



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



# **Análisis de la procedencia sedimentaria de la Formación Las Lagunitas (Ordovícico Sup.-Devónico?) : Cordillera Frontal de Mendoza**

**Valenti, Griselda**

Licenciado en Geología

Dirección: Cingolani, Carlos A.

Co-dirección: Uriz, Norberto J.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
2018

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190828001694>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP



Facultad de Ciencias  
Naturales y Museo

# ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA SEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN LAS LAGUNITAS (ORDOVÍCICO SUP.-DEVÓNICO?). CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA

Trabajo Final de Licenciatura

Griselda Valenti

Directores: Carlos A. Cingolani - Norberto J. Uriz

~ 2018 ~



ÍNDICE:

RESUMEN.....	3
1. INTRODUCCIÓN.....	4
2. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN Y ANTECEDENTES.....	5
3. OBJETIVOS.....	9
4. METODOLOGÍAS.....	11
4.1) Estudio bajo lupa binocular.....	13
4.2) Petrografía sedimentaria.....	14
4.3) Análisis geoquímico.....	14
4.4) Microscopía electrónica de barrido (MEB).....	15
4.5) Difractometría de rayos X (DRX).....	15
4.6) Geología Isotópica.....	16
5. RESULTADOS.....	18
5.1) Petrografía sedimentaria.....	18
5.1.1) Formación Las Lagunitas, sección superior: “Serie de Selerpe” .....	19
5.1.2) Formación Las Lagunitas, sección inferior: “Fm Las Lagunitas ( <i>s. str.</i> )” .....	29
5.1.3) Formación Yaucha (equivalente al norte de la “Fm Las Lagunitas ( <i>s. str.</i> )”).....	33
5.1.4) Discusión.....	35
5.2) Análisis geoquímico.....	37
5.2.1) Elementos mayoritarios.....	37
5.2.2) Elementos traza .....	47
▪ Comparación con la Formación Pavón del Bloque San Rafael.....	50
5.2.3) Discusión.....	53
5.3) Morfología y tipología de circones.....	54
5.3.1) Discusión.....	58
5.4) Difractometría de rayos X (DRX).....	59
5.4.1) Discusión.....	66
5.5) Geología isotópica.....	67
5.5.1) Sistema Rb-Sr.....	67

5.5.2) Sistema Sm-Nd.....	69
▪ ANEXO: Sistema U-Pb.....	70
5.5.3) Discusión.....	72
6. CONCLUSIONES.....	73
7. AGRADECIMIENTOS.....	76
8. BIBLIOGRAFÍA.....	77

## RESUMEN:

En el sector sur de la Cordillera Frontal de Mendoza, afloran unidades paleozoicas inferiores a medias a lo largo del flanco sudoriental del Cordón del Carrizalito, conocida como Formación Las Lagunitas. Sobre la base de sus características litoestratigráficas, petrográficas, geoquímicas e isotópicas ha sido posible reconocer dos secciones: una inferior (Formación Las Lagunitas *s.str.*) y otra superior conocida informalmente como "Serie de Selerpe". En el presente trabajo se dan a conocer los resultados del análisis petrográfico de cortes delgados de psamitas; la geoquímica de elementos mayoritarios y trazas; el estudio isotópico (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd); el reconocimiento de las diferentes familias de circones detríticos hallados en cada una de las secciones que componen la unidad; y la DRX en roca total y fracción arcillosa de distintas muestras colectadas en la región; todos ellos tendientes a establecer las fuentes que actuaron como parte del relleno de la cuenca. De esta manera se pudo establecer que la sección inferior (la cual posee la graptofauna de *Climacograptus bicornis* que le confiere una edad ordovícica) se compone de secuencias parcialmente afectadas por metamorfismo de bajo grado (anquimetamorfismo) con una edad de 280 Ma (Pérmico) atribuido al ciclo Gondwánico (fase orogénica San Rafael); presenta contenidos mayores de SiO<sub>2</sub>, Zr y Hf, y menores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, Sc y REE lo que revela que se compone de materiales derivados de la corteza superior (rocas félsica); el aporte sedimentario es mayormente Mesoproterozoico y posee una relación inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,7206 que indica una corteza continental retrabajada. En tanto que, la sección superior no muestra signos de metamorfismo; evidencia un aporte sedimentario principalmente Neoproterozoico con la participación de edades ordovícicas y silúricas; presentando registros del icnogénero *Nereites*. Finalmente, se realizó una comparación entre la sección inferior de la Formación Las Lagunitas con la Formación Pavón, aflorante en el Bloque de San Rafael, que permitió comprobar que comparten la misma edad y ambiente de sedimentación (en base a la graptofauna hallada), pero también muestran los mismos patrones de distribución de REE y una similar herencia de las fuentes que aportaron a los depocentros, lo que demuestra que corresponden a unidades equivalentes depositadas en una misma cuenca que evolucionaron en depocentros separados.

