



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

**TESINA PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO
ACADÉMICO DE LICENCIADA EN GEOLOGÍA**

**SEDIMENTOLOGÍA E INFERENCIAS AMBIENTALES DE LOS DEPÓSITOS DE
LA FORMACIÓN COLORADO (CAMPANIANO- MAASTRICHTIANO),
DEPARTAMENTO HUCAL, PROVINCIA DE LA PAMPA**

GISELA ROMINA LÓPEZ

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2017

PREFACIO

Este trabajo de tesina es presentado como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciada en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica del país y/o extranjero.

La zona de trabajo está ubicada al sur de la provincia de La Pampa. Las tareas de campo fueron realizadas en el mes de noviembre del año 2015. Se llevó a cabo un reconocimiento geológico regional, local y se extrajeron muestras. Las tareas de gabinetes se llevaron a cabo en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa.

El trabajo estuvo supervisado por los docentes de la FCEyN-UNLPam e investigadores del CONICET, Dr. Zárate Marcelo (Investigador Principal) y Dra. Mehl Adriana (Investigadora Asistente).

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a las personas e instituciones que se detallan a continuación. Todas ellas han contribuido de diferentes maneras para la concreción de este trabajo.

- A Zárate Marcelo y Mehl Adriana, Director y Codirectora respectivamente, quienes me ayudaron aportando sus conocimientos y manifestando siempre buena disposición.
- A Lezcano Kevin, Lorenzo Florencia y Wiggenhauser Mauricio, que participaron de las campañas y aportaron con sus conocimientos e inquietudes.
- A Folguera Alicia, que participó en la campaña, manifestando siempre buena disposición.
- A los profesores, quienes me ayudaron a lo largo de toda la carrera aportando sus conocimientos.
- A la Facultad, que brindó apoyo financiero, principalmente a través del proyecto de investigación dirigido por Zárate Marcelo.
- A Pérez Noemí, dueña de la Estancia La Carreta y a su encargado del campo, quienes nos otorgaron permiso para ingresar y trabajar en el afloramiento.
- A mis compañeros. Todos aquellos con los que cursé y compartí experiencias.

- A mis amigos. Por el apoyo incondicional.
- A mi Familia, que me apoyó siempre incondicionalmente, brindándome todas las comodidades para estudiar y sin recibir ningún tipo de presión.

INDICE

RESUMEN	6
<i>ABSTRACT</i>	6
1. INTRODUCCIÓN	8
1.1 Hipótesis de trabajo	9
1.2 Objetivos del trabajo.....	9
2. ÁREA DE ESTUDIO.....	10
3. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	12
Afloramientos de la Formación (Fm.) Colorado en el área de estudio.....	19
4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	20
1° Etapa: Gabinete	20
2° Etapa: Trabajo de campo	21
3°Etapa: Laboratorio-Gabinete.....	21
5. RESULTADOS	24
5.1 Análisis geomorfológico y relación de las unidades morfoestructurales en el área de estudio.....	24
5.2 Localidad A	26
5.2.1. Descripción del área	26
5.2.2. Análisis macroscópico.....	28
5.3 Localidad B	30
5.3.1. Descripción del área	30
5.3.2. Análisis macroscópico.....	33
5.3.3. Análisis microscópico.....	37
5.3.4. Análisis composicional de las muestras de la Localidad B	48
5.4. Localidad C	51

5.5. Litofacies de la Localidad B	53
5.5. Aspectos diagenéticos	54
Compactación	54
Cementación	56
Disolución	59
Alteración	60
Recristalización	61
6. DISCUSIÓN	62
Secuencia de los procesos diagenéticos.....	66
Inferencias paleoclimáticas	72
Procedencia.....	74
Interpretación paleoambiental	76
7. CONCLUSIONES	80
8. BIBLIOGRAFÍA	85
ANEXOS	90
GLOSARIO	94

RESUMEN

Se estudiaron las sedimentitas cretácicas de la Formación (Fm.) Colorado, en el sureste de la provincia de La Pampa (Departamento Hucal), en tres localidades (A, B y C) reportadas por otros autores, que abarcaron aspectos geomorfológicos, estratigráficos y sedimentológicos. La finalidad ha sido contribuir al conocimiento geológico del área. En la localidad A no se confirmó la existencia de afloramientos. La localidad B consta de depósitos psefíticos correspondientes a ortoconglomerados polimícticos con bancos de areniscas de grano grueso (*litoarenita*). La localidad C consiste en areniscas de grano fino a muy fino. Las exposiciones de las localidades B y C están cubiertas por potentes costras calcáreas. Las ubicaciones geomorfológicas de ambos afloramientos, permiten inferir que las areniscas de la localidad C suprayacen a las psefitas de la localidad B; estas últimas apoyan sobre basamento cristalino del BCH. Los sedimentos proceden de fuentes metamórficas, ígneas y sedimentarias ubicadas en zonas relativamente próximas. Las sedimentitas de la Formación Colorado se habrían depositaron en un ambiente de abanico aluvial proximal-medio, en el ámbito oriental del BCH. Los procesos diagenéticos dominantes fueron compactación mecánica inicial, cementación (arcilla iluvial, óxidos de hierro, carbonatos, sílice), disolución, alteración y recristalización; todos ellos originados en una etapa eogenética. Habrían comenzado poco después de la depositación durante el Cretácico tardío y continuaron en el Cenozoico.

ABSTRACT

The present research was focused on the sedimentary rocks of the Colorado Formation (late Cretaceous) situated in the southeast of La Pampa province (Hucal). Three localities (A, B and C) previously reported by other authors were studied covering geomorphological, stratigraphic and sedimentological aspects with the purpose of contributing to the geological knowledge of the area. At locality A, the occurrence of outcrops was not confirmed. Polymictic orthoconglomerates interbedded with banks of coarse-grained sandstones (*litharenite*) are exposed in locality B. Fine-grained to very fine sandstones crop out at locality C. A thick calcareous crust covers the outcrops of localities C and B. According to the geomorphological locations of both outcrops the sandstones (locality C)

are stratigraphically above the conglomerates (locality B), which are inferred to be deposited on the crystalline basement. The source of the sediments include metamorphic, igneous and sedimentary rocks located at relatively proximal areas. The deposition of the Colorado Fm. would have occurred in a medium-proximal alluvial fan environment, under warm and humid conditions at the end of the Cretaceous in the eastern area of the BCH. Initial mechanical compaction, cementation (illuvial clay, iron oxides, calcium carbonate, silica), dissolution, alteration and recrystallization were the dominant diagenetic processes. These took place during an eogenetic stage that would have started shortly after the deposition, in the late Cretaceous, and continued through the Cenozoic.

1. INTRODUCCIÓN

En la región centro-oriental de Argentina se desarrollaron cuencas aulacogénicas, durante el ciclo extensional jurásico-cretácico, entre ellas las del Colorado y Salado, así como sistemas de hemigrábenes de rumbo NNO (*e.g. Rift Pampeano Central y Occidental*). La generación de dichas cuencas estuvo controlada por anisotropías mecánicas y suturas de terrenos, en estrecha relación con la apertura del Atlántico Sur (Ramos, 1999). Los sistemas de *rift*, limitados por fallas de alto ángulo, se unificaron en el norte de la provincia de La Pampa, donde se encuentran importantes depocentros como los de las cuencas de Quehué y Macachín, alcanzando en su límite sur la cuenca del Colorado (Fig. 1a) (De Elorriaga *et al.*, 2013). En particular, la cuenca del Colorado, originada durante el Jurásico medio a tardío (Fryklund *et al.*, 1996) o Jurásico tardío-Cretácico temprano (Juan *et al.*, 1996), se extiende hacia la plataforma continental en dirección ONO a ESE (Yrigoyen, 1975). Zambrano (1972) señala que los depósitos neógenos continentales exceden los límites de la cuenca y se extienden hasta el borde occidental de las Sierras Australes (Ventania) y el sur de la provincia de La Pampa. El relleno de la cuenca del Colorado comenzó durante el Cretácico y se depositaron hasta el Paleógeno más de 7.000 metros de sedimentos (Yrigoyen, 1999). La cuenca evolucionó de la misma forma que las típicas cuencas de *rift*, reconociéndose fases de *prerift*, *rift* y cuenca interior, esta última vinculada con hundimiento térmico (Yrigoyen, 1999).

Las sedimentitas cretácicas analizadas en este proyecto, afloran en el sureste de la provincia de La Pampa (~38°14'16'' S y 64°24'09'' O), Departamento de Hucal. Consisten en exposiciones aisladas y de dimensiones muy reducidas, incluidas en la Formación (Fm.) Colorado, asignada al Cretácico tardío (Campaniano – Maastrichtiano), sobre la base de la presencia de huevos de dinosaurios saurópodos similares (en cuanto a forma y dimensiones del huevo, ornamentación y el espesor de los fragmentos de cáscaras encontradas) a los hallados en Patagonia y Uruguay (Casadío *et al.*, 2002) y en la provincia de La Rioja (Tauber, 2007). Según Casadío *et al.* (2000), las sedimentitas están ubicadas desde el punto de vista morfoestructural en el ámbito de la cuenca del Colorado, específicamente en su borde occidental, y corresponderían a depósitos de abanico aluvial medio-distal.

Hasta el momento, no se han realizado estudios detallados tendientes a determinar la litología de las sedimentitas cretácicas que, además de incluir fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios que permitieron su asignación cronológica, presentan una fracción clástica psefítica con varios tipos litológicos. Esta información es de utilidad para:

1) determinar el área de procedencia de los sedimentos.

2) ajustar las inferencias sobre las condiciones paleoambientales y diagenéticas que dominaron el área durante su evolución.

De acuerdo con lo expuesto esta investigación comprende la realización de un estudio sedimentológico y composicional de las sedimentitas cretácicas para aportar información que permita analizar el área de procedencia y las condiciones paleoambientales y diagenéticas, así como ajustar y comprender las relaciones contextuales de los afloramientos (*e.g.* extensión espacial, temporal, localización morfoestructural). La finalidad es contribuir al conocimiento geológico del sector sureste de la provincia de La Pampa que involucra a la cuenca del Colorado y al Bloque de Chadileuvú.

1.1 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las sedimentitas analizadas corresponden a un depósito de abanico aluvial medio-distal ubicado en la cuenca del Colorado (Casadio et al.,2000).

1.2 OBJETIVOS DEL TRABAJO

Objetivos generales:

- Contribuir al conocimiento de la litología del Bloque de Chadileuvú (BCH) en la zona de estudio.
- Contribuir a la reconstrucción general de las condiciones paleoambientales durante el Cretácico tardío en el sudeste de la provincia de La Pampa.

Objetivos específicos:

- Establecer las relaciones espacio-temporales de la Fm. Colorado.
- Determinar la litología de la fracción psefítica de la Fm. Colorado.

- Determinar las características sedimentológicas de la matriz sedimentaria de la Fm. Colorado.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio ($\sim 38^{\circ}14'16''\text{S}$ $-64^{\circ}24'09''\text{O}$) se encuentra ubicada en el sureste de la provincia de La Pampa, en el Departamento de Hucal, a 50 km de Cuchillo-Có (Fig. 1). Las sedimentitas analizadas afloran a cotas de $\sim 180\text{-}200$ m.s.n.m., en un área dominada por una cubierta somera de sedimentos del Cuaternario tardío con vegetación. El paisaje preserva relictos de planicies que conforman un conjunto de superficies topográficas ubicadas a diferentes alturas. Éstas rematan en potentes calcretes y hacia el este delimitan profundos valles longitudinales ocupados por salitrales, tales como La Blanca Grande y La Colorada Grande entre otras (Etcheverría y Folguera, 2014). A estos valles longitudinales se asocian también cañadones y campos de dunas (Folguera *et al.*, 2015).

En los valles longitudinales (bordes de las planicies) afloran depósitos de la Fm. Cerro Azul, ésta cubre las rocas del basamento cristalino y es parte del relleno sedimentario neógeno de la región (Visconti *et al.*, 2010). Los afloramientos se encuentran entoscados en su parte superior (Folguera, 2011). Hacia el sector oeste del área de estudio, se ubica la porción oriental del Bloque de Chadileuvú (Linares *et al.*, 1980).

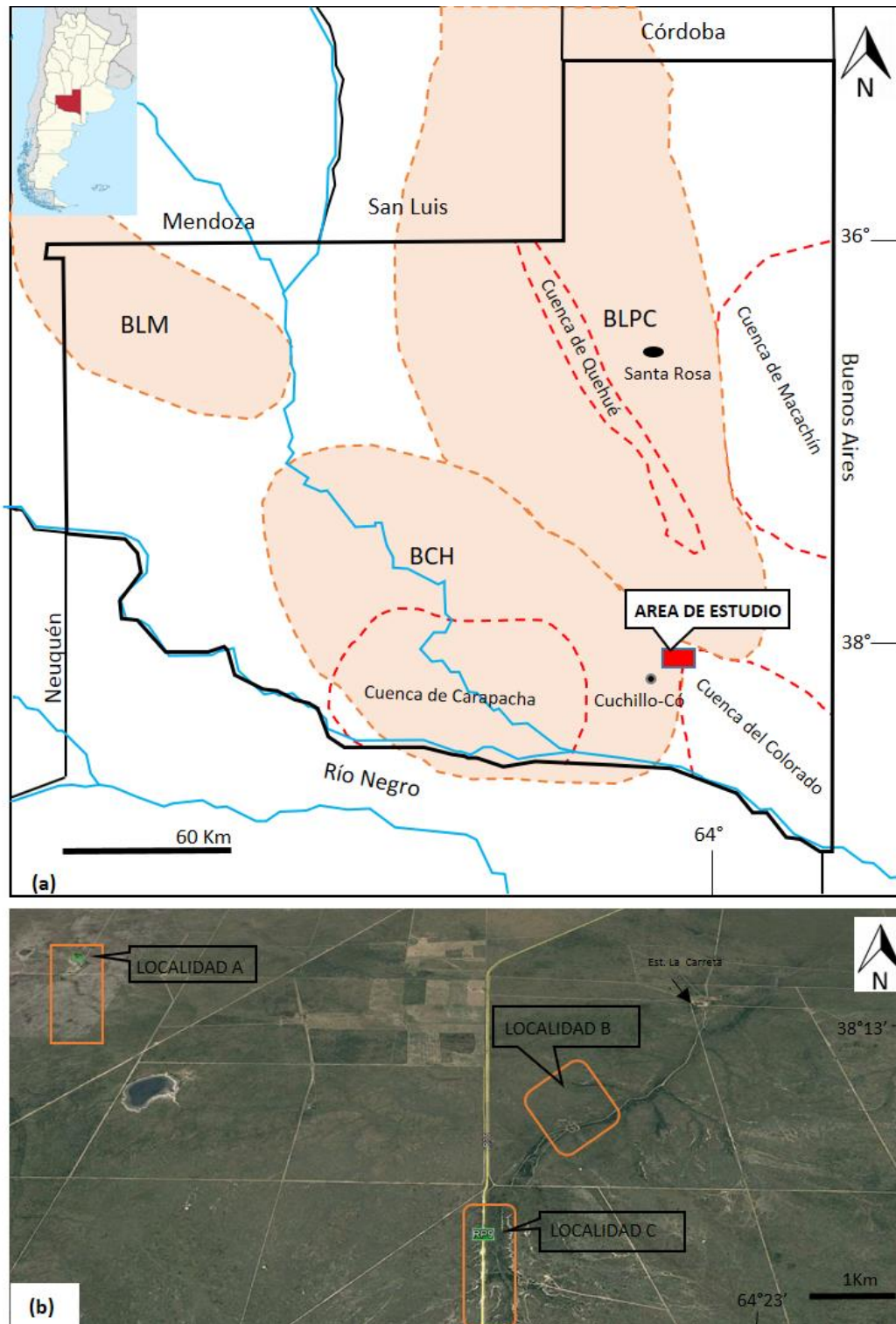


Figura 1. Área de estudio. (a) Mapa de unidades morfoestructurales de la provincia de La Pampa (BC: Bloque de Chadileuvú. BLPC, Bloque de La Pampa Central) según Folguera (2011); BLM: Bloque Las Matras según Sato et al. (2000) (b) Imagen satelital tomada de Google Earth del área de estudio y localización de las tres localidades analizadas.

3. ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En las inmediaciones del área de estudio se reconocen dos unidades morfoestructurales principales, la porción oriental del Macizo o Bloque de Chadileuvú y un sector de la parte occidental de la Cuenca del Colorado (Fig. 1a) (Cuadro 1).

El Macizo o Bloque de Chadileuvú (BCH) (también llamado Las Mahuidas, Ramos 1999), forma parte del basamento ígneo-metamórfico de la provincia de La Pampa, caracterizado por afloramientos escasos y dispersos (Espejo y Silva Nieto, 1996), cuyas rocas más antiguas, de edad precámbrica, son comparables e interpretadas como la extensión hacia el sur de las Sierras Pampeanas, (Espejo y Silva Nieto, 1996; Tickyj *et al.*, 1997). Linares *et al.* (1980) indicaron que el conjunto de afloramientos de rocas metamórficas de la provincia de La Pampa formaría parte de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis y representarían la continuación de las sierras de Comechingones y del Yulto. Esta hipótesis fue en parte confirmada mediante investigación geofísica por Kostadinoff *et al.* (2001), quienes indicaron la presencia de altos gravimétricos que se extienden entre Lonco Vaca y Valle Daza, y que representan rocas máficas-ultramáficas equivalentes a las de las sierras de San Luis. Ramos (1999) lo diferencia de las Sierras Pampeanas por no haber estado sometido a los importantes levantamientos andícos del Neógeno. Por otra parte, Zárate y Folguera (2014) indican que el BCH se caracteriza por la existencia de superficies de planación, también presentes en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.

En vastas áreas del BCH el basamento está cubierto por un manto eólico cuaternario de potencia reducida; en sectores marginales afloran depósitos areno-limosos del Mioceno tardío, que rematan en costras calcáreas (Folguera, 2011). En el área de estudio los afloramientos de basamento constituyen asomos aislados, cubiertos por depósitos eólicos con vegetación, que no permiten determinar claramente la litología presente y las características estructurales (Espejo y Silva Nieto, 1996). El sector oriental del BCH conforma un neto ambiente metamórfico, atestiguado por escasos afloramientos, y exposiciones artificiales en jagüeles y pozos. Se reconocen dos variedades de esquistos micáceos, una de tonalidad rojiza, y otra de color verdoso a negro (Espejo y Silva Nieto, 1996). En algunos casos los esquistos presentan inyecciones cuarzosas, también escasas

calizas y cuarcitas (Espejo y Silva Nieto, 1996). Estas rocas están intruidas por granitos rosados de textura media a gruesa y aspecto porfíroideo de la Fm. Curacó, de edad ordovícica (Espejo y Silva Nieto, 1996). Por encima, y sin relación visible con las unidades mencionadas, se encuentra la Fm. Lonco Vaca, caracterizada por un granito muscovítico-biotítico, de color rosado a gris con textura media asignado al Devónico (Espejo y Silva Nieto, 1996).

Hacia el sector sudoeste del BCH, en el centro-oeste de la provincia de La Pampa, el basamento cristalino está cubierto por areniscas, areniscas limosas, pelitas, cuarcitas y escasas calizas pertenecientes a la Fm. Carapacha, de edad pérmica inferior, y depositadas en un ambiente continental a litoral. A su vez estas rocas están intruidas por los granitos finos rosados a grises, riolitas y andesitas de las formaciones Zúñiga, Choique Mahuida y El Centinela respectivamente, del Pérmico Superior- Triásico Inferior (Espejo y Silva Nieto, 1996). Tiene sus mejores exposiciones en la denominada Lomas de Gould, extendiéndose al distrito minero de Lihuel Calel y a lo largo del río Curacó. En el área de estudio, la relación entre las secuencias cretácicas y las paleozoicas no es observable en el campo (Folguera *et al.*, 2015).

La red de drenaje del BCH está integrada por cursos efímeros, en gran parte caracterizados por la existencia de una divisoria de aguas regional. Las cuencas de drenaje son predominantemente endorreicas; se han agrupado en tres cuencas hídricas principales con direcciones preferenciales de drenaje que responderían a controles estructurales del sustrato (Fig. 2) (Di Liscia *et al.*, 2015).

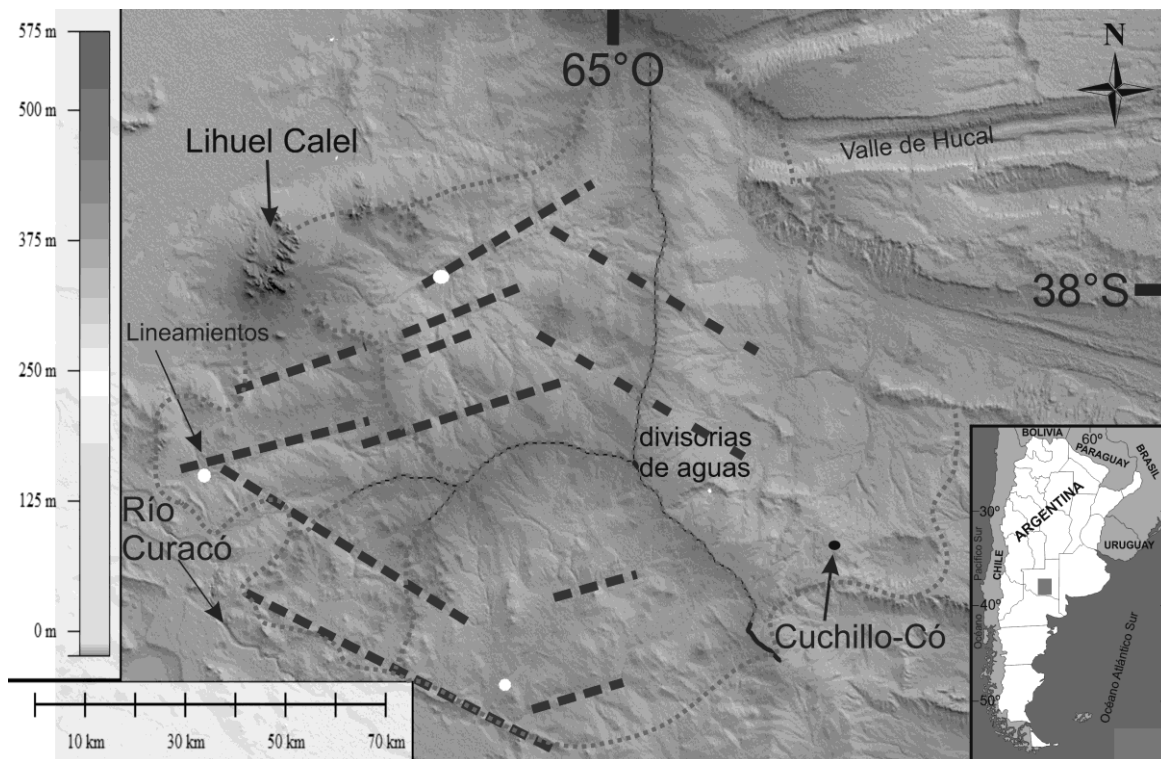


Figura 2. Modelo de elevación digital del terreno del BCH. Se indican las divisorias de aguas más importantes, controles estructurales (línea de trazos) y puntos de mínima cota de las cuencas (puntos blancos) (tomada de Di Liscia *et al.*, 2015).

Hacia el este del BCH, se desarrolla la cuenca del Colorado (CdC), formada por fracturación extensional en zonas de debilidad cortical pre-existentes (fracturas basamentales transcurrentes y/o viejas zonas de suturas de sistemas arco-fosa precámbricos-paleozoicos) reactivadas durante la apertura del Atlántico Sur en el Mesozoico tardío (Yrigoyen, 1999). Estas zonas constituyen puntos triples donde se concentró el mecanismo de ruptura del supercontinente de Gondwana. A medida que la deriva continental progresó, y cuando la separación de las placas adquirió un dominante rumbo meridiano, algunos puntos triples se desactivaron y los abandonados centros de expansión se transformaron en áreas con gran espacio de acomodación; ello permitió la evolución de cuencas sedimentarias *e.g.* la cuenca del Colorado (Yrigoyen; 1975, 1999). Esta cuenca es un graben limitado por sistemas de fallas de rumbo E-O, que se ensancha cerca del borde de la plataforma continental, donde se encuentran tres depocentros (Fryklund *et al.*, 1996). Está limitada al sur y suroeste por la elevación de Rawson, prolongación del macizo Norpatagónico, y al noroeste por las estribaciones de las Sierras

Australes (Fryklund *et al.*, 1996). El límite oriental traspone el borde de la plataforma submarina y se expande por el talud continental (Yrigoyen 1975). Casadío *et al.* (2000) redefinieron el extremo occidental de esta cuenca aulacogénica, alcanzando los 64° 30' de longitud oeste en el territorio de la provincia de La Pampa.

La evolución de la cuenca del Colorado comprendió tres etapas (pre, sin y *postrift*) (Cuadro 1) que permitieron el desarrollo de tres grandes secuencias sedimentarias (Yrigoyen 1975) o unidades tectono-estratigráficas limitadas por discordancias y secciones condensadas, relacionadas con la etapa de *rift*, de hundimiento térmico (SAG) y de deriva (margen pasivo) (Fryklund *et al.*, 1996). La etapa de *pre-rift* está constituida por el basamento, donde se incluyen las rocas precámbricas y paleozoicas de Tandilia y Ventania (Fryklund *et al.*, 1996), las del Macizo Nordpatagónico y las del Complejo granítico-ortognésico Cerro de Los Viejos (Yrigoyen, 1999). La etapa de *rift* se caracterizó por una fuerte convección térmica en la litosfera (*sinrift*) y hundimiento térmico (SAG); esta etapa se encuentra separada del *pre-rift* subyacente por una discordancia angular mayor (Fryklund *et al.*, 1996). La etapa de *sin-rift* está representada por las sedimentitas continentales de tipo *red beds*, grano-decreciente (conglomerados, areniscas y fangolitas pardos-rojizas), del Cretácico inferior de la Fm. Fortín. El estadio de SAG corresponden a la Fm. Colorado del Cretácico superior (Fryklund *et al.*, 1996). El comienzo de la etapa de deriva correspondería a la depositación de las arcillitas marinas de la Fm. Pedro Luro, durante el límite Cretácico/Paleógeno, por encima y en relación discordante se depositaron las areniscas glauconíticas, también marinas de la Fm. Elvira (Eoceno medio a superior) (Fryklund *et al.*, 1996). Los foraminíferos de la Fm. Elvira corresponden, en su localidad tipo, a una asociación comparable a la presente en la Fm. San Julián en Patagonia, asignable al Oligoceno temprano (Malumián *et al.*, 1998). Así las areniscas del Eoceno medio que suprayacen a la Fm. Pedro Luro fueron interpretadas como el registro en subsuelo de una transgresión marina más antigua (Malumián *et al.* 1998).

La Fm. Barranca Final suprayace en discordancia a la Fm. Elvira y está constituida por clásticos finos con algunos bancos de calizas y tobas, depositadas durante el Oligoceno-Plioceno en un ambiente marino somero (Fryklund *et al.*, 1996). Malumián (1970) concluyó que la Biozona registrada en la Fm. Barranca Final, *Protelphidium tuberculatum* d'Orbigny, con edades entre el Mioceno medio y el Plioceno medio, representa la

transgresión “Paranense” o “Entrerriense”. Por lo tanto, en el subsuelo se asignaron a la Fm. Barranca Final sedimentitas más antiguas, de la transgresión “Patagoniense” (Visconti *et al.*, 2003).

Por último, durante el Neógeno se habría depositado la Fm. Belén, compuesta por coquinas marinas, arenas no consolidadas y lutitas, de ambiente marino en el este y fluvio-deltaico hacia el oeste, donde sería coetánea con las sedimentitas de la Fm. Río Negro (Visconti *et al.*, 2003). La Fm. Río Negro aflora en las barrancas del río Negro y en los acantilados situados en los alrededores del balneario La Lobería y del faro Río Negro, caracterizado por areniscas medianas a finas con intercalaciones de limolitas (Folguera *et al.*, 2015). Gelós *et al.* (1992), indicaron que los mismos estarían depositados sobre la Fm. Barranca Final y que representarían una ingresión cuyo máximo desarrollo concuerda con el eje de la cuenca, acuniándose hacia el oeste sin ingresar demasiado en el continente. Otros autores (Zambrano 1972; Yrigoyen 1975) estimaron que estos niveles pertenecerían a la Fm. Belén, formada por depósitos costeros supraneríticos, correlacionables hacia el oeste con la Fm. Río Negro, de carácter predominantemente fluvial, y ubicaron a los mismos en el Plioceno-Pleistoceno inferior. Malumián (1999) los interpretó como la fase regresiva de la transgresión “Entrerriense”, situándolos en el Mioceno superior-Plioceno.

En el ámbito de la cuenca del Colorado, con posterioridad al retiro del mar Paranense, continúan depósitos sedimentarios continentales neógenos. Estratigráficamente Llambías (1975), reconoce la existencia de tres unidades litoestratigráficas, de base a techo, Fm. Arroyo Chasicó, Fm. Río Negro y Fm. Cerro Azul. Más recientemente, Folguera *et al.* (2015) proponen que la Fm. Cerro Azul apoya directamente sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Barranca Final. Por otra parte, Folguera (2011) considera que estratigráficamente sobre la Fm. Cerro Azul suprayacen depósitos de la Fm. Río Negro, que apoya en discordancia erosiva o bien puede ser considerada como una unidad parcialmente coetánea y lateralmente correlacionable y equivalente con la Fm. Cerro Azul, marcando un cambio de facies eólicas (loess) con desarrollo de paleosuelos (Fm. Cerro Azul) a otras fluvio-eólicas (Fm. Río Negro) (Folguera y Zárate 2009). La Fm. Cerro Azul está caracterizada, en general, por una alternancia de limolitas y areniscas con intercalaciones de arcilitas en los estratos basales (Visconti *et al.*, 2010), cuya extensión queda enmascarada por una delgada cubierta de depósitos eólicos o coluviales holocenos (Folguera *et al.*, 2015). Estos

depósitos afloran en las barrancas del Río Colorado, aguas arriba de la ciudad homónima, y en las bardas que limitan los grandes bajos ocupados por las lagunas Colorada Grande y Blanca Grande, las salinas Chicas, de Anzoátegui y del Chanco, y los salitrales de la Gotera y Negro. Visconti (2006) establece que, en el techo de la sucesión, las sedimentitas están reemplazadas por calcretes desarrollados con posterioridad a la depositación de la limolitas, una vez estabilizado el paisaje, favoreciendo la preservación de las capas infrayacentes.

En el ámbito de la Cuenca del Colorado, Etcheverría y Folguera (2014) y Folguera *et al.* (2015) mencionan la ocurrencia de tres ciclos granocrecientes, ubicados a distintas cotas y que están en relación directa con la Fm. Cerro Azul (Ciclo I), o la cubren mediante discordancias erosivas (Ciclos II y III) (Folguera *et al.*, 2015). Estos ciclos determinan importantes discordancias regionales y presentan desarrollo de sendos calcretes en el techo de los depósitos (Ciclo I, Areniscas de Los Viejos - Calcretes I; Ciclo II, Fm. Río negro/Rodados del Río Colorado – Calcrete II; y Ciclo III, Areniscas de La Blanca Grande – Calcrete III) (Folguera *et al.*, 2015).

