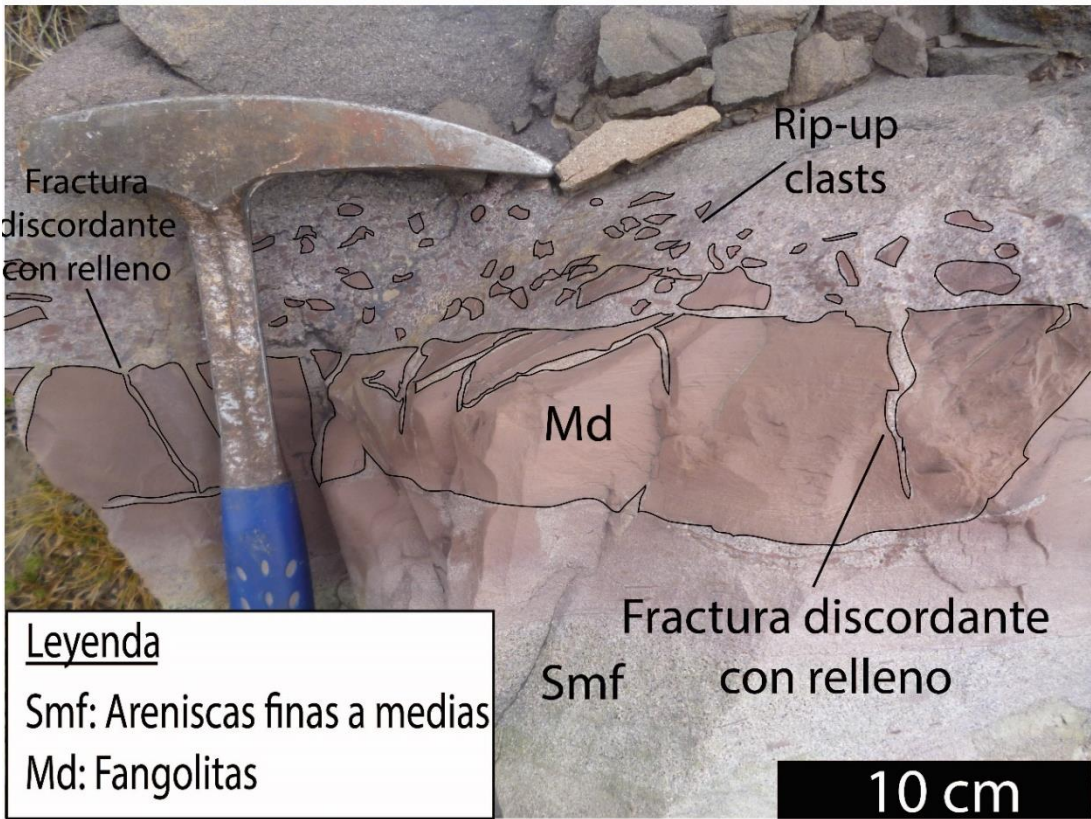
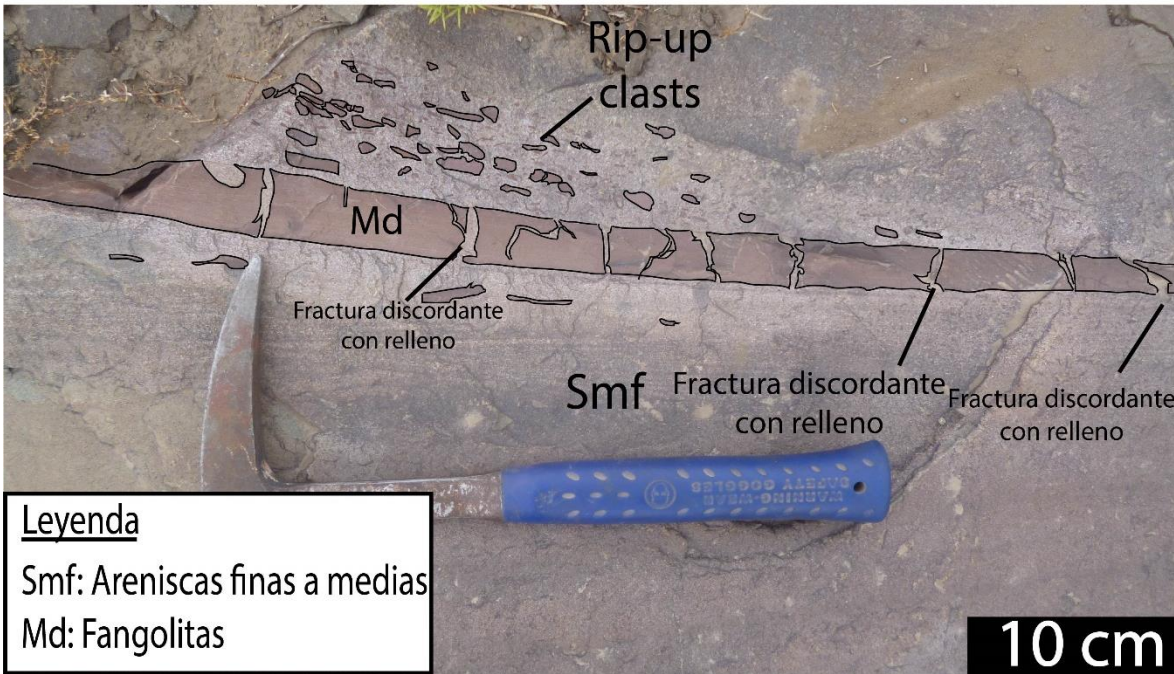


Figura 47: Muestra M8. Destacan "rip-up clasts" y fracturas rellenas, discordantes al estrato de fangolita.

## 8. Muestra 8 (M8)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas, definidos por González (2010). Está compuesto por una intercalación de areniscas grises a rosadas, de tamaño fino a medio y estratificación paralela y cruzada en algunas zonas, con un estrato de fangolita limosa café a rosada de hasta 7 cm de espesor y laminación paralela. Los contactos entre la fangolita y la arenisca son de carácter erosional. Tanto en la parte superior como inferior de la imagen, se pueden observar clastos de fangolitas inmersos en una matriz de arenisca de grano fino a medio. Estos clastos se observan principalmente de forma tabular, algunos de estos de forma más circular. A su vez, se observan angulosos a muy angulares y con baja esfericidad. Dichos clastos se encuentran a máximo 10 cm del nivel principal de fangolita y se encuentran orientados de forma sub-paralela al nivel principal de fangolita. Dichos clastos presentan características similares a rip up clasts. Además, se observan estructuras de flautas y estructuras verticales, discordantes a la estratificación, de hasta 1,5 cm de ancho, rellenas por sedimento de carácter arenoso de tamaño fino a medio. Estas estructuras se observan en algunos sitios rectas, mientras que en otros se observan más sinuosas. Sin embargo, incluso en aquellas estructuras de forma general recta, se observan algunas ramificaciones laterales de carácter sinuoso (Figura 48).





Leyenda

Smf: Areniscas finas a medias

Md: Fangolitas

Figura 48: Muestra M8. Destacan rip-up clasts y fracturas rellenas discordantes a la estratificación.

## 9. Muestra M9 (M9)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y caída de rocas, definidos por González (2010). En este bloque se aprecia una intercalación de arenisca gris de grano fino a medio sin signos de estratificación paralela o cruzada, con un estrato de fangolita café a morada de espesor indefinido. El contacto entre el estrato de fangolita y la arenisca se presente semi-regular a erosivo en algunas zonas, evidenciándose pequeños socavamientos erosionales. El estrato de fangolita se encuentra cortado por estructuras verticales de hasta 5 cm de espesor y 12 cm de largo, discordantes a la estratificación, las cuáles se encuentran rellenas por sedimento gris de tamaño arena fina a media. Los contactos entre dichas estructuras y el estrato de fangolita se aprecian nítidos y sinuosos (Figura 49).

Las relaciones de corte nos permiten establecer que la generación y posterior relleno de las estructuras verticales, corresponden a procesos post-deposicionales.



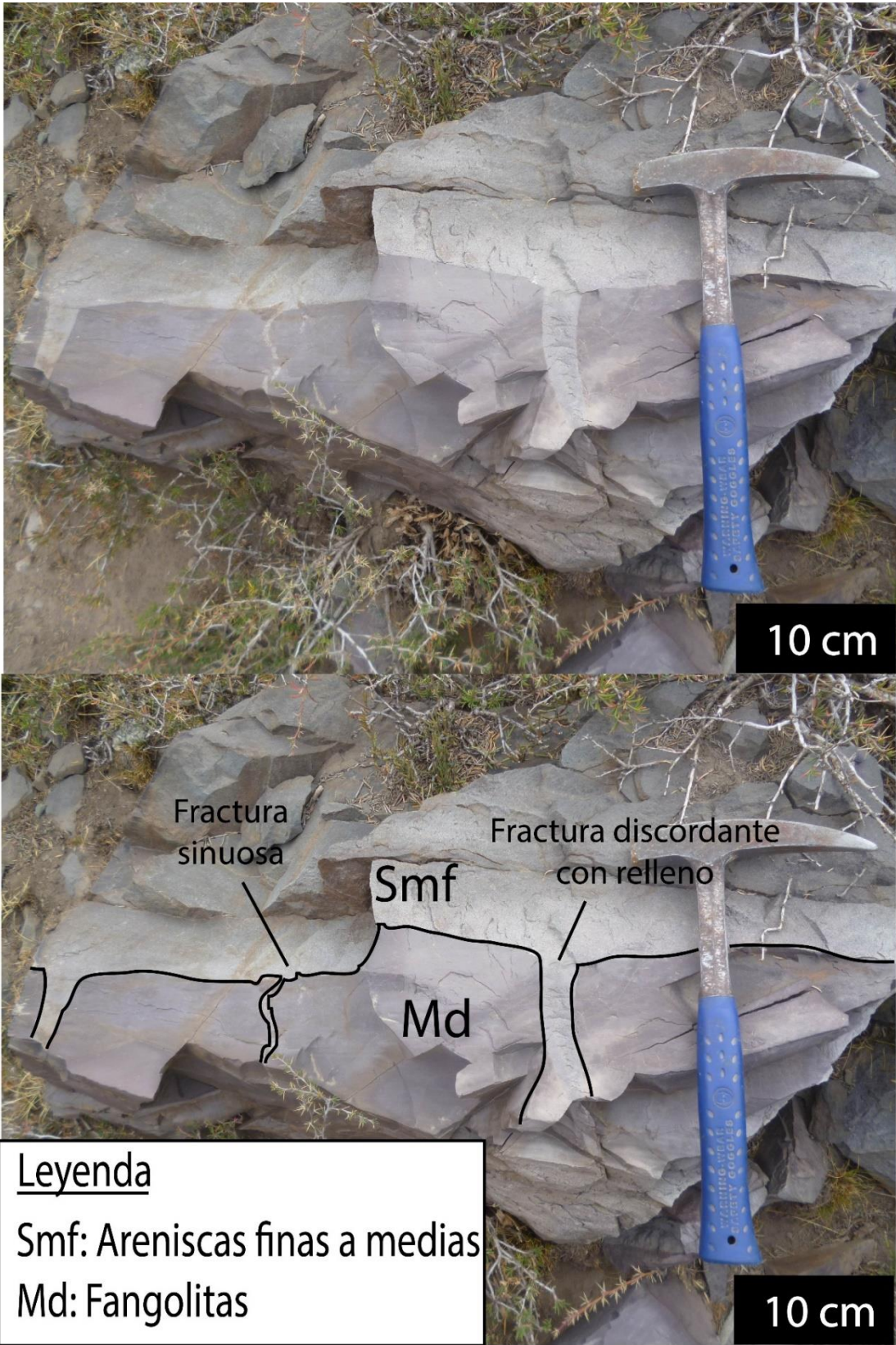


Figura 49: Muestra M9. Destacan fracturas sinuosas rellenas, discordantes con la estratificación.

## 10. Muestra (M10)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y caída de rocas, definidos por González (2010). Este bloque está compuesto de arenisca de grano fino a medio, con estratificación paralela, que pasa a ser cruzada en algunos sectores de la imagen. En la parte inferior de la imagen se observan clastos tabulares de aproximadamente 10 cm de largo y 2.5 cm de espesor, los cuales están dispuestos de forma sub-horizontal. Estos se encuentran en contacto nítido con la arenisca circundante, pero sus límites laterales se observan sub-angulares a angulares. Es posible observar que estos clastos se encuentran limitados lateralmente por estructuras verticales, las cuales en algunos casos contienen dentro de ellas pequeños clastos tabulares y sub-angulosos de fangolita. También es posible observar clastos tabulares de hasta 3.5 cm de largo y un ancho de hasta 0.8 cm, los cuales se encuentran dispuestos de manera sub-paralela a los clastos principales (Figura 50).