## 1. INTRODUCCIÓN:

El Paleozoico Inferior del margen sudoeste de Gondwana (Fig. 1.1a, b) ha sido motivo de intensos estudios, para comprender la evolución paleogeográfica y tectónica de la región. Numerosos autores han realizado importantes contribuciones referidas al Ordovícico de Argentina como parte del “Ciclo Orogénico Famatiniano”, con aportes sobre los aspectos paleontológicos, sedimentológicos, bioestratigráficos, tectónicos y paleogeográficos (Aceñolaza y Toselli, 1973; Pankhurst y Rapela, 1998; Astini *et al.*, 1995; Dalla Salda *et al.*, 1992, entre otros). Asimismo, se destaca la presencia de sucesiones ordovícicas con desarrollo de bio y tectofacies diversas, expuestas en las cuencas proto-andinas del noroeste y centro del país y hasta en las regiones cratónicas de la provincia de Buenos Aires (Aceñolaza, 2002; Benedetto, 2003).

Por otro lado, a partir de los antecedentes conocidos y los estudios desarrollados sobre las unidades paleozoicas inferiores a medias registradas en el flanco sudoriental del Cordón del Carrizalito, en el extremo sur de la Cordillera Frontal de Mendoza (Volkheimer, 1966; Caminos, 1972, 1979; Sruoga *et al.*, 2005; Tickyj *et al.*, 2009; García-Sanseguno *et al.*, 2012, 2014), reconocidos como Formación Las Lagunitas y las investigaciones llevadas a cabo en el Bloque de San Rafael, sobre las unidades pre-carboníferas (Cuerda y Cingolani, 1998; Cingolani *et al.*, 2003; Abre *et al.*, 2017), permiten interpretar una posible extensión de éstas hacia el oeste (Fig. 1.1c).

Sin embargo, parte de las rocas incluidas en la Formación Las Lagunitas presentan facies diferentes que no se encuentran afectadas por la deformación y metamorfismo que exhibe esta unidad como consecuencia de la Orogenia Chánica, mostrando significativamente estructuras de naturaleza gondwánicas sin registro de metamorfismo de bajo grado, sugiriéndose la desvinculación de esta sección de la unidad original (García-Sanseguno *et al.*, 2012, 2014) y asignándole el nombre de *Serie de Selerpe*. Desde el punto de vista tectonoestratigráfico, este sector de la Cordillera Frontal ha sido incluido en el terreno Chilenia (Fig. 1.1a, b), de acuerdo a las reconstrucciones de Ramos *et al.* (1984, 1997).

En base a lo expuesto anteriormente, resulta interesante entonces, profundizar los estudios sobre las particularidades de la Formación Las Lagunitas y su posible vinculación con unidades equivalentes presentes en el Bloque de San Rafael. De esta manera, es posible plantear como hipótesis de trabajo, la caracterización de la secuencia, aplicando metodologías tendientes a determinar los aportes principales y procedencias sedimentarias de las fuentes que contribuyeron a la cuenca de la Formación Las Lagunitas y su homologación con las unidades reconocidas para el Bloque de San Rafael. Los resultados permitirán tener un enfoque original de la historia evolutiva de la cuenca (o las cuencas) durante el Ordovícico-Devónico en el margen sudoccidental de Gondwana, aportando una interesante discusión sobre el contexto paleogeográfico y geotectónico sobre la cual se han desarrollado.