ERA	PERIODO	EPOCA	CUENCA DEL COLORADO		BCH
			REGISTRO ESTRATIGRÁFICO	ETAPA TECTÓNICA	REGISTRO ESTRATIGRÁFICO
Cenozoico	Cuaternario		Depósitos eólicos y coluviales	MARGEN PASIVO	Depósitos eólicos y coluviales
		Neógeno	Plioceno		(Fm. Cerro Azul Fm. Río Negro- Fm. Belén Fm. Arroyo Chasicó)
	Mioceno		Fm. Barranca Final		
	Paleógeno	Oligoceno	Fm. Elvira		
		Eoceno			
		Paleoceno			
Mesozoico	Cretácico	Fm. Pedro Luro Fm. Colorado Fm. Fortín	SAG		
			SINRIFT		
Jurásico					
Triásico					
Paleozoico	Pérmico	(**)	PRERIFT	Fm. Carapacha + intrusiones ígneas (*)	
	Carbonífero				
	Devónico			Fm. Lonco Vaca	
	Silúrico			Fm. Curacó (intrusivos)	
	Ordovícico				
	Cámbrico				
Precámbrico			(***)		

Cuadro 1. Columna estratigráfica de la Cuenca del Colorado y del Bloque de Chadileuvú (BCH) en base a antecedentes bibliográficos. Etapas tectónicas de acuerdo con Fryklund et al. (1996). (*): Granitos finos rosados a grises, riolitas y andesitas de las Formaciones Zúñiga, Choique Mahuida y El Centinela respectivamente. (**): Basamento de la cuenca. (***): Basamento metamórfico del BCH. Unidades litoestratigráficas definidas por diferentes autores (eg. Zambrano 1972; Yrigoyen 1975, Llambías 1975, entre otros).

Afloramientos de la Formación (Fm.) Colorado en el área de estudio

Los depósitos, objeto de estudio en este trabajo, corresponden de acuerdo con Casadío et al. (2000) a sedimentitas cretácicas, que según estos autores afloran en dos

localidades denominadas A (38°12'03'' S y 64°29'36'' O) y B (38° 14'16''S y 64°24'09''O). En la Localidad A señalan "... areniscas rojas en parte conglomerádicas intercaladas con niveles pelíticos. Las exposiciones se hallan en una cárcava que finaliza en un tajamar, de este lugar proceden la mayoría de restos de huevos de dinosaurio, el espesor medido no supera los 2 m..." (p. 131, Casadío *et al.*, 2000). La Localidad B se encuentra en la margen izquierda de una línea de drenaje; según los autores consiste en un perfil de 2,2 m de espesor de areniscas medias a conglomerádicas y conglomerados, en arreglo granocreciente (Fig. 3). En esta localidad reconocieron dos litofacies: 1) la facies *Gm*, ortoconglomerados polimícticos, que se habría depositado como resultado de un proceso primario fluido-gravitacional generado por colapso de coluvio en la cuenca alimentadora, con corrientes rápidas de alta energía en mantos de crecida (Casadío *et al.* 2000); y 2) la facies *SGm*, arenas medias a conglomerádicas macizas, vinculadas con corrientes tractivas, caracterizadas por cambios bruscos y marcados en la velocidad y profundidad del flujo (Casadío *et al.* 2000). Los autores indican que esta última facies también está presente en la localidad A, con fragmentos de huevos de dinosaurios, coprolitos y tallos silicificados, estos elementos también se han coleccionado en la base del perfil de la localidad B según Casadío *et al.* (2000). La alternancia de estas dos facies sugiere condiciones de sedimentación rápida y arrítmica, en un ambiente de alta energía correspondiente a un abanico aluvial medio a distal (Casadío *et al.*, 2000).

Casadío *et al.* (2000) indican que las sedimentitas cretácicas observadas en las localidades A y B, apoyan sobre el basamento cristalino, aunque el contacto no es visible en superficie. El basamento, mayoritariamente, está constituido por gneises graníticos del Paleozoico Superior (Tickyj *et al.*, 1997 en Casadío *et al.*, 2000), aunque a 3.600 m al oeste y 5.000 m al suroeste de la Localidad A afloran esquistos y filitas asignadas al Precámbrico (Espejo y Silva Nieto 1996 en Casadío *et al.*, 2000). El espesor estimado para las sedimentitas cretácicas en el área estudiada es de aproximadamente 30 m (Casadío *et al.*, 2000).

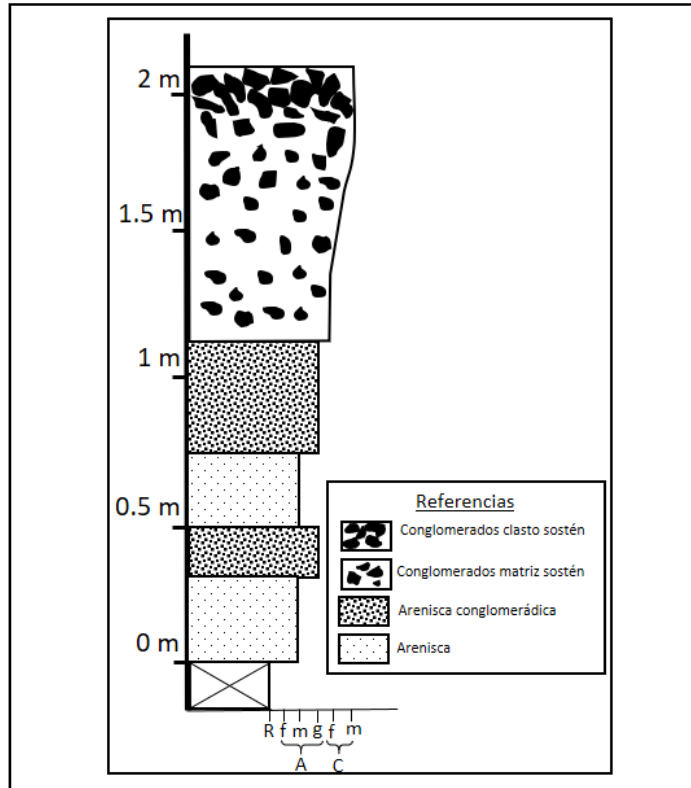


Figura 3. Perfil propuesto por Casadío *et al.* (2000) en la Localidad B.

Por otro lado, los afloramientos de sedimentitas rojizas, expuestas en un corte de camino (Ruta Provincial 9, 38° 15' 24" S y 64° 24'53" O) ubicados a 1,3 km al sur de la localidad B de Casadío *et al.* (2000) fueron asignados también al Cretácico en la Hoja Geológica Río Colorado 3963-I (1:250.000, Folguera *et al.*, (2015). En dicho sector, Mehl y Zárate (2016) citan un potente nivel de calcrete.

4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las tareas realizadas, y los métodos empleados, se corresponden con tres instancias de trabajo:

1º Etapa: Gabinete

Se recopilaron y analizaron antecedentes éditos e inéditos sobre la zona de estudio e inmediaciones respecto a diversos aspectos geológicos, fundamentalmente estratigrafía y sedimentología de las unidades estudiadas.

Esta etapa incluyó también el análisis de información cartográfica. Se utilizó la Hoja Geológica Río Colorado3963-I a escala 1:250.000 (Folguera *et al.* 2015), fotografías aéreas aportadas por la Dirección General de Catastro del Gobierno de la provincia de La Pampa, e imágenes satelitales obtenidas a partir del *software* libre *Google Earth* de la zona de estudio.

2° Etapa: Trabajo de campo

Se visitó la zona de estudio en varias oportunidades, ubicada al sureste de la provincia de La Pampa, Departamento de Hucal, a 50 km de Cuchillo-Có. Se efectuaron observaciones geológicas en las localidades donde fueron citados afloramientos de rocas cretácicas, designadas A y B siguiendo la denominación de Casadío *et al.* (2000). Así también y con la finalidad de determinar las relaciones estratigráficas con los afloramientos cretácicos de las localidades A y B reportados por Casadío *et al.* (2000), se efectuaron observaciones en los afloramientos mencionados por Folguera *et al.* (2015) (Fig. 1b) y que se denominan Localidad C en este trabajo. Las localidades se georeferenciaron con GPS modelo Garmin E-Trek. Se levantaron perfiles estratigráficos empleando técnicas estándar de descripción en los afloramientos de la Fm. Colorado (Localidades B y C). Los aspectos que se consideraron fueron: litología, granulometría, geometría de los planos de estratificación, espesor y estructuras sedimentarias.

Se tomaron muestras litológicas en las localidades A y B. En la localidad A se recolectaron clastos sueltos y fragmentos de cáscaras de huevos; en la localidad B fragmentos de rocas del afloramiento, así como clastos sueltos de la superficie del afloramiento. Además de las exposiciones, mencionadas por Casadío *et al.* (2000) y Folguera *et al.* (2015), se examinaron cortes naturales (a lo largo de la red de drenaje del área de estudio) y artificiales (cortes de camino, tajamar) existentes en las inmediaciones para tratar de establecer la extensión y relaciones laterales de las sedimentitas analizadas.

3° Etapa: Laboratorio- Gabinete

Esta etapa incluyó:

1. Confeción de un bosquejo geológico detallado y de perfiles litoestratigráficos: con el uso del *software* *CorelDRAW*.

2. Descripción de muestras representativas de las sedimentitas en estudio. La descripción macroscópica se realizó con lupa de mano y la descripción microscópica con microscopio óptico de polarización *Nikon Eclipse E-400*. En general, se describieron las siguientes propiedades: mineralogía y granulometría de los clastos y matriz (sistema clasificatorio Udden- Wentworth, Wentworth, 1922), selección, redondez y esfericidad (carta de comparación visual de Powers, 1953), fábrica (empaquetamiento y orientación). La determinación del tamaño y de la forma de los clastos sueltos de la Localidad A y de los litoclastos presentes en las psefitas de la Localidad B, se realizó mediante la medición de los tres ejes (máximo, intermedio y mínimo), en 60 clastos (Localidad A) y 14 clastos (Localidad B), elegidos al azar. Los datos fueron ploteados en el diagrama de Zingg (1935). Los colores de las muestras analizadas se obtuvieron por comparación con los patrones cromáticos de Munsell *Rock Color Chart* (2009).

Se analizó un total de 10 cortes delgados de diferentes muestras tomadas en la Localidad B (de fragmentos de rocas del afloramiento y de clastos sueltos) y 1 corte delgado de una muestra tomada del afloramiento de la Fm. Carapacha de la localidad de Puelches, con el microscopio de polarización. Este último corte se realizó con la finalidad de aportar información para el análisis de procedencia. Los cortes delgados fueron preparados en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis. La forma de los clastos se determinó por comparación visual en muestras de mano de psefitas.

Para el desarrollo del conteo se establecieron 16 categorías y se realizaron sus descripciones respectivas (Cuadro 2).

1	Qm	Cuarzo monocristalino	8	Li	Líticos indiferenciados. Fragmento muy alterado
2	Qp	Cuarzo policristalino	9	Biot	Biotita
3	Qc	Cuarzo microcristalino: Chert	10	Musc	Muscovita
4	Fd	Feldespatos	11	Mtz	Matriz
5	Ls	Líticos sedimentarios	12	Cm	Cemento
6	Lm	Líticos metamórficos	13	Por	Poros
7	Lp	Líticos plutónicos			

Cuadro 2. Código de conteo aplicados en el análisis petrográfico.

3. Determinación de la composición modal de las psefitas. Se efectuó de dos maneras: (1) mediante una observación detallada de los clastos de las diferentes muestras de mano y (2) mediante una grilla (celdas de 0,25cm x 0,25cm) sobre el corte delgado (Fig. 4). Esta última permitió realizar el conteo de puntos, determinando la abundancia de Qz (cuarzo monocristalino), Qp (cuarzo policristalino), F (feldespatos), y líticos entre ellos, Ls (líticos sedimentarios), Lp (líticos plutónicos) y Lm (líticos metamórficos). Se eligió dicho tamaño de celdas debido a la heterogeneidad en el tamaño de los clastos analizados. Para la clasificación de las psefitas se utilizaron los modelos de: Limarino *et al.* (1996) basado en la textura de la matriz, composición de los clastos y fábrica y el modelo modificado de Pettijohn (1949, 1975).

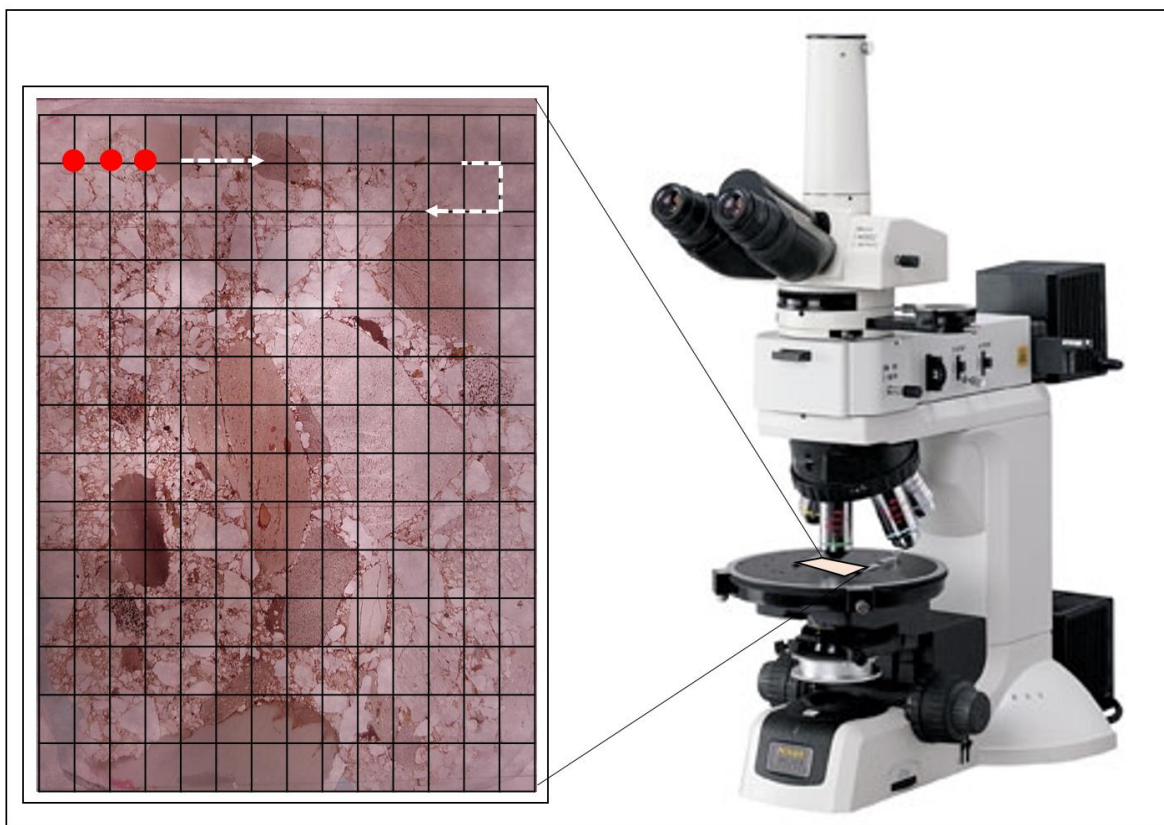


Figura 4. Grilla (0,25cm x 0,25cm) sobre el corte delgado para la determinación de la composición.

4. Determinación de composición modal y del tamaño relativo de las psamitas. Se realizó una grilla (celdas de 0,5cm x 0,5cm) sobre las secciones delgadas para la realización del conteo de punto, con un total de 40 celdas en cada corte delgado. Se tomaron fotografías de cada celda y a partir del uso del *software JMicroVision* (Fig. 5) se determinaron las proporciones de Qz, Qp, F, Ls, Lm, y Lp. Se midió además el tamaño de los clastos en los diferentes puntos. Se consideró como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 0,062 mm (C Gazzy – Dickinson; Scasso y Limarino, 1997). Para las areniscas se utilizó la clasificación de Folk *et al.* (1970).

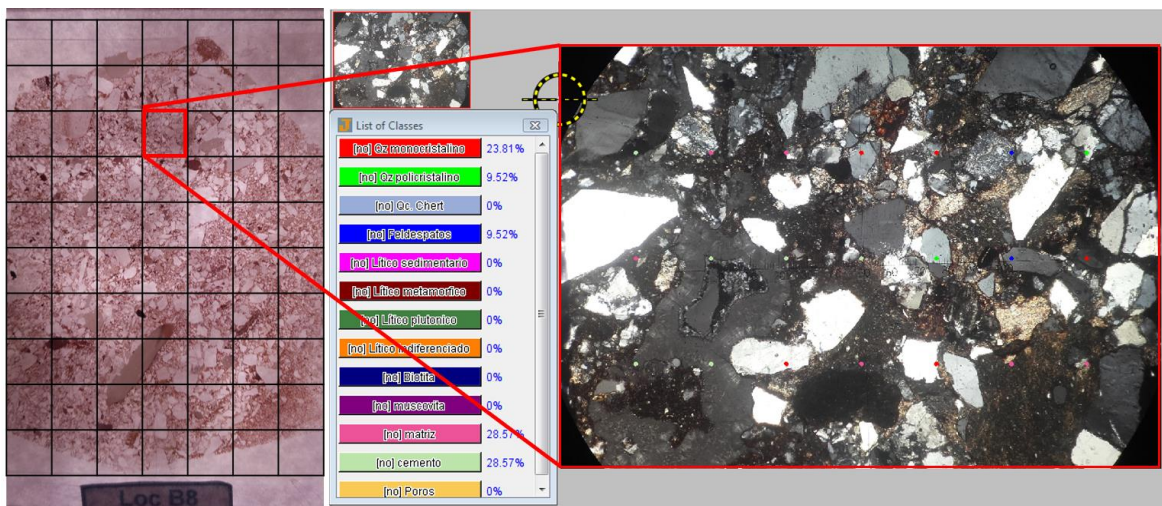


Figura 5. Grilla (0,25cm x 0,25cm) sobre el corte delgado y captura de pantalla del software *JMicroVision* utilizado para la determinación de composición modal de las areniscas.

5. Procedencia, diagénesis e inferencia paleoambiental. A partir del conjunto de datos obtenidos fue posible determinar litofacies, siguiendo la nomenclatura de Miall (1978), inferir el marco tectónico del área fuente de los sedimentos (a partir del diagrama triangular Qm-F-Lt y Qt-Ft-L de Dickinson *et al.*, 1983), analizar la diagénesis y realizar una reconstrucción paleoambiental respecto de los depósitos analizados.

5. RESULTADOS

5.1 Análisis geomorfológico y relación de las unidades morfoestructurales en el área de estudio

Geomorfológicamente, el aspecto del BCH es el de una llanura, moderadamente ondulada, y de colinas en algunos sectores, con una superficie cubierta por una capa muy fina de depósitos eólicos cuaternarios que suavizan el paisaje general. Presentan formas redondeadas hacia el oeste, interpretadas como el resultado de un largo proceso de erosión (Calmels, 1996); hacia el este el paisaje del bloque es ondulado, resultado de la disección fluvial por varios sistemas efímeros (Zárate y Folguera, 2014). El sector oriental del BCH posee un relieve relativo promedio de aproximadamente 200 m., con alturas máximas que llegan a los 500 m.s.n.m en el área de las Sierras de Lihuel Calel, y mínimas cercanas a los 130 m.s.n.m en la zona este, a unos 50 km hacia el norte de la localidad de Cuchillo- Có. Existe una divisoria de aguas que, a escala regional, posee una altura máxima de 350 m.s.n.m. en el sector central del Bloque con cotas superiores a 300 m.s.n.m. hacia el norte; mientras que hacia el suroeste y sureste la altura disminuye hasta 250 m.s.n.m.

En el margen oriental del BCH, el afloramiento del Cerro de los Viejos corresponde a asomos graníticos (Tickyj *et al.*, 1997). También se han reconocido dos afloramientos de pocos metros cuadrados (detallados en la Hoja Geológica 3963-I; Folguera *et al.*, 2015), uno se halla al oeste de la ruta provincial 9, en el lecho de un arroyo efímero (38°28'46'' S y 64°26'15'' O, ~150 m.s.n.m.) (punto 3 en Fig. 6), y el otro en un destape a la vera de la ruta provincial 30, aproximadamente 1000 m. al este del cruce con la ruta provincial 9 (38°20'15'' S y 64°24'16'' O, ~197 m.s.n.m.) (punto 2 en Fig. 6). Éstos representan una exposición exhumada de una superficie de planación rodeada al este por restos de la cubierta sedimentaria del Mioceno tardío de la Fm. Cerro Azul (Folguera *et al.*, 2015). Por otra parte, en las inspecciones de campo realizada en este trabajo, se observaron afloramientos graníticos no reportados previamente, ubicados en un camino este-oeste, ~600 m al este de la ruta provincial 9 (38°15'50'' S y 64°24'25'' O, ~186 m.s.n.m) y próximo a la localidad B analizada en este trabajo (punto 1 en Fig.6).

La cuenca del Colorado, en la provincia de La Pampa, posee un relieve relativo promedio de aproximadamente 100 m.s.n.m., con cotas máximas que alcanzarían aproximadamente los 160 m.s.n.m., y mínimas de -45 m.s.n.m, representada por la Laguna Callaqueo.

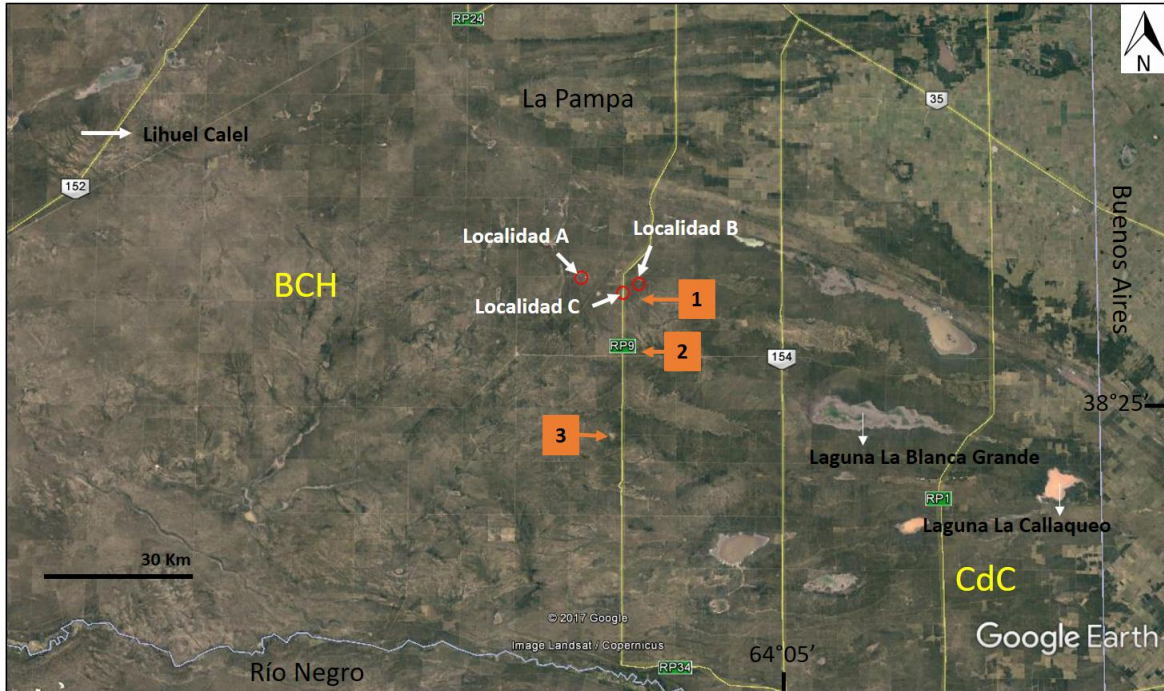


Figura 6. Imagen satelital tomada de Google Earth de la provincia de La Pampa. Localización de las tres localidades analizadas, del BCH, de la cuenca del Colorado (CdC) y de los afloramientos graníticos (1, 2 y 3) observados en sus inmediaciones. 1: ($38^{\circ}15'50''$ S y $64^{\circ}24'25''$ O, ~ 186 m.s.n.m.). 2: ($38^{\circ}20'15''$ S y $64^{\circ}24'16''$ O, ~ 197 m.s.n.m.). 3: ($38^{\circ}28'46''$ S y $64^{\circ}26'15''$ O, ~ 150 m.s.n.m.).

5.2 LOCALIDAD A

5.2.1 Descripción del área

La localidad A ($38^{\circ}12'03''$ S y $64^{\circ}29'36''$ O) (Fig. 7), a 7 km de la ruta provincial N° 9, en el ámbito de la Estancia San Martín, se ubica en la ladera norte de una elevación de rumbo O-E (~ 175 m.s.n.m.), cubierta por depósitos cuaternarios con vegetación. Consiste en una acumulación de material extraído para la excavación de un tajamar (Fig. 8a) en el cual se encontraron fragmentos de cáscaras de huevos (Fig. 8b), así como numerosos clastos sueltos dispersos en superficie. Las cáscaras de huevo se hallaron también próximos al tajamar en cotas de ~ 150 m.s.n.m. tanto en la superficie como a lo largo de unos 400 m. pendiente arriba (cotas de ~ 155 - 160 m.s.n.m.). En los puntos de máxima altura (~ 175 m.s.n.m.), se desarrolla una costra calcárea parcialmente cubierta por depósitos cuaternarios.

Paralelamente al camino de acceso al tajamar se ha formado una cárcava donde, de acuerdo con Casadío *et al.*, (2000) afloran sedimentitas cretácicas (Fig. 8c), Tiene una profundidad de ~2,5 m y está excavada en depósitos friables de arenas finas con clastos angulosos a subangulosos, de tamaño grava distribuidos caóticamente; incluye fragmentos de rocas diversas, principalmente granito. La parte inferior del depósito presenta yeso y posibles arcillas expansivas que le otorgan plasticidad (Fig.8d). Ocasionalmente se observan algunos lentes de limo. En superficie, a orillas del camino, se encontraron fragmentos de cáscaras de huevos. La litología de los depósitos expuestos en la cárcava no coincide con la señalada por Casadio *et al.* (2000).

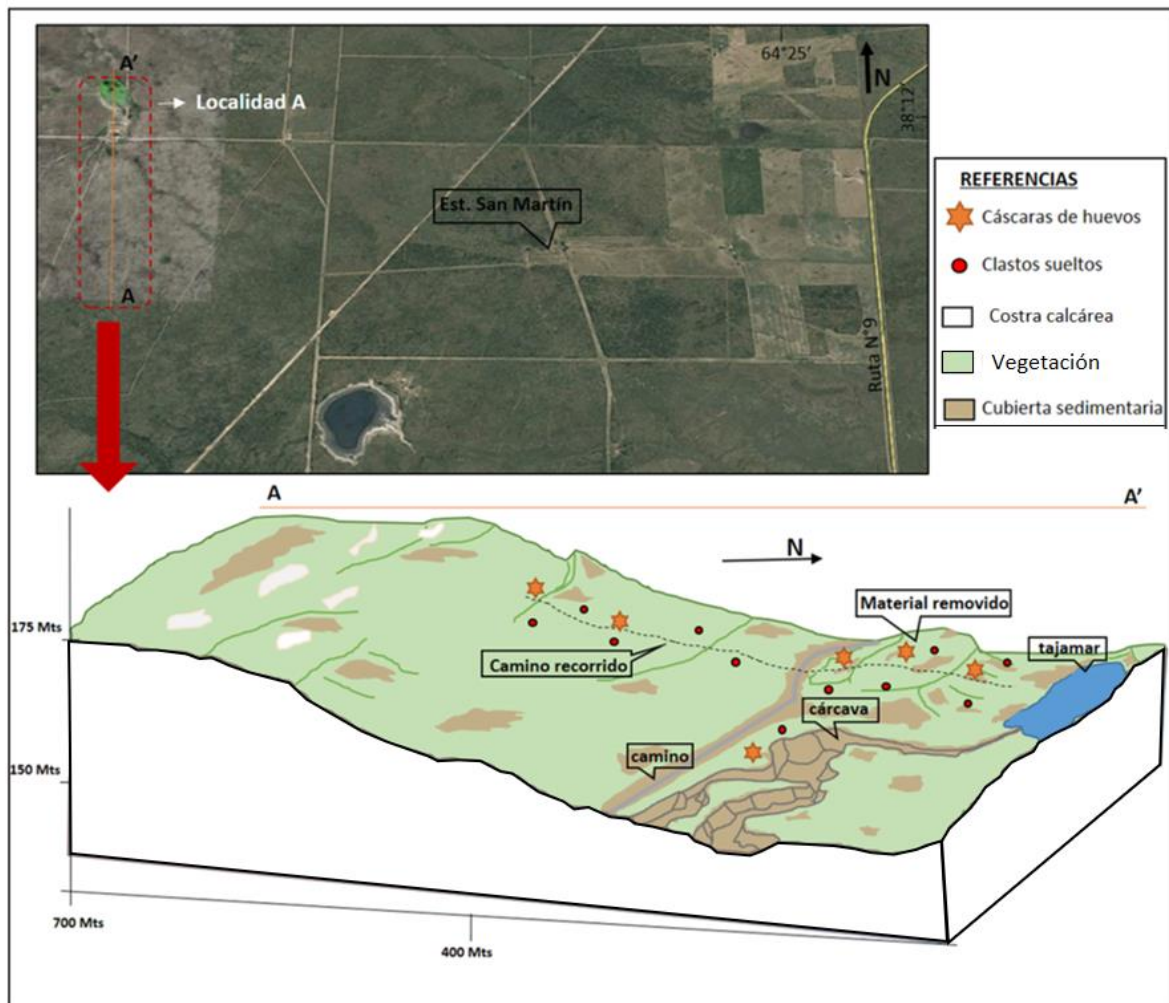


Figura 7. Ubicación de la Localidad A en una imagen satelital tomada de Google Earth y diagrama de bloque que esquematiza el relieve de la localidad A, perfil longitudinal A-A' y la distribución de los elementos del paisaje.

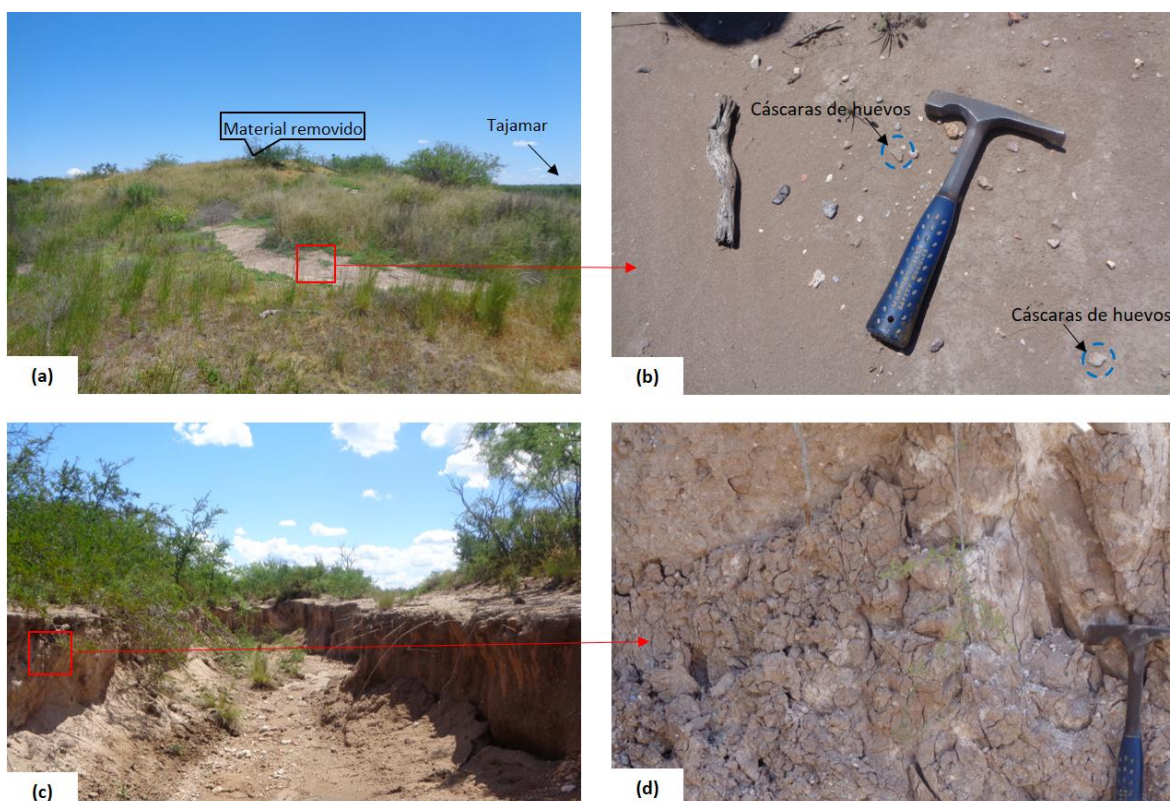


Figura 8. (a) Loma de material extraído de la excavación para la realización del tajamar. (b) Cáscaras de huevos. (c) Cárcava. (d) Detalle del material sedimentario friable aflorante en la cárcava. Escala: largo de la piqueta=20 cm.