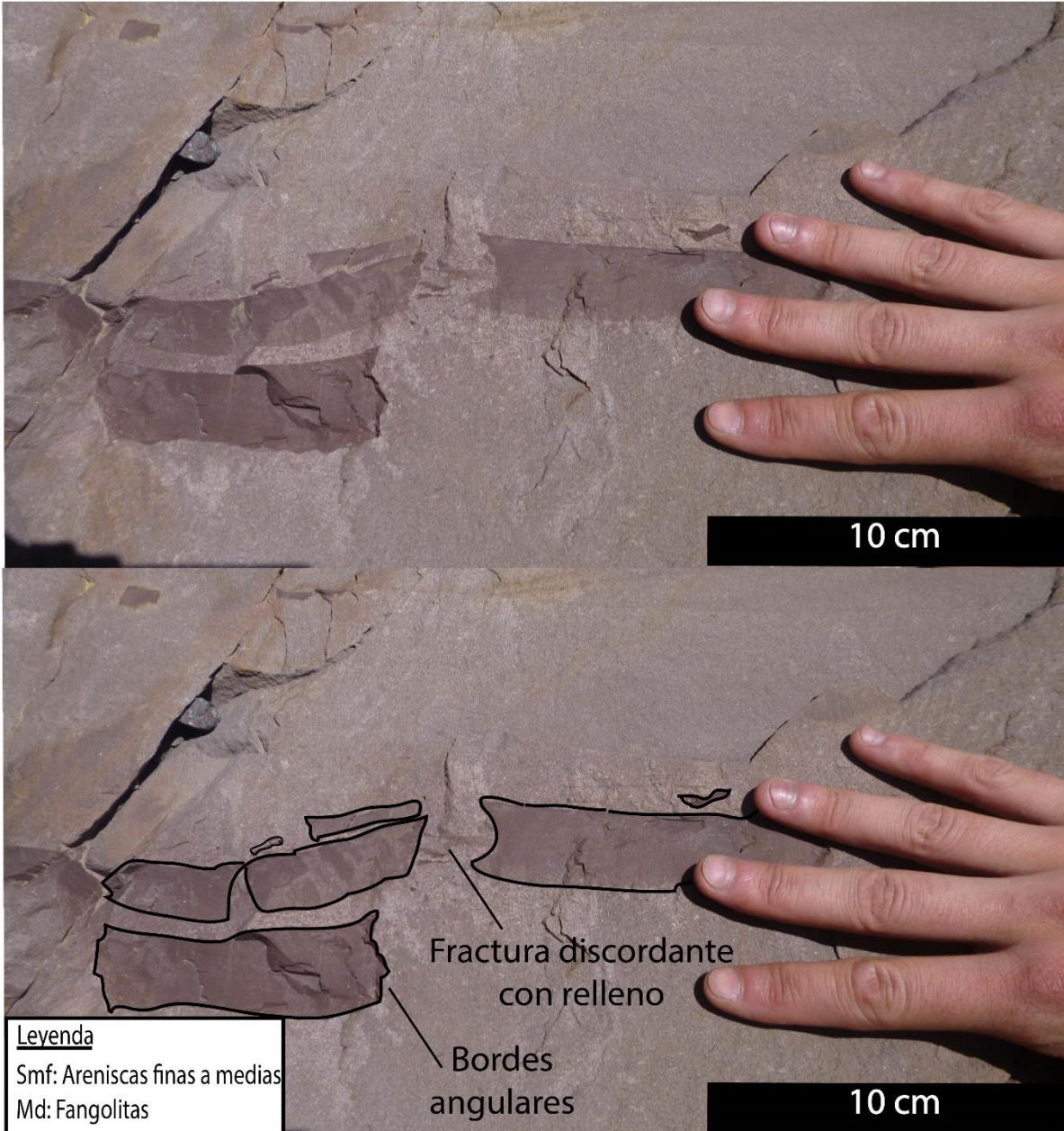


Figura 50: Muestra M10. Destacan los bordes angulosos, "rip-up clasts" orientados y fracturas verticales rellenas. Leyenda en la imagen.

## 11. Muestra 11 (M11)

Corresponde a un bloque compuesto por una intercalación de arenisca gris de grano grueso y fino a medio con laminación paralela, con fangolita limosa café-burdeo y laminación paralela. Es posible observar discontinuidades verticales discordantes a los estratos de fangolita. Estas discontinuidades se encuentran rellenas por sedimento de color gris y tamaño arena fina a media (Figura 51).

A la izquierda de la imagen es posible apreciar una falla normal dentro del nivel de fangolitas.

En la porción central de la imagen y subyaciendo al estrato continuo de fangolita, se observa un nivel pequeño de 1 cm de espesor, compuesto por arenisca gris de tamaño medio a grueso.

Cabe destacar que el contacto entre el estrato superior de fangolita y la arenisca fina a media se presenta cóncavo hacia arriba y con bordes laterales muy angulares. Los niveles de fangolita presentan una separación variable, aumentando esta hacia el extremo inferior derecho de la muestra

Se confeccionaron tres láminas delgadas en la Muestra 11 (M11), M11-1, M11-2, M11-3, en las ubicaciones indicadas en la figura 8.

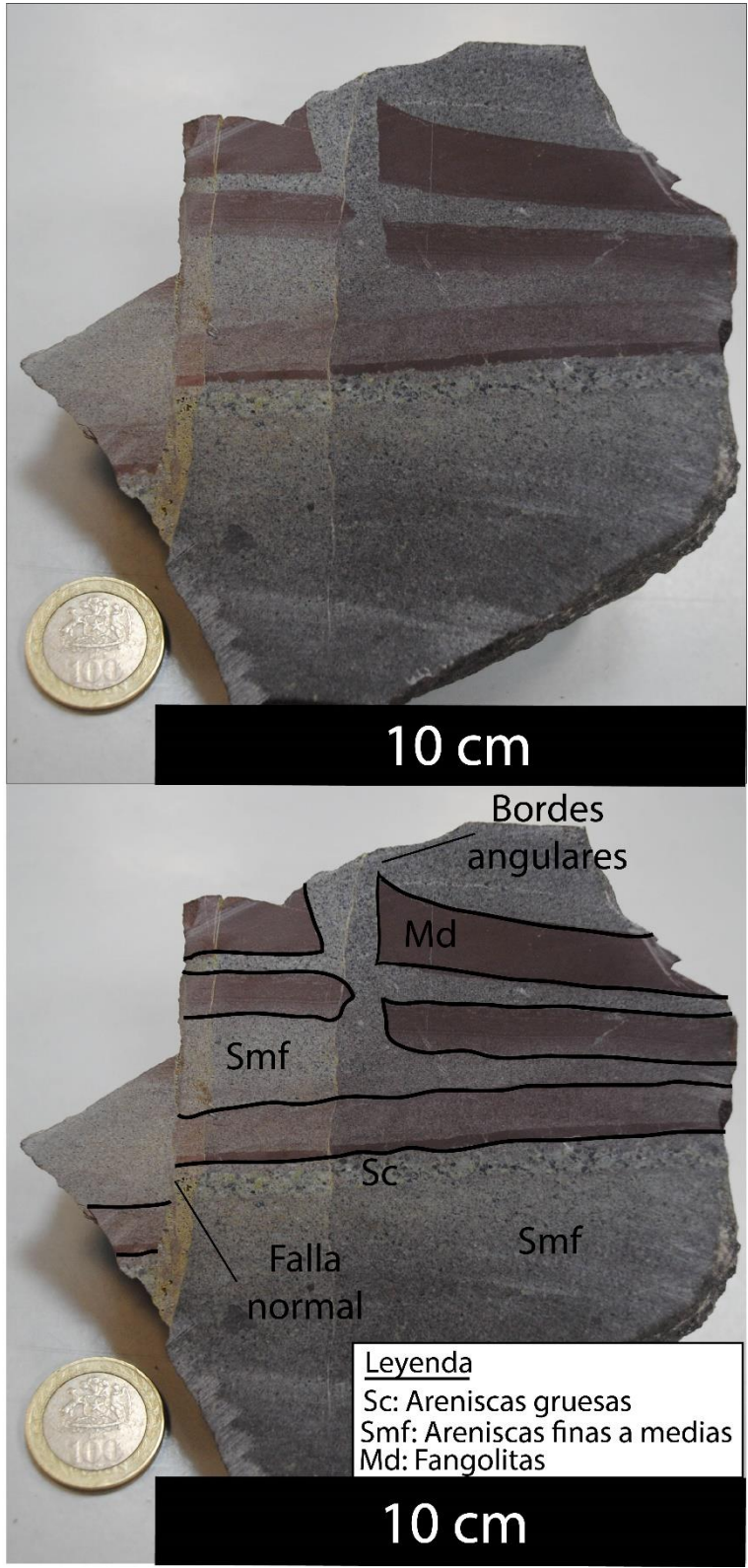


Figura 51: Muestra M11. Destacan fracturas con bordes angulosos y desplazamientos normales. Leyenda en la imagen.



## M11-1

La vista general del corte, permite identificar un nivel arenoso basal que subyacen a un nivel de fangolitas aparentemente desplazado de forma normal y posteriormente relleno por sedimento arenoso con fuerte alteración a epidota (figura 52).

Los clastos que componen el nivel arenoso basal poseen tamaño arena fina, con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (40%) y fragmentos líticos (30%). Estos se encuentran bien seleccionados, son de carácter angular a subangular y poseen alta esfericidad. Los contactos entre granos son puntuales a largos (figura 53).

Una característica importante del nivel de fangolitas que sobreyace al nivel arenoso, es la presencia de clastos aparentemente del nivel arenoso, adozados al nivel de fangolitas. Además es posible identificar fracturas sinuosas rellenas con epidota, socavamientos erosionales, *rip-up clasts* y zonas de desplazamiento normal secundario.

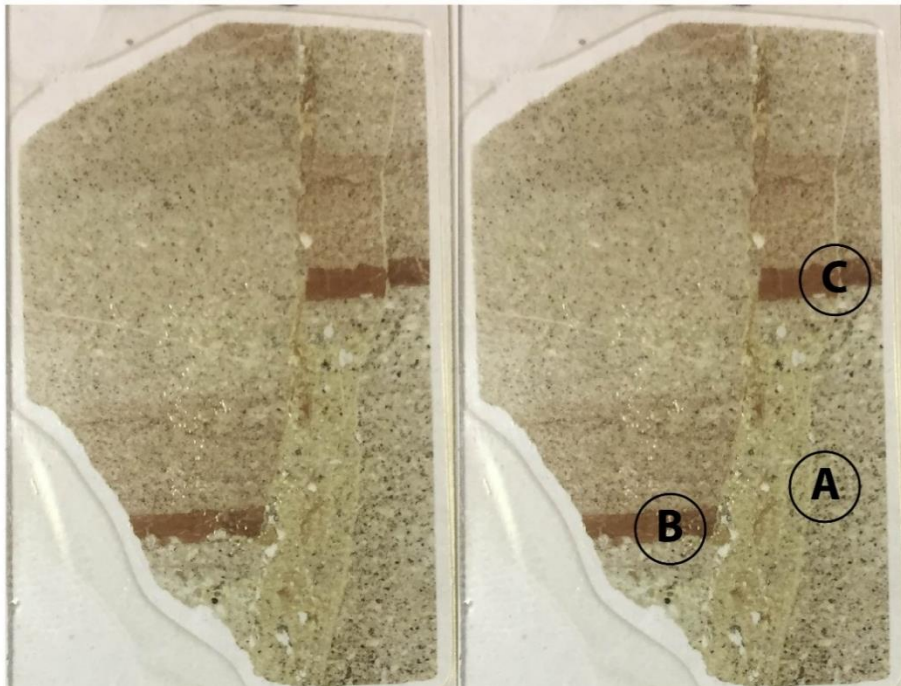


Figura 52: Ubicación de las imágenes 56A, 56B y 56C dentro de la lámina delgada. M11-1.



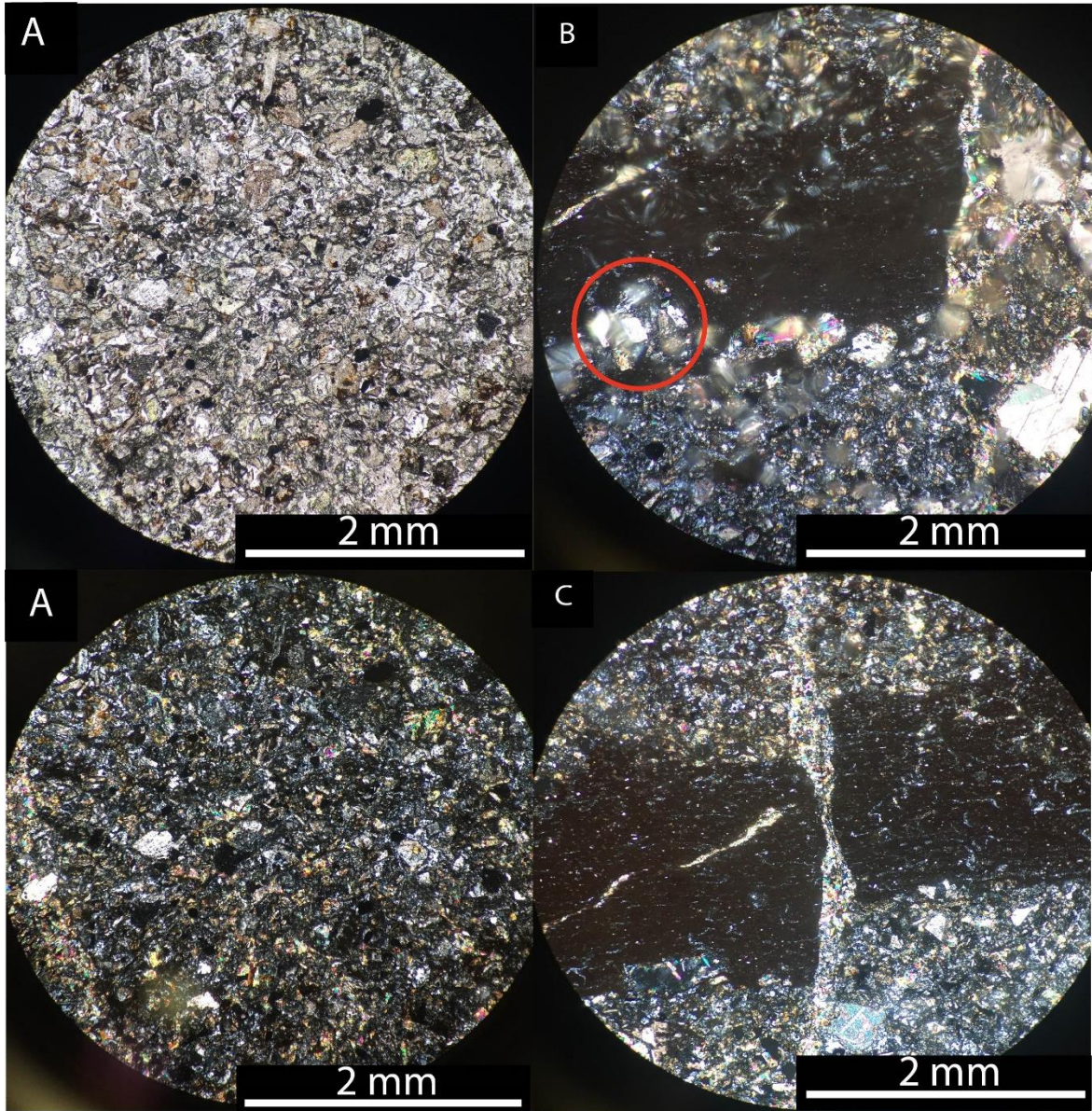


Figura 53: Lámina delgada 11-1. A. Imágenes a nicoles paralelos y cruzados. B. clastos adosados a fragmento de fangolita (círculo rojo). C. Desplazamiento normal y grietas sinuosas. La ubicación de las imágenes A, B y C, se despliega en la Figura 52.