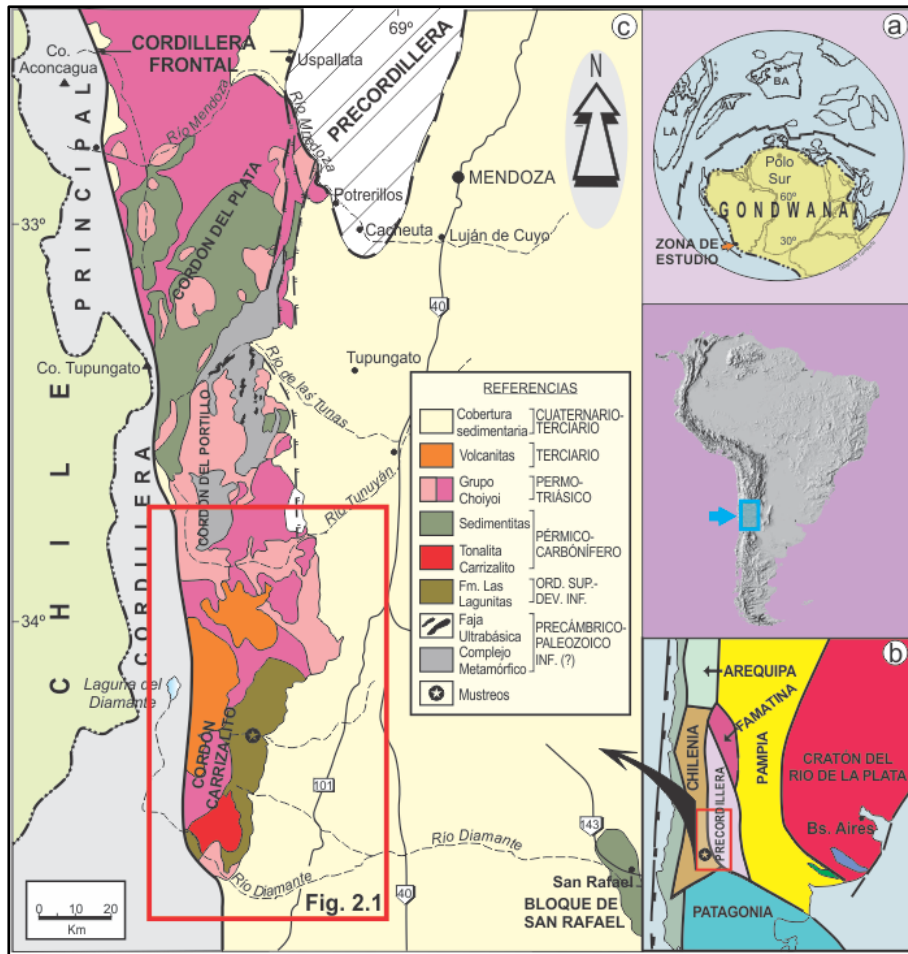


Figura 1.1: a) Posición de la zona de estudio en la reconstrucción del margen sudoccidental de Gondwana, durante el Ordovícico Superior; b) Distribución de los terrenos tectónicos sudamericanos según Ramos *et al.* (1997) con la ubicación de la zona estudiada sobre el terreno Chilena; c) Bosquejo geológico del sector sur de la Cordillera Frontal, modificado de Caminos (1972, 1979) y sus límites con la Precordillera y Cordillera Principal adyacentes.

## 2. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN Y ANTECEDENTES:

La Formación Las Lagunitas, unidad objeto de estudio del presente Trabajo Final de Licenciatura, se localiza en el sector centro-occidental de Sudamérica, en la región sur de la Cordillera Frontal de la provincia de Mendoza. La secuencia se encuentra aflorando en el Cordón del Carrizalito, al Sur de los 34°00'S. La sección tipo fue descrita por Volkheimer (1966) durante el levantamiento de la Hoja Geológica 27b (Cerro Sosneado) donde el río Diamante y la cabecera de sus pequeños afluentes cortan el flanco sur-oriental del cordón mencionado.

Una de las primeras referencias detalladas sobre las rocas que componen la Formación Las Lagunitas pertenece a Groeber (1947) quien señaló, en el borde occidental del Cordón del Carrizalito, la presencia de esquistos con variable grado de metamorfismo, intruídos por tonalitas, granitos y pórfidos riolíticos, y a los que les asignó una edad proterozoica. Posteriormente, Volkheimer (1978) propuso denominar a parte de estas rocas como Formación Las Lagunitas. Este autor describió la sección tipo compuesta por pizarras, areniscas cuarcíticas, grauvacas, esquistos cuarzo-biotíticos y escasas intercalaciones de conglomerados

finos, a lo largo del arroyo Las Lagunitas, afluente del río Diamante, en el faldeo oriental del Cordón del Carrizalito.

Los afloramientos de la Formación Las Lagunitas se extienden entre los ríos Diamante por el sur y Tunuyán por el norte, donde se encuentran parcialmente cubiertos por volcanosedimentitas del Grupo Choiyoi (Fig. 2.1). Alcanza un ancho máximo de 15 km a la latitud del Volcán Maipo (Fig. 2.1), donde fue descrita como Formación Yaucha (Borrello, 1969). Esta unidad no tiene base expuesta y ha sido intruída por diversos plutones gondwánicos que generaron importantes aureolas de contacto con sus típicas facies mineralógicas (Groeber, 1947; Volkheimer, 1978; Sruoga *et al.*, 2005). Hacia el techo es cubierta por rocas volcanosedimentarias del Grupo Choiyoi y equivalentes (Permo-Triásico) o, como ocurre hacia el oeste, por depósitos correspondientes al inicio de la transgresión del mar neocomiano (Cretácico inferior). Cabe destacar que Sruoga *et al.* (2005) indicaron que los afloramientos registrados a lo largo del arroyo Papagayos son de tipo turbidítico y se encuentran integrados por grauvacas de grano fino de color gris verdoso y lutitas pizarreñas de color gris plomo, presentando bajo grado metamórfico.