5.2.2 Análisis macroscópico

La composición litológica de los clastos sueltos en superficie corresponde a fragmentos de granito (fig. 9e), cuarzo (Fig. 9c), calcedonia (Fig. 9h), líticos sedimentarios (e.g. pelitas, Fig. 9b), cuarcita (Fig. 9f) y litoclastos silicificados indiferenciados (Fig. 9g). En particular, entre estos clastos, los únicos que se asemejan a las sedimentitas aflorantes en la localidad B (ver descripción en 5.3.1) corresponden a clastos de psefitas (< 0,5%) con tamaños inferiores a 4 cm (Fig. 9d) y color castaño rojizo (10R 5/4); estos fragmentos están formados por clastos de tamaño grava fuertemente cementados. Presentan formas discoidales (38%), esféricas y cilíndricas (ambas con un 25% de abundancia), y elipsoidales (12%) (Fig. 10). El tamaño promedio de los clastos es de 28,3 mm, corresponden a guijas (Anexo1. Tabla 1).

Las cáscaras de huevos están silicificadas y poseen tamaño promedio de 4 cm y un espesor de 4 mm (Fig. 9a).

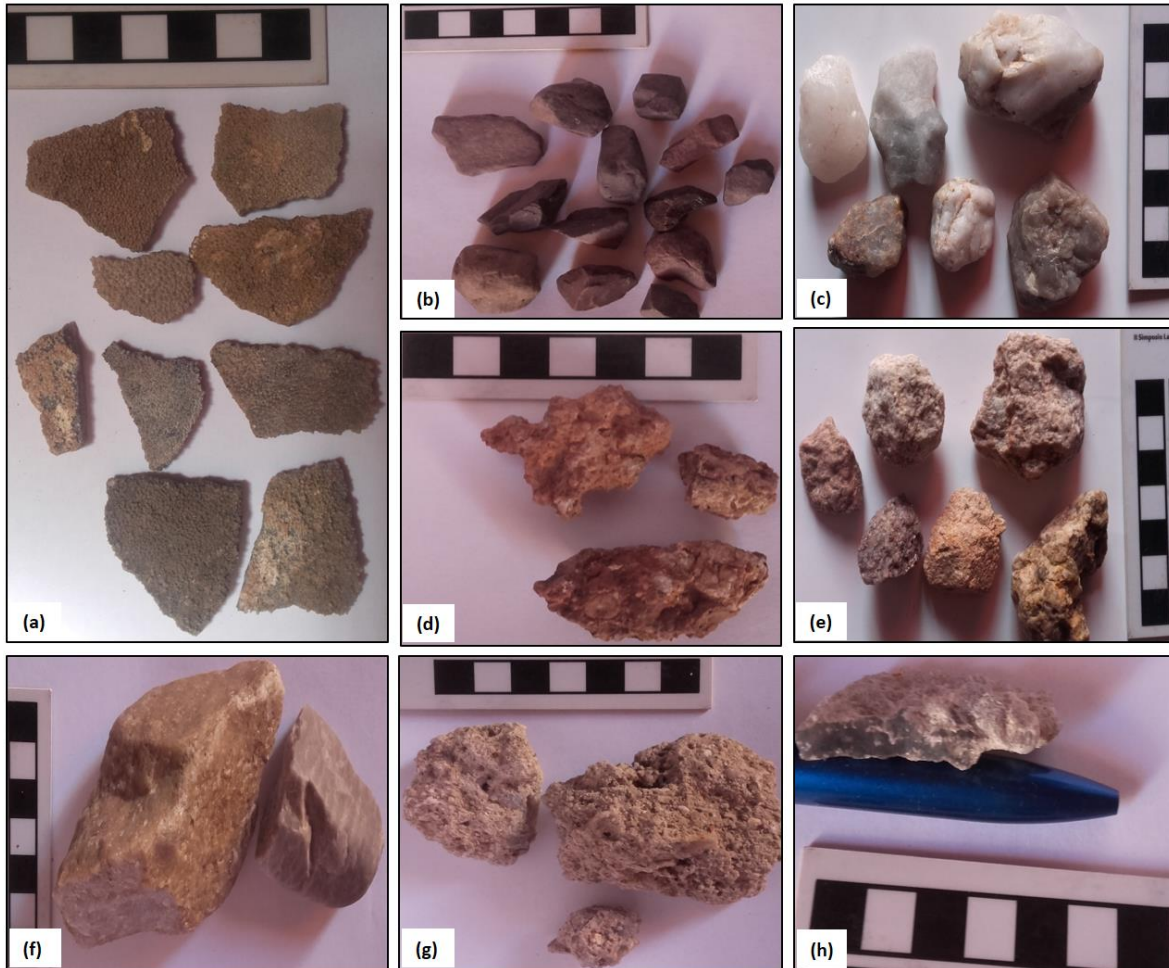


Figura 9. *Clastos sueltos y fragmentos de cáscaras de huevos fósiles recolectados en la Localidad A. (a) Cáscaras de huevos. (b) Pelitas (c) Cuarzo. (d) Pefita. (e) Granitos. (f) Cuarcita. (g) Litoclasto silicificado. (i) Calcedonia. Escala gráfica: 7 cm.*

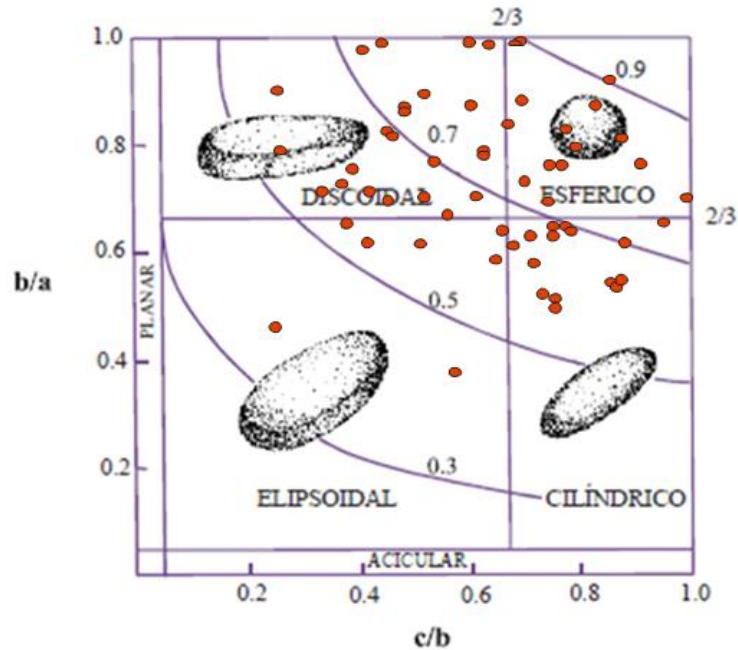


Figura 10. Diagrama de Zingg (1935) y ubicación de los clastos analizados en la Localidad A.

5.3 LOCALIDAD B

5.3.1 Descripción del área

La localidad B ($38^{\circ} 14'16''$ S y $64^{\circ}24'09''$ O) en la zona de la Estancia La Carreta, a ~1 km de la ruta N°9, se ubica en la margen izquierda de un curso que forma parte de una red de drenaje dendrítica con dirección general de escurrimiento hacia el NE (Fig. 11a), disecta la ladera sudeste de una elevación que, constituiría la continuación de la mencionada en la localidad A. Los afloramientos se distribuyen a lo largo de dicha ladera; corresponden a asomos aislados de reducidas dimensiones con una extensión de pocas decenas de metros y un espesor de ~10 m ubicados en cotas de ~175 a 185 msnm. Las observaciones efectuadas permitieron reconocer depósitos psefíticos, con intercalaciones de bancos de areniscas de grano grueso, tapizados por una potente capa de costra calcárea (Fig. 12 y 13); están cubiertos por un manto poco potente de depósitos cuaternarios vegetados. Los afloramientos presentan planos de estratificación que exhiben una dirección de buzamiento noroeste e inclinación de $\sim 7^{\circ}$ (Anexo III, Tabla 5). Las psefitas son macizas, mal a pobremente seleccionadas. Los clastos de tamaño grava son escasos a muy comunes, de tamaños variables distribuidos de forma aleatoria; presentan fábrica matriz soporte.

Por otro lado, a lo largo del camino E-O ($\sim 38^{\circ}14'50.25''S$ y $64^{\circ}24'32,13''O$, ~ 186 m.s.n.m.), a ~ 1 km de la Localidad B hacia el sur (400 m hacia el sur según Casadío *et al.*, 2002), se halló material silicificado distribuido en superficie y numerosos clastos sueltos, principalmente de cuarzo. Sobre ese camino a unos 150 m hacia el este aflora la roca granítica, cubierta por costra calcárea mencionada anteriormente (punto 1, Fig. 6). Los fragmentos silicificados se asemejan a restos vegetales (¿rizolitos?), poseen tamaño promedio de 3,10 cm y un diámetro de 0,8 cm (Fig. 16a).

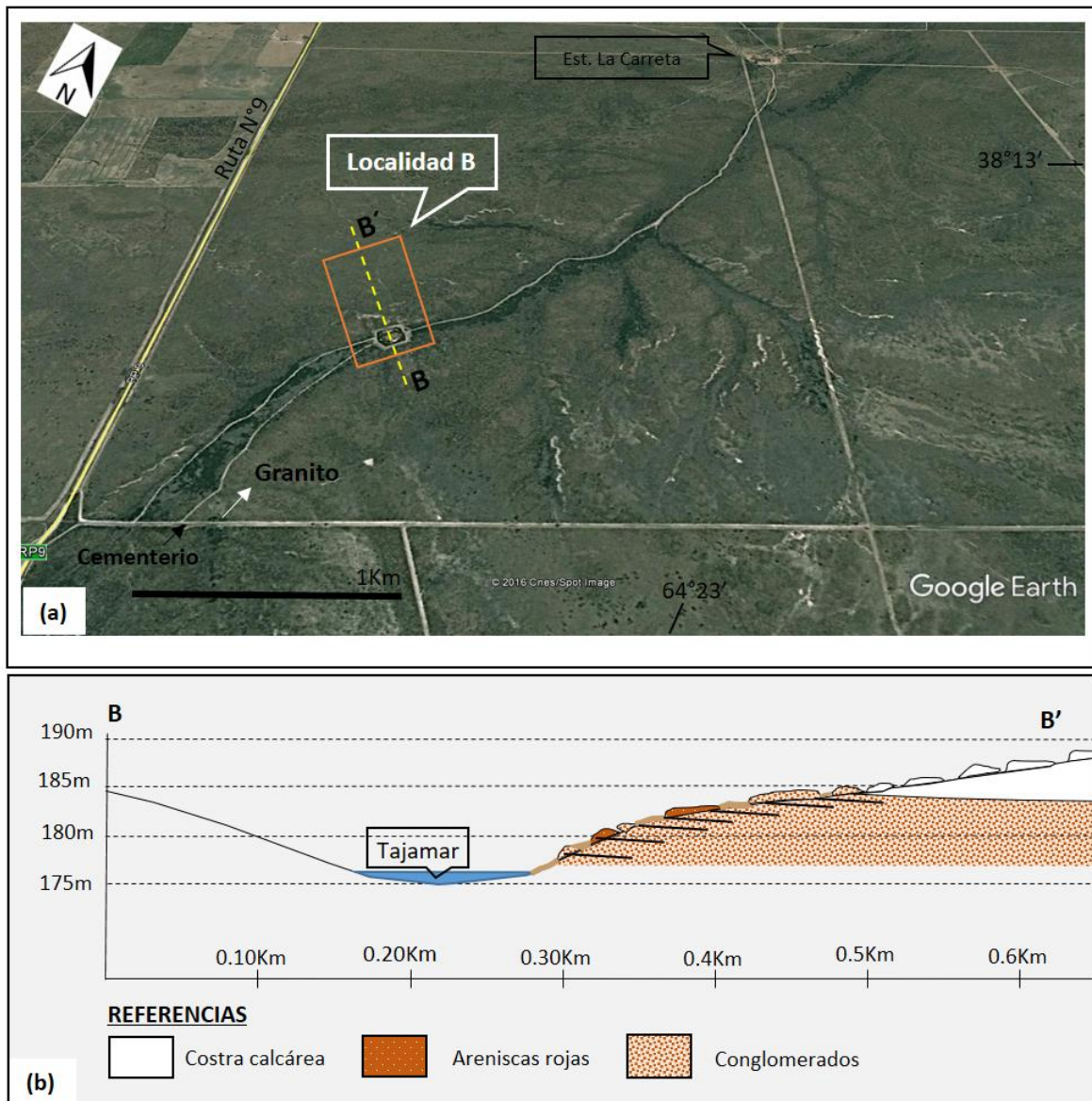


Figura 11. Localidad B. (a) Ubicación de la Localidad B en una imagen satelital tomada de Google Earth. (b) Perfil longitudinal B-B'

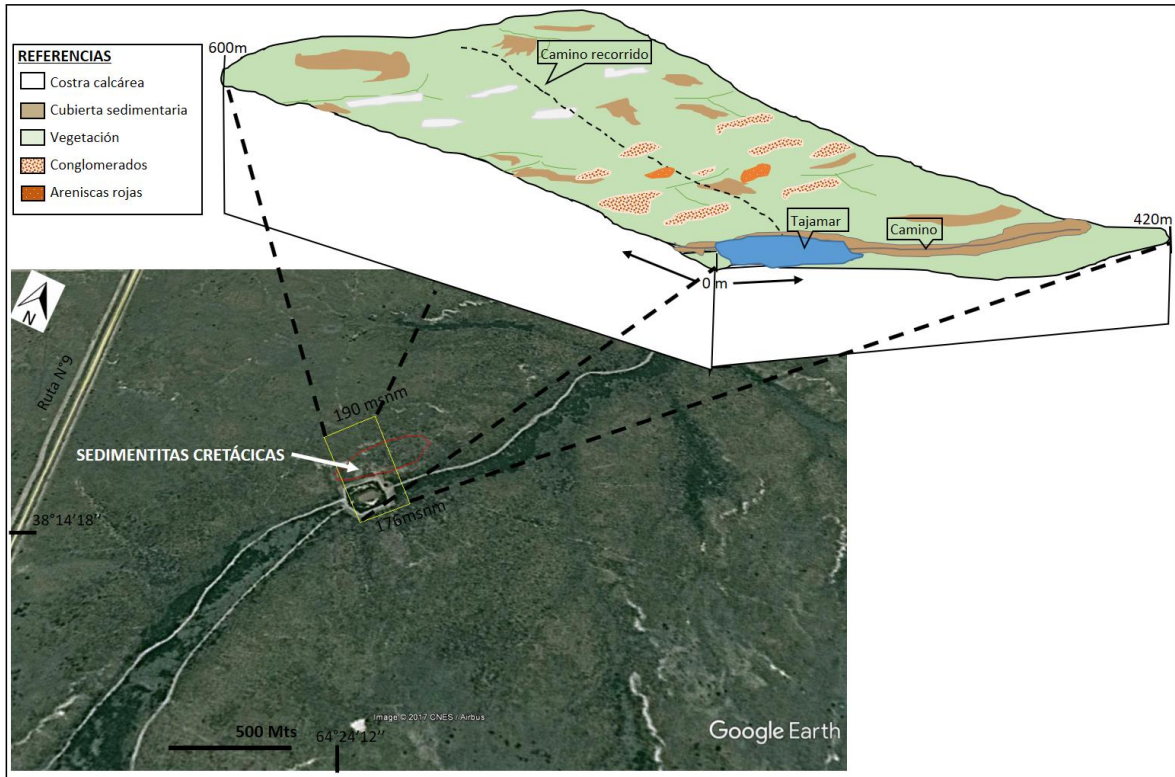


Figura 12. Localidades B. Imagen satelital Google Earth con la ubicación de las Localidades B y Diagrama de bloque que esquematiza el relieve de la Localidad B y la distribución de los afloramientos.



Figura 13. Afloramientos de la Localidad B. (a) Psefita (las flechas naranjas indican buzamientos de planos de estratificación del afloramiento). (b) Banco de arenisca de grano grueso. (c) Costra calcárea silicificada. Escala: altura de la persona (a)=1,70 m; altura de la persona (c)=1,80 m; longitud de la piqueta= 20cm.

5.3.2 Análisis macroscópico

Los fragmentos de roca corresponden a psefitas (Fig. 14a), compuestas por una significativa proporción de clastos, inmersos en una matriz arenosa gruesa, con fábrica matriz sostén y varios tipos de cemento: carbonato de calcio (reacción positiva con ácido clorhídrico), óxidos de hierro (le da un color rojo característico), pátinas de arcilla y sílice, tanto en venas como en geodas. El porcentaje de matriz observado es inferior al ~40% y, en la mayoría de los casos, ésta se encuentra moderadamente a fuertemente alterada. Los clastos presentes en la psefita corresponden, en su mayoría y en orden decreciente de abundancia, a líticos plutónicos, líticos sedimentarios y cuarzo; y en menor medida también se registran líticos metamórficos y micas (muscovita y biotita). En general, la matriz se

compone de cuarzo, feldespatos, líticos, argilominerales y escasos minerales Este tipo de matriz primaria puede denominarse “protomatriz”, de acuerdo con Dickinson (1970). El color de las psefitas es en un 42% rojo moderado (5R 5/4). Los clastos presentan ejes máximos que alcanzan los 30 cm, siendo el tamaño promedio relativo de 67 mm (guijarro), son subangulosos a subredondeados y, en su mayoría, de baja esfericidad. Presentan formas discoidales (64,3%), elipsoidales (21,4%) y cilíndricas (14,3%) (Fig. 15. Anexo I. Tabla 2).

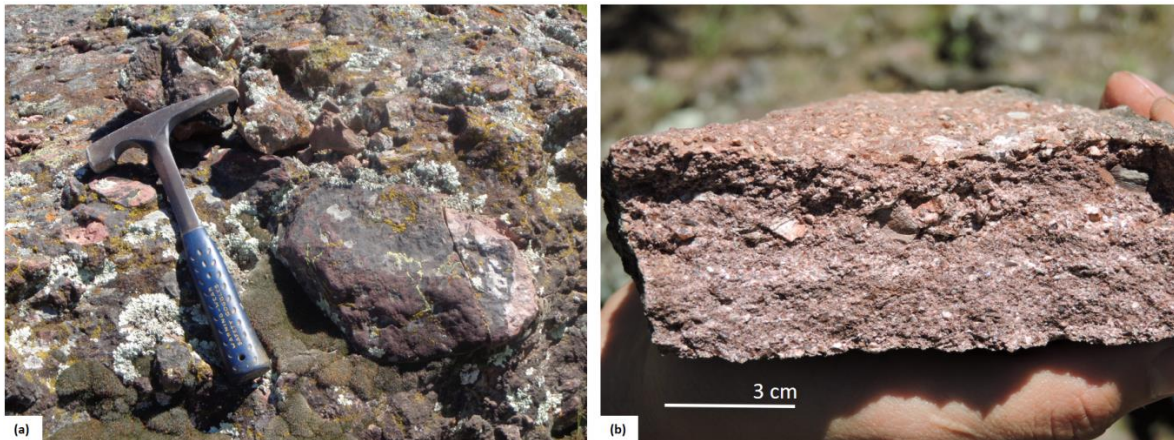


Figura 14. Detalle de los afloramientos de la sedimentita cretácica en la Localidad B. (a) Psefita matriz sostén con clastos subangulosos. (b) Muestra de mano de un banco de arenisca de grano grueso. Escala: largo de la piqueta=20cm.

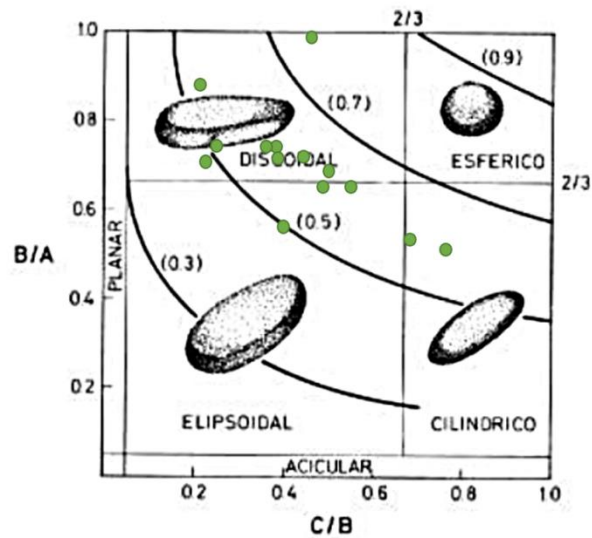


Figura 15. Diagrama de Zingg (1935) y ubicación de los clastos analizados en la Localidad B.

Los fragmentos de rocas de los bancos de areniscas (Fig. 14b) son de grano grueso y subangulosos. Se encuentran dispuestos aleatoriamente en forma lenticular en la psefita. Presentan clastos de composición similar a las psefitas, con mayor proporción de cuarzo, esporádicos a muy frecuentes, de hasta 3 cm de diámetro. El color es 87% rojo moderado (5R 5/4).

Los clastos sueltos, liberados por meteorización, cubren la superficie de los afloramientos. La composición litológica corresponde a fragmentos graníticos (Fig. 16e), fragmentos de psefitas (Fig. 16g), cuarzo, calcedonia, clastos de líticos sedimentarios, *e.g.* pelitas (Fig. 16c y 16d), areniscas (Fig. 16b), y cuarcita (Fig.16f).

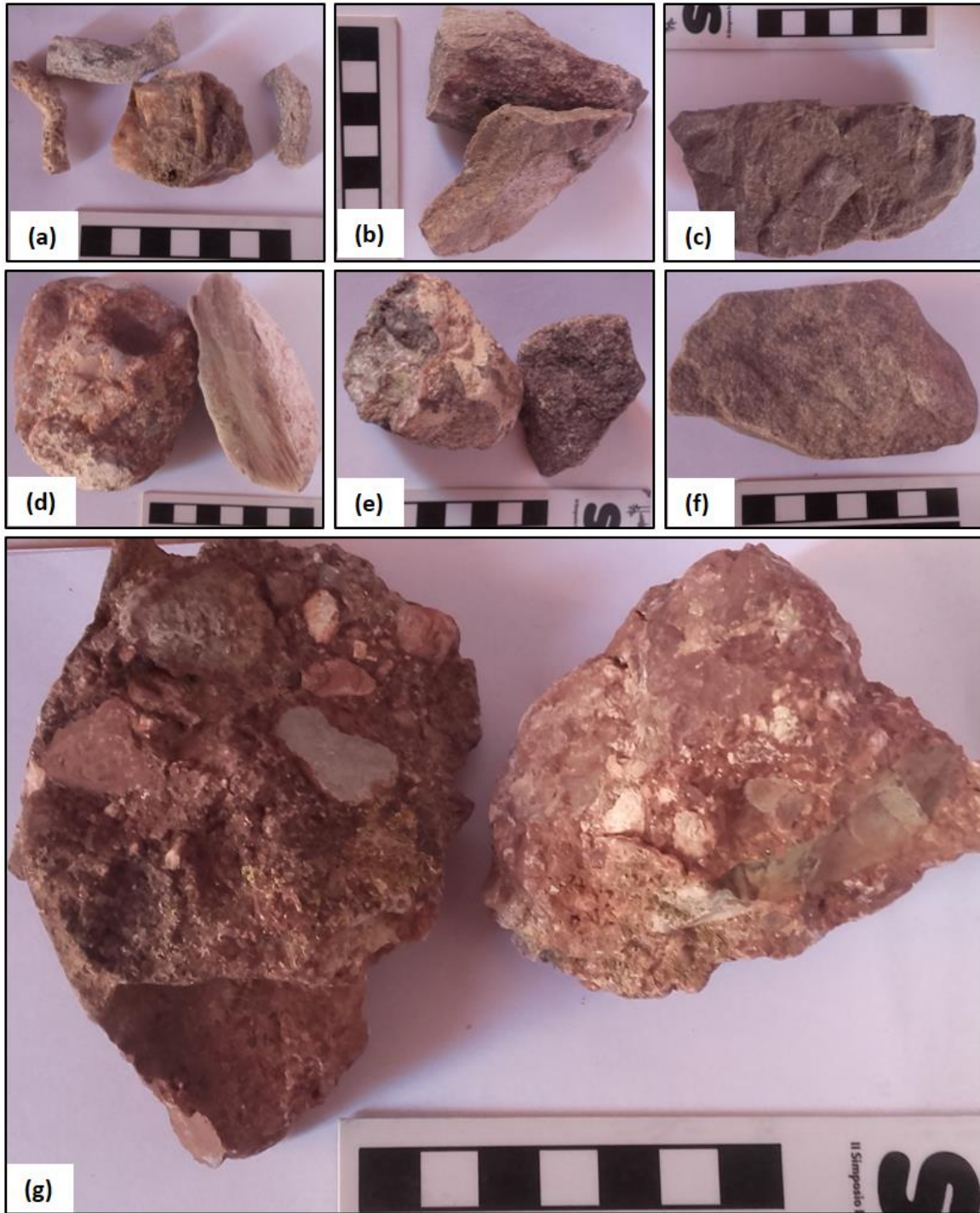


Figura 16. *Clastos sueltos encontrados en la Localidad B. (a) Material silicificado. (b) Litoclastos de areniscas. (c) Litoclasto de pelita. (d) Litoclasto de pelita. (e) Litoclasto de granito. (f) Cuarcita. (g) Fragmentos de psefitas. Escala gráfica: 7 cm.*

5.3.3. *Análisis microscópico*

A continuación, se detallan los siguientes cortes delgados, correspondiente a fragmentos de roca, analizados en la Localidad B.

Loc B5. Muestra mal seleccionada, matriz (arenosa) soporte, con alta proporción de clastos tamaño grava. La relación clasto:matriz:cemento:porosidad óptica es de 60%=30%=8%=2%, respectivamente. Los clastos de grava son de cuarzo monocristalino (16%) (con extinción recta y ondulada); cuarzo policristalino (1%) (formados por más de 3 individuos); feldespatos (6%) (plagioclasas con maclas polisintéticas y feldespatos potásico de tipo peritéticos (Fig. 17f); líticos plutónicos (38%) formados por cuarzo-feldespato; líticos sedimentarios (28,5%) correspondientes a pelitas (clastos de la fracción limo grueso, con tamaño promedio de 0,01mm), areniscas (de grano medio) (Fig. 17c) y caliza micrítica (Fig. 17e); y líticos metamórficos (10,5%) representados por esquistos de bajo grado (Fig. 17d). Los clastos se presentan en su mayoría con formas subangulares y de baja esfericidad; y en menor cantidad se encuentran líticos sedimentarios subredondeados. La muestra se encuentra fuertemente cementada principalmente, en orden de abundancia, por: arcilla, en forma de cutanes (Fig. 17a), óxidos de hierro, calcita (cemento micrítico) y sílice (en forma criptocristalina, principalmente calcedonia) (Fig. 17b). Los feldespatos y biotita se observan moderadamente a fuertemente alterados; los granos de cuarzo se encuentran corroídos y a sus alrededores se observa fenómenos de silicificación. Los líticos sedimentarios y metamórficos también presentan márgenes corroídos.

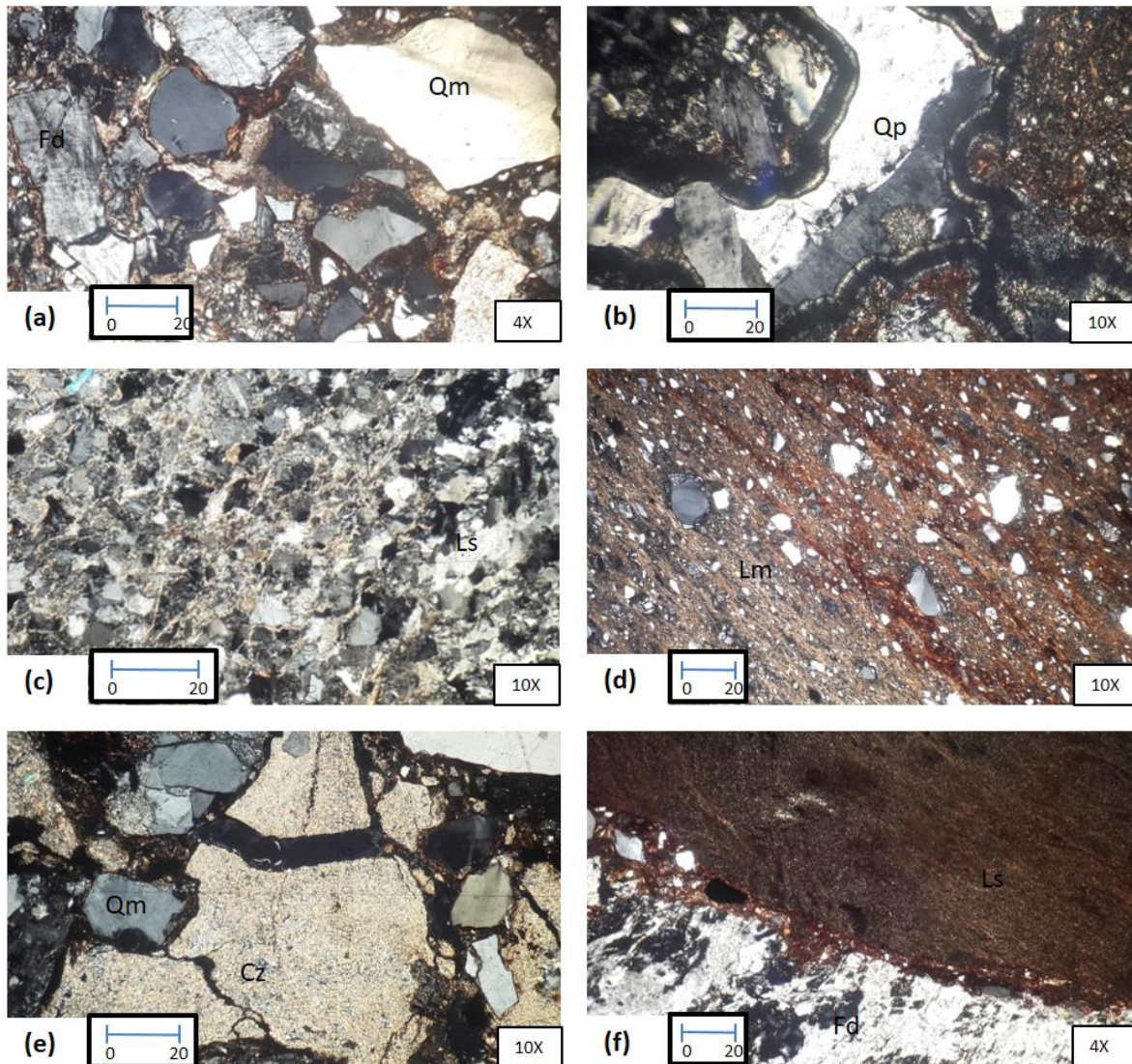


Figura 17. Muestra Loc B5. (a) Aspecto general de la matriz con cuarzo corroído y feldespatos, cementado por arcilla y calcita. (b) Calcedonia con un megacuarzo en el centro. (c) Litoclasto de arenisca cementada por calcita. (d) Lítico metamórfico. (e) Grano de calcita micrítica. (f) Lítico sedimentario (pelita) y feldespato potásico de tipo perftico. (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Fd: feldespato, Cz: caliza). Escala: 10= 0,249mm (4x), 10= 0,095mm (10x).