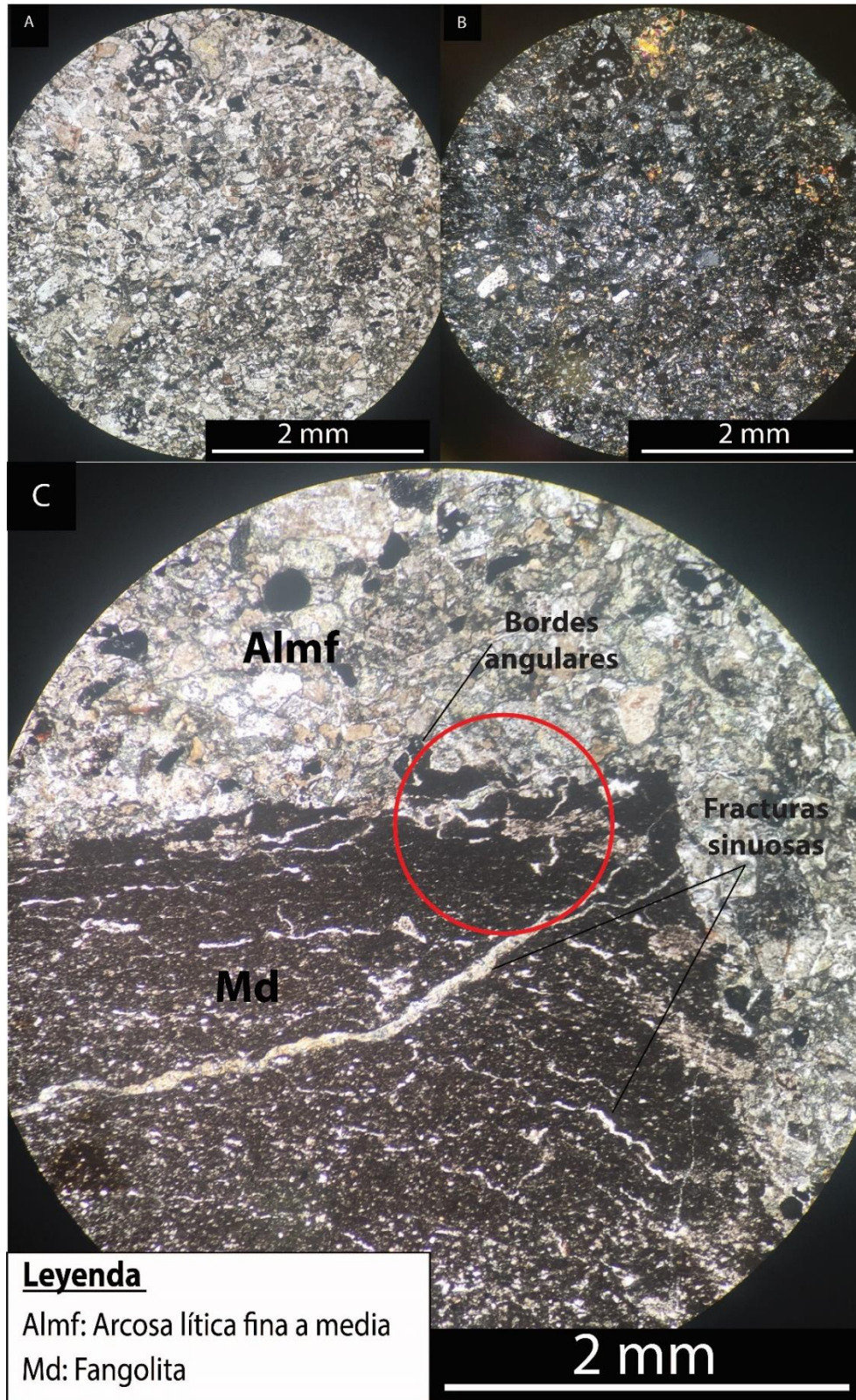
## **M11-2**

La vista general del corte permite reconocer tres niveles de fangolita con una fractura vertical, discordante que les otorga el carácter discontinuo.

Los niveles de fangolita son de color café, poseen bordes angulares y destaca la presencia de grietas sub horizontales y oblicuas con respecto a la estratificación. Estas grietas se presentan sinuosas y aumentan su frecuencia hacia los bordes del fragmento de fangolita (Foto 54C y 55). Además es posible observar fragmentos pequeños de fangolita aparentemente arrancados del fragmento principal (*rip-up-clasts*) (Figura 54C y 55).

Los clastos que componen la matriz poseen tamaño arena fina a media, siendo sub-angulares a angulares, bien a moderadamente seleccionados, y con contactos entre granos largos a cóncavo-convexos. La relación esqueleto-pasta supera el 50%, por lo que puede considerarse como una roca clastosoportada. Texturalmente, la roca se encuentra madura. La matriz de la roca es poca a nula, mientras que el cemento es principalmente de cuarzo pelicular (Figuras 54 A y B).





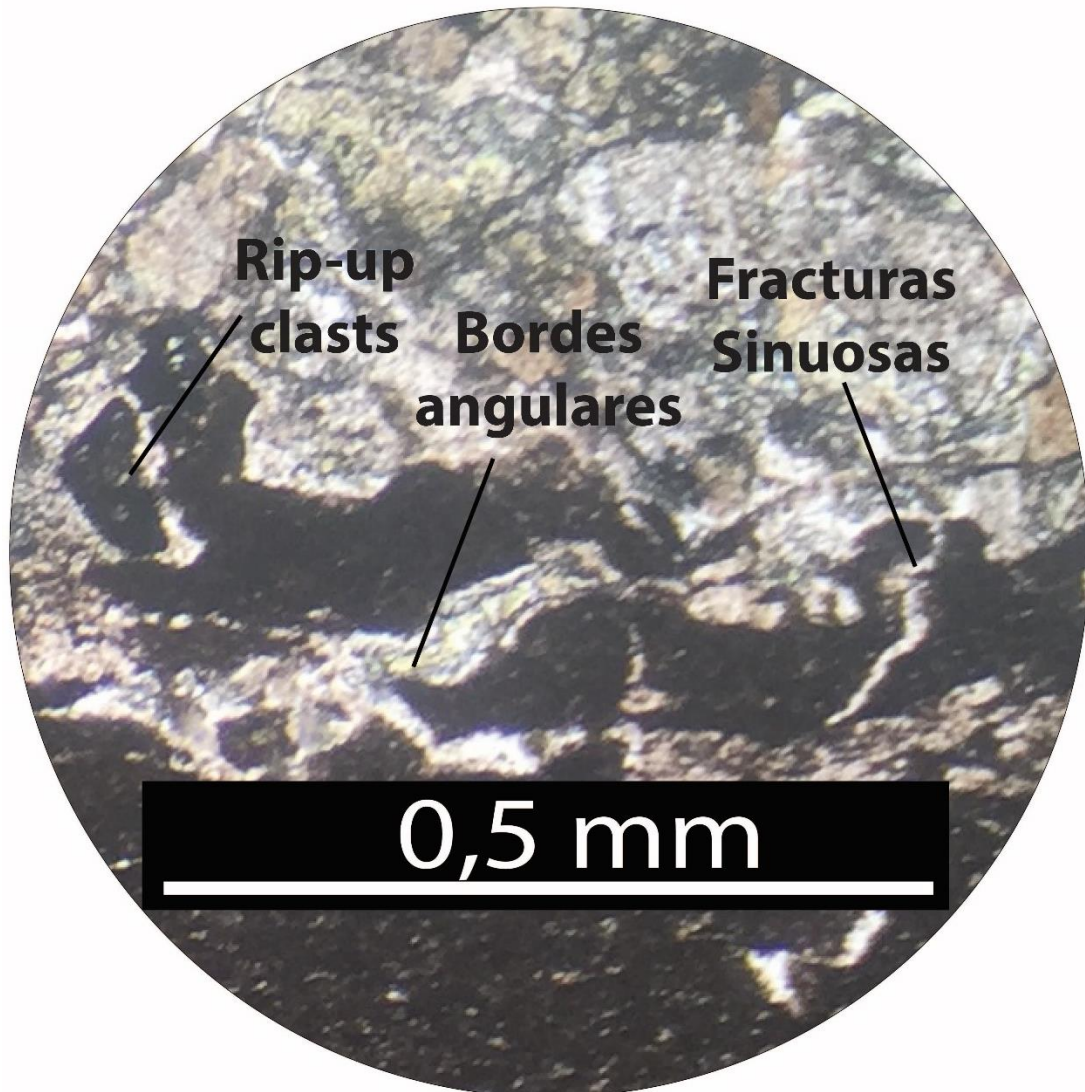
**Leyenda**

Almf: Arcosa lítica fina a media

Md: Fangolita

Figura 54: Lámina delgada muestra M11-2. A. Matriz a nicoles paralelos. B. Matriz a nicoles cruzados. C. Se observan fracturas sinuosas y bordes angulares a muy angulares. En el círculo rojo se muestra la ubicación de la figura 55.





*Figura 55: Zoom a la figura 58C. Se observan fracturas sinuosas, bordes angulares a muy angulares y rip-up clasts.*

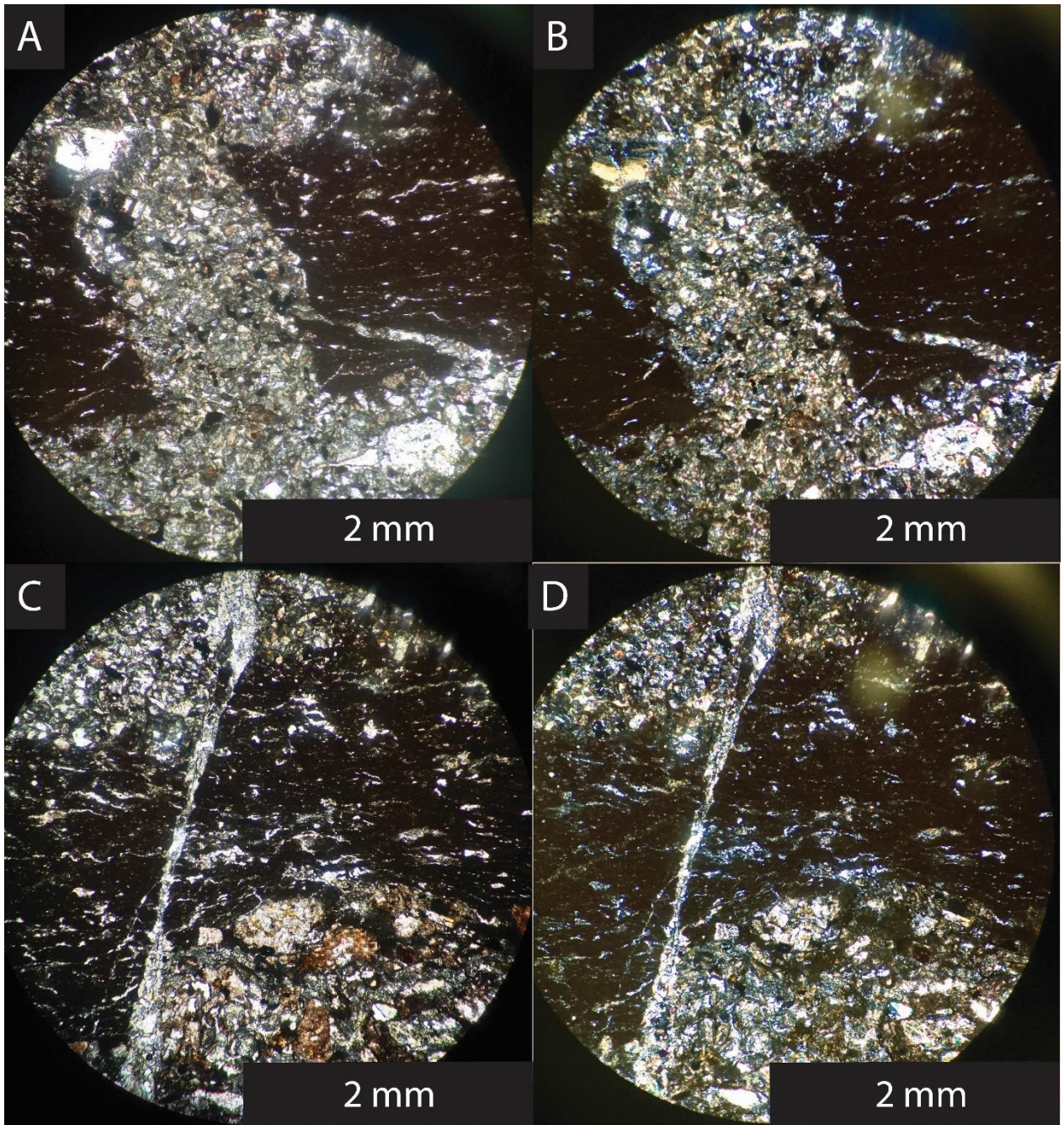


### **M11-3**

Se observan fracturas discordantes a finas laminaciones de fangolitas y areniscas finas a medias (Figura 56 A y B). Esta fractura se encuentra rellena por areniscas medias, con cuarzo, plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos andesíticos y sedimentarios, además se observan cristales de epidota y circones detríticos. También se observan *rip-up clasts* y fracturas secundarias subparalelas a la laminación.

Hacia el lado izquierdo del corte transparente, es posible observar un desplazamiento normal de hasta 0,5 mm (Figura 57 C y D) el cual se propaga verticalmente hacia la parte superior del corte.

Cabe destacar que en la parte inferior de las Figuras 57 C y D se observan clastos de cuarzo y óxidos de hierro, adosados a la parte inferior del estrato de fangolita.



*Figura 56: Muestra 11-3. Destacan las fracturas discordantes rellenas y los desplazamientos normales. A, B. Fracturas discordantes a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D. Desplazamientos normales en estrato de fangolita a nicoles paralelos y cruzado.*



#### M11-4

Corresponde a una arcosa lítica de tamaño arena fina a media. Los clastos que la conforman, están compuestos por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos andesíticos y líticos sedimentarios, estos poseen tamaños que van desde 0.08 mm hasta 0,56 mm y un promedio de 0,3 mm. Se presentan moderadamente seleccionados, son subangulares a subredondeados y una esfericidad mayoritariamente alta. Los contactos entre clastos son del tipo largo a cóncavo-convexo (figura 57).