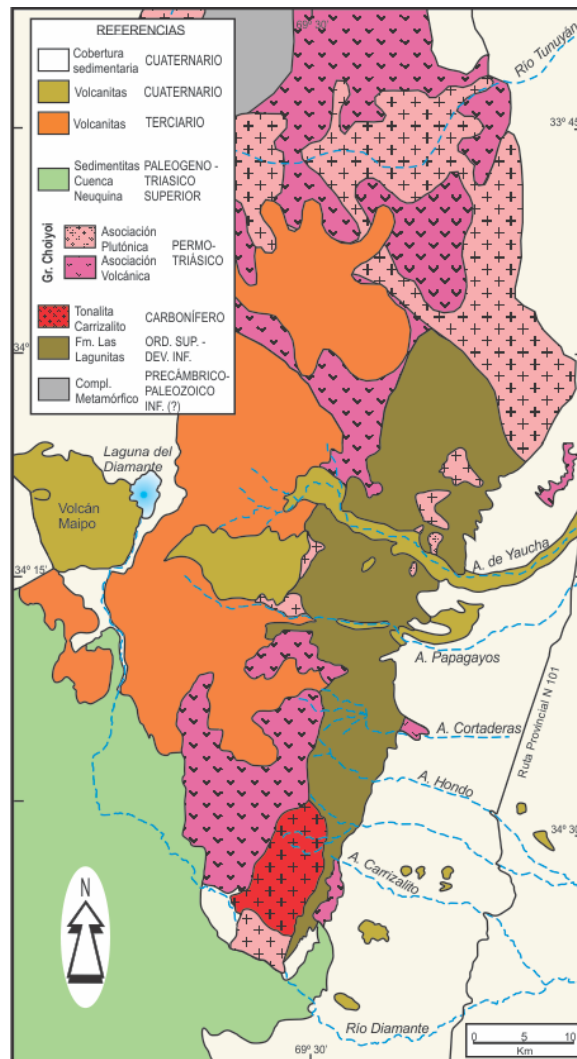


Figura 2.1: Distribución de los afloramientos de la Formación Las Lagunitas (basado en Sruoga *et al.* 2005, y Tickyj *et al.* 2009).

Por sus características líticas y estructurales diversos autores correlacionaron a la Formación Las Lagunitas con las Formaciones La Horqueta y Río Seco de los Castaños, aflorantes en el Bloque San Rafael, siendo tentativamente asignada al Devónico (Volkheimer, 1978; Caminos, 1979). Asimismo, la datación isotópica de la Tonalita Carrizalito ( $334 \pm 16,5$  Ma, K-Ar, Roca Total), que intruye a la Formación Las Lagunitas, sugirió una edad de sedimentación pre-Carbonífera (Dessanti y Caminos, 1967). Más recientemente, en los niveles pizarrosos de esta formación fueron encontrados graptolites de la biozona *Climacograptus bicornis* (Fig. 2.2) que permiten atribuirle una edad ordovícica superior (Tickyj *et al.*, 2009). Estudios realizados por García-Sansegundo *et al.* (2012, 2014), indican que parte de la Formación Las Lagunitas presenta facies diferentes que no se encuentran afectadas por la deformación y el metamorfismo que exhibe esta unidad. Dichas rocas, fueron denominadas de manera informal por estos autores como “Serie de Selerpe”, aflorando en el sector sudeste del Cordón del Carrizalito y encontrándose bien representadas en la parte oriental de la Quebrada de Cortaderas (Fig. 2.3-A y B). Estos autores sugieren una edad Carbonífera Superior para esta secuencia, separándolas así de la Formación Las Lagunitas (*s. str.*). Se destaca, en la Serie de Selerpe, la presencia de icnogéneros de tipo *Nereites* (Fig. 2.4-a, b y c).