Loc B6 (C). Muestra muy pobremente seleccionada, con clastos tamaño grava, inmersos en una matriz de arena media a gruesa, que genera una fábrica matriz soporte. La relación clasto: matriz: cemento: porosidad óptica es de 55%=25%=18%=2%, respectivamente. Los clastos de grava son en su mayoría subangulares y de baja esfericidad, aunque en menor medida se encuentran líticos sedimentarios subredondeados. Los componentes esqueléticos

presentes en la muestra corresponden a: cuarzo monocristalino, con extinción recta y ondulada (12%); cuarzo policristalino (6,5%); feldespato potásico, de tipo perítico (moderada a fuertemente alterados) (5,5%); líticos sedimentarios (43,5%): areniscas (Fig. 18i), pelitas (Fig. 18c, e y g) y chert (granos de cuarzo microcristalino); líticos plutónicos (14,5%) (Fig. 18b y 18f); y líticos metamórficos (18%). En menor proporción se observan biotita fuertemente alteradas. La roca se encuentra cementada principalmente por sedimentos arcillosos, por calcita (Fig. 18a) y óxidos de hierro (Fig. 18d), como cemento secundario se observa sílice en forma de calcedonia (Fig. 18h); la cementación oblitera la porosidad de la roca. El cemento arcilloso, con espesores hasta milimétricos (~0,3 mm), se presenta en forma de cutanes de arcillas. La gran mayoría de los granos de cuarzo se observan corroídos.

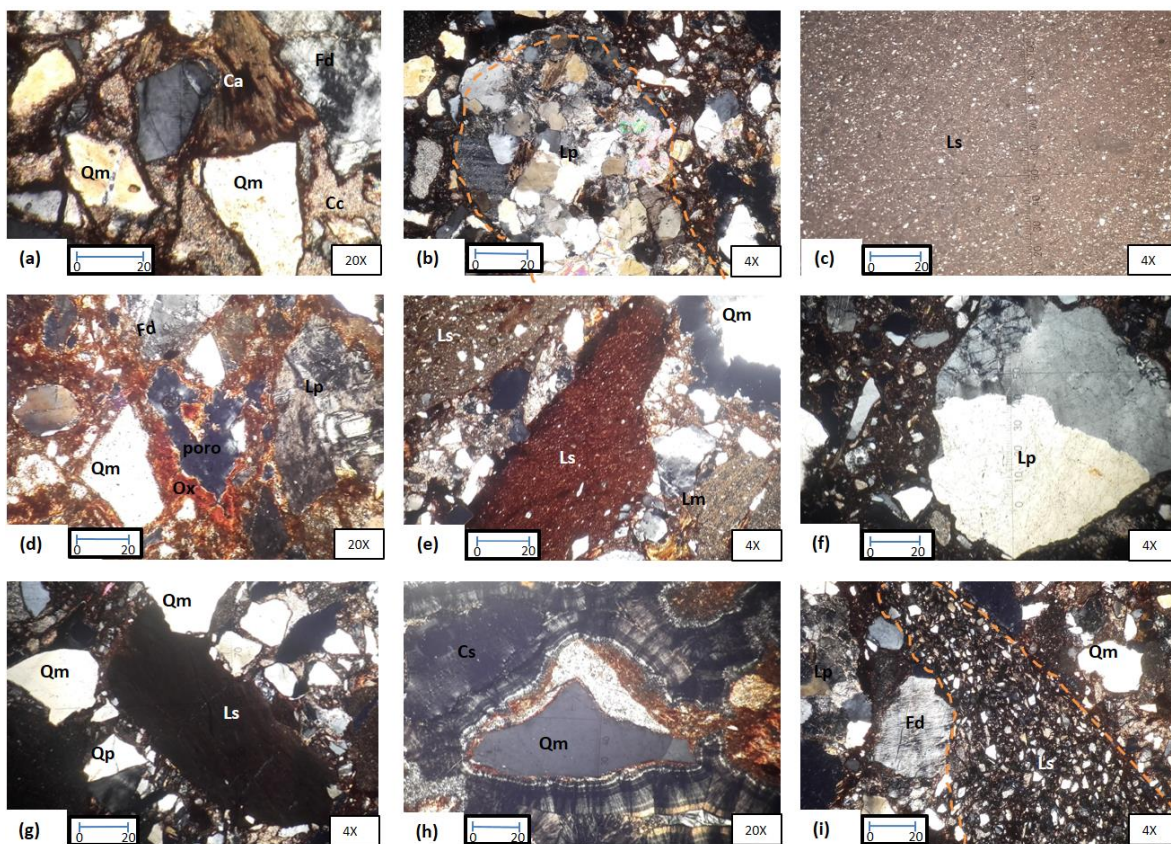


Figura 18. Muestra Loc B6. (a) Clastos de cuarzo y feldspatos en una matriz cementada por carbonato (Cc) y arcilla (Ca). (b) Lítico plutónico con cuarzo, plagioclasas, perfitas y muscovita. (c) Lítico sedimentario correspondiente a arenita de grano muy fino. (d) Muestra con abundante óxido de hierro (Ox) relleno el espacio poral, con cuarzo, Lp y Fd. (e) Lítico sedimentario con

óxido de hierro, también se observa cuarzo y lítico metamórfico. (f) Lítico plutónico (asociación cuarzo-feldespatos). (g) Líticos sedimentarios con bordes corroídos, cuarzo monocristalino y policristalino. (h) Calcedonia alrededor de grano de cuarzo. i) Lítico sedimentario deformado, lítico plutónico, cuarzo monocristalino y feldespatos. (Lítico sedimentario: Ls, lítico plutónico: Lp, lítico metamórfico: Lm, cuarzo monocristalino: Qm, cuarzo policristalino: Qp, feldespato: Fd). Escala: 10= 0,249mm (4x), 10=0,051mm (20x).

5073 C. Muestra muy pobremente seleccionada, matriz sostén, con clastos tamaño grava, inmersos en una matriz de arena media a gruesa. Los clastos corresponden a cuarzo monocristalino (17%) (Fig. 19a); cuarzo policristalino (10,5%); feldespato potásico (12%) de tipo perítico; líticos sedimentarios (40,5%), entre ellos areniscas (Fig. 19c y 19g) y pelitas (Fig. 19h); líticos plutónicos: asociación cuarzo-feldespática y granito (17%) (Fig. 19i), y líticos metamórficos (3%). En menor medida se observan muscovita (algunas están deformadas, Fig. 19b) y biotita (moderadamente alterada). Presenta como cementos principales arcilla, en ocasiones conformando cutanes con espesores 0,5 mm (Fig. 19f y 19e), y sílice de neoformación en forma de calcedonia (Fig. 19d) rellenando poros y bordeando a los clastos (principalmente de cuarzo). Como cementos secundarios se observa calcita (Fig. 19b) y óxidos de hierro conformando parches en la matriz (Fig. 19h).

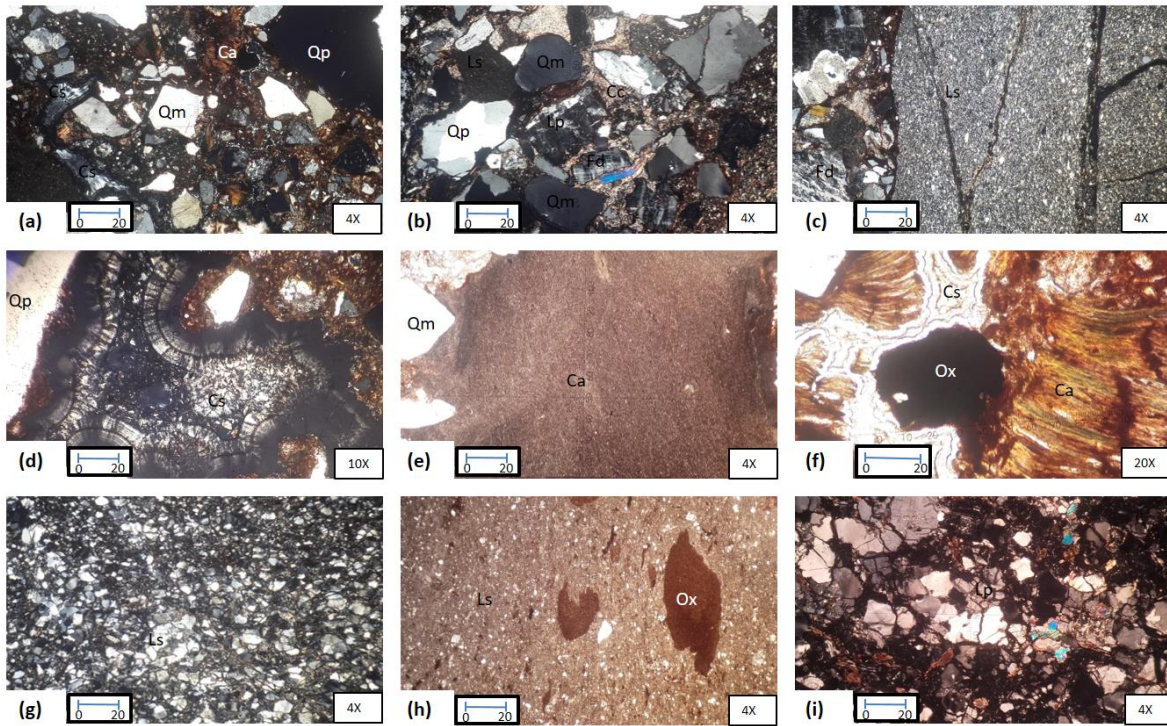


Figura 19. Muestra 5073C. (a) Aspecto general de la matriz, con clastos de cuarzo monocristalino y policristalino, feldespato, cementada por arcilla (Ca) y sílice (Cs). (b) Cemento carbonático (Cc), con presencia de cuarzo monocristalino y policristalino, lítico sedimentario, lítico plutónico, feldespatos y mica (deformada). (c) Lítico sedimentario (pelita) y feldespatos de tipo perítico. (d) Cemento silíceo (calcedonia) y arcilloso. (e) Arcilla iluvial. (f) Cemento arcilloso (Ca) y silíceo (Cs) y clasto indiferenciado oxidado (Ox). (g) Lítico sedimentario (arenita cuarzosa). (h) Lítico sedimentario (pelita) con presencia de parches de óxidos de hierro. (i) Lítico plutónico (granitoide con presencia de cuarzo, feldespatos, muscovita y biotita). (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Ls: lítico sedimentario, Lp: lítico plutónico; Fd: feldespatos). Escala: 10= 0,249mm (4x), 10= 0,095mm (10x), 10=0,051mm (20x).

A continuación, se describen microscópicamente muestras correspondientes a los bancos de areniscas intercaladas en las psefitas (Loc B8) y a la matriz de las psefitas (Loc B6 A).

Loc B8. Muestra mal seleccionada, con clastos de arena gruesa (tamaño aproximado: 0,753 mm). Los clastos presentes son de: cuarzo monocristalino, con extinción ondulada y recta (30,6%); cuarzo policristalino, con dos o más individuos (14,2%); feldespatos (10%): feldespato potásico perítico y plagioclasas; líticos plutónicos (26,5%): asociaciones de

feldespatos potásicos peritéticos, feldespatos potásico peritéticos-plagioclasas y cuarzo-feldespato potásico; líticos sedimentarios (16,3%): fragmentos de pelita (Fig. 20d y 20f) y de calcita micrítica; líticos metamórficos (0,4%); y líticos indiferenciados (2%). La muestra se encuentra fuertemente cementada por carbonato (Cc) (Fig. 20a y 20b), arcilla (Ca) (Fig. 20c y 20e), sílice (Cs) (Fig. 20f) y óxidos de hierro (Fig. 20d).

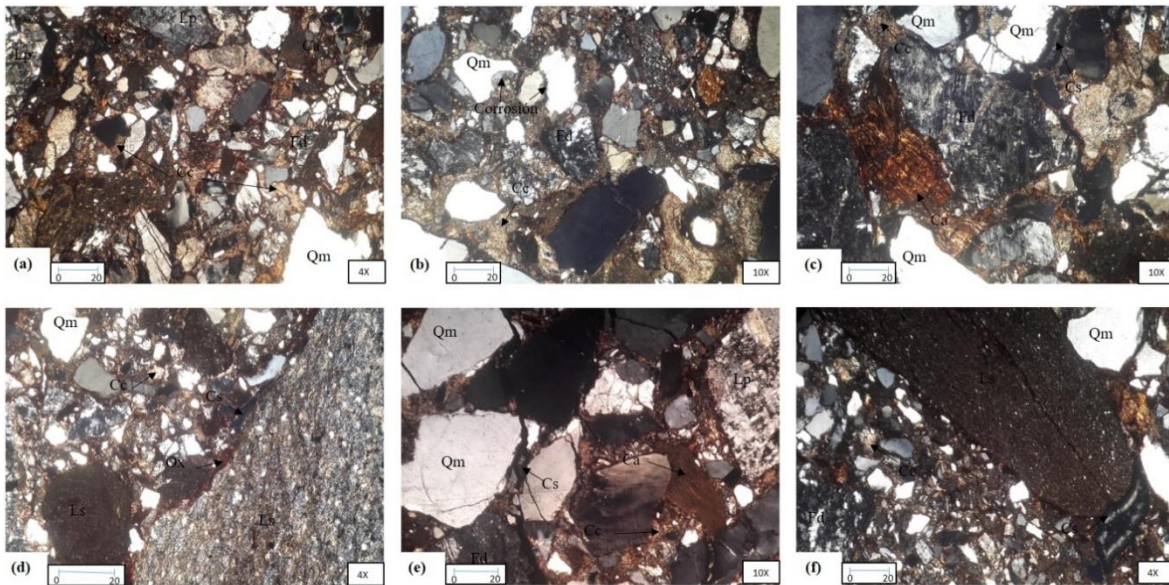


Figura 20. Muestra Loc. B8. (a) Sección general de la arenisca, con cuarzo monocristalino, feldespato potásico, lítico plutónico, cementada por calcita (Cc) y sílice (Cs). (b) Cuarzo monocristalino (con bordes corroídos), feldespato de tipo peritético, cementados con carbonato. (c) Arcilla iluvial (Ca), cemento carbonático (Cc) y silíceo (Cs), con cuarzo monocristalino y feldespato (tipo peritético). (d) Lítico sedimentario (pelita de grano grueso y de grano fino), cuarzo monocristalino, con presencia de cemento carbonático (Cc), silíceo (Cs), y óxidos de hierro (Ox). (e) Arcilla iluvial relleno de poros y cemento carbonático, con lítico plutónico, cuarzo monocristalino y feldespato. (f) Lítico sedimentario redondeado de baja esfericidad y cuarzo monocristalino, ambos con bordes corroídos (levemente), cemento carbonático (Cc) y silíceo (Cs). (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Ls: lítico sedimentario, Lp: lítico plutónico; Fd: feldespatos). Escala: 10=0,249mm (4x), 10=0,095mm (10x).

Loc B6 (A). Muestra muy pobremente seleccionada, con tamaño promedio medido de 1,392 mm (arena gruesa) (Fig. 21a). Presenta granos esqueletales subangulosos y de baja esfericidad que corresponden a cuarzo monocristalino (46,3%); cuarzo policristalino (21%);

cuarzo microcristalino (0,2%); feldespatos (7,5%); líticos sedimentarios (11,3%); líticos plutónicos (13%) (Fig. 21d); y líticos indiferenciados (0,7%). También se observaron cantidades menores de biotita y muscovita (ambas alteradas y deformadas). La muestra se encuentra fuertemente cementada por carbonato (calcita), sílice (calcedonia) (Fig. 21f), arcillas (Fig. 21e), y óxido de hierro que le otorgan el color rojo característico (Fig. 21c y 20f).

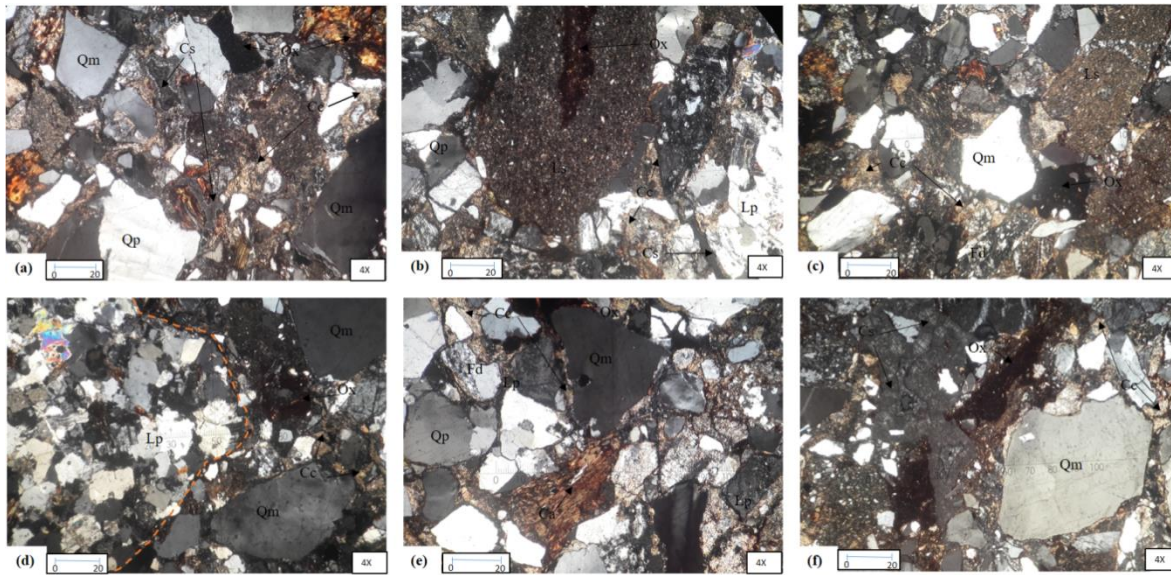


Figura 21. Muestra Loc B6 (A). (a) Sección general de la muestra, con cuarzo monocristalino y policristalino, fuertemente cementada por carbonato y sílice, también se observan pátinas de óxidos de hierro. (b) Lítico sedimentario con presencia de óxido de hierro en su centro, lítico plutónico, cuarzo monocristalino y policristalino. (c) Cuarzo monocristalino y lítico sedimentario con bordes corroídos, cemento carbonático y óxido de hierro. (d) Lítico plutónico (granito alterado). (e) Lítico plutónico fuertemente alterado, cuarzo monocristalino y policristalino, cemento carbonático, arcilloso y óxido de hierro. (f) Calcedonia, óxido de hierro y clastos de cuarzo con bordes corroídos. (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Ls: lítico sedimentario, Lp: lítico plutónico; Fd: feldespatos). Escala: 10=0,249mm (4x).

Se hicieron cortes delgados de clastos sueltos (guijarros, con tamaños entre 7 cm y 12 cm) encontrados en superficie y en cercanías del afloramiento. A continuación, se describen las características de los mismos:

Loc B4 (B). Pelita compuesta por clastos de cuarzo y algunos líticos, con un tamaño promedio de 0,050 mm (limo grueso). Se observan pequeños clastos de calcitas (Fig. 21a) distribuidos aleatoriamente y óxidos de hierro conformando bandas y parches. Se observan fisuras rellenas con calcedonia (Fig. 22b).

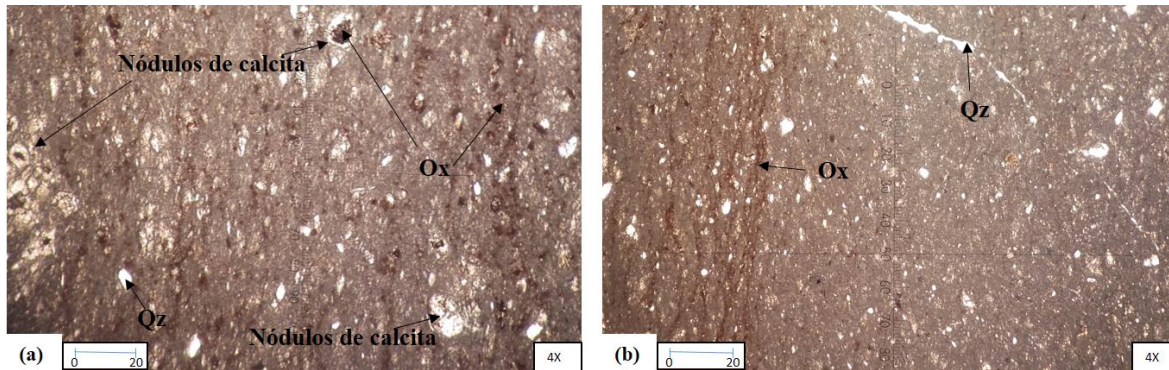


Figura 22. Muestra Loc B4 (B). (a) Pelita de grano grueso, con nódulos de calcita con centro formado por óxidos de hierro (Ox). (b) Sectores de la muestra de pelita con granos medianos, óxidos de hierro (Ox) y venas de cuarzo (Qz). Escala: 10=0,249mm (4x).

Loc B7. Muestra compuesta mayormente por un lítico sedimentario (de 8 cm de tamaño) inmerso en una matriz. Este lítico está dominado por minerales silíceos, donde el cuarzo monocristalino es el componente más importante (Fig. 23a), con un valor modal de cuarzo superior al 90%. También se observa cuarzo policristalino, en proporción menor al 5%. El resto de la fracción clástica está compuesta en forma muy subordinada por feldespatos, muscovita y olivino. El tamaño promedio de los clastos es de ~0,45 mm, correspondiente a una arena mediana. La muestra se encuentra bien seleccionada, presenta textura clasto sostén, y contactos rectos y suturados entre clastos, con presencia de puntos triples (en menos medida). Los clastos se presentan subredondeados, de alta esfericidad. El cemento principal en el lítico es la sílice, principalmente como crecimiento secundario de cuarzo (Fig. 23b); en menor medida están presentes la calcita (Fig. 23c) y los óxidos de hierro, estos últimos como pátinas sobre la superficie de los granos.

La matriz que rodea al lítico sedimentario está pobremente seleccionada con clastos subangulosos a angulosos y de baja esfericidad. Está compuesta de cuarzo (57%); líticos sedimentarios (22%) (pelita, fragmentos de caliza) (Fig. 23f); feldespatos (19%): de tipo

períticos y plagioclasas; y en menor proporción se observan biotita (Fig. 23d). Los clastos poseen un tamaño promedio de $\sim 0,747$ mm (arena gruesa), la masa sedimentaria presenta fuerte oxidación, que le otorga color rojizo, y cementada en partes por sílice (Fig. 23e).

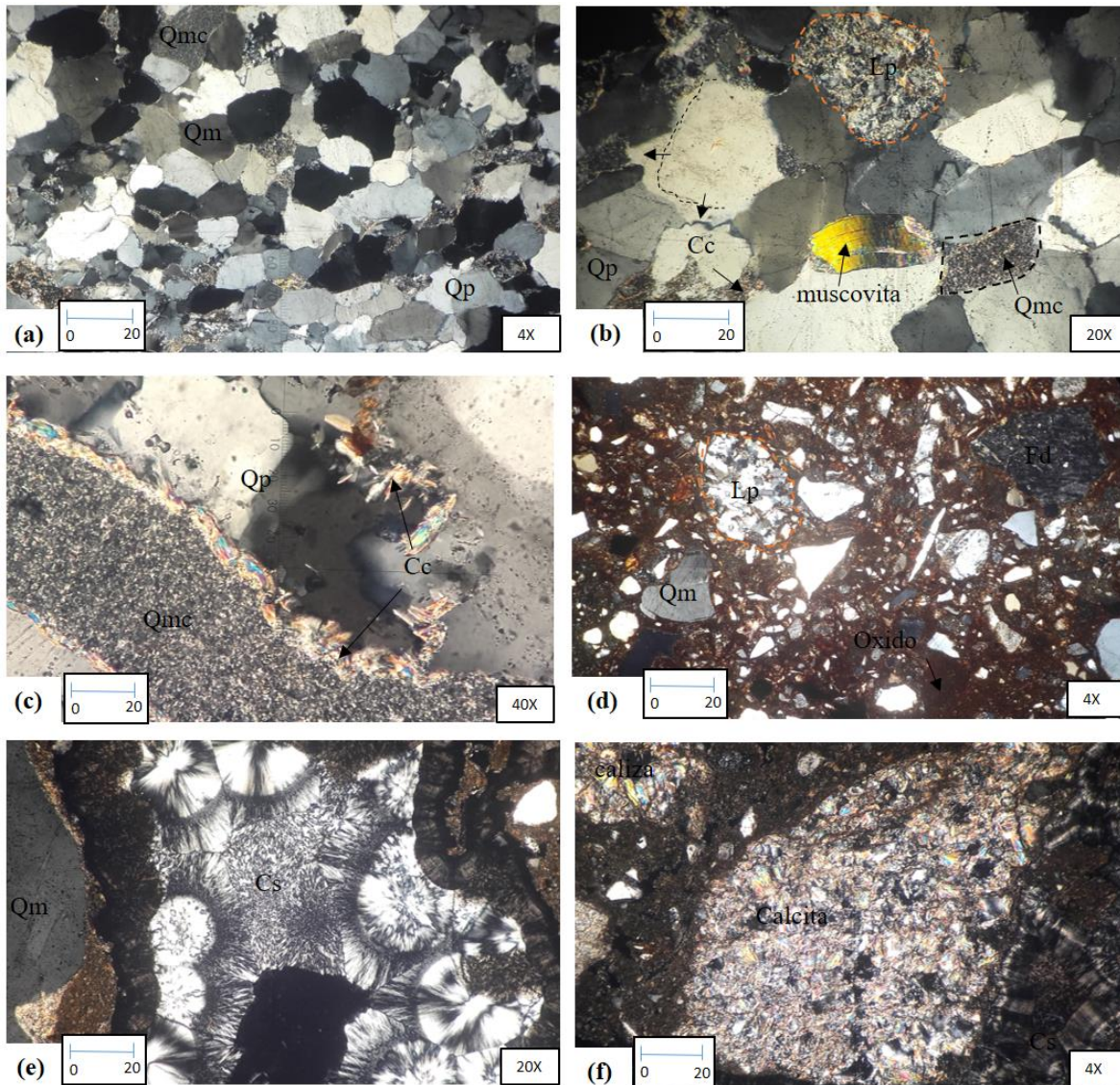


Figura 23. Muestra Loc B7. (a) Arenita cuarzosa, con cuarzo monocristalino, policristalino, y microcristalino. (b) Cuarzo microcristalino y policristalino, lítico plutónico y muscovita (deformada), con recristalización secundaria de cuarzo (indicada con flechas). (c) Arenita cuarzosa cementada con calcita esparítica (Cc) y cuarzo microcristalino. (d) Clastos de cuarzo angulosos, feldspatos y lítico plutónico (alterado) en matriz impregnada en óxidos (e) Calcedonia (Cs) cebraica y botroidal. (f) Litoclasto de calcita esparítica y calcedonia (Cs). (Qm: cuarzo

monocristalino, *Qp*: cuarzo policristalino, *Qmc*: cuarzo microcristalino; *Fd*: feldespato; *Lp*: lítico plutónico) Escala: 10=0,249mm (4x), 10=0,051mm (20x).

Loc B6 (GA). Clasto de granitoide (tamaño de 5,5 cm) con textura inequigranular, y alterado (Fig. 24a). Se observa cuarzo, feldespato potásico peritítico, plagioclasa (Fig. 24b), biotita, muscovita y turmalina (Fig. 24d). Los feldespatos se encuentran parcial a totalmente alterados a sericita (Fig. 24c). La presencia de óxidos de hierro otorga color rojizo a la muestra, los mismos se encuentran en parches y rellenando fracturas.

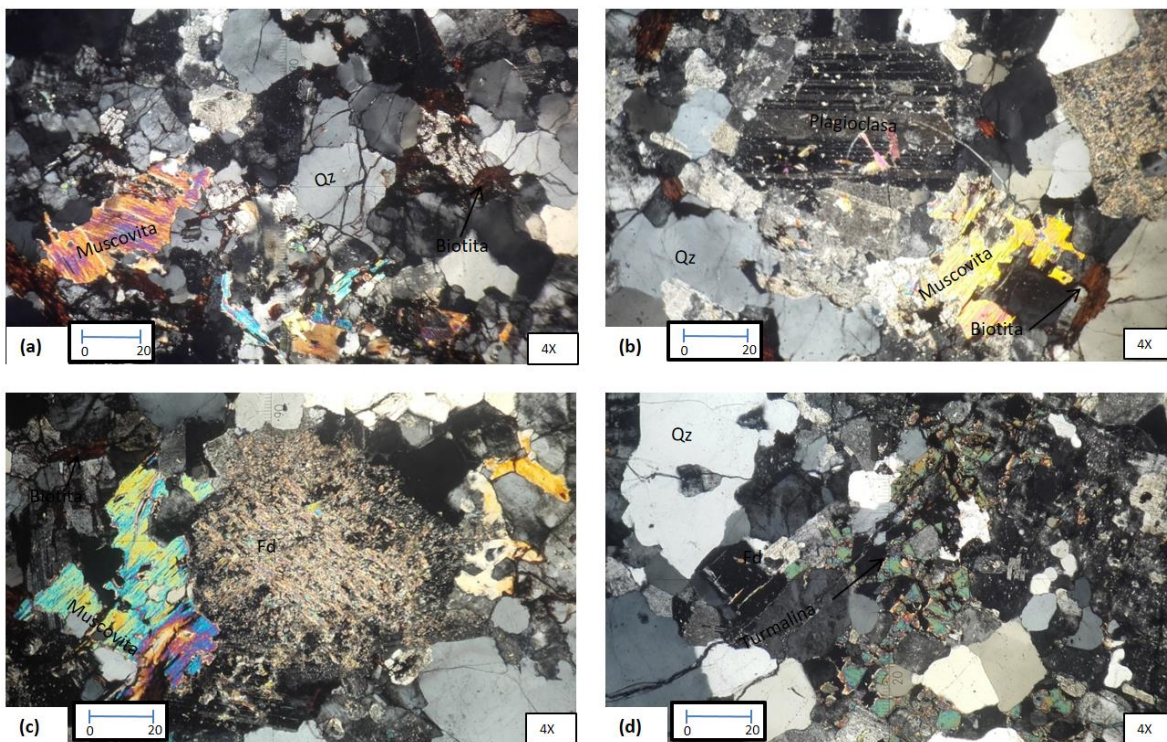


Figura 24. Muestra Loc B6 (GA). (a) Sección de la muestra con cuarzo, micas (muscovita y biotita) y feldespatos (alterados). (b) Plagioclasa con maclas polisintéticas (alterada), cuarzo, muscovita y biotita. (c) Feldespatos fuertemente alterados, muscovita y biotita (alterada). (d) Presencia de turmalina. (*Qz*: cuarzo, *Fd*: feldespato). Escala: 10=0,249mm (4x).

Loc B6 (B). Litoclasto de arenisca (tamaño de 6 cm) compuesto predominantemente por cuarzo monocristalino (con un promedio 82%) y cuarzo policristalino (Fig. 25a y 25b), en menor proporción se observan feldespatos alcalinos, litoclastos de cuarzo microcristalino y líticos sedimentarios. Los clastos presentan un tamaño promedio de 0,498 mm (arena

mediana) y son subangulosos a subredondeados. Se encuentran inmersos en una matriz arcillosa y silíceea, esta última recubre, con escaso espesor y sin continuidad óptica, los granos. Algunos clastos de cuarzo poseen bordes con engolfamiento producto de la ocurrencia de procesos de disolución. El óxido de hierro impregna la totalidad de la muestra y en menor medida afecta algunos clastos, dándole su característico color rojizo (Fig. 25c y 25d).