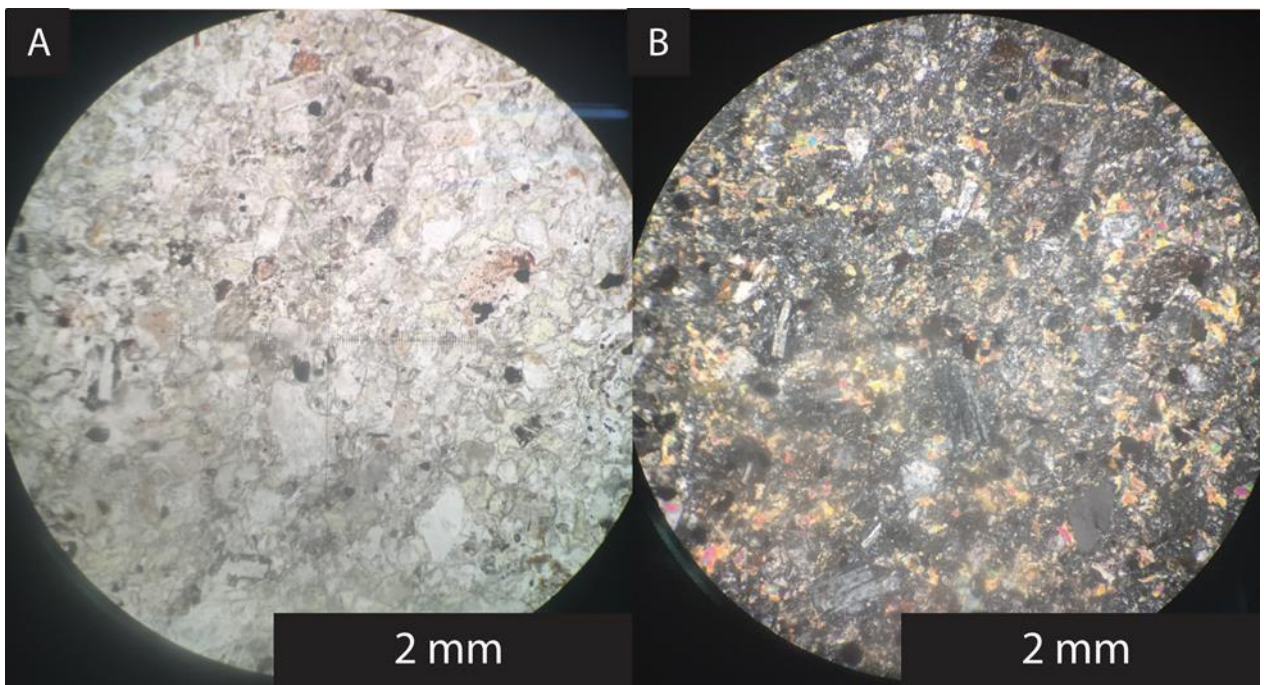


Figura 57: Muestra M11-4. A. Nícoles paralelos. B. Nícoles cruzados.

## 12. Muestra 12 (M12)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y caídas de rocas, definido por González (2010). Está compuesto por una intercalación de areniscas medias y fangolitas limosas. Se puede observar una fractura vertical, discordante a la estratificación, la cual divide al estrato de fangolita en dos fragmentos tabulares y que se encuentra rellena por la arenisca media (Sm) (Figura 58). Macroscópicamente, los bordes de los fragmentos se observan muy angulares a angulares, destacando la presencia de clastos con similitudes a *rip-up clasts*.

Se confeccionaron dos láminas delgadas, M12-1 y M12-2 en la ubicación indicada en la figura 58, las cuales se encuentran dispuestas de forma perpendicular entre sí. Esto con el objetivo de analizar las características mencionadas anteriormente, pero a escala microscópica.



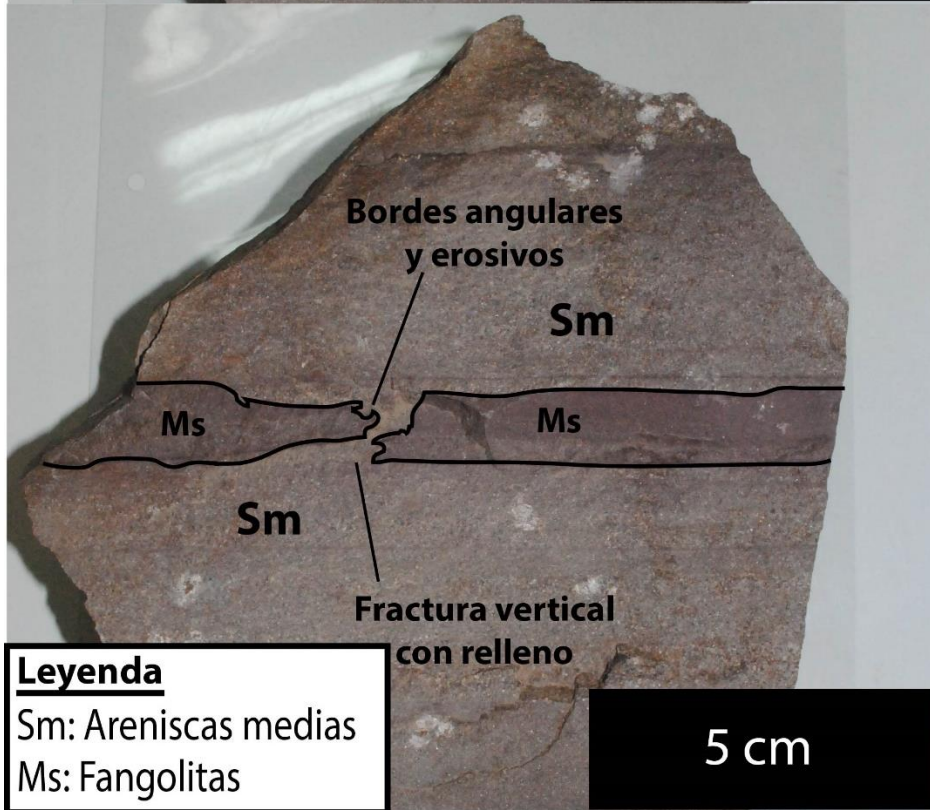


Figura 58: Muestra M12. Se observa una fractura subvertical rellena y bordes angulares y erosivos.

## **M12-1**

La vista general del corte permite identificar dos fragmentos tabulares de sedimento tamaño arcilla media, discontinuos y con rasgos aparentes que indican deformación frágil. Estos se encuentran dispuestos en una matriz de sedimento tamaño arena media (figura 59).

Los fragmentos principales se aprecian tabulares. Sin embargo, su fractura expone bordes angulares y un desplazamiento normal relativo entre los dos fragmentos.

Los clastos que componen la matriz poseen tamaño arena media, con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (30%) y fragmentos líticos (40%). Estos poseen una moderada selección, muy angulares a angulares, con baja esfericidad y con contactos largos a cóncavo-convexos entre granos.

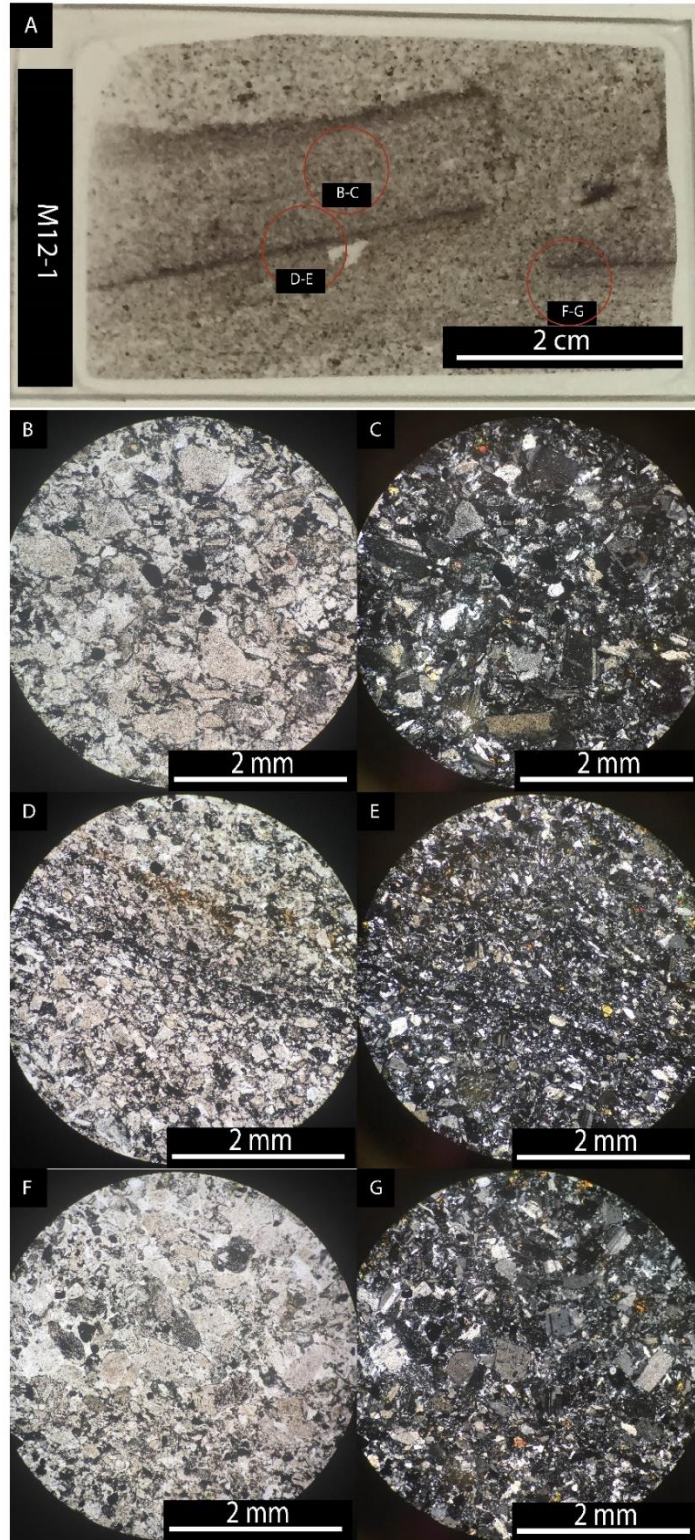


Figura 59: Figura 68: Lámina delgada M12-1. A, B. Interior fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D. Borde fragmento de fangolita, a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. E, F. Borde del segundo fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

## **M12-2**

Esta lámina delgada se encuentra orientada de forma perpendicular a la lámina M12-1. Se puede apreciar de forma general una arcosa lítica con dos fragmentos tabulares los cuales presentan un desplazamiento normal aparente (Figura 60).

Los fragmentos están compuestos por sedimento tamaño arcilla media, con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (30%) y fragmentos líticos (40%). Estos fragmentos presentan un desplazamiento normal relativo, junto con bordes muy angulares a angulares. Esta muestra, al igual que M13-1, no presenta rasgos tan claros de identificar a escala microscópica, puesto que el sedimento que compone los fragmentos principales posee menor heterogeneidad con la matriz en la cual está contenido, en comparación con el resto de las muestras.

Los clastos que componen la matriz poseen tamaño arena media, con cristales de plagioclasa (30%), cuarzo (30%) y fragmentos líticos (40%). Estos poseen una moderada selección, muy angulares a angulares, con baja esfericidad y con contactos largos a cóncavo-convexos entre granos.



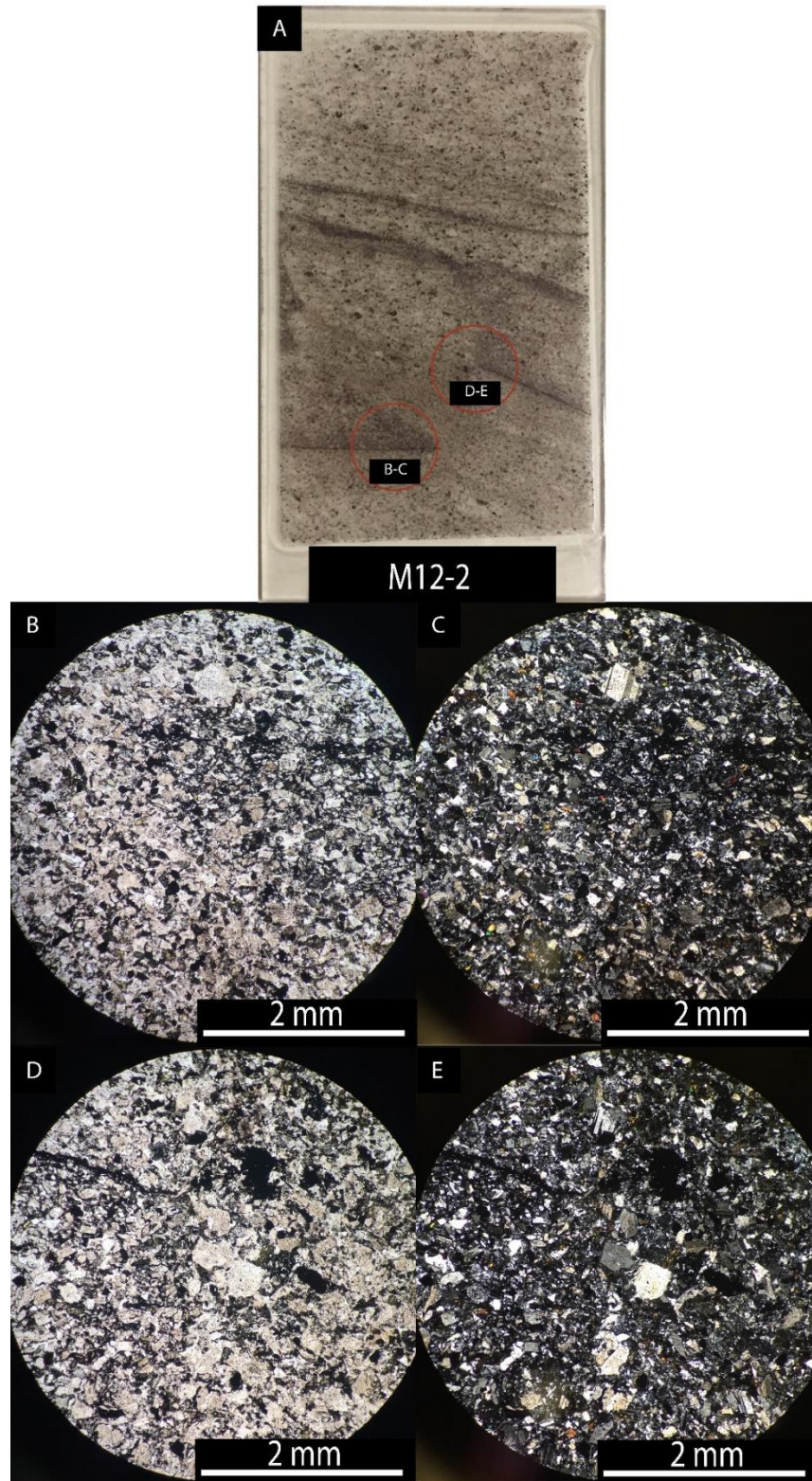


Figura 60: Lámina delgada M12-2. A, B muestran borde de fragmento de fangolita a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. C, D, muestran bordes del segundo fragmento de fangolita. E muestra ubicación de las figuras A-D dentro de la lámina delgada.