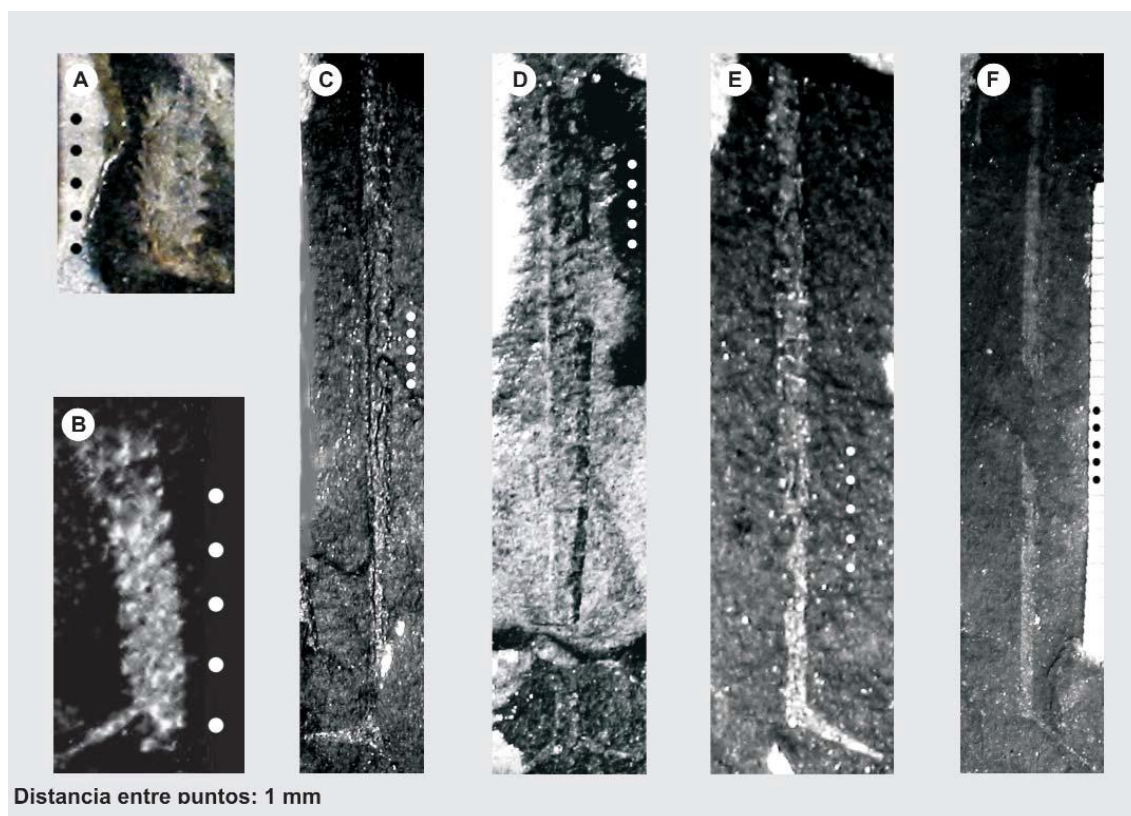


Figura 2.2. Fotografías de la graptofauna encontrada en la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, tomado de Tickyj *et al.* 2009. A: *Graptolito biseriado* indet; B: ? *Amplexograptus* sp; C-F: *Climacograptus bicornis* (Hall), observar la preservación de la membrana basal.

La Formación Las Lagunitas está afectada por pliegues apretados, vergentes al oeste y desarrollados bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado. Estas estructuras fueron atribuidas a la Orogenia Chánica, producto de la acreción del terreno de Chilenia al margen occidental de Gondwana durante el Devónico superior – Carbonífero Inferior. A partir del Carbonífero Superior, la zona de subducción se instala en el margen occidental de Chilenia (Ramos, 1984, 1997), dando lugar al comienzo del Ciclo Orogénico Gondwánico (Carbonífero

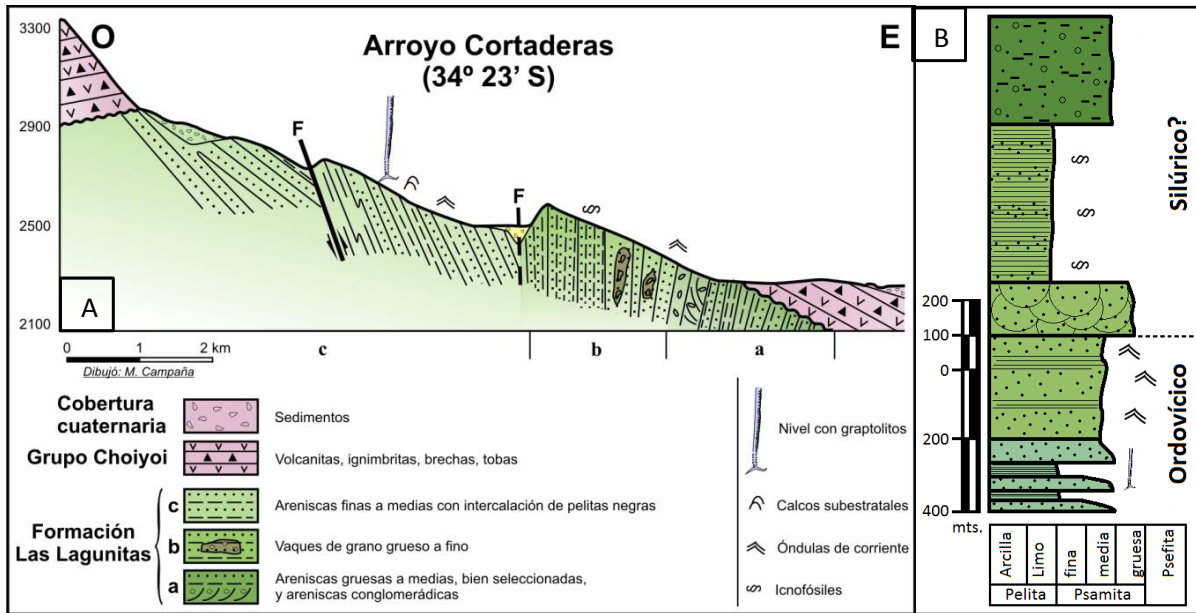


Figura 2.3: A) Perfil esquemático observado en la quebrada Cortaderas (tomado de Tickyj *et al.*, 2009), con la distribución de los distintos conjuntos líticos reconocidos en la Formación Las Lagunitas y la superposición de las rocas asignadas al Grupo Choiyoi (Permo-Triásico), además se indica la ubicación de los niveles con graptolitos. B) Columna estratigráfica realizada a partir de las anotaciones tomadas por H. Tickyj durante la campaña de 2007 al Arroyo de la Cortadera.