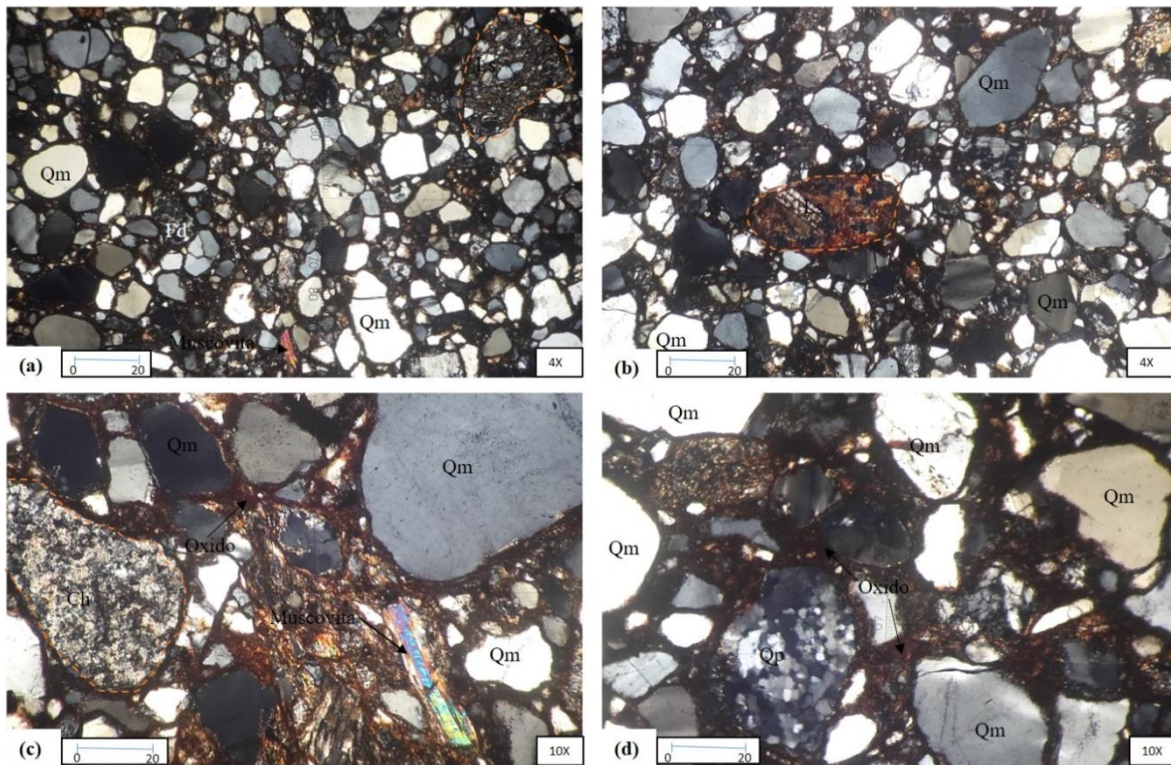


Figura 25. Loc B6 (B). (a) Sección general de la muestra del litoclasto de arenisca, con cuarzo monocristalino y lítico sedimentario. (b) Litoclasto de arenisca donde se observa cuarzo monocristalino y lítico sedimentario, impregnados con óxidos de hierro. (c) Presencia de cuarzo microcristalino tipo chert, esta sección presenta óxidos de hierro impregnados a los granos. (d) Cuarzo monocristalino y policristalino con bordes corroídos. (Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino). Escala: 10=0,249mm (4x), 10=0,095mm (10x).

Loc B4 (A). Litoclasto de pelita, con granos tamaño promedio 0,025mm (limo medio). Presenta clastos de cuarzo monocristalino (Qm), calcita y óxidos de hierro. Se observa una leve orientación de los minerales (Fig. 26a).

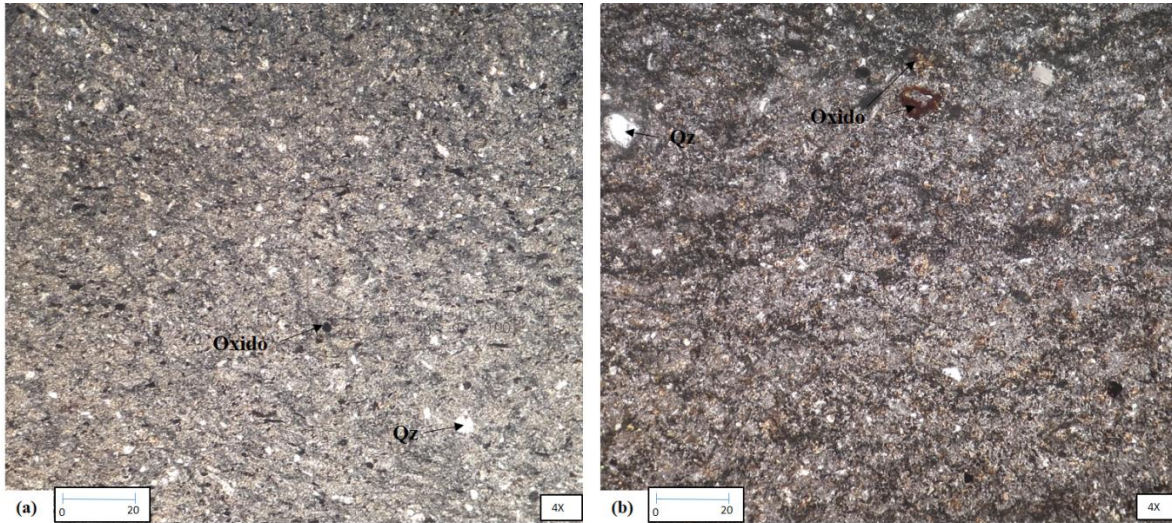


Figura 26. Pelita. (a) Muestra Loc B4 A. (b) Muestra de la Fm. Carapacha. Escala: 10=0,249mm

Fm. Carapacha. Pelita (Fig. 26b), con clastos de cuarzo, tamaño promedio de 0,029 mm (limo medio). Se observa óxidos de hierro y una leve orientación de los granos.

5.3.4 Análisis composicional de las muestras de la localidad B

Psefitas. Los datos de la composición petrográfica de las psefitas (Cuadro 3) se graficaron en el diagrama triangular (C-G-L) de Limarino *et al.* (1996), basado en la textura de la matriz, la composición de los clastos y la fábrica. Según dicho diagrama las muestras corresponden a *ortoconglomerados polimícticos* matriz soportados (Fig. 27) (Anexo II, Tabla 3).

MUESTRAS		Qm	Qp	C	F	Lp	G	LS	Lm	L
PSEFITAS	LOC B5	16,2%	9,5%	25,7%	3,8%	38%	41,8%	28,7%	3,8%	32,5%
	LOC B6 C	23%	7,3%	30,3%	4%	19,2%	23,2%	38,5%	8%	46,5%
	5073 C	16,8%	9,9%	26,7%	13,3%	16,8%	30%	40,5%	2,7%	43,1%

Cuadro 3. Porcentajes composicionales de los clastos minerales y líticos mayoritarios en las muestras de psefitas (Loc B6 C, Loc B5 y 5073 C). Qz: cuarzo, Qp: cuarzo policristalino, F: feldespatos, LP: líticos plutónicos, LS: líticos sedimentarios, LM: líticos metamórficos. C= Qm+Qp. G=F+Lp. L=LS+Lm.

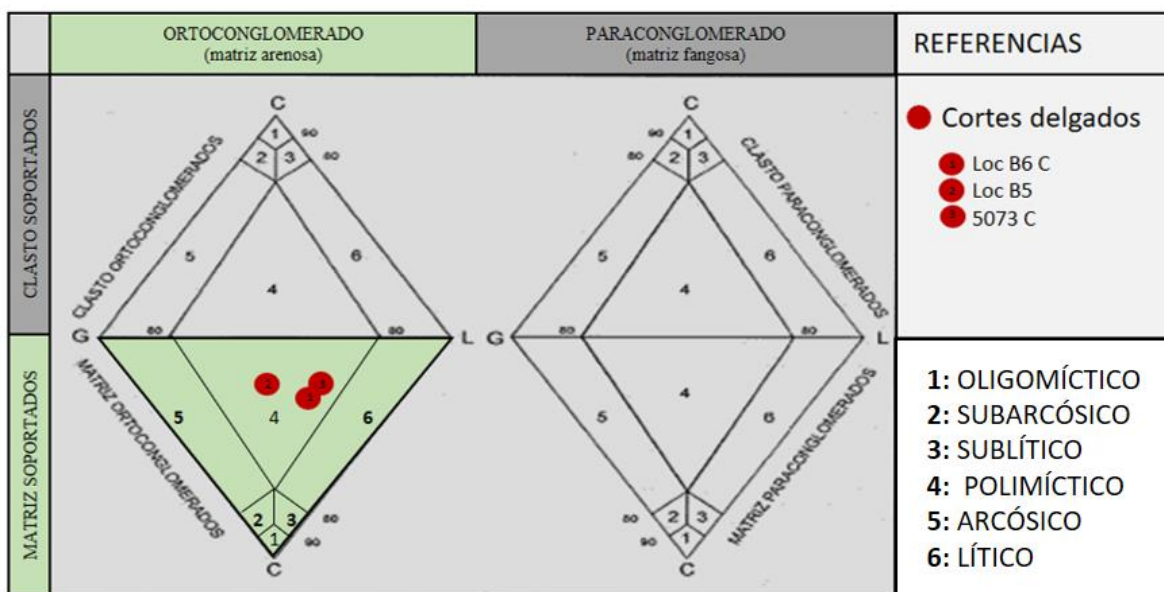


Figura 27. Clasificación de las psefitas analizadas según Limarino et al. (1996). (C: cuarzo monocristalino y policristalino, G: granitos y feldespatos, L: líticos sedimentarios y metamórficos).

La otra clasificación utilizada fue la de Pettijohn (1949,1957), que está basada en tres parámetros principales: textura, madurez y procedencia. La textura permite distinguir orto y paraconglomerados, según presente matriz arenosa o fangosa respectivamente. La madurez indica la madurez composicional que presentan los clastos, pudiendo reconocerse conglomerados oligomícticos (ortocuarcíticos) constituidos por un solo tipo de fragmento muy estable (e.g. cuarzo de venas, líticos de cuarcitas, etc), y polimícticos (o petromíctico) constituidos por varios tipos de clastos meta o inestables (granito, feldespatos, etc.). Finalmente, el factor procedencia está orientado a dividir conglomerados intra y extraformacionales según el origen de los clastos. De acuerdo con esta clasificación, las muestras analizadas corresponden a *ortoconglomerados polimícticos extraformacionales*.

Psamitas. Las muestras tomadas de la matriz de las psefitas (Loc B6 A) y de los bancos de areniscas (Loc B8), presentan porcentajes altos de cuarzo y líticos, y tenores algo menores de feldespatos. Corresponden a *Litoarenitas* en el diagrama triangular Qm-F-Lt (Folk et al., 1970) (Cuadro 4) (Anexo II, Tabla 4). Además, las muestras Loc B7 y Loc B6 B se

graficaron en el diagrama triangular clasificatorio QFL de Folk *et al.* (1970), donde clasifican como *cuarzoarenita* y *sublitoarenitas*, respectivamente (Fig. 28).

MUESTRAS		Qm	Qp	F	Lp	Ls	Lm	Lt
PSAMITAS	LOC B8	30,5%	14,5%	10%	28,5	16,3	0,4	59.5%
	LOC B6 A	46,3%	20,7%	7.5%	11,3	11,3	0	46.2%
	LOC B7	98%	0,5%	0,1%	0,2%	0,2%	0%	1,9%
	LOC B6 B	82%	9%	0,2%	5%	3,2%	0,6%	17,8%

Cuadro 4. Porcentajes composicionales de los clastos minerales y líticos mayoritarios en las muestras de psamitas (Loc B6 C, Loc B5 y 5073 C). Qz: cuarzo, Qp: cuarzo policristalino, F: feldespatos, Lp: líticos plutónicos, LS: líticos sedimentarios, LM: líticos metamórficos. Lt: Litocos totales. =Ls+Lm.

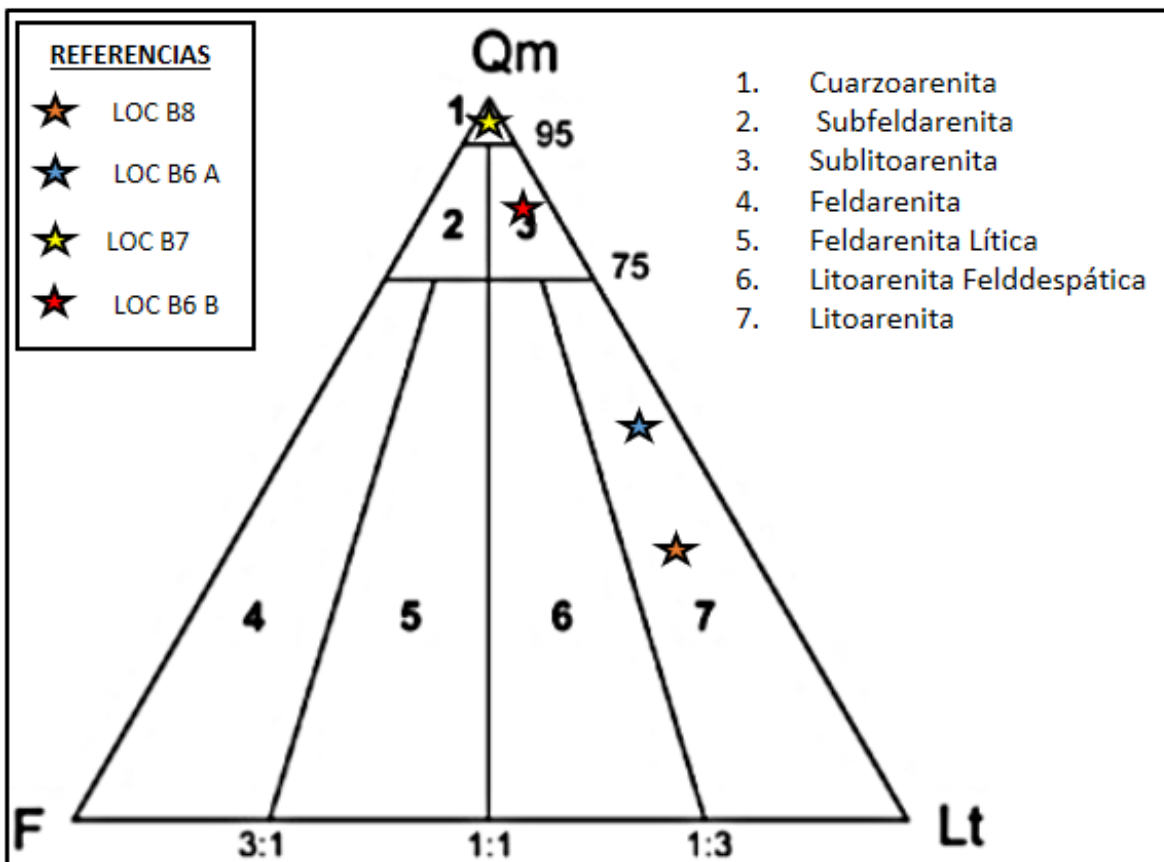


Figura 28. Clasificación de las muestras de psamitas analizadas en el diagrama triangular clasificatorio QFL de Folk *et al.* (1970). (Qm: cuarzo monocristalino, F: feldespato; y Lt: líticos totales).

En síntesis, los constituyentes secundarios más abundantes presentes en los cortes delgados corresponden a biotita y muscovita (<5%), con formas subhedrales a euhedrales. Algunas muscovita se observan deformadas, y la biotita generalmente alteradas. También se observan, en la mayoría de las muestras, clastos que muestran variables grado de alteración arcillosa (sericitizados), en particular los clastos de feldespatos. Debido a las transformaciones diagenéticas, se generaron diferentes minerales autigénicos, cutanes de arcillas, evidenciada macroscópicamente y microscópicamente, que implica desarrollo de suelo. También se reconoció como productos diagenéticos, calcedonia y, en menor cuantía, carbonato de calcio (calcita). Asimismo, es notable la participación de óxidos de hierro, en forma de parches.

Por otro lado, se obtuvieron valores porcentuales de los líticos presentes en las muestras entre ellos, líticos plutónicos (LP), líticos sedimentarios (LS) y líticos metamórficos (LM), ilustrados en el Cuadro 5. La mayoría de las muestras presentan altos porcentajes de LP (granitos) y LS (pelitas y areniscas) con valores de 43% y 45% respectivamente; y en menor proporción, con un 12% de abundancia de LM.

MUESTRAS	LP	LS	LM
LOC B8	63%	36%	1%
LOC B6 B	54,8%	45,2%	%0
LOC B6 C	29,8%	58,5%	11,7%
LOC B5	53,9%	40,7%	5,4%
5073 C	28%	67,5%	4,5%

Cuadro 5. Porcentaje de líticos plutónicos (LP), líticos sedimentarios (LS) y lítico metamórficos (LM) en pelitas (Loc B6 C, Loc B5, 5073 C) y en areniscas (Loc B8, Loc B6A).

5.4. LOCALIDAD C

La localidad C consta de dos exposiciones (sitio 1 y sitio 2) ubicados en cortes de camino a largo de la ruta provincial 9, separados por una distancia lateral de 500 m.

Sitio 1 ($38^{\circ}15'24,25''$ S y $64^{\circ}24'53,68''$ O, ~ 190 m.s.n.m): Areniscas rojizas macizas, finas a muy finas sin base expuesta, con espesor de ~ 50 cm y de color rojo (10R 5/6). Contienen un 2% de clastos subangulares de cuarzo de hasta 3 mm y nódulos silíceos de hasta 8 cm. Están cubiertas por una potente costra calcárea, con un espesor variable entre 3 y 4 m. (Mehl y Zárate, 2016) (Fig. 29 y 30).

Sitio 2 ($38^{\circ} 15' 41,99''$ S y $64^{\circ} 24'53,46''$ O, ~ 195 m.s.n.m): Areniscas rojizas macizas, finas a muy finas sin base expuesta, con un espesor de ~ 50 cm y de color rojo (10R 5/6). Están tapizadas por una costra calcárea (Fig. 30), con espesor menor a 2 m.

El perfil C-C' (Fig. 30) ilustra la relación espacial de la costra calcárea con el afloramiento cretácico de los sitios 1 y 2.

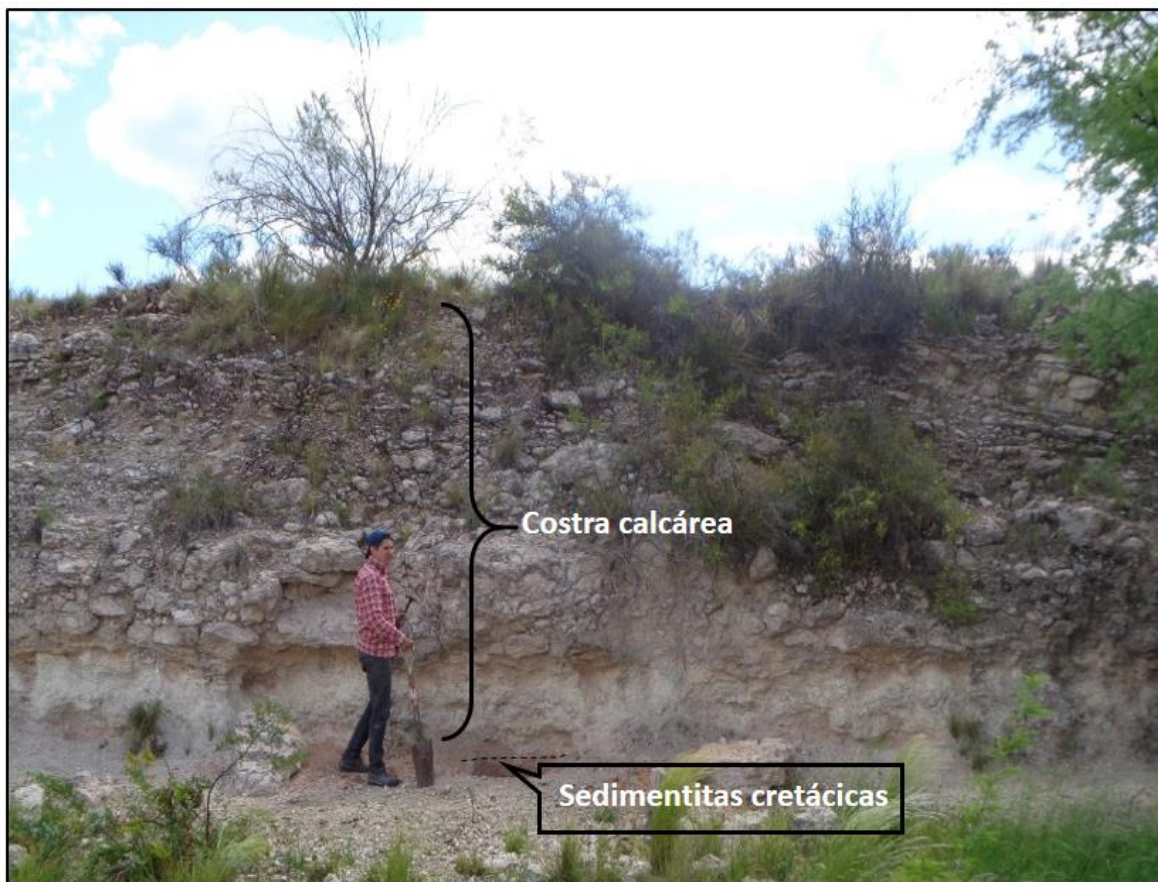


Figura 29. Sitio 1. Sedimentitas cretácicas tapizadas por una potente costra calcárea. Escala: altura de la persona= 1,70 metros.

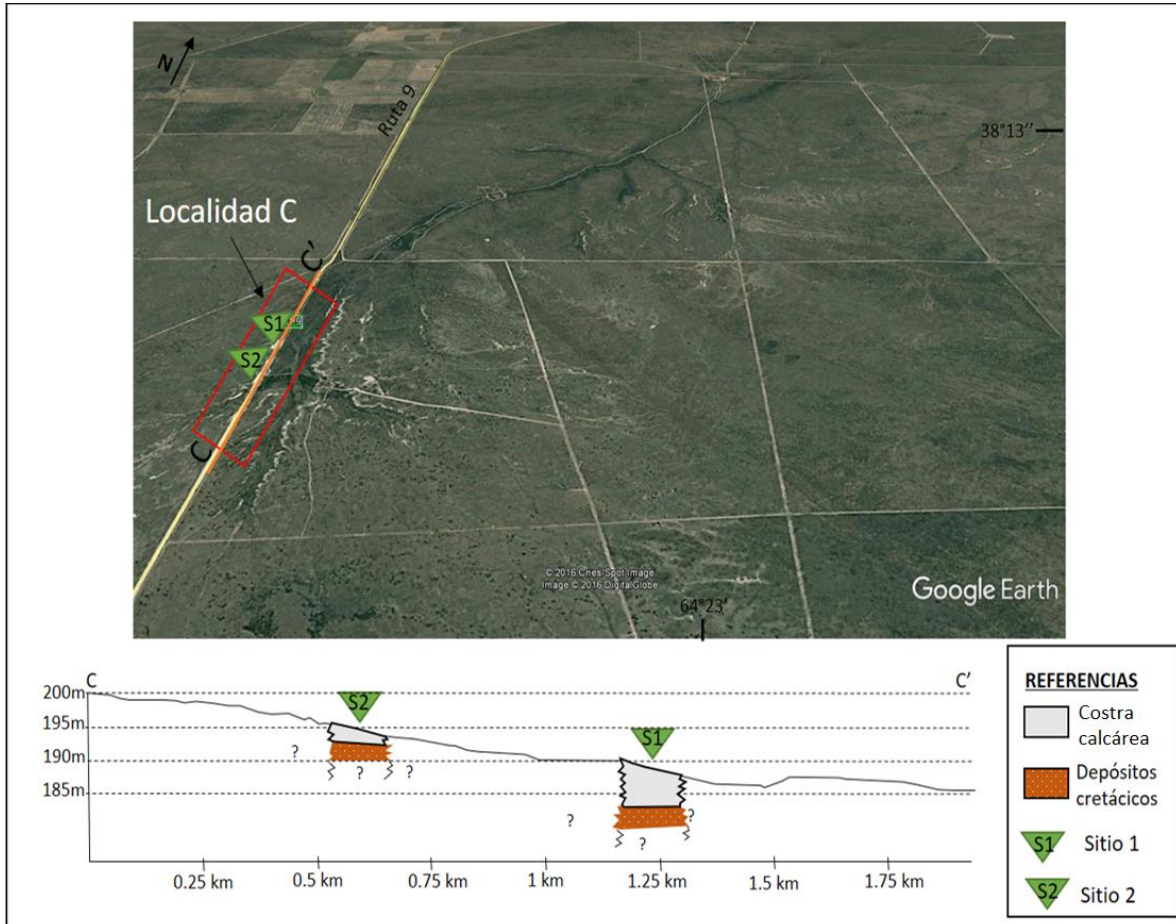


Figura 30. Ubicación de la Localidad C (Google Earth) y los sitios 1 y 2 representados en la localidad, y perfil longitudinal C-C'.

5.4 LITOFACIES DE LA LOCALIDAD B

Dada las características de los afloramientos, el análisis de litofacies se restringió a la localidad B que presenta las exposiciones cretácicas de mayor extensión y potencia relativa. En la localidad C los afloramientos citados como cretácicos son muy restringidos tanto vertical como lateralmente. En la localidad A, las observaciones efectuadas en este trabajo no permitieron corroborar la existencia del afloramiento de sedimentitas cretácicas (ver discusión) motivo por el cual no se incluyeron en el análisis litofacial.

A partir de los atributos sedimentológicos de las rocas epiclásticas reconocidas se pudieron establecer las siguientes litofacies:

- 1) La facies **Gm**, correspondiente a ortoconglomerados polimícticos, matriz soportado, mal seleccionado, macizos y de aspecto caótico. Presenta clastos tamaño grava subangulosos, de baja esfericidad y con tamaños que alcanzan los 50 cm. Esta facies fue también reconocida por Casadío et al. (2000) como ortoconglomerados polimícticos granocreciente, llegando a ser clasto soportado en el último tramo del perfil.
- 2) La facies **Sm** correspondiente a areniscas macizas de grano mediano a grueso (bancos lenticulares), con clastos de igual composición que las psefitas, pero con mayor proporción de cuarzo.

5.5 ASPECTOS DIAGENÉTICOS

El término diagénesis es utilizado para referirse a los procesos vinculados con la alteración post-depositacional de un depósito sedimentario, en el cual los factores de control principales son la temperatura, la presión y la composición de las aguas porales (Pettijohn *et al.*, 1987). Tales procesos involucran cambios en la composición y textura de los sedimentos, conducentes a lograr el equilibrio químico en el medio (Scasso y Limarino, 1997). De este modo, el producto final diagenético dependerá de la composición y textura original de la roca, de la historia geológica postdepositacional de la unidad y del lapso durante el cual operaron los procesos diagenéticos.

A continuación, se detallan los rasgos diagenéticos detectados en las muestras analizadas, los cuales se analizan con la finalidad de inferir la historia postdepositacional acontecida sobre las mismas.

Compactación. La compactación mecánica es importante en las primeras etapas del sepultamiento, especialmente antes del desarrollo de una conspicua cementación, a profundidades de soterramiento menores a 1 km; a medida que aumenta la profundidad la compactación química domina el sistema por presión-disolución (Scasso y Limarino, 1997).

En la secuencia estudiada, el proceso de compactación mecánica queda evidenciado por granos curvados debido a su flexibilidad, por *ej.* las micas (Fig. 31a y 31d), por la rotura de los granos frágiles como en el caso de líticos sedimentarios, y por la deformación de

litoclastos por efecto de carga (Fig. 31b y 31c). La presencia de cuarzo con extinción ondulosa, también marca una distorsión de la estructura cristalina original de los granos. Sin embargo, dicha distorsión puede ser previa a la compactación del depósito sedimentario (Scasso y Limarino, 1997).

El efecto en la variación del empaquetamiento de las areniscas con la compactación se evalúa en función de los tipos de contactos existentes entre los granos rígidos, que tienden a modificarse con la profundidad de soterramiento (Taylor, 1950). En las muestras analizadas dominan sectores con textura flotante (ausencia de contactos) y contactos de tipo tangenciales. En menor medida, presentan sectores con contactos rectos. No se observaron evidencias de disolución por presión, que indicaría el incremento del soterramiento. La disolución por presión se manifiesta por el desarrollo de contactos suturales, de tipo cóncavo-convexo y aparición de planos suturales (Scasso y Limarino, 1997).

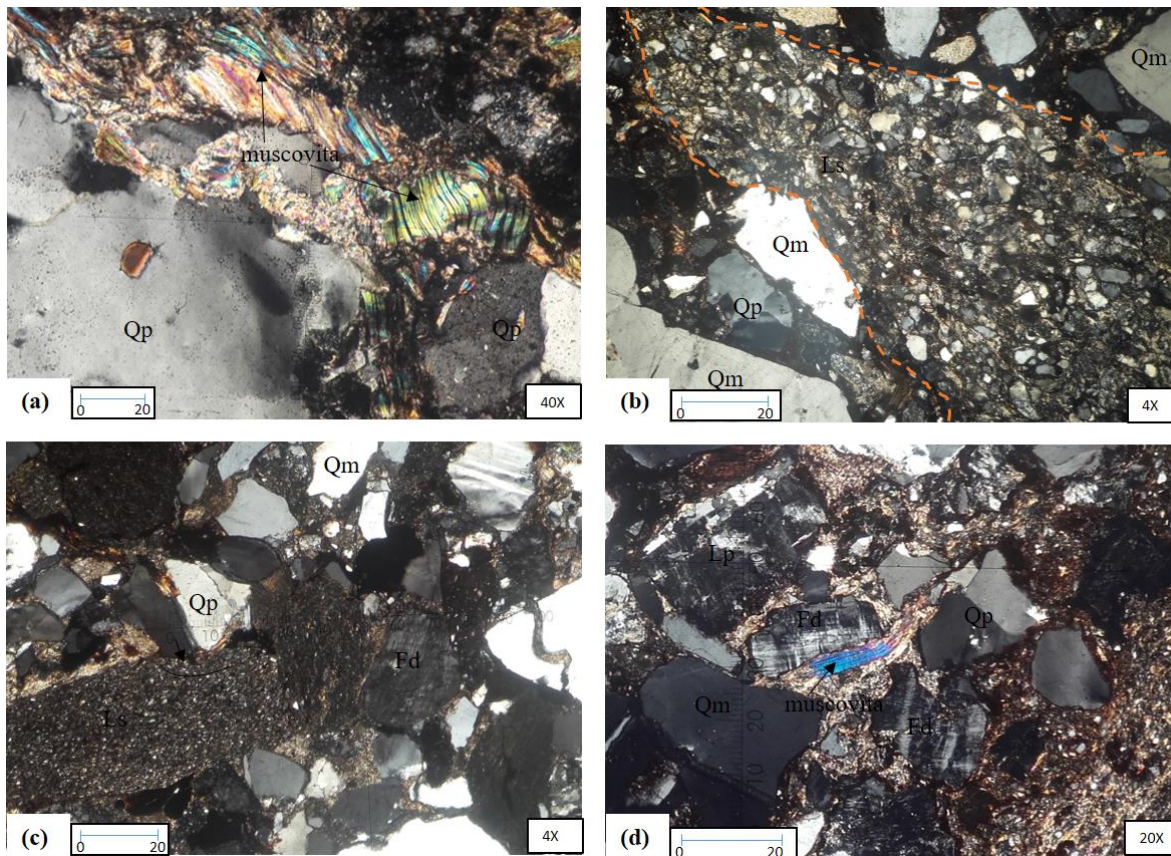


Figura 31. Compactación mecánica. (a) Conjunto de micas deformadas. (b) Lítico sedimentario (arenisca) deformado. (c) Lítico sedimentario (pelita) deformado. (d) muscovita deformada. Escala: 10=0,249mm (4x), 10=0,051mm (20x), 10=0,0247mm (40x).

Cementación. Se ha observado en las muestras de psefitas analizadas la presencia de distintos tipos de cementos; se detallan a continuación:

Argilominerales. Se han identificado, macroscópica y microscópicamente, una gran participación de argilominerales orientados de manera paralela a los clastos. Estos conforman paquetes con espesores de hasta 2,5 mm, visto al microscopio. Las películas que recubren las paredes de los macroporos se denominan *clay-skins*, revestimientos o cutanes de arcillas (*clay coatings*) (Bullock *et al.*, 1985); se las identificó en la mayoría de las secciones delgadas (Fig. 32b y c). Los cutanes de arcillas en muestras de mano aparecen como superficies de textura suave y brillante (Fig. 32a).