### 13. Muestra 13 (M13)

Corresponde a un bloque ubicado en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas (González, 2010). El bloque se encuentra compuesto por una intercalación que contiene areniscas finas a medias (Smf), las cuales gradan inversamente a areniscas gruesas (Sc). Estas últimas subyacen a una la laminación delgada de fangolitas (Md) y areniscas finas (Sf). Por sobre estas últimas se dispone un estrato de fangolitas (Md). Por sobre lo anterior, se disponen nuevamente areniscas finas a medias (figura 61).

Dentro del bloque, es posible apreciar al menos dos zonas con evidente desplazamiento normal afectando a una intercalación de fangolitas (Md) y areniscas finas (Sf). Dicho desplazamiento va desde los 1,6 cm en la parte izquierda de la figura 65, hasta 2,1 cm en la parte derecha.



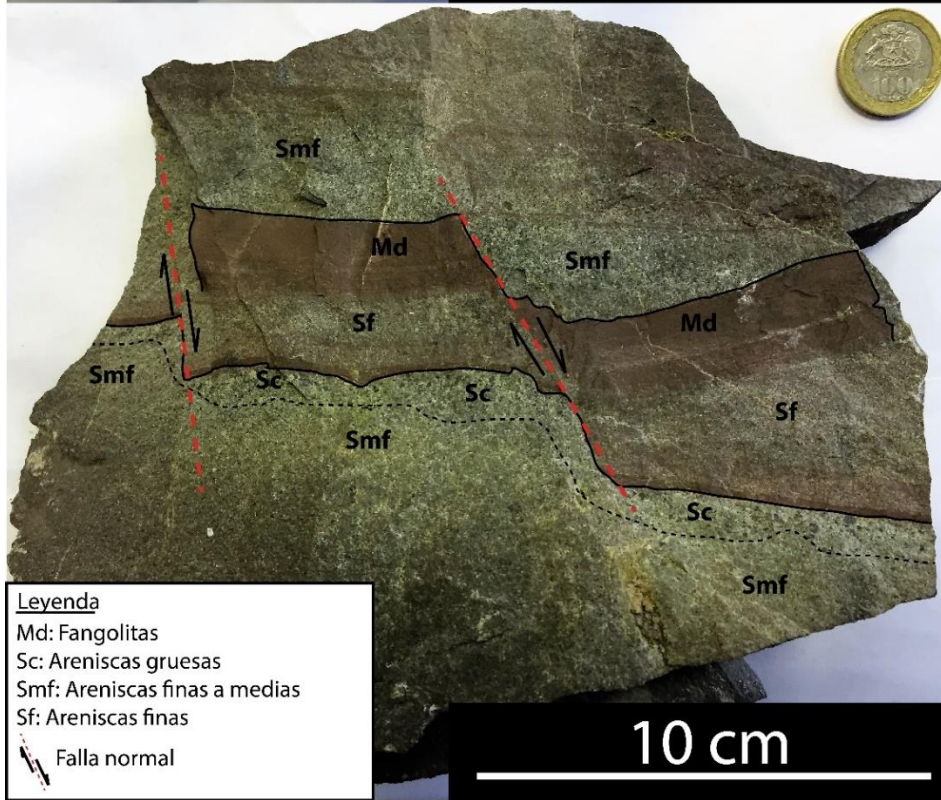


Figura 61: Muestra M13. Destacan los desplazamientos normales en fangolitas y areniscas finas.

### 4.3. Evaluación de la extensión

A partir de las observaciones realizadas en las muestras 4 y 13, fue posible realizar estimaciones del porcentaje de extensión y del estiramiento (*stretch*) (tabla 4). Estos parámetros es posible calcularlos a partir de las siguientes expresiones:

Extensión:

$$e_n = \frac{\Delta L}{L} = \frac{(L_f - L_0)}{L_0}$$

Porcentaje de extensión:  $\%e_n = e_n * 100$

Estiramiento (*stretch*):  $S_n = \frac{L_f}{L_0}$

$$e_n = \frac{L_f - L_0}{L_0} = \frac{L_f}{L_0} - \frac{L_0}{L_0} = S_n - 1$$

$$S_n = e_n + 1$$

De esta forma, los resultados obtenidos son los siguientes:

Muestra		Extensión	Porcentaje extensión (%)	Estiramiento ( <i>stretch</i> )	Imagen referencial
Muestras en bloques	Muestra 4	0,1343	13,43	1,1343	Fig. 22
	Muestra 13	0,08	8	1,07	Fig. 65

Tabla 4: Evaluación de extensión.



Tipo de estructura	Nombre muestra	Tipo de muestra	Litología y tamaño de grano	Descripción	Bordes	Estructuras
Estructuras en afloramiento	RIDGE	Afloramiento	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estructuras verticales de arena fina a media de hasta 22 cm y discordantes a estrato de fangolita. Por sobre esto, se dispone un estrato de fangolita discontinuo ( <i>lateral spreading?</i> ), en una matriz de arena fina a media.	Nítidos y curvos	Inyecciones verticales (diques clásticos)
	RD-05	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Arcosa lítica, con clastos angulares a subangulares. Corresponde a una inyección vertical en RIDGE.	Subangulares a angulares	Inyecciones verticales (diques clásticos)
	RD-06	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Arcosa lítica, con clastos angulares a subangulares. Corresponde a una inyección vertical en RIDGE.	Subangulares	Inyecciones verticales (diques clásticos)
	RD-07	Lámina delgada	Arcosa lítica de tamaño de grano medio con fragmentos tabulares de fangolita	Fragmentos de fangolita con bordes angulares, atravezados por grietas sinuosas. Fragmentos similares a rip-up clasts.	Subangulares a angulares	Fracturas sinuosas
	RD-08	Lámina delgada	Arcosa lítica de tamaño de grano medio con fragmentos tabulares de fangolita	Fragmentos de fangolitas orientados y angulares, similares a rip-up clasts.	Subangulares a angulares	Fracturas sinuosas

Tabla 5: Desglose estructuras de deformación sedimentaria identificadas en afloramientos.

<b>Estructuras en bloque</b>	M1	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	<i>Rip-up clasts</i> de fangolita orientados de forma subparalela a la estratificación del bloque	Angulares a muy angulares	Rip-up clasts
	M2	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estrato de fangolita con estructuras verticales discordantes.	Angulares	Fractura discordante con relleno
	M3	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estrato de fangolita con estructuras verticales discordantes.	Nítidos	Fractura discordante con relleno
	M4	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estrato de fangolita con estructuras verticales discordantes. Se observan socavamientos erosionales, <i>rip-up clasts</i> y marcas de flujo.	Angulares a muy angulares	Fractura discordante con relleno, socavamientos laterales y marcas de flujo.
	M5	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estrato de fangolita con estructura vertical discordante, de ancho variable y rellena por arena fina a media de color gris.	Angulares a muy angulares	Fractura discordante con relleno
	M6	Bloque	Areniscas finas y fangolitas	Estrato de fangolita con estructuras verticales, discordantes a la estratificación, rellenas por sedimentos de tamaño de grano arena fina. Destacan también <i>rip-up clasts</i> orientados.	Angulares a muy angulares	Fractura discordante con relleno, <i>rip-up clasts</i>

*Tabla 6: Desglose estructuras de deformación sedimentaria en bloques.*

Estructuras en bloques	M7	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estructuras verticales discordantes a la estratificación, socavamientos erosionales, marcas de flujo y algunos clastos de fangolita redondos y tabulares con similitudes a <i>rip-up clasts</i> .	Subangulares a angulares	Fractura discordante con relleno, <i>rip-up clasts</i>
	M8	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estrato de fangolita con estructuras verticales, sinuosas y discordantes a la estratificación, además de clastos de fangolitas orientados y con similitudes a <i>rip-up clasts</i> .	Angulares a muy angulares	Fractura discordante con relleno, <i>rip-up clasts</i> y flautas.
	M9	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estructuras sinuosas, verticales y discordantes al estrato de fangolita, rellenas por arenas finas a medias. También destacan socavamientos erosionales.	Subangulares a angulares	Fractura discordante con relleno
	M10	Bloque	Areniscas finas a medias y fangolitas	Fragmentos tabulares discontinuos, limitados por estructuras verticales con clastos pequeños y orientados en su interior.	Subangulares a angulares	Fractura discordante con relleno, <i>rip-up clasts</i> , desplazamientos normales.
	M11	Muestra de mano	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estratos de fangolitas con estructuras verticales, discordantes con la estratificación y rellenas con sedimentos de tamaño arena fina a media. Se observa desplazamiento vertical aparente.	Muy angular	Fractura discordante con relleno
	M11-1	Muestra de mano	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Clastos arenosos "adosados" a clastos de fangolitas. Fracturas sinuosas rellenas con epidota, socavamientos erosionales, "rip-up clasts" y zonas de desplazamiento normal secundario.	Angulares	Fracturas sinuosas, socavamientos erosionales, <i>rip-up clasts</i> y desplazamientos normales relativos.
	M11-2	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Fracturas verticales y discordantes al estrato de fangolitas. También se observan grietas sinuosas y <i>rip-up clasts</i> .	Angulares	Fracturas verticales y discordantes. Grietas sinuosas y <i>rip-up clasts</i> .
	M11-3	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media y fangolitas	Fracturas verticales y discordantes a la estratificación. Desplazamientos normales.	Nítidos, angulares y erosivos	Fracturas verticales y discordantes. Desplazamientos normales
	M11-4	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Arcosa lítica de tamaño arena fina a media. Moderadamente seleccionada y subangular a subredondeada	Cóncavo-convexo	
	M12	Muestra de mano	Areniscas finas a medias y fangolitas	Estratos de fangolitas con estructuras verticales, discordantes con la estratificación y rellenas con sedimentos de tamaño arena fina a media. Se observa desplazamiento vertical aparente.	Nítidos y angulares	Fracturas verticales y discordantes. Grietas sinuosas
	M12-1	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Fracturas verticales y discordantes al estrato de fangolitas. También se observan grietas sinuosas y <i>rip-up clasts</i> .	Difusos y angulares	Fracturas verticales y discordantes. Grietas sinuosas
	M12-2	Lámina delgada	Arcosa lítica tamaño arena fina a media	Fracturas verticales y discordantes al estrato de fangolitas. También se observan grietas sinuosas y <i>rip-up clasts</i> .	Difusos y angulares	Fracturas verticales y discordantes. Grietas sinuosas
	M13	Bloque	Areniscas finas, finas a medias, medias, gruesas, fangolitas.	Desplazamientos normales (micro fallamientos) en estrato de arenisca fina y fangolita.	Angulares y discordantes por falla	Fallas normales y gradaciones inversas

Tabla 7: Desglose estructuras de deformación sedimentaria en bloques (II).

## 5. DISCUSIONES

El objetivo principal de este estudio consiste en determinar las características de las SSDS identificadas en la Formación Río Damas y su correspondencia con estructuras de licuefacción y *lateral spreading*. A continuación se discuten sus características sedimentológicas y morfológicas, además de su relación con el contexto paleotectónico del Jurásico superior.

### 5.1. Sedimentología de las SSDS y susceptibilidad a licuefacción

La estratigrafía de los miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi de la formación Río Damas se caracteriza por presentar gruesas intercalaciones de areniscas finas a medias y capas de granulometría fina de espesor variable (figuras 18 y 19). Estas constituyen las litologías usualmente susceptibles a sufrir licuefacción en condiciones de saturación de aguas y a la aplicación de un stress de sísmico (Jolly & Lonergan, 2002).

Las SSDS subverticales identificadas en las zonas EA1, EA2 y en los depósitos de deslizamiento y avalanchas de rocas (González, 2010), están compuestas por areniscas de grano fino a medio, discordantes a un nivel de fangolitas de granulometría fina a muy fina (tablas 5, 6 y 7). Asimismo, las láminas delgadas confeccionadas a partir de las muestras RD-05, RD-06, RD-07, RD-08, M11 y M12 confirman que las SSDS se componen de arcosas líticas de tamaño arena fina a media, observando clastos de hasta 1,1 mm de litología fangolítica en las láminas delgadas (figuras 24-29 y 53-57). Estos probablemente, habrían derivado de la roca de caja, atravesada por dichas estructuras.

Las características litológicas y sedimentológicas descritas anteriormente, presentan similitudes con los depósitos estudiados por otros autores, donde depósitos no cohesivos de arenas finas a medias, clastosoportadas, en un estado saturado y dispuestas de manera subyacente a un estrato de granulometría fina como fangolitas o arcillolitas, pueden ver disminuida su resistencia al cizalle debido a la ocurrencia de licuefacción (Allen, 1986; Berra, 2011; Lowe, 1975; Mohindra & Bagati, 1996; Owen, 1997; Rodríguez-Pascua, 2001). Esto nos permite afirmar que los depósitos que conforman el miembro Punta Zanzi presentan características sedimentológicas que los vuelven susceptibles a licuefacción.

La evaluación del paleo- nivel de aguas no resulta sencilla. Sin embargo, el ambiente de *playa-lake* o barreal propuesto para las cuencas de tras-arco (Gulisano, 1988; Lo Forte, 1996; López-Gómez, 2009), nos indica que habrían ocurrido eventos esporádicos de inundación que depositaron finas capas de sedimentos (*sheet floods*). En particular, las laminaciones paralelas en los estratos de fangolitas presentes en las rocas del Miembro Punta Zanzi permiten sugerir la ocurrencia de períodos consecutivos de inundación, los cuales mediante procesos de escorrentía y posterior infiltración habrían mantenido un nivel de aguas somero durante el desarrollo de las SSDS identificadas (Clemmensen, 1979; Gulisano, 1988;



Handford, 1982; Osterkamp, 1987; Potter et al., 2005). Sumado a esto, fue posible identificar grietas de desecación en niveles subyacentes y sobreyacentes a aquellos estratos que contienen las inyecciones verticales de sedimentos, por lo que se podría sugerir que el momento en el que habría ocurrido licuefacción, los sedimentos no se encontraban expuestos.