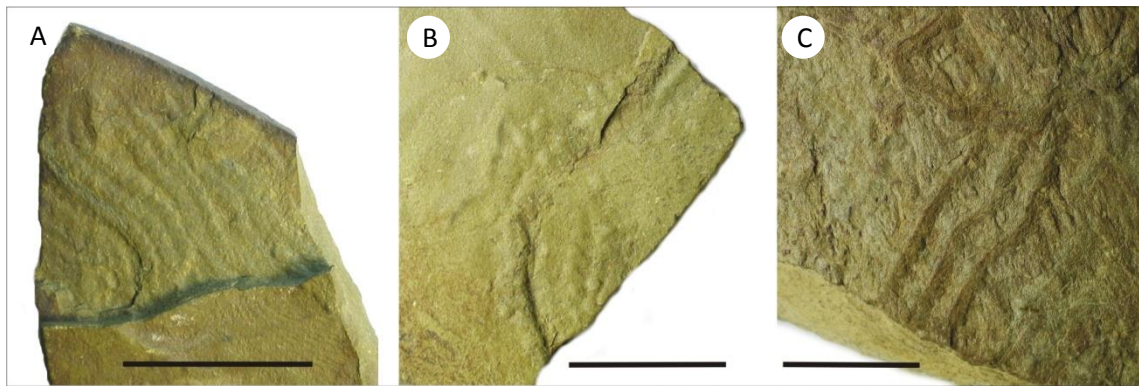


Figura 2.4. A, B y C: Iconogéneros de tipo *Nereites* procedentes de la sección superior de la Formación Las Lagunitas (Colectadas por: Cingolani y Uriz, campaña 2009)

Superior – Pérmico). Como resultado de este nuevo contexto tectónico, se desarrolla una cuenca de trasarco en la Cordillera Frontal, donde tiene lugar la sedimentación de las Formaciones El Plata y Cerro Agua Negra durante el Carbonífero (Mpodozis y Ramos, 1990; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Astini, 1996; Azcuy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2007). La “Serie de Selerpe” también representaría una etapa de depositación en este contexto. La deformación gondwánica afecta tanto a la “Serie de Selerpe” como a la Formación Las Lagunitas (*s. str.*), se caracteriza por cabalgamientos y pliegues vergentes al este y generados en ausencia de metamorfismo o bajo condiciones metamórficas de bajo grado, lo que posibilitó la preservación de estructuras sedimentarias primarias (Fig. 2.5-a, b, c y d).

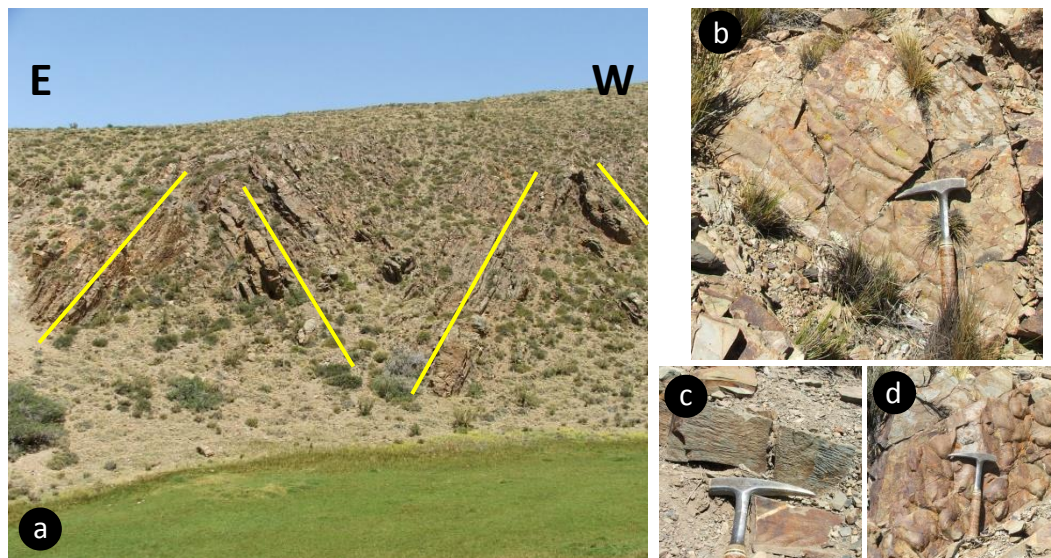


Figura 2.5. A) Pliegues que afectan a la sección superior de la Formación Las Lagunitas (Serie de Selerpe); B) Ondulas de corriente; C) Laminación; y D) Calcos de flujo. Fotografías tomadas en la región por los Dres. C. Cingolani y N. Uriz durante la campaña de 2009.