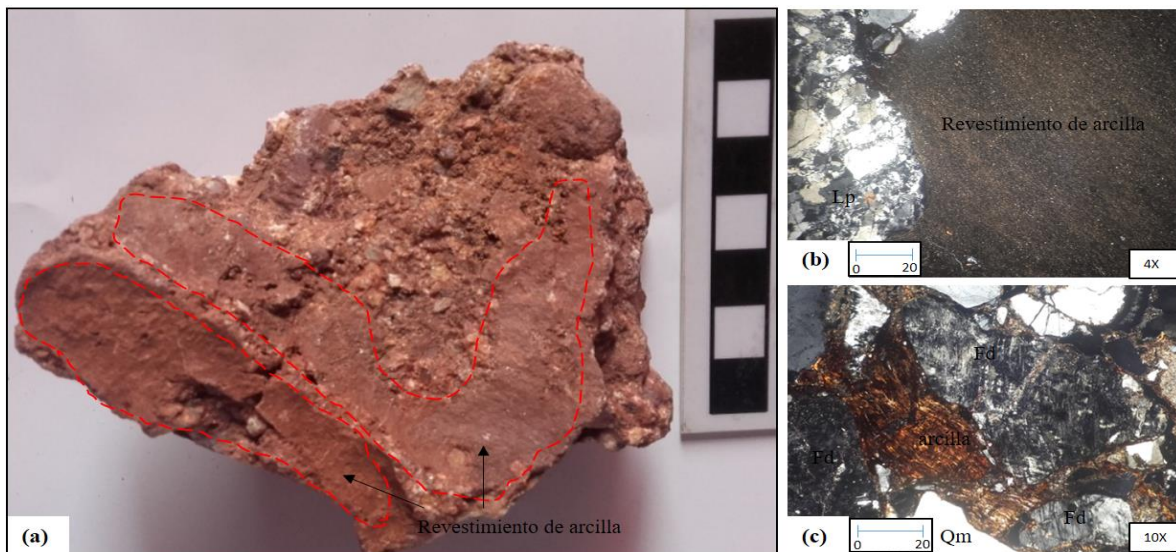


Figura 32. Cutanes de arcillas. (a) Muestra de mano concutanes de arcillas. (b) Revestimiento de arcilla de forma masiva. (c) Arcilla iluvial dispuesta paralelamente de forma laminar. Escala: 10= 0,249mm (4x), 10= 0,095mm (10x).

Carbonatos. La calcita es el cemento carbonático presente en varios cortes delgados de las psefitas. Se presenta en las siguientes fábricas: microgranular- micrítica- en mosaico y tipo *rim* o *coating*. La primera está registrada en todas las muestras analizadas, como un relleno homogéneo de los poros en forma de cemento ocluyente del espacio poral (Fig. 33) o como parches que abarcan parte de las rocas. El cemento tipo *rim* o *coating* es muy escaso, se desarrolla como cobertura de pocos micrones de espesor sobre los clastos. Se observan

también, en menor medida, el crecimiento desplazante de carbonato, que fuerza el apartamiento de los granos dando origen a una textura flotante.

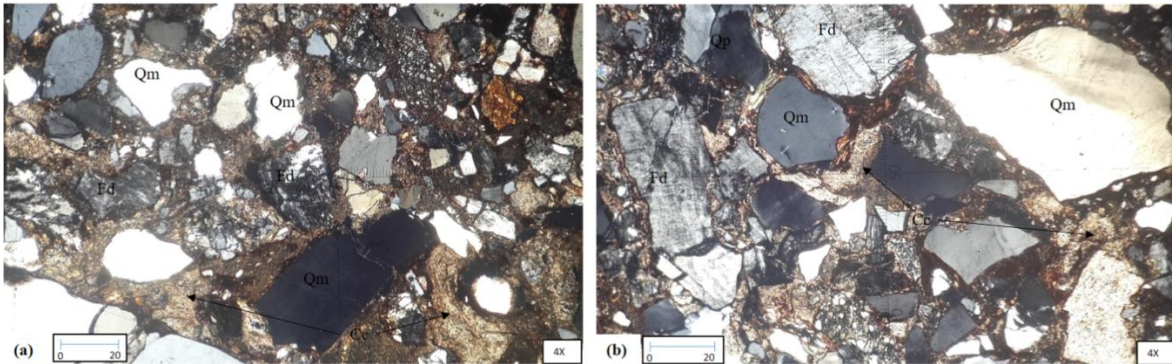


Figura 33. (a) y (b) Cemento carbonático microgranular (Cc), micrítico. Escala: 10=0,249mm (4x).

Sílice. La sílice está presente en un gran número de las muestras estudiadas, como cuarzo microcristalino de tipo calcedonia, que rellena el espacio poral (tamaño promedio de 0,3 mm), sin presentar continuidad óptica con los clastos. Los cementos silíceos fibrosos incluyen mayormente a la calcedonia, en forma laminar “calcedonia larga rápida” (elongación de los cristales resulta perpendicular al eje cristalográfico) y como calcedonia cebraica o botroidal (Aizpitarte *et al.*, 2014), la cual consiste en pequeños abanicos de fibras elongadas de cuarzo (patrón de extinción bandeado resultando de la disposición helicoidal de los cristales con respecto al eje cristalográfico). El cuarzo también aparece en forma de chert microcristalino con individuos subhedrales, conformando el cemento de microcuarzo (Fig. 34d y 34f) con cristales inferior a 20 micrones; o como mosaico grueso, para diámetros mayores correspondiente a megacuarzo (Fig. 34e). También se observa, en menor medida, cuarzo fluidal (Fig. 34b).

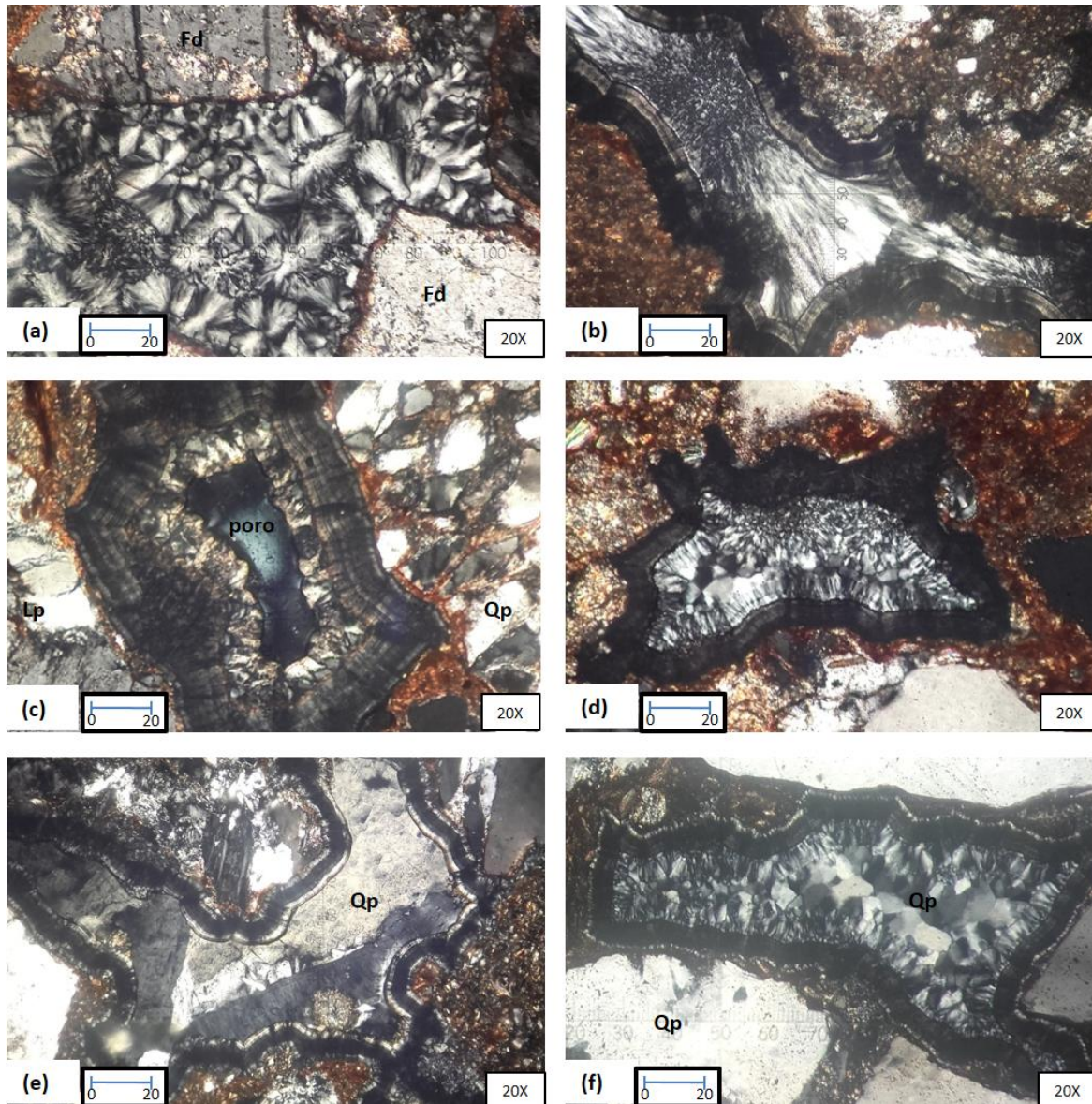


Figura 34. Microfotografías de los diferentes tipos de sílice que rellenan los poros. (a) Calcedonia cebraica y microcristalina. (b) Calcedonia de tipo laminar y cuarzo fluidal. (c) Calcedonia laminar y botroidal, con un espacio vacío en el centro. (d) Calcedonia laminar, cebraica y con microcuarzo en el centro. (e) Calcedonia laminar con un megacuarzo en el centro. (f) Calcedonia laminar, cebraica y microcuarzo en el centro (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Lp: lítico plutónico, Fd: feldespato). Escala: 10=0,051mm (20x).

Óxido de hierro. están presentes en un gran número de las muestras psefitas analizadas, otorgando un característico tono rojizo a las rocas. Se dispone como delgadas pátinas (*coatings*) desarrolladas alrededor de los clastos y predominantemente en la matriz como parches de impregnación formando una densa trama, ocluyendo el espacio poral (Fig. 35).

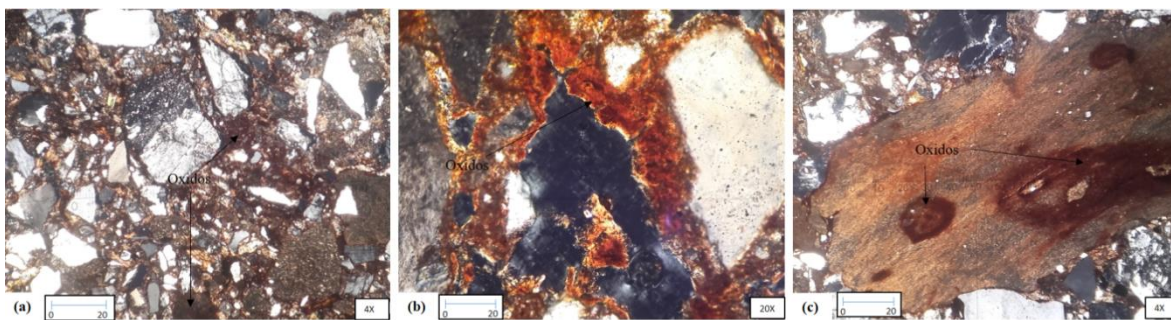


Figura 35. Óxido de hierro. (a) Óxido de hierro diseminado en la masa sedimentaria. (b) Óxido de hierro recubriendo clastos. (c) Lítico sedimentario con parches de óxidos de hierro. Escala: 10=0,249mm (4x), 10=0,051mm (20x).

Disolución. Este proceso sucede a medida que se incrementan las condiciones diagenéticas y se modifica la composición química de los fluidos porales, resultando en la disolución de los granos detríticos y/o cementos formados previamente. Así, el aumento de temperatura, de la presión y los cambios en el pH, Eh y salinidad de las soluciones afectan la solubilidad de las sustancias, y favorecen la eliminación de las fases inestables (Scasso y Limarino, 1997). En las psefitas analizadas se reconocieron procesos de corrosión y disolución masiva.

1. Corrosión: Se observó disolución inicial de los márgenes de clastos, manifestada por la existencia de engolfamiento en los clastos, principalmente en los granos de cuarzo (Fig. 36).
2. Disolución masiva: En las muestras analizadas queda evidenciada por la presencia de moldes, principalmente de feldespatos, y de pequeñas porciones del clasto original preservadas tras ocurrir una disolución masiva del grano.

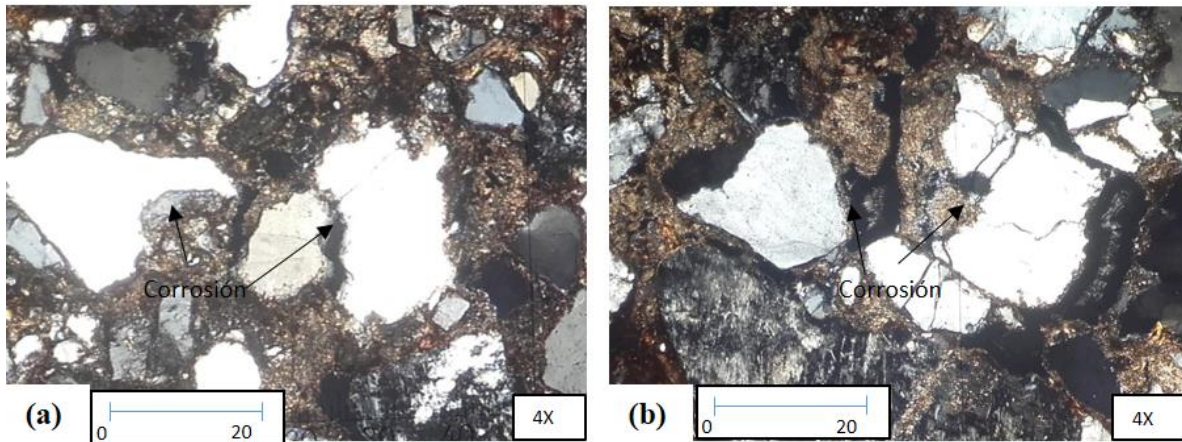


Figura 36. *Proceso de Corrosión. (a) y (b) Cuarzo con engolfamiento en sus márgenes. Escala: 10=0,249mm (4x).*

Alteración. En la mayoría de las secciones delgadas se observa alteración de feldespatos a sericita (Fig. 37). La sericitización es el proceso por el cual los feldespatos son hidratados resultando en una mica blanca de grano muy fino denominada sericita, con aspecto “sucio” y gris (borroso) con nicols paralelos y aspecto policristalino microgranular con colores de birrefringencia elevados con nicols cruzados.

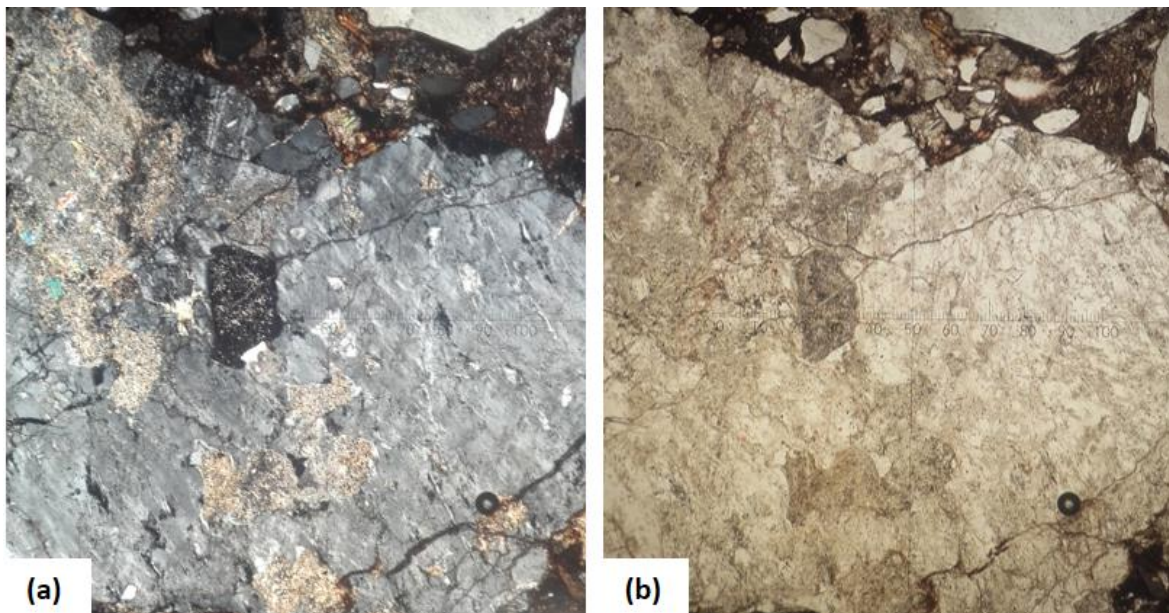


Figura 37. *Alteración de feldespatos. (a) Nicols cruzados. (b) Nicols paralelos.*

Recristalización. Se observan cambios de formas o tamaños de los clastos presentes en litoclastos de areniscas, sin variaciones en su mineralogía. Se evidencian por la presencia de crecimientos secundarios en los clastos de cuarzo y el consecuente alargamiento del clasto original (Fig. 38), y la reducción del espacio y geometría poral en torno a éste (Fig. 23, Loc B7).

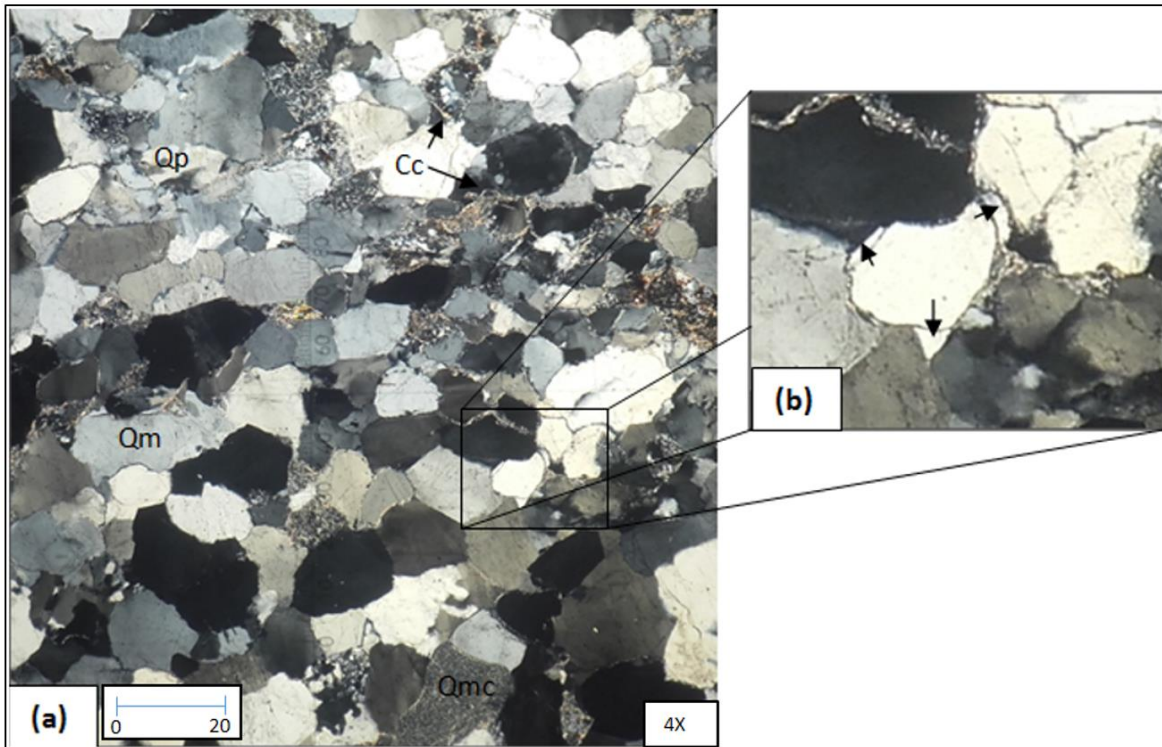


Figura 38. Cuarzo secundario producto de recristalización. (a) Litoclasto de arenisca cuarzosa cementada por sílice y calcita (Cc), con algunos sectores oxidados. (b) Cuarzo recristalizado, indicado con flechas negra. (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Qmc: cuarzo microcristalino, tipo chert). Escala: 10=0,249mm (4x).

6. DISCUSIÓN

Las sedimentitas de la Localidad B son ortoconglomerados polimícticos, que incluyen intercalaciones de bancos de areniscas de grano grueso levemente inclinados, en cotas de ~180 m.s.n.m. La matriz presenta composición psamítica -litoarenita (arena gruesa)-, y sectores con fracción fina abundante. En la Localidad C las sedimentitas cretácicas corresponden a areniscas de grano fino a muy fino, ubicadas a ~190 m.s.n.m.

Durante gran parte del Mesozoico, el BCH conformó un área de relieve positivo, caracterizada por la existencia de superficies de planación (Zárate y Folguera, 2014). Según estos autores, de acuerdo con las evidencias regionales (Sierras Pampeanas, Tandilia, Ventania), la superficie de planación de mayor antigüedad relativa del BCH habría comenzado a desarrollarse con anterioridad al *rifting* que condujo a la fragmentación del Gondwana y a la apertura del oceánico Atlántico Sur. Por otro lado, Zárate y Folguera (2014) señalan que la ubicación geomorfológica de las exposiciones estudiadas de la Fm. Colorado (con cotas comprendidas entre 180 – 195 m.s.n.m según se determinó en este trabajo) se ubicarían en el ámbito del Bloque de Chadileuvú (BCH) (Fig. 39 y 41). La existencia de afloramientos de rocas graníticas del basamento, aflorantes inmediatamente hacia el norte y SE del área de estudio, permiten corroborar esta interpretación (Fig. 40). Así, las sedimentitas cretácicas se vincularían con la elaboración de una superficie de erosión más joven que la superficie expuesta hacia el centro y oeste del bloque, sería al menos de edad cretácica tardía (Zárate y Folguera, 2014). La estabilidad tectónica relativa del BCH favoreció el desarrollo de la potente costra calcárea sobre las sedimentitas cretácicas.

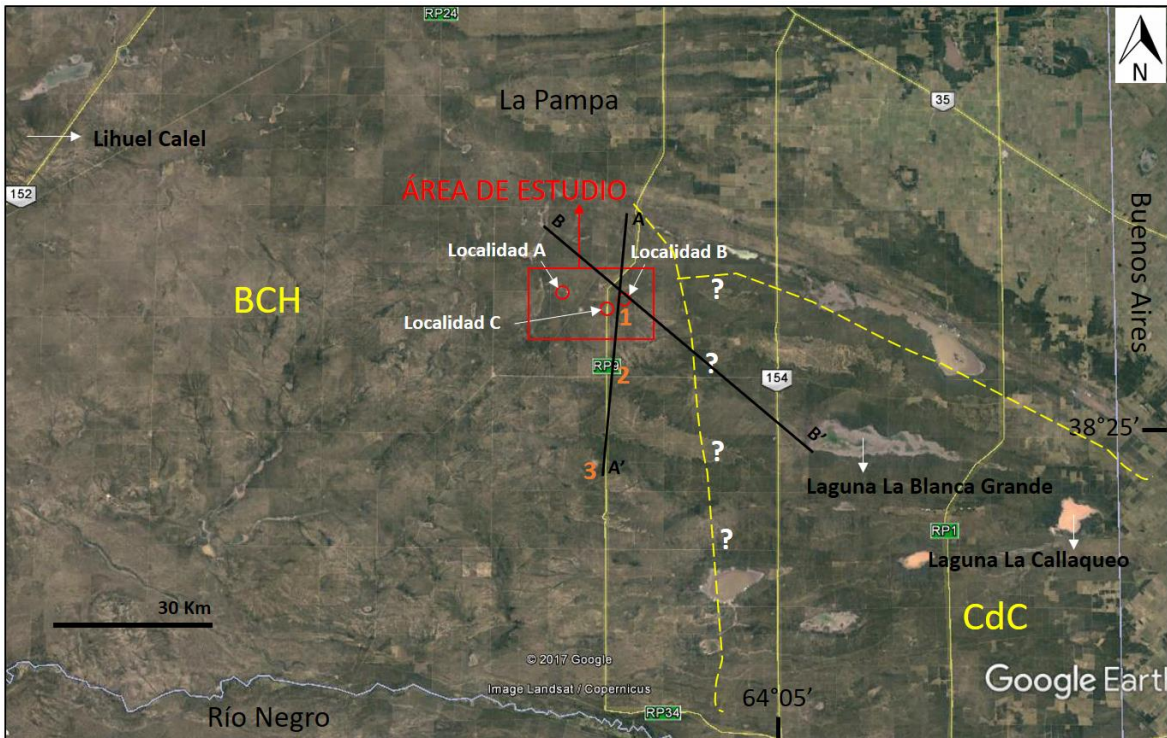


Figura 39. Imagen satelital (tomada de Google Earth) de la provincia de La Pampa. Límite inferido para este trabajo entre la cuenca del Colorado (CdC) y el Bloque de Chadileuvú (BCH). Ubicación del área de estudio y de los afloramientos graníticos (1, 2 y 3) observados en sus inmediaciones. 1: ($38^{\circ}15'50''$ S y $64^{\circ}24'25''$ O, ~186 m.s.n.m.). 2: ($38^{\circ}20'15''$ S y $64^{\circ}24'16''$ O, ~197 m.s.n.m.). 3: ($38^{\circ}28'46''$ S y $64^{\circ}26'15''$ O, ~150 m.s.n.m.).

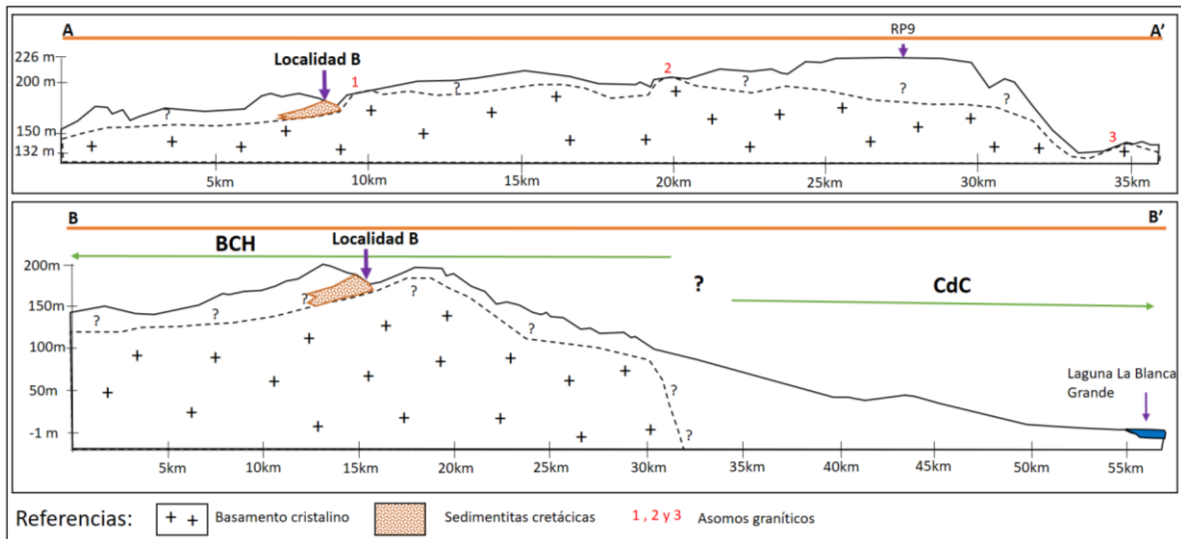


Figura 40. Perfiles longitudinales A-A' y B-B' en la Localidad B.

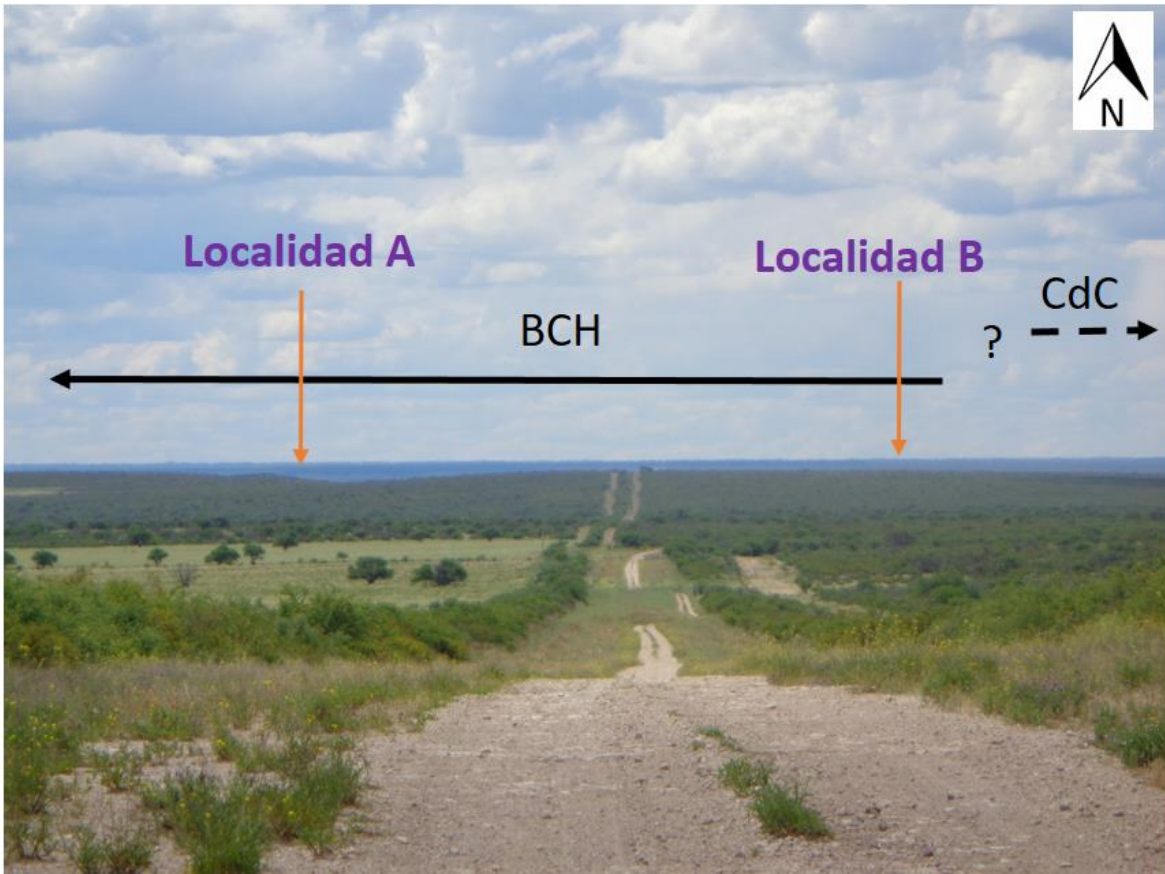


Figura 41. Posición de las Localidades A y B y posible ubicación de la cuenca del Colorado (CdC) y del Bloque de Chadileuvú (BCH). Imagen tomada desde la Localidad C.

Localidad A. Las características litológicas de los depósitos aflorantes en las paredes de la cárcava paralela al camino de acceso al tajamar de la localidad A (depósitos arenosos finos con gravas angulosas a subangulosas, no litificados, en la parte inferior con yeso, posibles arcillas expansivas y algunos lentes de limo), corresponden a una cubierta sedimentaria coluvial relacionada con procesos de remoción en masa que han transportado el material sedimentario de afloramientos ubicados en los tramos superiores de la ladera. Esta interpretación permite explicar el hallazgo de cáscaras de huevos en superficie a lo largo de la pendiente.