## 5.2. Morfología de las SSDS e implicancias genéticas

La morfología de las SSDS identificadas en la zona de estudio, en particular las muestras M3, M4, M6, M8, M9 (figuras 38, 39, 46-49), guardan numerosas similitudes con aquellas reportadas por Berra (2011), Gibert (2011) Lunina (2016), Loope (2012); quienes identificaron intrusiones de carácter plástico en secuencias compuestas por areniscas finas a medias y fangolitas (o arcillolitas) (figura 62). Así, es posible poder interpretar las SSDS subverticales y discordantes a la estratificación como inyecciones verticales de sedimento fluidizado (diques clásticos) como resultado del incremento de la presión de poro en el estrato que ha sufrido licuefacción.

En particular los lineamientos de flujo, gradaciones en tamaños de grano y bordes erosivos identificados en la muestra M4.1 son características similares a las observadas por Scott et al. (2009) en el Yellow Bank Inyectite Complex (YBIC), California; y constituyen fuertes evidencias de removilización de sedimentos en un estado fluidizado, para lo cual es necesaria su saturación (Bezerra et. al, 2005; Obermeier 2009). Dicha movilización de sedimentos fluidizados habría disminuido su energía progresivamente hacia el techo de la secuencia, depositando en primer lugar aquellos sedimentos de grano grueso para posteriormente depositar areniscas finas y fangolitas. Dichas características también han sido reportadas en casos de sismos recientes (e.g. Christchurch, 2010) (Quigley et al., 2013).

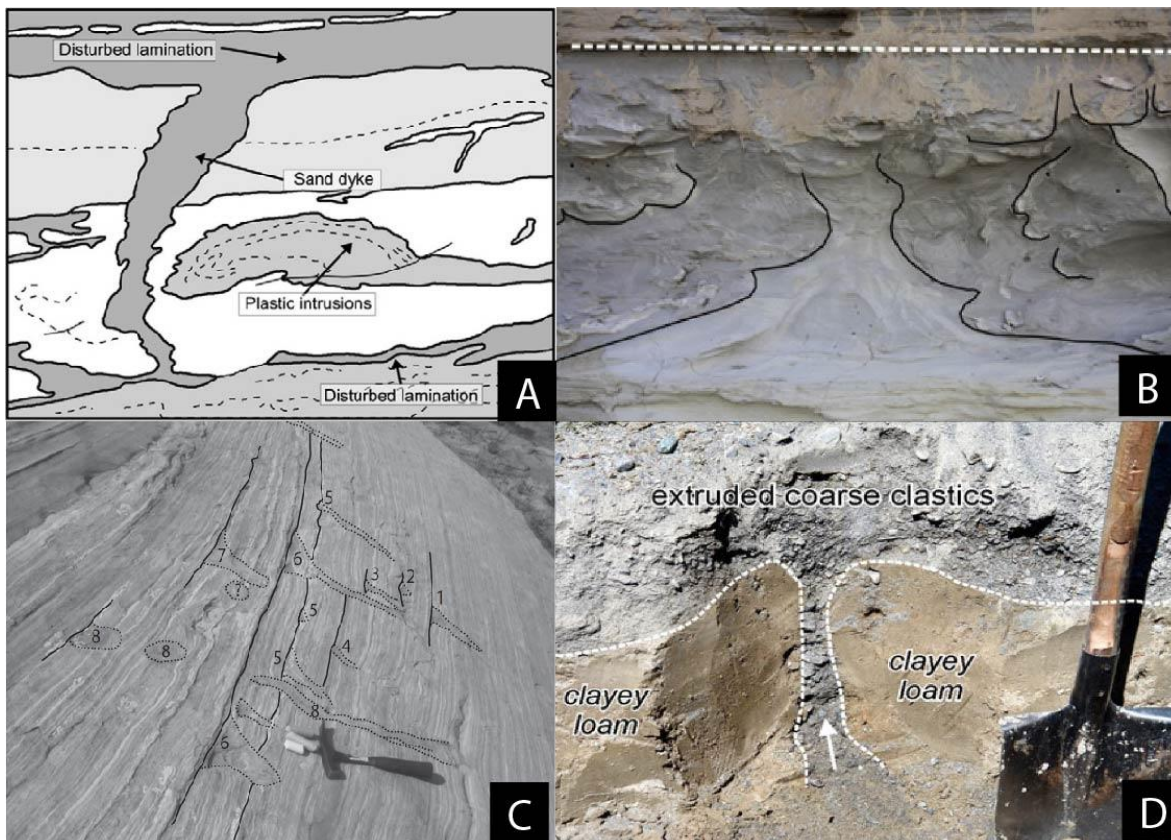


Figura 62: Casos de inyecciones verticales estudiadas por: A: Berra (2011), B: Gibert (2011), C: Lunina (2016) y D: Loope (2012).

La identificación de estructuras interpretadas como rip-up clasts a escala micro y mesoscópica (muestras RD-07, RD-08, M1, M4.1, M7, M8, M9), bordes de clastos angulosos y grietas sinuosas que cortan de forma subhorizontal y subvertical a los clastos de fangolita; permiten sugerir la ocurrencia de fenómenos que liberan grandes cantidades de energía (Audemard y De Santis, 1991). Este tipo de estructuras interpretadas como resultado de eventos de deformación frágil derivan, principalmente, de sedimentos muy finos pertenecientes a la roca de caja, y por ende, con mayor cohesión, que aquellos sedimentos arenosos finos a medios y saturados que acomodan la deformación de manera dúctil (Berra, 2011; Tuttle, 2001).

Las grietas sinuosas y la deformación semi dúctil tendrían su origen en el flujo de sedimento fluidizado a través de zonas de debilidad preexistentes o a través de conductos formados por fracturamiento hidráulico o micro fallas normales formada como resultado de *lateral spreading* (Audemard & de Santis, 1991; Berra, 2011; Duranti, 2004; Tuttle, 2001). Por otro lado, la deformación frágil en estratos de fangolita con mayor cohesión que el estrato subyacente de areniscas medias, donde predomina la deformación dúctil y plástica mediante el flujo vertical de sedimento fluidizado, constituyen una evidencia de deformación penecontemporánea a la depositación mientras los sedimentos se encontraban en un estado no consolidado o parcialmente consolidado (Rossetti, 2000; Mohindra, 1996).

En consecuencia, la presencia de diversas características morfológicas y sedimentológicas (e.g. estructuras subverticales, discordantes a la secuencia sedimentaria, compuestas por arenisca de grano fino a medio, marcas de flujo, gradación normal al interior del relleno de estructuras subverticales (Muestras 4.1 y 4.2) y estructuras similares a *rip-up clasts* con bordes de geometría angular (muestras 1, 4.1, 7, 8 y 9), constituyen fuertes indicadores de la ocurrencia de un proceso repentino, de corta duración y caracterizado por una alta liberación de energía. Por otro lado, las numerosas fracturas sinuosas en fragmentos de fangolita analizados bajo microscopía óptica, indicarían que este fenómeno habría ocurrido mientras los sedimentos se encontraban en un estado no consolidado o parcialmente consolidado. Todo lo anterior, permite sugerir que ciertos niveles estratigráficos del Miembro Punta Zanzi de la Formación Río damas han sufrido licuefacción.

El nivel estratigráfico que sobreyace a aquel que habría sufrido licuefacción (EA1), y aquellos niveles de fangolitas limosas (Md) en las muestras M4.1, M4.2, M4.3, M4.4, M4.5, exponen desplazamientos normales y laterales a escala centimétrica, los cuales poseen fuertes similitudes con aquellos casos de deformación analizados por Youd (1984, 1992), quien los describió como grabens o fracturas extensionales, deformaciones por cizalle basal, junto con evidencias extensionales a un borde de los bloques y estructuras compresivas en borde contrario, asociados espacialmente a la ocurrencia de diques clásticos (Figura N°). Esto nos permite sugerir que la ocurrencia de licuefacción en las areniscas de grano fino a medio indujo fenómenos de *lateral spreading* en ciertos niveles estratigráficos de los miembros Cerro Catedral o Punta Zanzi de la Formación Río Damas.

### 5.3. Mecanismos de generación de licuefacción

Luego de determinar si las SSDS observadas en terreno corresponden efectivamente a estructuras asociadas a licuefacción y *lateral spreading*, es necesario evaluar los potenciales mecanismos de deformación, que habrían desencadenado estos fenómenos.

Bajo la acción de un mecanismo de deformación adecuado, sedimentos arenosos saturados y arcillas gruesas sufrirán licuefacción (Owen, 1987). Este mecanismo de deformación origina una sobrepresión en los sedimentos licuados, los cuales se disponían de manera subyacente a un estrato de fangolitas, que actúa como un sello litológico. Existen variados fenómenos con la capacidad para inducir licuefacción, a través de un incremento cíclico en la presión de poro o a través del colapso de paquetes sedimentarios inestables (Owen & Moretti, 2011).

Considerando las facies definidas para los afloramientos analizados y considerando el ambiente sedimentario de *playa-lake* interpretado para este miembro de la Formación Río Damas asociado a la ocurrencia de eventos deposicionales esporádicos y de corta duración (*flash floods* y *sheet floods*), es poco probable que las estructuras de licuefacción observadas en terreno, tengan su origen en un

asentamiento rápido de sedimentos, dado que los procesos de sedimentación dominantes en los sistemas de *playa-lake* están relacionados con corrientes de tracción que depositan capas finas de sedimentos en cada evento deposicional. También, las condiciones híper áridas inferidas para la Formación Río Damas-Tordillo (Berra, 2011; Gulisano, 1988; Clemensen, 1979; Handford, 1982; Reineck & Singh, 1980; López-Gómez, 2009) nos permiten descartar que estas estructuras se hayan originado por efecto de tormentas, tsunamis, cizalle inter-mareal o deshielo glaciar. De esta forma es posible descartar factores desencadenantes endogénicos para las SSDS identificadas en terreno. Por consiguiente, es posible centrar la atención en un posible origen sísmico.

Diques sedimentarios presentes en depósitos lacustres y fluviales han sido interpretados por algunos autores como el resultado de sismos con magnitudes que varían entre 5 y 8 (Audemard y De Santis, 1991, Obermeier, 1996). Asimismo, la sismicidad constituye el mecanismo desencadenante más probable en los casos de extensa licuefacción a escala regional. El principal efecto de las ondas sismo-inducidas en un estrato de sedimentos no cohesivos es el sometimiento de las partículas a una vibración horizontal (Allen, 1982). Además, las SSDS de carácter dúctil se encuentran relacionadas a eventos sísmicos en sedimentos saturados de agua (Berra, 2011).

Por otro lado, siguiendo los criterios utilizados por Owen et al. (2010), las SSDS observadas en la zona de estudio:

- *Ocurren en horizontes con continuidad lateral, separados por sedimentos no deformados.* En efecto, las estructuras en afloramiento (EA1 y EA2), se encuentran restringidas a horizontes específicos, los cuales se encuentran limitados por estratos sin deformación)
- *Las estructuras observadas son comparables con estructuras a las cuales se les ha asignado un origen sísmico.* Numerosos estudios muestran SSDS similares a las de este estudio. Aunque, en varios casos, con dimensiones mayores y y edades más recientes ((Lunina (2016), Gilbert (2011) y Loope (2012), Berra, (2011))
- *La cuenca sedimentaria se encontraba tectónicamente activa en el momento de la formación de las SSDS.* Los depósitos de la Formación Tordillo (equivalente a la Formación Río Damas en territorio Argentino) fué desarrollada como consecuencia de eventos tectónicos extensionales con el desarrollo de fallas de crecimiento, asociadas a los distintos depocentros de la cuenca de Neuquén (Giambiagi, 2003, 2005). Este punto será detallado más adelante.
- *La intensidad, complejidad y abundancia de las SSDS se encuentra zonada.* Este punto es difícil de comprobar, puesto que los afloramientos analizados constituyen una muestra pequeña con respecto a la totalidad de la cuenca. Sin embargo, Gulisano (1988) reporta pequeños diques clásticos arenosos que intruyen de forma perpendicular a la estratificación; los cuales los interpreta como un efecto tixotrópico y de deformación hidroplástica que afecta a los



sedimentos que pierden agua, al sobreponerse capas de distinta densidad.

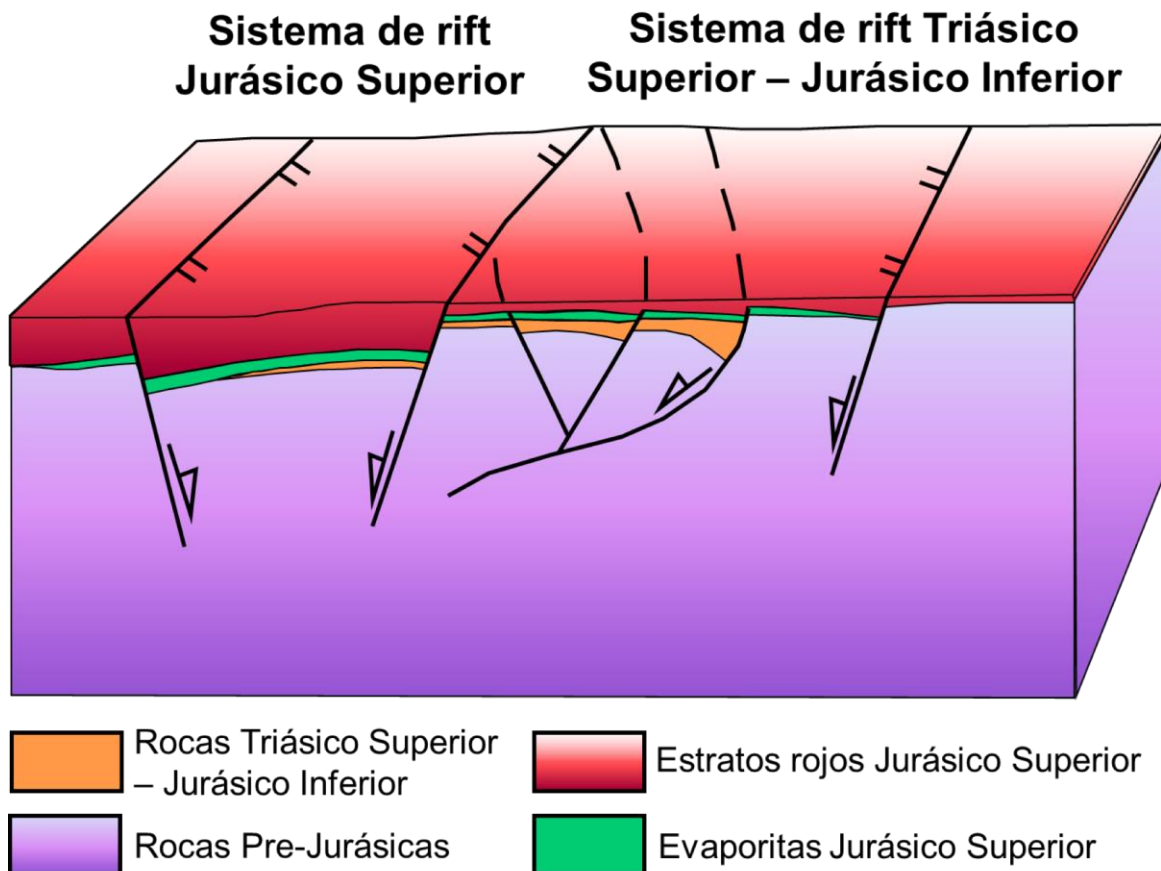
Finalmente, el flujo vertical de sedimentos y la depositación del nivel inmediatamente superior, aparentan ser esencialmente penecontemporáneos con la depositación, mientras que la deformación del estrato de fangolita respondería a la combinación de efectos de licuefacción y estrés de cizalle, generado por el paso de ondas sísmicas (Mohindra, 1996). La ruptura y deformación de sedimentos habría sido causado por la propagación de ondas de cizalle a través de estratos de sedimentos finos y cohesivos (Mohindra, 1996; Sims, 1975). La restricción de ambos tipos de deformación a ciertos niveles estratigráficos es indicativa de un origen syndepositional de la deformación (Kahle, 2002).