### 3. OBJETIVOS:

Teniendo en consideración la problemática geológica descrita, el propósito principal de este trabajo es el reconocimiento y la caracterización de las principales fuentes detríticas que aportaron a la cuenca ordovícica-dovónica del sector sudoccidental de la Cordillera Frontal (provincia de Mendoza), a partir de la aplicación de las diversas metodologías aquí descritas, con el fin de establecer cuál sería el escenario más apropiado de sedimentación de la Formación Las Lagunitas y su vinculación con similares registros dentro del contexto evolutivo del suroeste de Gondwana.

Como objetivos secundarios se plantea por un lado identificar y cuantificar las diferencias entre la sección inferior y superior de la unidad de estudio. Para ello, se estudiará la naturaleza de las áreas fuente y del ambiente tectónico donde los detritos fueron depositados, mediante el análisis petrográfico, geoquímico e isotópico, y los patrones de minerales pesados, dataciones de circones detríticos por U-Pb y la mineralogía por difracción de rayos X de las rocas clásticas de la Formación Las Lagunitas *s. str.* (sección inferior) y de la unidad denominada "Serie de Selerpe" (sección superior). Por otro lado, se buscará encontrar las similitudes de la unidad ordovícica (sección inferior) con unidades vecinas de igual edad estratigráfica (Formación Pavón, Bloque San Rafael). La metodología aplicada en este caso será un estudio de los elementos de las tierras raras y análisis isotópico.