Localidad B. Esta localidad está representada por ortoconglomerados polimícticos con intercalaciones de bancos de areniscas de grano grueso, tapizados por una costra calcárea. En las inspecciones de campo de esta localidad no se encontraron cáscaras de huevos fósiles en las exposiciones de sedimentitas cretácicas. Por otro lado, no se pudo confirmar

la presencia del perfil propuesto por Casadío *et al.* (2000), que indica una distribución granodecreciente de los clastos psefíticos, que llegan a ser clasto soportado en el techo del perfil, y areniscas medias a conglomerádicas macizas portadora de las cáscaras de huevos fósiles en la base del mismo.

Localidad C. En el área de estudio esta localidad corresponde a los puntos más altos del relieve con afloramientos de sedimentitas asignadas al Cretácico (Folguera *et al.*, 2015). El perfil expuesto exhibe areniscas rojizas macizas, finas a muy finas, sin base expuesta y cubiertos por una costra calcárea (sitios 1 y 2).

Correlación estratigráfica propuesta.

La propuesta del esquema de correlación, está limitada por la discontinuidad de los afloramientos, las diferencias litológicas que presentan y la aparente ausencia de exposiciones cretácicas en la Localidad A.

De acuerdo con la posición geomorfológica de los afloramientos analizados en las localidades B y C, las areniscas finas a muy finas de la Localidad C (~195 m.s.n.m) se ubicarían estratigráficamente por encima de los ortoconglomerados polimícticos aflorantes en la localidad B (fig.42).

Por otro lado, en el caso de la localidad A, a partir de la existencia de fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios distribuyéndose a largo de unos 300-400 m. de la ladera de la elevación, permite inferir la presencia de sedimentitas portadoras de huevos de dinosaurios en el sustrato de la misma, a mayores cotas topográficas (hasta ~175 m.s.n.m) a las del nivel citado por Casadio *et al.* (2000) en dicha localidad. No se obtuvo información adicional que permita correlacionar las sedimentitas de la Localidad A con las aflorantes en las otras dos localidades.

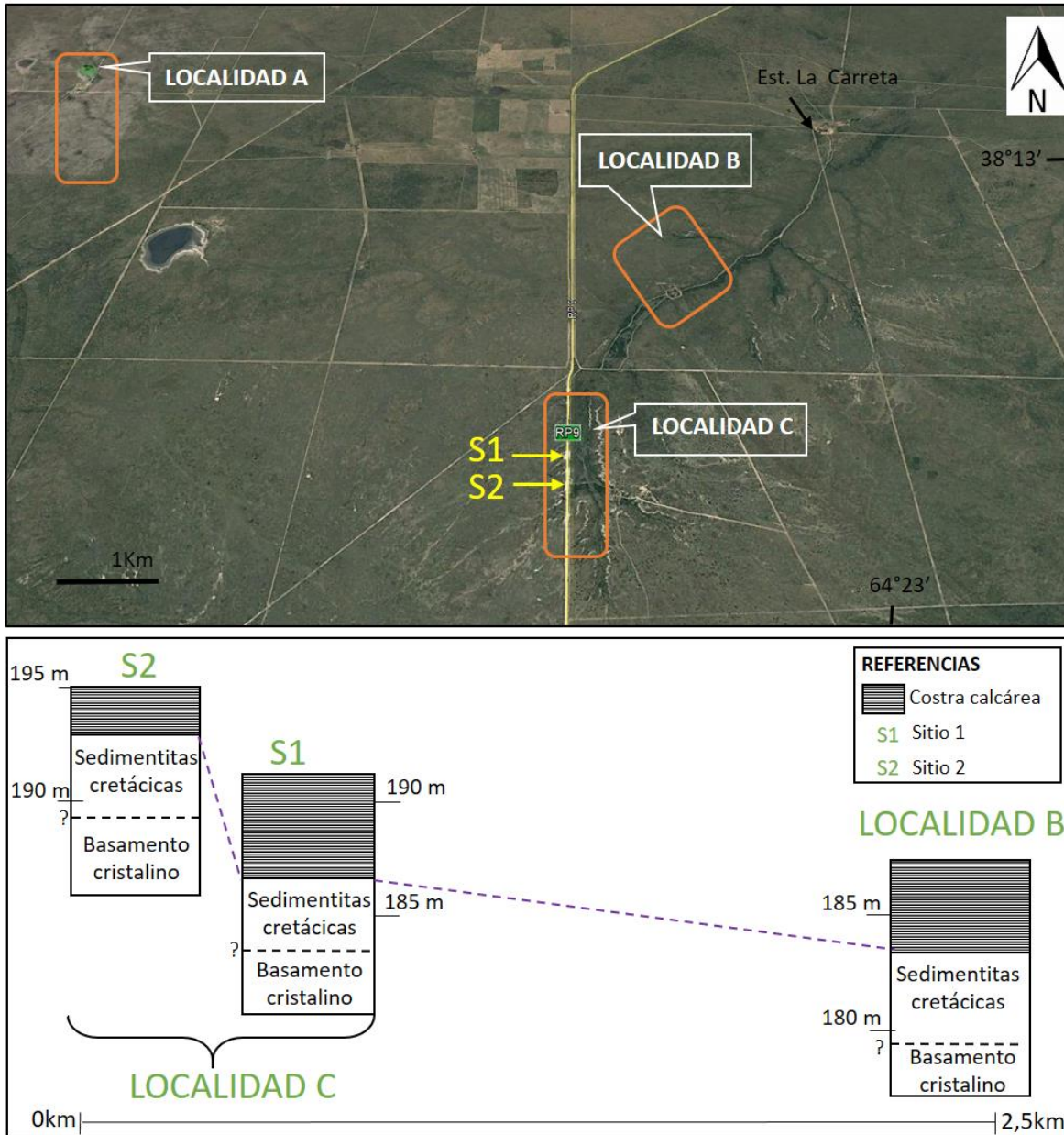


Figura 42. Ubicación de las localidades A, B y C, y esquema de correlación estratigráfica de las sedimentitas cretácicas que afloran en las Localidad B y C (S1: sitio 1, S2: sitio 2)

6.1 SECUENCIA DE LOS PROCESOS DIAGENÉTICOS

Los procesos diagenéticos que afectaron las sedimentitas cretácicas se vincularon inicialmente con la compactación mecánica, uno de los procesos observado con mayor frecuencia en las secciones delgadas analizadas. Consistió en la reducción del espacio poral y en el desarrollo de contactos de tipo tangenciales y rectos entre los clastos, generando una

fábrica levemente a moderadamente condensada, con reducción de la porosidad inicial de la roca y formación de una pseudomatriz.

La cementación es el segundo proceso diagenético en importancia. Incluyó los procesos de iluviación de arcilla, de óxidos de hierro y la precipitación de sílice y carbonatos.

1) La presencia de revestimientos arcillosos en forma de cutanes en el espacio poral, permite inferir el desarrollo de procesos pedogenéticos post-depositacionales e interpretar la infiltración de arcillas por iluviación desde los horizontes superficiales hasta los más profundos del perfil. La precipitación de las arcillas generó finas y sucesivas películas arcillosas, con partículas dispuestas paralelamente entre sí y a su vez paralelas a las paredes de los poros (Bullock *et al.*, 1985).

2) La presencia de óxido de hierro en forma de pátinas delgadas (*coatings*) sobre los clastos y como parches-impregnaciones en la matriz sugiere un origen iluvial, por lo tanto, post-depositacional. Posiblemente los óxidos de hierro son el resultado de la alteración de minerales ferromagnesianos durante la etapa de diagénesis temprana (eogénesis) (Schenckman *et al.*, 2015). Los minerales de rocas ígneas y metamórficas (hornblenda, clorita, biotita, ilmenita y magnetita) son la fuente más común del hierro; así los óxidos de hierro pueden generarse por alteración *in situ* de minerales ricos en hierro hidratados, que posteriormente se deshidratan. Además, los pigmentos de óxidos de hierro hidratados formados en ambiente de meteorización o depositación pueden generar óxidos al deshidratarse (Scasso y Limarino, 1997).

3) El carbonato de calcio es también un cemento muy común en las muestras, aunque más escaso que los anteriores. La calcita es el mineral predominante, presente en forma microgranular –micrita- y como recubrimientos (*rims* o *coatings*). Las características microscópicas observadas permiten concluir que la cementación carbonática es el resultado de la acción de procesos diagenéticos desarrollados en la zona vadosa, en particular la micrita finamente cristalina refleja una precipitación rápida durante el proceso de evaporación a partir de soluciones saturadas (Tófaló y Pazos, 2002). La presencia, en menor medida, de carbonato con crecimiento desplazante da indicio de una cementación a

baja profundidad (Scasso y Limarino, 1997). La precipitación del carbonato de calcio depende de varios factores, como ser el clima, la tectónica y la hidrología; no obstante, su formación está restringida a climas semiáridos y a zonas de baja actividad biológica (Tófolo y Pazos, 2002).

Por otro lado, podría existir una relación entre el cemento carbonático de las sedimentitas cretácicas y la costra calcárea que se encuentra por encima de éstas, pudiendo ser el proceso de cementación coetáneo, o parcialmente coetáneo. Por lo tanto, el comienzo de la cementación carbonática podría corresponder al Paleoceno y haberse extendido durante el Neógeno. Existen dos modelos de formación de calcretes pedogenéticos, propuestos por Goudie (1983), 1) *per descensum*, donde el carbonato puede ser lixiviado y precipitado en los horizontes inferiores del suelo; y 2) *per ascensum*, donde el agua en el suelo se mueve hacia abajo hasta cierta profundidad y regresan hacia la superficie del suelo por acción capilar con carbonato disuelto que se deposita como resultado de la evaporación. El suministro de carbonato para la cementación, en las exposiciones cretácicas de la Localidad B, estaría vinculado principalmente a procesos pedogenéticos, donde el agua descendente se enriquece en carbonato y precipita en secciones inferiores del suelo.

4) La cementación silíceo presente en la mayoría de las secciones delgadas, en forma subordinada, está representada por chert microcristalino, mosaico grueso y fibras elongadas (calcedonia). Dadas las características observadas, se sugiere la eogénesis como la etapa más probable para esta cementación. Los clastos de cuarzo y de aluminosilicatos – tales como feldespatos-, del depósito sedimentario podrían haber constituido la fuente de aprovisionamiento de la sílice, lo cual permite inferir que gran parte de la sílice observada es autóctona. Los procesos de alteración y disolución, habrían generado numerosos clastos de cuarzos con márgenes corroídos, debido probablemente a la cementación carbonática ya la variabilidad en el pH ambiental. La sílice es relativamente estable bajo un pH débilmente ácido o neutro, pero su solubilidad aumenta rápidamente por encima de pH 9 (Fig. 43a) (Dove y Rimstidt, 1994; Nash y Stewart Ulllyott, 2007). Tales niveles de pH son frecuentes en climas áridos y semiáridos, donde pueden producirse condiciones alcalinas como resultado de la evaporación (Chadwick et al., 1989). No obstante, el aumento en las concentraciones de sílice en los suelos puede producirse también a pH muy bajo (Fig. 43b),

debido, principalmente, a la descomposición de aluminosilicatos (arcilla) en condiciones cada vez más ácidas (Beckwith y Reeve, 1964).

Zárate *et al.* (1998) mencionan procesos de silicificación en la Brecha Cerro Colorado (Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires), de edad debatible (Triásico-Cretácico a Mioceno tardío), con impregnaciones de sesquióxidos, en un ambiente de suelos ferruginosos y en condiciones de pH elevado. Según Wopfner (1978), la generación de silcretos con cantidades considerables de Fe_2O_3 , es posible en un ambiente oxidante, a partir de depósitos cercanos a la superficie que permitan el acceso libre de O_2 y la subsecuente retención de Fe_3O_2 . Así, la silicificación puede producirse en condiciones de pH elevado a través de soluciones percolantes en sentido descendente y en sectores muy próximos a la superficie (Zárate *et al.*, 1998). Esta interpretación podría quizás explicar la génesis de la cementación sílicea observada en las psefitas de la Fm. Colorado. Los procesos de silicificación habrían ocurrido en superficie junto con procesos pedogenéticos, en condiciones de pH elevado, resultando en un suelo ferruginoso silicificado, lo cual explicaría el enrojecimiento de los depósitos (Langford *et al.*, 1978).

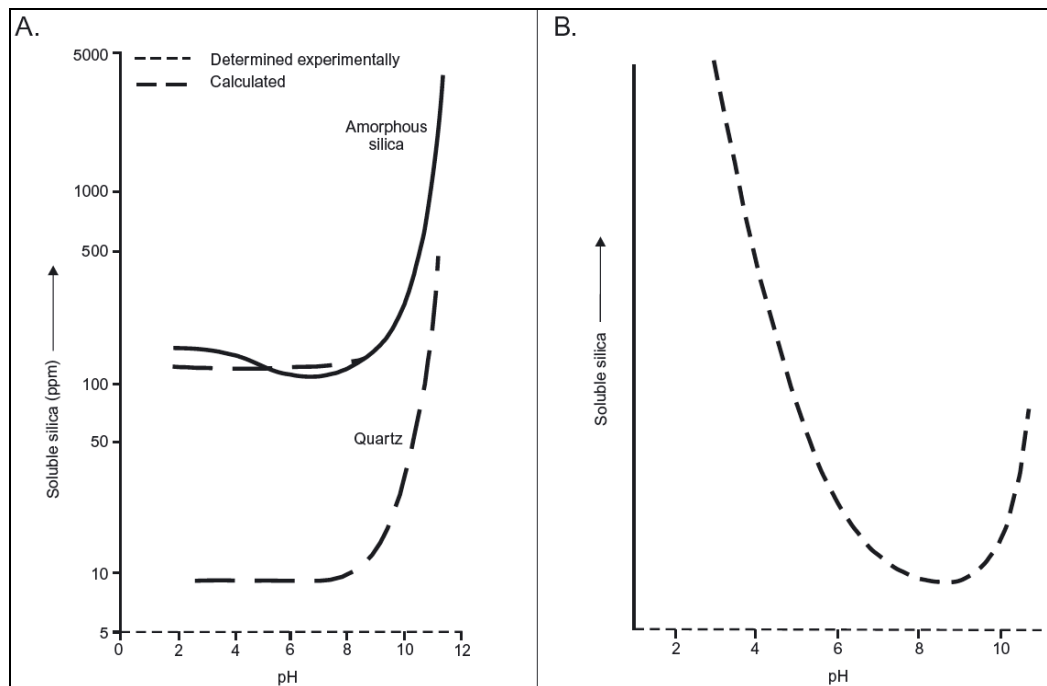


Figura 43 Solubilidad de la sílice. (a) Variaciones en la solubilidad de la sílice con el pH (según Dove y Rimstidt, 1994). (b) Concentración alta de sílice en suelos, en condiciones de pH muy bajo (después de Beckwith y Reeve, 1964). Imagen tomada de Nash y Stewart Ulllyott, (2007).

Por otro lado, podría existir una relación entre los procesos de silicificación-carbonatación presentes en las sedimentitas cretácicas y la silicificación que posee la costra calcárea que se encuentra por encima de éstas, considerándose coetáneos. La sílice es muy poco soluble por debajo de pH 9, pero la calcita es muy soluble en condiciones ácidas, por lo tanto, las variaciones de pH pueden causar simultáneamente la solución de una fase y la precipitación de la otra (Fig. 44), siendo el intervalo crítico de pH en el cual se produce la precipitación de sílice-calcita de 7 a 9 (Scasso y Limarino, 1997). En condiciones de pH básico, se ve favorecida la precipitación de calcita y la solubilización de sílice, de modo que aumenta la concentración de esta última en los poros del sedimento, y con la disminución del pH, la sílice será probablemente la primera en precipitar (Tófalo y Pazos, 2002). Es probable que, para las sedimentitas cretácicas, hayan existido condiciones de pH débilmente básicas, donde fue posible la precipitación de calcita y sílice. Entonces es posible proponer una edad de formación similar para ambos procesos (silicificación-carbonatación), comenzando luego de la depositación de las sedimentitas cretácicas.

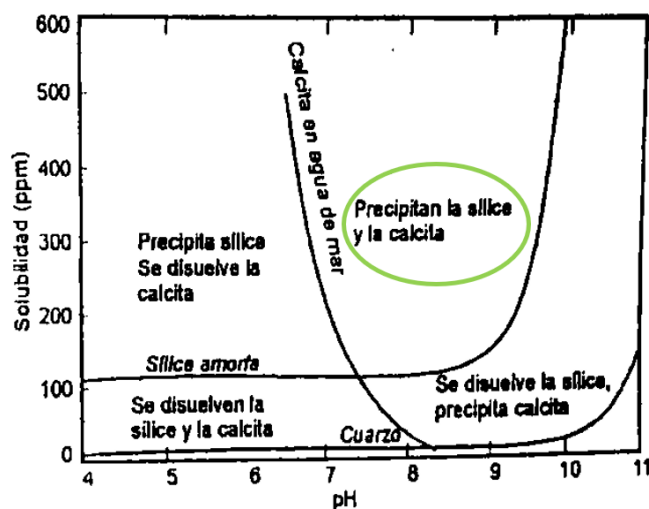


Figura 44. Relación entre el pH y la solubilidad de calcita, cuarzo y sílice amorfa en condiciones superficiales. A partir de las correspondientes curvas pueden definirse cuatro campos principales que definen la precipitación o disolución de las distintas fases minerales. Tomado de Scasso y Limarino (1997).

En síntesis, considerando la recurrencia y grado de intensidad de los distintos cementos observados, el orden relativo de generación/ocurrencia (Fig. 45) de cada uno de ellos sería: 1) iluviación de arcillas y óxidos de hierro, 2) precipitación de carbonato y 3) precipitación de las diferentes formas de sílice. La sílice y la precipitación de carbonato podrían haber ocurrido también en forma coetánea, como se mencionó anteriormente. Los procesos han actuado en todas las muestras analizadas, pero no con la misma intensidad.

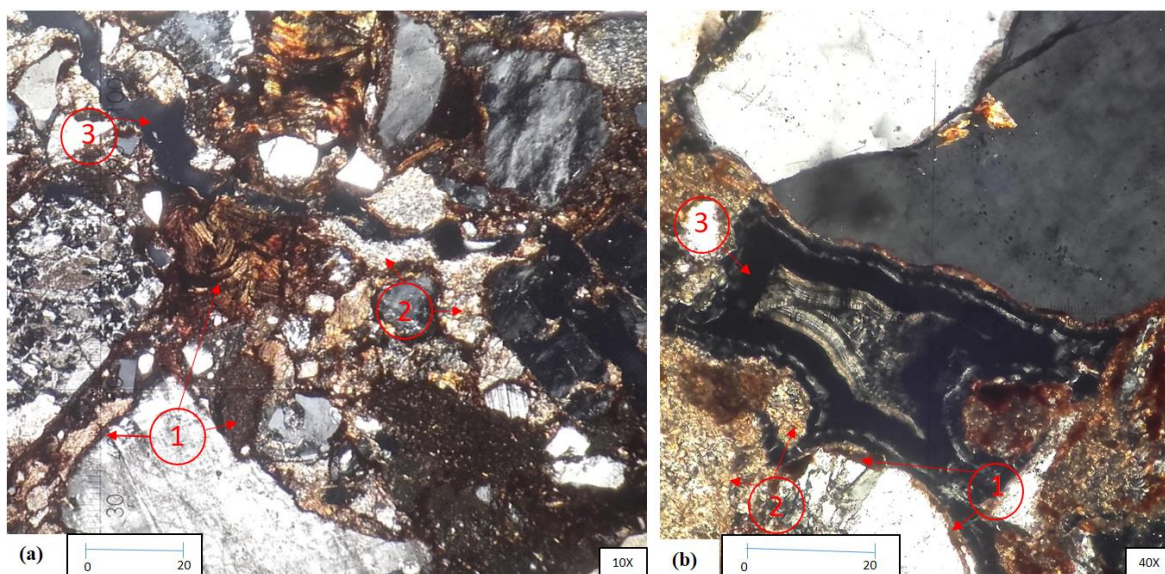


Figura 41. Orden relativo de la ocurrencia de los diferentes tipos de cementos. 1) Arcilla iluvial. 2) Cementación carbonática. 3) Cementación silíceo. (10= 0.095mm, 10x; 10=0.025mm, 40x)

La disminución de la porosidad se debe principalmente a la compactación mecánica y a los diferentes tipos de cementación. Por otro lado, la corrosión y disolución inicial de los granos dieron origen a engolfamientos en los bordes de los clastos, principalmente de cuarzo, generando porosidad secundaria en las muestras. Los variables grados de alteración arcillosa, en particular en los clastos de feldespato (sericitizados), pueden ser producto de la diagénesis temprana, o bien heredados en los clastos que forman las psefitas. Se deduce que los diferentes procesos diagenéticos inferidos ocurrieron principalmente durante los primeros estadios diagenéticos (Scasso y Limarino, 1997), ya que predominaron las reacciones desarrolladas bajo condiciones eodiagenéticas. De acuerdo con Gómez Peral *et al.* (2011) los procesos involucrados en la eodiagénesis están estrechamente vinculados a la

composición original de las sedimentitas y a las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas imperantes luego de su depositación.

6.2 INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS

El período Cretácico se considera más cálido que el presente, con aguas oceánicas cálidas, temperaturas oceánicas superficiales tropicales similares o ligeramente más cálidas, polos calientes, temperatura superficial promedio global de 6-12 °C más alta que el valor actual, e inusual abundancia de carbón, evaporitas, bauxitas, lutitas negras y otros tipos de rocas (Gröcke *et al.*, 2003 y Barron, 1989). A partir de estudios micromorfológicos de calcretes, limolitas palustres y silcretes de Uruguay, Tófaló y Morrás (2009) y Tófaló y Pazos (2010) sugieren que durante el Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano) dominó un clima muy cálido y húmedo. Para las sedimentitas silicoclásticas de la Fm. Mercedes, Uruguay (Cretácico Superior), Tófaló *et al.* (2011) sugieren que el predominio de granos estables sobre metaestables e inestables indica depositación en clima cálido y húmedo. Es posible establecer condiciones climáticas similares para las sedimentitas cretácicas de la Fm Colorado, aunque en algunas muestras analizadas el aumento de clastos metaestables alterados sugiere mayor proximidad al área fuente. Casadío *et al.* (2002) sugieren que la gran porosidad presente en las cáscaras de huevos fósiles analizadas (*Faveoololithidae*) es un indicador del predominio de un ambiente muy húmedo en el área de nidada donde se producía la incubación.

El proceso pedogenético que afectó a las sedimentitas cretácicas indicarían un ambiente con una marcada estacionalidad. Zárate *et al.* (1998) infieren condiciones templadas (20°C) con estaciones secas y húmedas durante la pedogénesis de la Brecha Cerro Colorado (Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires), condiciones climáticas similares para el área de las sedimentitas analizadas permitirían explicar el enrojecimiento del depósito analizado. Se considera que las arcillas de origen iluvial revelan alternancias de estaciones húmedas y secas (Tófaló y Morrás 2009); por lo tanto, es posible considerar que las exposiciones cretácicas analizadas estuvieron sometidas a una fase hidromórfica seguida de otra de desecación intensa.

La silicificación que afectó las muestras constituye un importante indicador paleoclimático y cronológico. Zárata *et al.* (1998) sugieren que los procesos de silicificación que afectaron la Brecha Cerro Colorado fueron muy lentos. Éstos han sido interpretados como indicadores de un prolongado período con condiciones ambientales estables, que precedió a la fase erosiva del Mioceno y que podrían haberse extendido durante gran parte del Terciario temprano y medio, relacionado con condiciones climáticas templadas y con variaciones estacionales de la humedad. Es posible establecer condiciones climáticas similares para los afloramientos analizados, y considerar una estabilidad climática, geomorfológica y geológica por un prolongado intervalo que hizo factible la cementación silíceo del depósito.

Se han mencionado procesos de silicificación en Uruguay, interpretados como transformación de calcretes en silcretes durante el Cretácico (Tófaló y Pazos, 2002) en períodos de aridez o semiaridez caracterizados por altos niveles de evaporación y condiciones de pH débilmente básico. También se han registrado silcretes en Sudáfrica (Wopfner, 1978), correspondientes a depósitos silicificados del Cenozoico temprano asociados con el ciclo Africano de erosión, y formados en un período de aridez / semiaridez del Paleoceno, luego de un prolongado intervalo de condiciones húmedas y cálidas. Además, se han mencionado duripanes silíceos en Australia (Smale, 1978). La formación de silcretes y duripanes desarrollados a partir de meteorización de materiales ricos en silicatos ferromagnesianos y feldespatos, se ha vinculado a climas estacionales con alternancias de períodos secos y húmedos bajo condiciones de alcalinidad (Summerfield, 1983). Hutton *et al.* (1978) indican que en general los silcretes son el resultado de actividad pedogenética prolongada bajo condiciones ambientales estables. Si bien, los depósitos cretácicos aquí estudiados no corresponden a silcretes, es posible asimilar las implicancias ambientales inferidas para su formación, y referirlas a los procesos de silicificación registrados en las psefitas de la Fm. Colorado, estableciendo condiciones ambientales cálidas, húmedas y alcalinas.

Como caso ilustrativo, vale mencionar la secuencia condensada miocena de la Fm. Los Llanos (La Rioja), donde la ausencia de drusas y cementación con ópalo, así como la gran extensión areal de los depósitos y el registro de procesos de silicificación solo en ciertos intervalos sedimentarios, permiten tentativamente descartar una génesis hidrotermal

y favorece la hipótesis de un origen vinculado con cambios paleoclimáticos (Ezpeleta *et al.*, 2006). Asimismo, podría establecerse que los depósitos cretácicos estudiados afectados por los procesos de silicificación indicarían un origen vinculado con cambios paleoclimáticos.

Los calcretes se forman bajo un clima predominantemente semiárido y estacional, con elevada evaporación y evapotranspiración (Goudie, 1983). La existencia de potentes costras calcáreas en el tope de las sedimentitas cretácicas analizadas indica que en la región hubo períodos con reducido aporte clástico, vinculados con estabilidad tectónica y un clima semiárido (Etcheverría y Folguera, 2014).

6.3 PROCEDENCIA

Los estudios de la composición litológica son una herramienta que contribuyen con la delimitación de las áreas fuentes de los sedimentos y al análisis de la dinámica y la evolución del relleno sedimentario (por ejemplo: Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson y Valloni, 1980).

Así, en los diagramas QmFLt (Fig. 46a) y QtFLi (Fig. 46b) se plotearon los valores porcentuales composicional (Cuadro 6), observándose que la mayor parte de las muestras analizadas se ubican en el campo de *orógeno reciclado*, que incluye aquellas áreas de procedencia en donde rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado han sido deformadas y ascendidas conformando cadenas orogénicas (Scasso y Limarino, 1997). Las pséfitas se encuentran en el campo de reciclado lítico, mientras que las areniscas plotean en el de reciclado transicional. Ambas rocas sedimentarias, están caracterizadas por contenidos elevados de líticos, proporciones variables de cuarzo total y en menor medida de feldespatos. Los fragmentos líticos son en su mayoría plutónicos y sedimentarios, en menor proporción hay metamórficos (<10%). Los clastos, vistos en sección delgada, muestran dominancia de formas subangulosas, lo que indica inmadurez textural en los sedimentos y, por lo tanto, aporte desde fuentes relativamente proximales.

Muestras	Qt:F:Li			Qm:F:Lt		
	Cuarzo total	Feldespatos	Líticos	Cuarzo mono.	Feldespatos	Líticos totales
Loc B8	45%	10%	45%	30.5%	10%	59.5%
Loc B6 A	67%	7.5%	25.5%	46.3%	7.5%	46.2%
Loc B6 C	30.3%	4%	65.7%	23%	4%	73%
Loc B5	25.7%	3.8%	70.5%	16.2%	3.8%	80%
5073 C	26.7%	13.3%	60%	16.8%	13.3%	69.9%

Cuadro 6. Valores porcentuales de Qt: F: Li y de Qm: F: Lt en psamitas (Loc B8 y Loc B6 A) y en psefitas (Loc B6 C, Loc B5 y 5073C). Cuarzo Total=Qm+Qp. Líticos=Ls+Lp+Lm. Líticos totales=Líticos+Qp.

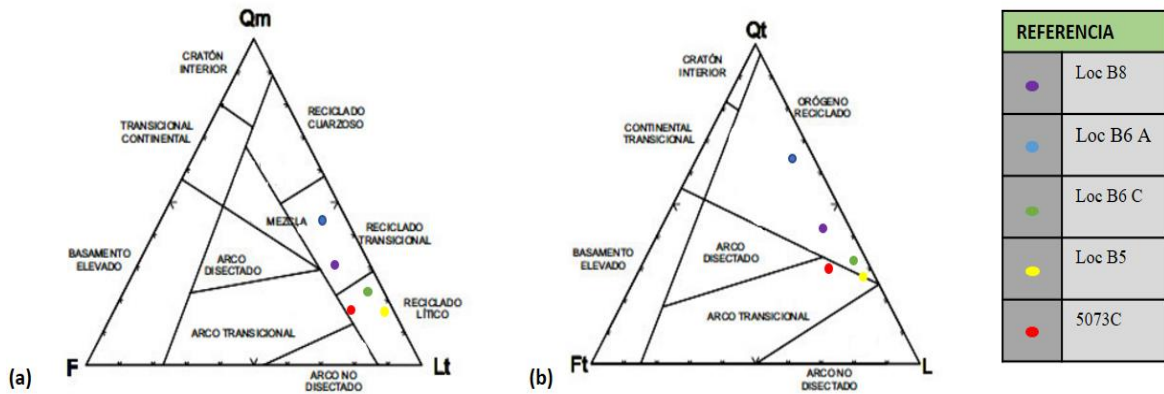


Figura 46. Marco tectónico del área de procedencia (Dickinson et al., 1983). (a) Diagrama Qm-F-Lt. (b) Diagrama Qt-Ft-L.

A partir del análisis de los porcentajes de líticos sedimentarios, plutónicos y metamórficos en las muestras de la Localidad B (Cuadro 5), se infiere que el principal aporte (líticos plutónicos y proporciones menores de líticos metamórficos, tales como granitos, cuarzo policristalino, filitas, esquistos y cuarcitas) procede del basamento ígneo-metamórfico del BCH (Fig. 47).

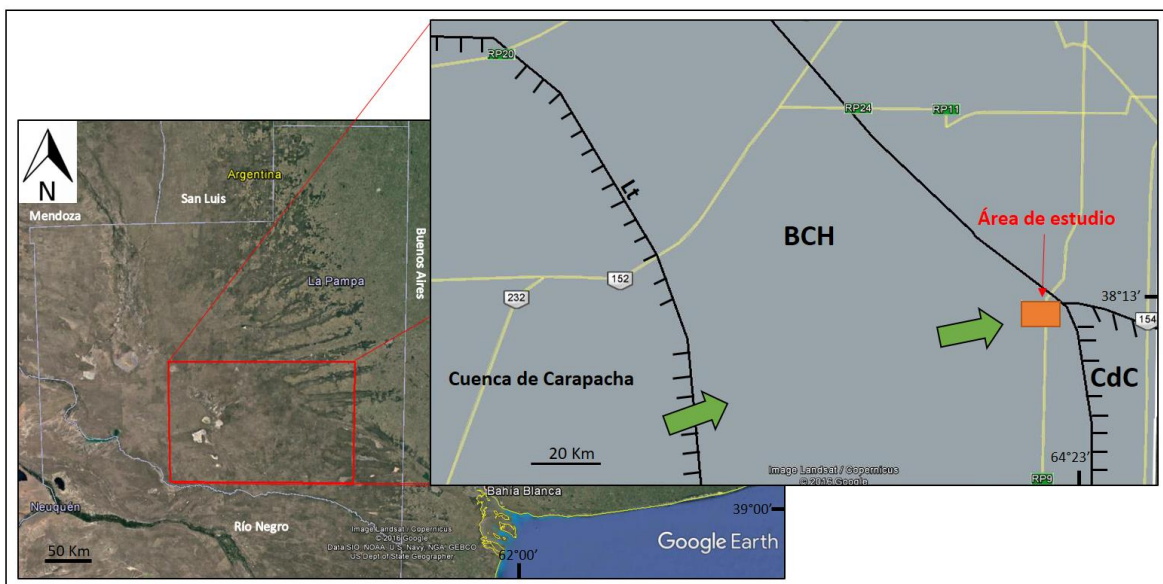


Figura 47. Imagen satelital (tomada de Google Earth) de la provincia de La Pampa y modelo de áreas de aporte para la Fm. Colorado, en función de los resultados de composición modal (BCH: Bloque de Chadileuvú inferido, Lt: Límite propuesto por Melchor (1995)).