#### 5.4. Implicancias paleotectónicas

Lo Forte (1996) identificó diques clásticos, similares a los analizados en este estudio, en afloramientos de la Formación Tordillo del sector de Las Cuevas, Provincia de Mendoza, Argentina. Estos diques, junto con acuñamientos estratigráficos los interpreta como indicadores de depositación synextensional.

Dentro de la configuración tectónica extensional predominante durante el Jurásico Superior en el borde occidental de Gondwana, ha sido posible reconocer estructuras inversas que hoy forman parte de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua. Estas se caracterizan por ser fallas normales invertidas, las cuales durante su comportamiento extensional, habrían acomodado los sedimentos provenientes principalmente del arco magmático occidental en el depocentro Nieves Negras (Giambiagi, 2003, 2005; Manceda & Figueroa, 1995).

Giambiagi (2003), mediante la restauración de secciones y la identificación de cuñas estratigráficas y estratos de crecimiento, infirió 6 fallas normales que habrían delimitado los depocentros Mesozoicos, donde la depositación de la Formación Tordillo habría sido de carácter synextensional.



*Figura 63: Modelo paleogeográfico esquemático y fallas normales pre-existentes en la Cuenca de Neuquén. Basado en Giambiagi, 2003.*

Las estructuras mencionadas habrían tenido actividad previa en el Triásico Superior y Jurásico Inferior, con orientaciones NNW-SSE, heredadas de los procesos acrecionarios ocurridos en el ciclo tectónico Gondwánico (Charrier, 2007; Giambiagi, 2003, 2005). Dichas estructuras, habrían sufrido una reactivación durante el Jurásico Superior, con orientaciones N-S.

La actividad sísmica relacionada a la activación de las fallas normales que habrían limitado a los depocentros occidentales de la Cuenca de Neuquén (figura 63) durante el segundo episodio de rifting del Jurásico (Kimmeridgiano), habría inducido un aumento de presión de poro en sedimentos susceptibles a la licuefacción, originando las SSDS identificadas en la zona de estudio.

Las SSDS identificadas en la zona de estudio, donde se incluyen inyecciones de sedimento discordantes a la estratificación (diques clásticos), rip-up clasts y desplazamientos laterales de sedimento (*lateral spreading*), poseen morfologías comparables con estructuras formadas durante eventos sísmicos recientes.

## 5.5. Alcances sobre el ambiente sedimentario

Si bien los afloramientos estudiados fueron escasos, es posible realizar ciertas inferencias generales en cuanto al ambiente sedimentario y a la información estratigráfica levantada por otros autores, en localidades cercanas a esta zona de estudio (Gulisano, 1988; Lo Forte, 1996; López-Gómez, 2009):

Los gruesos paquetes de conglomerados subangulares a angulares en algunas zonas matriz soportado y en otras clastos soportado y con cierta imbricación de clastos, podrían corresponder a sectores proximales de abanicos aluviales o ríos trezados de alta energía, mientras que la composición principalmente andesítica de sus clastos reflejarían la presencia de un arco magmático cercano, el cual correspondería la actual Cordillera de la Costa. La disposición de la estratigrafía en secuencias granodecrecientes reflejaría una transición hacia un ambiente con niveles medios de energía, donde la depositación de secuencias fluviales arenosas se daría a través de flujos encausados; ambientes donde cercanos a cursos de agua donde puede ocurrir licuefacción frente a un evento sísmico (Cubrinovsky et al., 2012). Cabe agregar que los distintos espesores de dichas secuencias arenosas podrían reflejar cambios en el nivel de descarga de aguas (López-Gómez, 2009).

Finalmente, las areniscas finas a medias, con estratificación cruzada planar, en artesa y también paralela que gradar normalmente hacia fangolitas limosas con grietas de desecación, corresponderían a sistemas fluviales entrelazados arenosos, con la ocurrencia de flujos de manto episódicos y desarrollo de ambientes de playa lacustre o barreal.

## 5.6. Migración de hidrocarburos

La existencia de reservorios en explotación ubicados en la Formación Tordillo, confirma el potencial petrolífero de dicha secuencia sedimentaria dentro de la cuenca de Neuquén (Legarreta & Uliana, 1993). Sin embargo, numerosas exploraciones se han realizado en el lado chileno, descartando la presencia de condiciones propicias para el atrapamiento de hidrocarburos.

Algunos estudios establecen que los incrementos en la presión de poro generados por concentraciones de hidrocarburos constituyen factores que pueden realzar la ocurrencia SSDS en forma de inyecciones verticales centimétricas y otros tipos de removilización de arenas en secuencias sedimentarias, las cuales pueden actuar como conductos de permeabilidad que producen migración de hidrocarburos (Duranti & Mazzini, 2005; Hurst & Cartwright, 2007; Løseth et al., 2009).

En ese sentido es posible sugerir la posibilidad que la inexistencia de reservorios de hidrocarburos en territorio chileno haya sido influenciada por la ocurrencia de SSDS cercanas a los bordes de la Cuenca de Neuquén.

## 5.7. Limitantes del estudio

Las estructuras en bloques exhiben formidables ejemplos de SSDS alogénicas y su fuente ha sido reconocida en el Valle de la Engorda (González, 2010) como los Miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi. No obstante, establecer ubicación precisa de estas estructuras dentro de la secuencia estratificada.

Las dimensiones de las SSDS identificadas en afloramiento (EA1 y EA2) es menor comparada con muchas otras SSDS asociada a sismicidad alrededor del mundo. Además, los afloramientos visitados poseían una extensión estratigráfica lateral limitada lo que solo permite observar una parte menos de los estratos que alojan SSDS.

Tal como se expone en el punto 5.3., la presencia de gruesos paquetes de fangolitas con laminación, permite sugerir que este fenómeno habría ocurrido al poco tiempo de la escorrentía e infiltración de agua localizada en un ambiente de *playa-lake*, en presencia de un nivel de aguas somero. Pese a lo anterior, resulta difícil determinar de manera exacta el nivel de aguas en depósitos de tal antigüedad.

Finalmente, se recomienda la profundización de este estudio, determinando la continuidad lateral de las estructuras identificadas en la formación Río Damas y en sus equivalentes septentrionales y meridionales, además de cuantificar posibles variaciones morfológicas y su relación con el paleoambiente sedimentario.

## 5.8. Evaluación de incertidumbre

Debido a la gran variedad de morfologías potencialmente asociadas a licuefacción y *lateral spreading*, se definieron 9 criterios que nos permiten evaluar la incertidumbre asociada a cada una de las muestras caracterizadas en este estudio. Dichos criterios fueron establecidos a partir de aquellas condiciones estratigráficas y sedimentológicas que ejercen influencia en la susceptibilidad a la ocurrencia de licuefacción (Allen, 1982; Berra, 2011; Lowe, 1975; Mohindra & Bagati, 1996; Owen, 1997; Rodríguez-Pascua, 2001), y a aquellas características morfológicas reportadas por otros estudios similares y que constituyen fuertes evidencias de la ocurrencia de dichos fenómenos (Berra, 2011; Gibert, 2011; Lunina, 2016; Loope 2012, Scott et al. 2009, Quigley et al., 2013).

Los criterios considerados y su consecuente aporte a la certeza de la correspondencia de las SSDS a procesos de licuefacción y *lateral spreading* se muestran a continuación, en el diagrama de la figura 64.



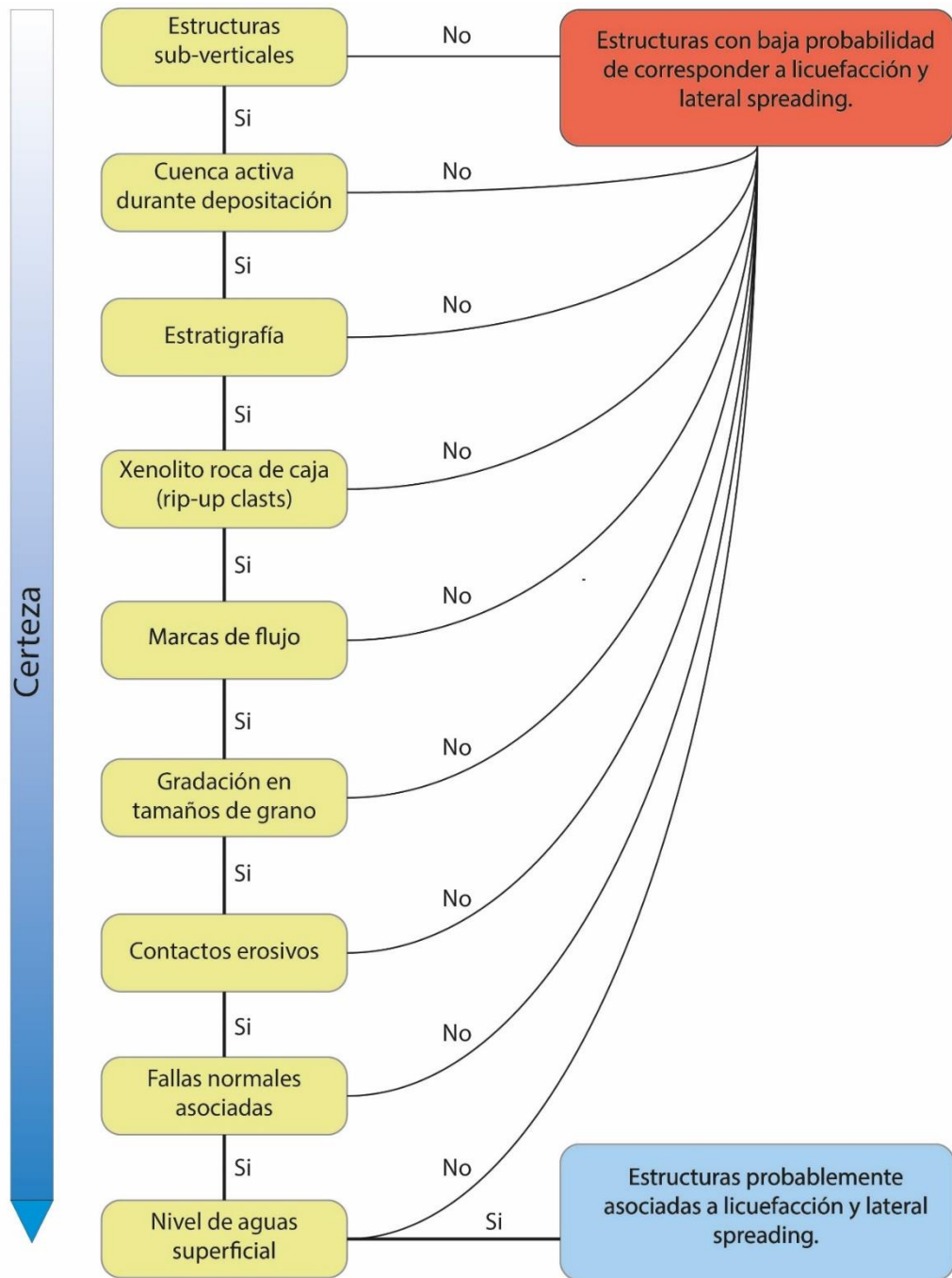


Figura 64: Esquema de evaluación de incertidumbre en cuanto a las muestras analizadas.

Nivel de certeza	SSDS	Estructuras subverticales	Cuenca activa durante deposición	Estratigrafía	Xenolito roca de caja	Marcas de flujo	Gradación tamaños de grano	Contactos erosivos	Fallas normales asociadas	Nivel de aguas
Muy alto (8/9)	M 4.1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✗
	M6	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✗
Alto (7/9)	M11	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✗
Medio (6/9)	M 4.2	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✓	✓	✗
	M4.3	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✓	✓	✗
	M4.4	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✓	✓	✗
	M4.5	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✓	✓	✗
	M8	✓	✓	✓	✓	✓	✗	✓	✗	✗
Regular (5/9)	M1	✗	✓	✓	✓	✓	✗	✓	✗	✗
	M7	✓	✓	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗
	M10	✓	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✗	✗
	M12	✓	✓	✓	✓	✗	✗	✓	✗	✗
Bajo (4/9)	EA1	✓	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗	✗
Muy bajo (3/9)	M2	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗	✗	✗
	M3	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗	✗	✗
	M5	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗	✗	✗
	EA2	✓	✓	✓	✗	✗	✗	✗	✗	✗

Tabla 8: Evaluación de certeza de las muestras analizadas.

## 6. CONCLUSIONES

El análisis morfológico y sedimentológico realizado en afloramientos del miembro Punta Zanzi (zonas EA1 y EA2), permite identificar diferentes tipos SSDS que se asocian a licuefacción y consecuente *lateral spreading*. Los sedimentos de la secuencia sedimentaria, poseen características sedimentológicas que los vuelven susceptibles a la ocurrencia de licuefacción en presencia de un nivel freático somero y un mecanismo de deformación adecuado. Dichas características sumadas al contexto geológico de la cuenca en la cual se emplazan, permiten asignar un origen sísmico al evento de licuefacción.

El análisis de SSDS en bloques permite identificar desplazamientos laterales, *rip-up clasts*, socavamientos erosionales, marcas de flujo y bordes muy angulares a angulares. Estas SSDS se pueden apreciar tanto a escala de afloramiento como escala microscópica. La identificación de dichas estructuras permite sugerir que tuvieron lugar procesos repentinos, de corta duración y que causan movilización sedimento en estado fluidizado, deformación frágil y desplazamientos laterales. No obstante, su ubicación *ex situ*, impide asegurar con certeza su origen dentro de la Formación Río Damas.

La identificación, por parte de otros autores, de estructuras similares en la Formación Tordillo y su asociación con indicadores de depositación synextensional; además del reconocimiento de posibles fallas de crecimiento correspondientes a estructuras de borde de cuenca, permiten sugerir que la ocurrencia de licuefacción estaría asociada a eventos sísmicos. De tal manera, es posible proponer que la actividad sísmica asociada a las SSDS estudiadas, guardaría una estrecha relación con la evolución tectónica de la cuenca de trasarco durante el Jurásico Superior.

Eventos de licuefacción y *lateral spreading* que han asociados a sismos recientes se encuentran controlados por los mismos factores que habrían controlado su ocurrencia durante el Kimeridgiano, demostrando la validez del principio del uniformitarismo.

## 7. RECOMENDACIONES

Considerando las limitaciones de este estudio, detalladas en el punto 5.7, se establecen las siguientes recomendaciones para futuros estudios:

Se recomienda realizar un estudio estratigráfico de detalle para los miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi de la Formación Río Damas en la zona del Río Volcán. Esto con el objetivo de reconocer de forma *in situ* la posición estratigráfica de las estructuras de deformación sedimentaria identificadas en bloques, determinando con certeza su contexto sedimentológico y su correspondencia con estructuras derivadas de procesos de licuefacción y *lateral spreading*.

Se sugiere efectuar estudios estratigráficos y sedimentológicos similares en otras localidades de la Formación Río Damas, con el propósito de determinar continuidades laterales tanto de las estructuras de deformación sedimentaria identificadas en afloramientos (diques clásticos) como en bloques. De esta forma, se podrían determinar variaciones morfológicas que dichas estructuras presenten, obteniendo mayor información en cuanto a la posición de la eventual falla que habría inducido sismos generadores de licuefacción y *lateral spreading*.

Finalmente, se aconseja complementar estos estudios con análisis que involucren variación de espesores en la Formación Río Damas y con restauraciones estructurales de la Cuenca de Neuquén. Esto con la finalidad de establecer de forma precisa la relación existente entre la ocurrencia de estructuras de deformación sedimentaria y rasgos estratigráficos que indiquen la ocurrencia de procesos de depositación synextensional en cuencas sedimentarias.



## 8. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., 1997. La Formación Lo Valdés en el alto Río Colina, Región Metropolitana, Chile Central. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 1:411-415.

Ambraseys, N. N. (1988). Engineering seismology: part I. Earthquake engineering & structural dynamics, 17(1), 1-50.

Allen, J. R. L. (1986). Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. Sedimentary Geology, 46(1-2), 67-75.

Alvarez, P. Pamela. (1997). Evolución estratigráfica y tectónica del Jurásico de la Alta Cordillera de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas III Congreso Geológico Chileno, 1:425-429.

Audemard, F. A., & De Santis, F. (1991). Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, 44(1), 5-16.

Bartlett, S. F., & Youd, T. L. (1992). Empirical analysis of horizontal ground displacement generated by liquefaction-induced lateral spreads. National Center for Earthquake Engineering Research, 1–118.

Berra, F., & Felletti, F. (2011). Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. Sedimentary Geology, 235(3–4), 249–263.

Bezerra, F. H., da Fonseca, V. P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P., & Saadi, A. (2005). Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. Engineering Geology, 76(3-4), 191-208.

Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 118 p.

Calderón S. (2008). Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50'-34°00'S), Santiago-Chile.

Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): Tectonics of the Southern Central Andes, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P, (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In Geology of Chile. Chapter 3, Pages. 21-114.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). Geological Society, London, Special Publications, 399(1), p. 13–61.

Clague, J. J., Naesgaard, E., & Sy, A. (2011). Liquefaction features on the Fraser delta: evidence for prehistoric earthquakes? Canadian Journal of Earth Sciences, 29(8), 1734–1745.

Clemmensen, L. B., Kent, D. V., & Jenkins Jr, F. A. (1998). A Late Triassic lake system in East Greenland: facies, depositional cycles and palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 140(1-4), 135-159.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth-Science Reviews, 18(3-4), 303-332.

Cubrinovski, M., Robinson, K., Taylor, M., Hughes, M., & Orense, R. (2012). Lateral spreading and its impacts in urban areas in the 2010–2011 Christchurch earthquakes. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 55(3), 255-269.

Davidson, J., & Vicente, J. C. (1973). Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud sur). In Congreso Geológico Argentino (No. 5, pp. 11-55).

Digregorio, J. H., & Uliana, M. A. (1980). Cuenca neuquina. Geología Regional Argentina, 2, 985-1032.

Duranti, D., & Hurst, A. (2004). Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, 51(3), 503-529.

Duranti, D., & Mazzini, A. (2005). Large-scale hydrocarbon-driven sand injection in the Paleogene of the North Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(3-4), 327-335.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. Universidad de Chile. 179 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de La Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6 (January), 48–55.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M. (2001). Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

Giambiagi, L. B. (2003). Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 58(1), 85–96.

Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2003). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1–2), 1–19.

Giambiagi, L., Alvarez, P. P., & Tunik, M. (2005). Relación entre las estructuras de rift triásicas-jurásicas y el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. 16º Congreso Geológico Argentino. *Actas*, 2, 81-86.

Gibert, L.; Alfaro, P.; García-Tortosa; F.J., Scoot, G. (2011), Superposed deformed beds produced by single earthquakes (Tecopa Basin, California): Insights into paleoseismology, *Sedimentary Geology*, Volume 235, Issues 3–4, 2011, Pages 148-159.

González, O. L. (1963). Observaciones geológicas en el valle del río Volcán (No. 3).

González, P. (2010): Geología y geomorfología del complejo de remoción en masa La Engorda, Chile Central. Santiago de Chile: Universidad de Chile.

Gulisano, C. A. (1988). Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires).

Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30' S. *Mus. Argent. B. Rivadavia, Rev. Ciencias Geológicas* 1 (5), 13– 52.

Hallam, A., Biró-Bagóczy, L., & Perez, E. (1986). Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian–Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123(4), 425–435.

Handford, C. R. (1982). Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin—Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29(2), 239-253.

Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2005). The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1-14.

Hurst, A., & Cartwright, J. (2007). Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production.

Ishihara, K., 1985. Stability of natural soils during earthquakes. *Proc. the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco*, vol. 1. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 321– 376.

James, D. M. D., Jolly, R. J. H., & Lonergan, L. (2003). Discussion on mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, 160(3), 495-496.

Kahle, C. F. (2002). Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), 201-216.

Klohn, C. (1960). *Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Chile.

Langridge, R., Campbell, J., Hill, N., Pere, V., Pope, J., Pettinga, J. & Berryman, K. (2003). Paleoseismology and slip rate of the Conway Segment of the Hope Fault at Greenburn Stream, South Island, New Zealand. *Annals of Geophysics*.

Legarreta, L., Gulisano, C. A., Uliana, M. A., & Ramos, V. (1993). Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. In *Congreso Geológico Argentino (No. 12, pp. 87-114)*.

Legarreta, L., & Uliana, M. A. (1996). The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(3-4), 303-330.

Legarreta, L., & Uliana, M. A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. *Geología Argentina (Camino, R.; editor)*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales*, 29(16), 399-432.

Lo Forte, G. L. (1996). Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. *Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*, 139-178.



Loope, D. B., Elder, J. F., Zlotnik, V. A., Kettler, R. M., & Pederson, D. T. (2013). Jurassic earthquake sequence recorded by multiple generations of sand blows, Zion National Park, Utah. *Geology*, 41(10), 1131–1134.

López-Gómez, J., Martín-Chivelet, J., & Palma, R. M. (2009). Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Cañada Ancha Valley, northern Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 219(1–4), 180–195.

Løseth, H., Gading, M., & Wensaas, L. (2009). Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1304-1319.

Lowe, D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2), 157–204.

Lunina, O. V., Andreev, A. V., & Gladkov, A. S. (2011). Localization of a pre-instrumental earthquake epicenter based on the quantitative analysis of coseismic deformations in soft deposits. *Doklady Earth Sciences*, 438(2), 803–809.

Lunina, O. V., & Gladkov, A. S. (2015). Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes. *Engineering Geology*, 195, 206–213.

Lunina, O. V., & Gladkov, A. S. (2016). Soft-sediment deformation structures induced by strong earthquakes in southern Siberia and their paleoseismic significance. *Sedimentary Geology*, 344(December), 5–19

Maltman, A. J., & Bolton, A. (2003). How sediments become mobilized. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 9-20.

Manceda, R., & Figueroa, D. (1995). Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. In A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, Eds., *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, 369–382.

Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., & Bechis, F. (2008). Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512–519.

Mescua, J. F. (2011). Evolución estructural de la cordillera principal entre Las Choicas y Santa Elena (35° S), provincia de Mendoza, Argentina (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis (Unpublished), Universidad de Buenos Aires: 244 p).

Mescua, J.F., Suriano, J., Schencman, L.J., Giambiagi, L., Sruoga, P., Balgord, E., Bechis, F. (2019). Controls on deposition of the Tordillo Formation in southern Mendoza (34-36°S): implications for the Kimmeridgian tectonic setting of the

Neuquén basin. En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*", Springer-Verlag, en prensa.

Mohindra, R., & Bagati, T. N. (1996). Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology*, 101(1–2), 69–83.

Moretti, M., & Ronchi, A. (2011). Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia). *Sedimentary Geology*, 235(3-4), 200-209.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, In: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. (Editors). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, Vol. 11, pp 59-90.*

Obermeier, S., Pond, E. C., Olson, S. M., Green, R. A., Stark, T. D., & Mitchell, J. K. (2001). Paleoliquefaction studies in continental settings: Geologic and geotechnical factors in interpretations and back-analysis. US Geological Survey Open-File Report 01-29, (January 2015).

Obermeier, S. F., Olson, S. M., & Green, R. A. (2005). Field occurrences of liquefaction-induced features: A primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*, 76(3–4), 209–234.

Obermeier, S. F. (2009). Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. *International Geophysics*, 95, 497-564.

Oliveros, V., Labbé, M., Rossel, P., Charrier, R., & Encinas, A. (2012). Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 25–40

Olson, S; Green, R.; Obermeier, S., (2004). Geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction features: a major updating, *Engineering Geology*, Volume 76, Issues 3–4, 2005, Pages 235-261.

Osterkamp, W. R., & Wood, W. W. (1987). Playa-lake basins on the Southern High Plains of Texas and New Mexico. Part 1. Hydrologic, geomorphic, and geologic evidence for their development. *Geological Society of America Bulletin*, 99, (August), 215.

Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1), 11-24.

Owen, G. (1996). Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43(2), 279-293.

Owen, G., & Moretti, M. (2011). Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235(3–4), 141–147.

Owen, G; Moretti M; Alfaro, P., (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions, *Sedimentary Geology*, Volume 235, Issues 3–4, 2011, Pages 133-140.

Plummer, P. S., & Gostin, V. A. (1981). Shrinkage cracks; desiccation or syneresis?. *Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 1147-1156.

Potter, P. E., Maynard, J.B., & Depetris, P. J. (2005). *Mud and mudstones: Introduction and overview*. Springer Science & Business Media, 2005.

Quigley, M. C., Bastin, S., & Bradley, B. A. (2013). Recurrent liquefaction in Christchurch, New Zealand, during the Canterbury earthquake sequence. *Geology*, 41(4), 419-422.

Reineck, H. E., & Singh, I. B. (2012). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Science & Business Media.

Robinson, K., Cubrinovski, M., & Bradley, B. A. (2013). Sensitivity of predicted liquefaction-induced lateral displacements from the 2010 Darfield and 2011 Christchurch Earthquakes.

Rossetti, D. F., & Góes, A. M. (2000). Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), 137-156.

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., Hoffman, D. (2014). El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35,5°S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean Geology*, 41(3), 529–557.

Scott, A., Vigorito, M., & Hurst, A. (2009). The process of sand injection: internal structures and relationships with host strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, USA). *Journal of Sedimentary Research*, 79(8), 568-583.

Seed, H. B., & Idriss, I. M. (1971). Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*

Seilacher, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13(1-2), 155-159.

Sims, J. D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. In *Developments in geotectonics* (Vol. 9, pp. 141-152). Elsevier.

Shanmugam, G. (2016). The seismite problem. *Journal of Palaeogeography*, 5(4), 318–362.

Spalletti, L. A., Arregui, C., & Veiga, G. D. (2011). La Formación Tordillo Y Equivalentes (Jurásico Tardío) En La Cuenca Neuquina. *Relatorio Del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, (1946)*, 99–112.

Tapia, F., Farías, M., & Astaburuaga, D. I. (2012). Deformación Cretácica-Paleocena y sus evidencias en la Cordillera de los Andes de Chile Central (33,7°-36°S). *XII Congreso Geológico Chileno*, 232–234.

Tanner P.W.G. (1978) Desiccation structures (mud cracks, etc.). In: *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht.

Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47S). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, no.2, p.159-186.

Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inédito)*, Santiago, 9 p.

Terzaghi, K., Peck, R. B., & Mesri, G. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice*, John Wiley & Sons. Inc., New York.

Tsuchida, H. (1970). Prediction and countermeasure against the liquefaction in sand deposits. In *Abstract of the seminar in the Port and Harbor Research Institute* (pp. 31-333).

Tuttle, M. P. (2001). The use of liquefaction features in paleoseismology: Lessons learned in the New Madrid seismic zone, Central United States. *Journal of Seismology*, 5(3), 361–380.

Thiele, R., & Cubillos, E. (1980). *Hoja Santiago: Región Metropolitana: Carta geológica de Chile escala 1: 250.000*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.

Van Loon, A. J. (2009). Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392.



Youd, T. L. (1973). Liquefaction, flow, and associated ground failure (No. 688). US Geological Survey.

Youd, T. L., & Garris, C. T. (1995). Liquefaction-induced ground-surface disruption. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121(11), 805-809.

Yrigoyen, M. T. (1969). Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6(4), 315-329.

Yrigoyen, M.R. (1972). Cordillera Principal. In: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, pp. 345–364.

Yrigoyen, M. R. (1979). Cordillera principal. *Geología Regional Argentina*, 1, 651-694.

Zhang, C. H., Wu, Z. J., Gao, L. Z., Wang, W., Tian, Y. L., & Ma, C. (2007). Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in the Mesoproterozoic Wumishan Formation, North China, and their geologic implications. *Science in China, Series D: Earth Sciences*, 50(3), 350–358.