Por otro lado, los afloramientos de la Fm. Carapacha, perteneciente a la cuenca pérmica inferior desde la latitud de la Sierra Carapacha Chica ($37^{\circ} 31' S$; $66^{\circ} 14' O$) hasta ~ 30 km al norte del Río Colorado ($38^{\circ} 34' S$; $65^{\circ} 33' O$), están constituidos por areniscas (80%), escasas pelitas y rocas conglomerádicas. La mayor parte de las areniscas son arcósicas, ricas en plagioclasa, y en menor proporción waques arcósicas, subarcosas y areniscas líticas (Melchor, 1995). Las muestras analizadas poseen un 31% de líticos sedimentarios, entre ellos pelitas y areniscas cuarzosas. De acuerdo con la composición y la extensión de la Cuenca de Carapacha, se deduce que la gran proporción de litoclastos de pelitas observada procederían de la Fm. Carapacha (Fig. 26). Por otro lado, la ocurrencia de *cuarzoarenita* (muestra Loc B7) y *sublitoarenitas* (muestra Loc B6 B) podría vincularse a litologías aún no descriptas en el BCH.

6.4 INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

La facies *Gm* (ortoconglomerados polimícticos macizos) matriz soportado, con clastos subangulosos, mal seleccionado, con tamaños que alcanzan los 50 cm e

internamente desorganizados, indicaría depositación mediante un proceso primario gravitacional asociados a episodios masivos y flujos acuosos densos, generado por colapso de coluvio sobre el basamento cristalino del BCH. Estas condiciones implican la ocurrencia de un proceso de depositación rápido, en forma de manto de crecida (Ferrán Colombo, 2010). El material se habría transportado como carga de lecho, aunque podría haber existido transporte por suspensión gradada.

La facies *Sm* (areniscas macizas de grano grueso, dispuestas como delgados bancos lenticulares) transportadas por corriente acuosas, sugeriría la dominancia de corrientes tractivas.

La asociación de facies (*Gm* y *Sm*) con un espesor máximo expuesto de ~10 metros, señalaría condiciones de sedimentación rápidas con variaciones marcadas en la descarga (Ferrán Colombo, 2010).

Las características observadas de las sedimentitas de la Localidad B, permiten proponer dos posibles interpretaciones alternativas del paleoambiente sobre la base de los modelos propuestos por Ferrán Colombo (2010)

- 1- De acuerdo con el tamaño (guija a bloque), la forma (discoidales -64.3%-, elipsoidales -21.4%-y cilíndricas -14.3%-) y la redondez (subredondeados a subangulares) de los clastos, podría corresponder a un ambiente de abanico aluvial proximal medio, no encauzado (Fig. 44) de baja eficacia de transporte, extensión areal reducida y que no muestra una buena gradación ni granulometrías bien desarrolladas, relacionado con flujos masivos.

El tamaño máximo de los clastos puede considerarse como una medida para la ubicación en la sección del abanico aluvial. (Ferrán Colombo (2010). Por lo tanto, la existencia, en gran medida, de clastos mayores a 50 cm, indicaría un abanico proximal - medio.

El retroceso por erosión del BCH que ha condicionado la existencia del abanico aluvial, puede realizarse de tal manera que dé lugar a la formación de una penillanura inclinada (*pediment*) que a su vez pueda quedar recubierta por materiales aluviales (Denny, 1967 en Ferrán Colombo, 2010), en forma de abanicos aislados (Ferrán Colombo, 2010) depositados sobre el basamento cristalino del

BCH. Este tipo de abanico aluvial posee clastos con granulometría de hasta bloques, subangulosos en la zona de la cabecera.

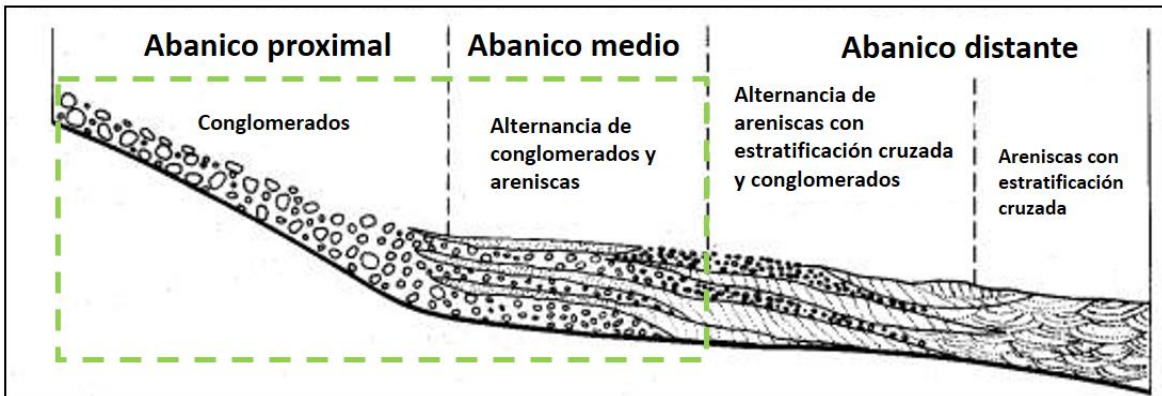


Figura 44. Perfil ilustrativo de un abanico aluvial. Ubicación en la sección del abanico de las sedimentitas cretácicas (Líneas de punto verde). Modificado de McGowen y Groat, 1971 en Ferrán Colombo (2010).

- 2- La existencia de flujos masivos con alternancias de corrientes tractivas puede dar lugar a un pequeño cuerpo lobulado, debido a procesos de flujo turbulento. (Ferrán Colombo, 2010). Según este autor, éstos pueden formarse próximos al área fuente como flujos aislados desarrollados sobre taludes, dando lugar a depósitos pequeños, con clastos de gran tamaño ubicados en el frente del lóbulo (Fig. 49).

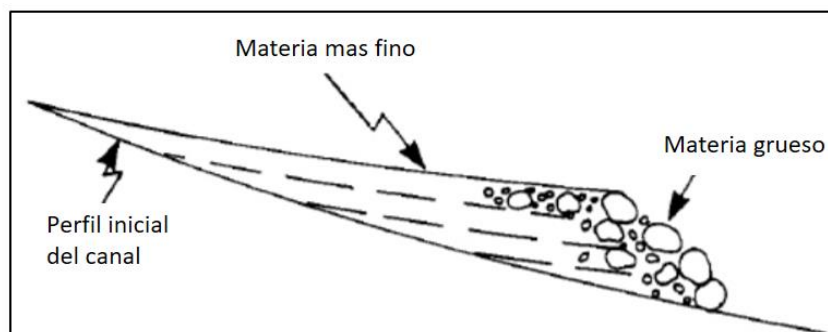


Figura 49. Bosquejo esquemático de un lóbulo. Imagen tomada de Ferrán Colombo, 2010.

De los dos modelos planteados por Ferrán Colombo (2010) los resultados obtenidos en este trabajo (rasgos sedimentológicos y geológico-geomorfológicos) permiten proponer como más probable un ambiente de abanico aluvial proximal medio, en lugar de un abanico

aluvial medio distal (hipótesis planteada). Según este modelo los depósitos se habrían acumulado sobre un pedimento (superficie de erosión y transporte). Esta última correspondería a la superficie de planación citada por Zárate y Folguera (2014).

La interpretación ambiental propuesta por Casadío *et al.* (2000) (abanico aluvial medio distal) obtenida a partir aspectos sedimentológicos, se diferencia de la mencionada anteriormente por presentar: una facies *Gm* con clastos con granulometría menor (guija a guijarro) y con un arreglo interno granocreciente, llegando a ser clasto soportado en el último tramo del perfil, y una facies *SGm* (arena media a conglomerádica). Estos autores interpretan que la depositación de la facies *Gm* estuvo dominada por un proceso primario fluido-gravitacional generado por colapso de coluvio en la cuenca alimentadora, como resultado de corrientes rápidas de alta energía, del tipo manto de crecida. Por lo tanto, este tipo de proceso habría generado materiales conglomerádicos con gradación granulométrica positiva y presencia en el interior de bancos de areniscas con estratificación (Ferrán Colombo, 2010). Sin embargo, estas características no se observaron en los afloramientos de la localidad B.

6. CONCLUSIONES

El estudio petrológico - sedimentológico de las sedimentitas de la Formación Colorado, efectuado en un contexto geológico-geomorfológico, permitió proponer nuevas interpretaciones e interrogantes sobre la geología del área.

- Desde el punto de vista estratigráfico, los resultados obtenidos no permitieron corroborar el esquema de correlación entre los afloramientos de las localidades A y B propuesto por Casadío *et al.* (2000). Al mismo tiempo, la información obtenida sugiere la existencia de sedimentitas portadoras de restos de huevos de dinosaurio en localizaciones no reportadas. Además, se propuso un esquema de correlación estratigráfica entre las localidades B y C que no se había establecido anteriormente.

- La presencia de asomos graníticos del basamento inmediatamente hacia el norte y SE del área de estudio, sugieren que las sedimentitas cretácicas se apoyan sobre las mismas. Así, según lo proponen Zárate y Folguera (2014), el contexto geológico -geomorfológico de los afloramientos indicaría que se localizan en el ámbito del BCH y no en la cuenca del Colorado. Las sedimentitas cretácicas de la localidad B se ubicarían en una superficie elaborada sobre el basamento cristalino del bloque disectada por la red de drenaje y muy próxima al área de procedencia del material sedimentario.

- En las sedimentitas de la localidad B, los rasgos diagenéticos (compactación mecánica inicial, cementación, disolución, alteración y recristalización) identificados sugieren que los procesos acontecieron en condiciones superficiales, es decir en una etapa eodiagenética temprana. El grado de intensidad relativamente bajo con el cual actuaron estos procesos, es un indicio de que el depósito permaneció siempre en superficie. Los procesos diagenéticos habrían comenzado poco después de su depositación, extendiéndose durante gran parte del Cenozoico. Evidencias micromorfológicas sugieren que luego de la acumulación de las sedimentitas de la Fm. Colorado, se produjo un proceso de cementación en un contexto pedológico, con una marcada estacionalidad, que permitió la diagénesis temprana.

- Entre otros aspectos, futuros estudios en el área deberían profundizar el análisis de los afloramientos de las localidades A y C, así como la exploración geológica del sector ubicado inmediatamente al sur del área analizada en este trabajo.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aizpitarte Carrera, M., Berón, M. y Blasi, A., 2014. The study of siliceous outcrops of Meseta del Fresco, La Pampa, Argentina. En: Cuetto, M., Skarbun, F. y Frank, A. (Eds.). From the sources: procurement of mineral resources and archaeological problems, XVIII Congress of Archaeology, Argentina. 71 p.
- Beckwith, R.S. y Reeve, R., 1964. Studies on soluble silica in soils. II. The release of monosilicic acid from soils. Australian Journal of Soil Research. 2: 33-45.
- Barron, E. J., 1989. Studies of Cretaceous Climate. En: Berger, A., Dickinson, R. y Kidson, J. Understanding Climate Change, American Geophysical Union, Washington, D. C., 10: 52 p
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. y Tursina, T., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications. 152 p.
- Calmels, A. P., 1996. Bosquejo Geomorfológico de la Provincia de La Pampa. Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, 110 pp.
- Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G., 2000. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55: 129-133.
- Casadío, S., Manera, T., Parras, A. y Montalvo, C., 2002. Huevos de dinosaurios (Faveololithidae) del Cretácico Superior de la cuenca del Colorado, provincia de La Pampa. Ameghiniana 39: 285-293.
- Chadwick, O.A., Hendricks, D.M. y Nettleton, W.D., 1989. Silicification of Holocene soils in Northern Monitor Valley, Nevada. Soil Science Society of America Journal 53:158-164.

- De Elorriaga, E., Kostadinoff, J. y Raniolo, L., 2013. Caracterización Geofísica de la Cuenca de Quehué, provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (2): 163-172.
- Di Liscia, P., Zárate, M. y Mehl, A., 2015. Caracterización general de la red de drenaje del Macizo de Chadileuvú, provincia de La Pampa. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Libro de resúmenes, pp. 209-210.
- Dickinson, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of gray wacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695- 707.
- Dickinson, W. R. y Valloni, R., 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology* 8: 82-86.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dickinson, W. R. y Suczek C., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dove, P.M. y Rimstidt, J.D., 1994. Silica-water interactions. En: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. y Gibbs, G.V. (Eds.). *Silica: Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications. Reviews in Mineralogy* 29. Washington: Mineralogical Society of America, pp. 259-308.
- Etcheverría, M. y Folguera, A., 2014. Los calcretes del sudeste de la provincia de La Pampa: caracterización y origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 92-9.
- Espejo, P. y Silva Nieto, D., 1996. Hoja Geológica 3966-11, Puelches, provincias de La Pampa y Río Negro. Subsecretaría de Minería de La Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 216, 35 p.

- Ezpeleta, M., Davila, F.M. y Astini, R.A., 2006. Estratigrafía y paleoambiente de la Formación Los Llanos (La Rioja): una secuencia condensada miocena en el antepaís fragmentado andino central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 61 (2): 171-186.
- Ferrán Colombo, 2010. Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. 85-130.
- Folguera, A. 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. (inédito). 190p.
- Folguera, A., Etcheverría, M., Zárate, M. A., Miranda, F., Faroux, A. J. y Getino, P. R., 2015. Hoja Geológica 3963-I, Río Colorado. Provincias de La Pampa, Buenos Aires y Río Negro. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 410, 69p.
- Folguera, A. y Zárate, M., 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.
- Folguera, A. y Zárate, M. 2011, Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30'S and 41°S and its relation to the Andes evolution, in Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*: Salta, SCS Publisher. 123-134.
- Folk, R. L., Andrews, P. B. y Lewis, D. W., 1970. Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 8: 135-158.

- Gelós, E. M., Schillizzi, R. A. y Spagnuolo, J. O., 1992. El Cenozoico de la costa norte del Golfo San Matías, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2): 135-140.
- Gómez Peral, L., Raigemborn, M. y Poiré, D., 2011. Petrología y evolución diagenética de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*. 18 (1): 3-41.
- Goudie, A.S., 1983. Calcrete. En Goudie, A.S. y Pye, K. (Eds.) *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, pp.93-131.
- Gröcke, D., Price, G., Ruffell, A., Mutterlose, J. y Baraboshkin, E., 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202. 97-118.
- Hutton, J. T., Twidale, C.R. y Milnes, A.R., 1978. Characteristics and origin of some Australian silcretes. En: T. Langford-Smith (Eds.). *Silcrete in Australia*: 19-40.
- Juan, R. del C., De Jager, J., Russel, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 7: 117-133.
- Kostadinoff, J., Llambías, E., Raniolo, A. y Álvarez, G., 2001. Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 481- 493.
- Langford Smith, T. y Watts, S., 1978. The significance of coexisting siliceous and ferruginous weathering products at selected Australian localities. En T. Langford-Smith (Eds.). *Silcrete in Australia*: 93-142.
- Limarino, C., Gutiérrez, P.R., López Gamundí, O.R., Fauqué, L. y Lech, R.R., 1996. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. En: Archangelsky, S. (Ed.). *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* Academia Nacional de Ciencias: 141-154.

- Linares, E., Llambías, E. y Latorre, C., 1980. Geología de la provincia de la pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(1):87-146.
- Llambías, E. J., 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa, Informe inédito, 38 p.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia extraandina. 1. La sedimentación en la Patagonia extraandina. En: R. Caminos (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(18): 557-578.
- Malumián, N., 1970. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires (Argentina). Ameghiniana, 7(2): 173-204.
- Malumián, N., Nañez, C. y Jannou, G., 1998a. La Formación Elvira en su localidad tipo. Cuenca del Colorado. Foraminíferos y edad. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 114-119.
- Mehl, A. y Zárate, M., 2016. Duricostras del sector este del Macizo de Chadileuvú, sur de La Pampa; significado estratigráfico y sedimentológico. XV Asociación Argentina de Sedimentología. Resúmenes.
- Melchor, R., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro- oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. 272 p.
- Miall, A., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. (Ed.). Fluvial Sedimentology. Memoir Canadian Society Petroleum Geologists, 5: 597-604.
- Munsell Color X-rite, 2009. Munsell Rock Color Chart. Grand Rapids, MI, USA.
- Nash D. J. y Stewart Ulllyott J., 2007. Silcretes. En: Nash, D. J y McLaren, S. J. (Eds.), Geochemical Sediments and Landscapes, pp. 95 – 143.

- Pettijhon, F. J., 1949. Sedimentary rocks. Primera edición, Harper Bros. New York, 526 p.
- Pettijhon, F. J., 1957. Sedimentary rocks. Segunda edición, Harper Bros. New York, 718 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R., 1987. Sand and sandstone (2da. ed.). Springer-Verlag, 553 p.
- Powers, M., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23:117-119.
- Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (3): 41-96.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambias, E.J. y Sato, K., 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 587-610
- Scasso, R. A. y Limarino, C.O., 1997. *Petrología y Diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial N° 1, 258p.
- Schencman, L., Colombi, C., Santi Malnis, P. y Limarino, C., 2015. Diagénesis y procedencia de la Formación Los Colorados (Noriano), cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, Noroeste de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 72 (2): 219-234.
- Smale, D., 1978. Silcretes and Associated Silica Diagenesis in Southern Africa and Australia. En T. Langford-Smith (Eds.). *Silcrete in Australia*: 261-279.
- Summerfield, M. A., 1983. En Goudie, A.S. y Pye, K. (eds.). *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, pp. 59 – 91.
- Tauber, A., 2007. Primer yacimiento de huevos de dinosaurios (Cretácico Superior) de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*. 44 (1): 11-28.

- Taylor, J.M., 1950. Pore space reduction in sandstones. American Association of Petroleum Geologists, Boletín 34: 710-716
- Tickyj, H., Dimieri, L., Llambías, E., y Sato, A., 1997. Cerro de Los Viejos (38° 28' S- 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (3): 311-321.
- Tófalo, O. y Morrás, H., 2009. Evidencias paleoclimáticas en duricostras, paleosuelos y sedimentitas silicoclásticas, del Cenozoico de Uruguay. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 65(4):674-686.
- Tófalo, O. y Pazos, P., 2002. Caracterización de calcretes de la Formación Puerto Yeruá (Cretácico), en base a su micromorfología (Entre Ríos, Argentina). Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 9(2):127-134.
- Tófalo, O. y Pazos, P., 2010. Paleoclimatic implication (Late Cretaceous-Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences, 29: 665-675.
- Tófalo, O., Pazos, P y Sánchez Bettucci, L., 2011. Estudio composicional de sedimentitas silicoclásticas y paleosuelos de la Formación Mercedes (Cretácico Superior), Uruguay. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 615 – 626.
- Visconti, G., 2006. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. 208 p.
- Visconti, G., De Elorriaga, E. y Parra, A., 2003. Sedimentitas marinas de la Formación Barranca Final (Mioceno medio-superior de la cuenca del Colorado), aflorantes en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(2):187-193.
- Visconti, G., Melchor, R., Montalvo, C., Umazano, A., y De Elorriaga, E., 2010. Análisis litoestratigráfico de la Formación Cerro Azul (mioceno superior) en la provincia de la pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67 (2): 257-265.

- Wentworth, C., 1922. Scale of grade and class terms for clastic sediments. *Geology* 30: 377-392.
- Wopfner, H. 1978. Silcretes of northern South Australia and adjacent regions. En: T. Langford-Smith (Ed.) *Silcrete in Australia*: 93-141.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino: 139-168.
- Yrigoyen, M., 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En: Caminos (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (21): 645-649.
- Zambrano, J. J., 1972. Cuenca del Colorado. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p: 419-437.
- Zárate, M. y Folguera, A., 2014. Superficies de planación del centro-oeste de Argentina, XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Resúmenes.
- Zárate, M. A., Rabassa, J., Mud, R. y Partridge, T., 1998. La silicificación de la Brecha Cerro Colorado: clasificación, génesis e implicancias ambientales. En Osterrieth, M., López de Arentia, A. y Tomás, M.(Eds.). *Actas de las Quintas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 165-172.
- Zingg, T., 1935. Beitrag zur Schotter analyse, *Schweizer Miner. Petrog. Mitt.* 15: 39-140.

ANEXOS

Anexo I. Dimensiones y formas de los clastos sueltos de las localidades A y B.

Tabla 1. Ejes máximos (A), intermedios (B) y mínimos (C), y forma de los clastos de la Localidad A.

N°	Eje A (mm)	Eje B (mm)	Eje C (mm)	Tamaño (mm)	Escala phi	Nombre	B/A	C/B	Forma
1	50	30	20	33.3	-2/-6	Guija	0.6	0.7	Cilíndrico
2	40	25	10	25	-2/-6	Guija	0.62	0.4	Elipsoidal
3	35	30	16	27	-2/-6	Guija	0.83	0.5	Discoidal
4	34	26	17	25.7	-2/-6	Guija	0.76	0.65	Discoidal
5	29	25	15	23	-2/-6	Guija	0.86	0.6	Discoidal
6	55	37	28	12	-2/-6	Guija	0.67	0.76	Cilíndrico
7	36	25	15	25.3	-2/-6	Guija	0.69	0.6	Discoidal
8	27	16	14	19	-2/-6	Guija	0.6	0.87	Cilíndrico
9	39	26	11	25.3	-2/-6	Guija	0.67	0.4	Elipsoidal
10	35	28	18	27	-2/-6	Guija	0.8	0.6	Discoidal
11	38	24	13	25	-2/-6	Guija	0.63	0.54	Elipsoidal
12	44	30	13	29	-2/-6	Guija	0.68	0.43	Discoidal
13	37	24	19	26.7	-2/-6	Guija	0.65	0.79	Cilíndrico
14	26	20	16	21	-2/-6	Guija	0.77	0.8	Esférico
15	39	34	9	27	-2/-6	Guija	0.87	0.26	Discoidal
16	41	29	10	27	-2/-6	Guija	0.71	0.34	Discoidal
17	34	21	14	23	-2/-6	Guija	0.62	0.67	Elipsoidal
18	19	11	8	12.7	-2/-6	Guija	0.58	0.73	Cilíndrico
19	24	19	6	16	-2/-6	Guija	0.79	0.3	Discoidal
20	29	19	18	22	-2/-6	Guija	0.65	0.95	Cilíndrico
21	13	12	1	11.7	-2/-6	Guija	0.92	0.83	Esférico
22	17	17	12	15	-2/-6	Guija	1	0.7	Esférico
23	35	26	24	28	-2/-6	Guija	0.74	0.92	Esférico
24	16	12	9	12	-2/-6	Guija	0.75	0.75	Esférico
25	2	15	12	16	-2/-6	Guija	0.75	0.8	Esférico
26	1	17	5	7.3	-2/-6	Guija	0.7	0.71	Esférico
27	19	17	9	15	-2/-6	Guija	0.89	0.53	Discoidal
28	32	20	14	22	-2/-6	Guija	0.62	0.7	Cilíndrico
29	51	43	23	39	-2/-6	Guija	0.84	0.53	Discoidal

N°	Eje A (mm)	Eje B (mm)	Eje C (mm)	Tamaño (mm)	Escala phi	Nombre	B/A	C/B	Forma
30	31	22	12	21.6	-2/-6	Guija	0.71	0.54	Discoidal
31	14	14	9	12.3	-2/-6	Guija	1	0.64	Discoidal
32	25	16	6	15.7	-2/-6	Guija	0.64	0.37	Elipsoidal
33	46	21	5	24	-2/-6	Guija	0.45	0.24	Elipsoidal
34	83	46	39	56	-2/-6	Guija	0.55	0.85	Cilíndrico
35	67	44	36	49	-2/-6	Guija	0.65	0.82	Cilíndrico
36	65	53	24	47.3	-2/-6	Guija	0.81	0.45	Discoidal
37	55	46	32	44	-2/-6	Guija	0.83	0.69	Esférico
38	31	21	21	24	-2/-6	Guija	0.67	1	Esférico
39	29	23	20	24	-2/-6	Guija	0.79	0.87	Esférico
40	28	19	15	21	-2/-6	Guija	0.68	0.79	Esférico
41	34	26	14	24.6	-2/-6	Guija	0.76	0.54	Discoidal
42	29	17	12	19.3	-2/-6	Guija	0.58	0.7	Cilíndrico
43	17	12	9	12.7	-2/-6	Guija	0.7	0.75	Esférico
44	30	16	14	20	-2/-6	Guija	0.53	0.87	Cilíndrico
45	25	21	17	21	-2/-6	Guija	0.84	0.81	Esférico
46	25	20	9	18	-2/-6	Guija	0.8	0.45	Discoidal
47	21	21	14	18.7	-2/-6	Guija	1	0.67	Discoidal
48	35	24	8	22.3	-2/-6	Guija	0.68	0.33	Elipsoidal
49	38	25	14	25.7	-2/-6	Guija	0.66	0.56	Elipsoidal
50	27	23	16	22	-2/-6	Guija	0.85	0.69	Esférico
51	26	10	6	14	-2/-6	Guija	0.38	0.6	Elipsoidal
52	20	14	5	13	-2/-6	Guija	0.7	0.36	Discoidal
53	29	17	11	19	-2/-6	Guija	0.58	0.65	Elipsoidal
54	18	18	11	15.7	-2/-6	Guija	1	0.61	Discoidal
55	21	11	10	14	-2/-6	Guija	0.52	0.9	Cilíndrico
56	11	11	5	9	-2/-6	Guija	1	0.45	Discoidal
57	17	14	11	14	-2/-6	Guija	0.82	0.78	Esférico
58	49	25	19	31	-2/-6	Guija	0.51	0.76	Cilíndrico
59	46	43	17	35.3	-2/-6	Guija	0.93	0.39	Discoidal
60	91	56	41	62.7	-2/-6	Guija	0.61	0.73	Cilíndrico
Tamaño promedio				28.3					

Tabla 2. Ejes máximos (A), intermedios (B) y mínimos (C), y formas de los litoclastos de las psefitas de la Localidad B.

N°	Eje A (mm)	Eje B (mm)	Eje C (mm)	Tamaño (mm)	Escala phi	Nombre	B/A	C/B	Forma
1	85	45	35	55	-2/-6	Guija	0.53	0.78	Cilíndrico
2	95	65	35	65	-6/-8	Guijarro	0.68	0.54	Elipsoidal
3	60	60	30	50	-2/-6	Guija	1	0.5	Discoidal
4	95	55	25	58.3	-2/-6	Guija	0.58	0.45	Elipsoidal
5	91	65	30	62	-2/-6	Guija	0.71	0.46	Discoidal
6	105	80	35	73.3	-6/-8	Guijarro	0.76	0.44	Discoidal
7	62	55	15	44	-2/-6	Guija	0.89	0.27	Discoidal
8	155	110	35	100	-6/-8	Guijarro	0.71	0.32	Discoidal
9	81	52	30	54.3	-2/-6	Guija	0.64	0.58	Elipsoidal
10	113	85	35	78	-6/-8	Guijarro	0.69	0.29	Discoidal
11	115	85	35	78.3	-6/-8	Guijarro	0.74	0.41	Discoidal
12	93	64	32	63	-2/-6	Guija	0.69	0.5	Discoidal
13	81	45	30	55.3	-2/-6	Guija	0.55	0.67	Cilíndrico
14	160	105	40	101.7	-6/-8	Guijarro	0.66	0.58	Discoidal
Tamaño promedio				67					

Anexo II. Composición modal detrítica de las secciones delgadas

Tabla 3. Datos de conteo de puntos de las secciones delgadas de las psefitas de la Localidad B.

Muestras	Qm	Qp	Fd	Lp	Ls	Lm	Total
Loc B6 C	25	8	4	21	42	9	109
%	23%	7.3%	4%	19.2%	38.5%	8%	100%
Loc B5	17	10	4	40	30	4	105
%	16.2%	9.5%	3.8%	38%	28.7%	3.8%	100%
5073 C	44	26	35	44	106	7	262
%	16.8%	9.9%	13.3%	16.8%	40.5%	2.7%	100%

Tabla 4. Datos de porcentuales de conteo de puntos de las secciones delgadas de las psamitas de la Localidad B. 1º línea: abundancia de los distintos minerales observados en

las 40 celdas analizadas. 2º línea: cálculo de la abundancia de cada mineral respecto al 100% del corte delgado.

Muestras	Qm	Qp	Fd	Lp	Ls	Lm	Total
Loc B8	585.47	280.93	190.45	571.4	328.54	4.76	1961.55
%	30.5%	14.3%	10%	28.5%	16.3%	0.4%	100%
Loc B6 A	957.18	452.37	157.13	290.43	219.05	0	2076.16
%	46.3%	21.2%	7.5%	13.7%	11.3%	0%	100%

Anexo III. Dirección de buzamiento e inclinación

Tabla 5. Datos de la dirección de buzamiento e inclinación en diferentes puntos del afloramiento, en la Localidad B.

Buzamiento de las psefitas
8° N 324°
7° N 311°
5° N 320°

GLOSARIO

Abanico aluvial. Acumulación de escombros en forma de un abanico o cono, que se encuentra en la salida de un torrente que da hacia el valle. Tal geoforma se origina por la pérdida brusca de la competencia y capacidad del transporte de una corriente ácuea, provocada por una repentina disminución del gradiente de la ladera o pendiente.

Alteración. Es un proceso generalmente tardío y superficial, que transforma un mineral en otro (u otros). Los tipos de procesos de alteración son múltiples y complejos, varían dependiendo del tipo de mineral y tiene lugar por cambios de temperatura, cambios químicos, exposición atmosférica con abundancia de agua y oxígeno, cambios de pH, etc.

Calcretes: Conglomerado cementado por caliza bajo la influencia de las aguas de infiltración. Costra calcárea.

Compactación. Se define a la compactación como la pérdida de volumen del sedimento con el concomitante decrecimiento de la porosidad, debido al reordenamiento de los granos y a procesos relacionados con fenómenos de sobrecarga y esfuerzos tectónicos.

Cementación. La cementación es el crecimiento o precipitación de minerales en el espacio poral.

Disolución. La disolución es un proceso diagenético por el cual un componente sólido es destruido por la interacción con el fluido poral, dejando una cavidad.

Eogenésis. se refiere a las primeras etapas de la diagénesis. Puede suceder a muy poca profundidad, que van desde unos pocos metros a decenas de metros bajo la superficie. Los cambios que ocurren durante esta fase diagenética se refieren principalmente a la reelaboración de los sedimentos. Reacondicionamiento y compactación del grano, la bioturbación, así como los cambios mineralógicos ocurre en mayor o menor grado.

Pedogenésis. Proceso que conduce a la formación de los suelos a partir de una roca madre.

Psamitas o areniscas. Roca sedimentaria de tipo detrítico, que contiene clastos de tamaño arena, entre 2 mm a 0,062 mm.

Psefitas o conglomerados. Rocas sedimentarias epiclásticas compuestas por una significativa (>30%) porción de clastos mayores de 2 mm.

Recristalización. Proceso mediante el cual una masa de cristales pasa a través de una fase de solución desarrollando un nuevo sistema de cristales de la misma clase.

Silcretes: Silicificación superficial. Generalmente, roca con cemento silíceo de origen secundario