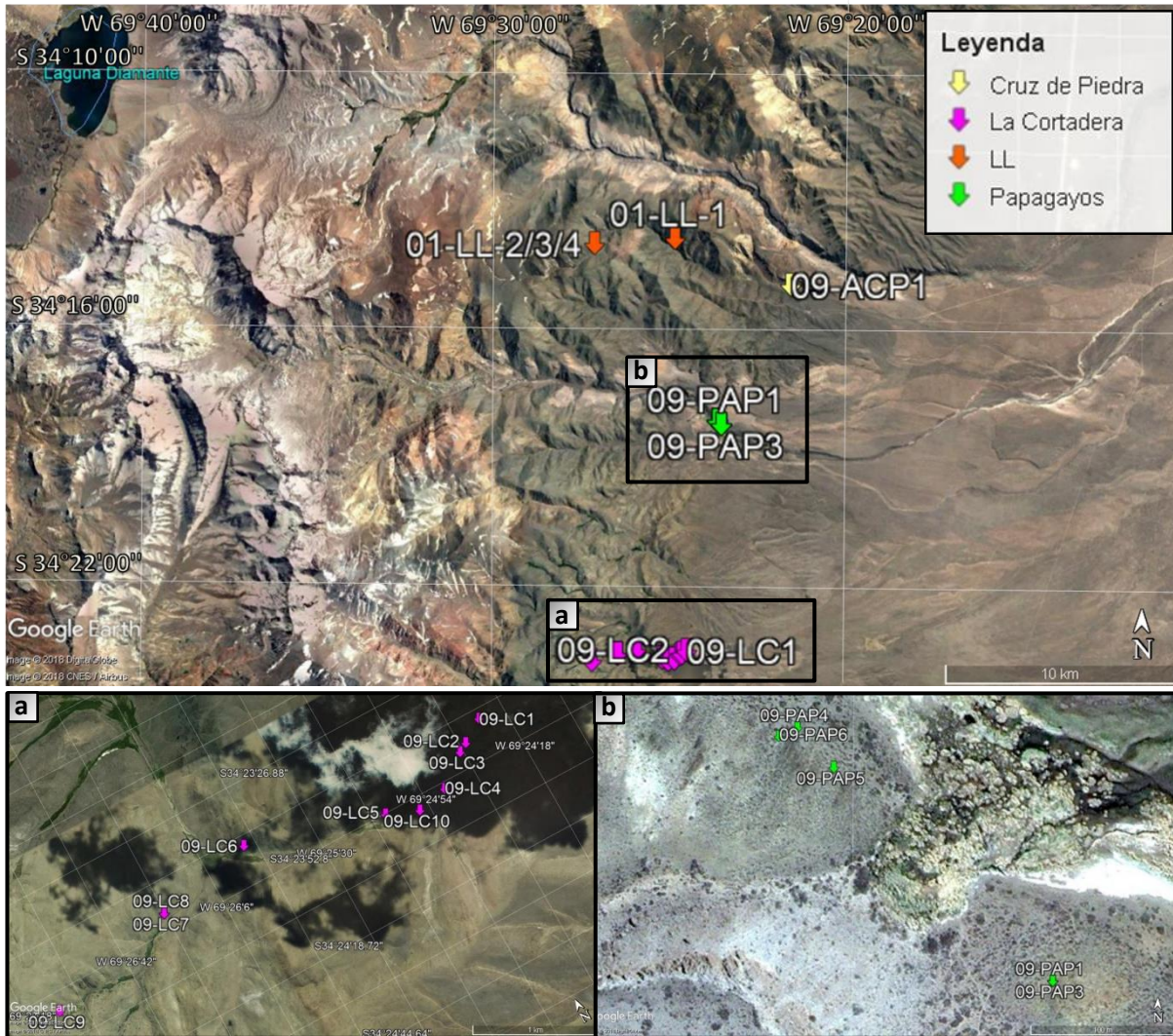


Figura 3.1. Muestreo realizado en la región por los Dres. C. Cingolani y N. Uriz durante la campaña de 2009; además se incluye los puntos de muestreo de cuatro muestras (LL) colectadas en 2001 (Cingolani y Llambías). a) Detalle del muestreo realizado en la sección de Arroyo La Cortadera y b) Muestreo en el sector de Arroyo Papagayos.

Cabe destacar que, a partir de la campaña realizada por los Dres. Carlos Cingolani y Norberto Uriz a la región de los arroyos Cortaderas y Papagayos, en el flanco suroriental de la Cordillera Frontal, se cuenta con un muestreo detallado de la unidad (Fig. 3.1). Estos muestreos, permiten describir a la secuencia en estos sectores como areniscas bien seleccionadas, de granulometría media a gruesa y areniscas conglomerádicas; vaques de granulometría gruesa a media y areniscas finas intercaladas con pelitas negras (Manassero *et al.*, 2010).

Las muestras con siglas “LAG” pertenecen al colectamiento realizado por el Dr. H. Tickyj y depositadas en el CIG durante la campaña 2007 (Tickyj *et al.*, 2009).

## 4. METODOLOGIAS:

## MUESTREO:

A partir del muestreo realizado durante la campaña de 2009 a la región de Cordillera Frontal, en los sectores de los arroyos Cortaderas y Papagayos, se colectaron materiales de distinta naturaleza lítica clásica (pelitas y areniscas), destinadas para efectuar principalmente análisis geoquímicos y de procedencia (Tabla 4.1).

N°	Muestra	Coordenadas geográficas	Altitud (m.)	Litología	Estudio realizado
1	09-PAP1	S 34°18'25,7" - W 69°23'31,5"	2188	arenisca	Petrografía
2	09-ACP1	S 34°15'09,0" - W 69°21'35,3"	2200	arenisca	
3	09-LC1-t	S 33°36'46,9" - W 69°27'31,5"	3429	arenisca	
4	09-LC3	S 34°23'49,3" - W 69°24'37,9"	2342	arenisca	
5	09-LC9	S 34°23'59,1" - W 69°27'08,6"	2681	arenisca	
6	09-LC7	S 34°23'49,6" - W 69°26'25,1"	2470	arenisca	
7	09-PAP6	S 34°18'20,2" - W 69°23'39,0"	2193	arenisca	
8	09-LC1	S 34°23'34,9" - W 69°24'27,4"	2346	arenisca	
9	09-LC4	S 34°23'55,9" - W 69°24'48,0"	2339	arenisca	Petrografía - Análisis isotópico (U-Pb)
10	09-LC5	S 34°23'54,4" - W 69°25'08,4"	2358	arenisca	Petrografía - Morfología y tipología de circones
11	09-LC2	S 34°23'47,9" - W 69°24'34,9"	2325	pelita	Análisis geoquímico - DRX
12	09-LC6	S 34°23'48,9" - W 69°25'52,7"	2417	pelita	
13	09-LC8	S 34°23'49,6" - W 69°26'25,1"	2470	pelita	
14	09-PAP 3	S 34°18'25,7" - W 69°23'31,5"	2188	pelita	
15	09-PAP 4	S 34°18'20,0" - W 69°23'38,5"	2188	pelita	
16	09-PAP 2	S 34°18'25,7" - W 69°23'31,5"	2188	pelita	Análisis geoquímico
17	09-LC10	S 34°23'57,8" - W 69°24'58,2"	2610	pelita	DRX

Tabla 4.1. Muestras colectadas durante la campaña 2009. Se detalla la ubicación geográfica, el tipo de material y el análisis que se efectuó.

Por otro lado, se contó con material colectado por Cingolani y Schauer (campaña 1976-1978), Cingolani y Llambías (campaña 2001) y Tickyj (campaña 2007), a partir de los cuales se realizaron los análisis que se detallan en la Tabla 4.2.

Finalmente, se contó con los resultados Rb-Sr de 10 muestras obtenidos en el Laboratorio de Geología Isotópica del CIG. Estos datos han sido interpretados en su momento por el Dr. R. Varela aunque, cabe destacar que, nunca han sido publicados.

N°	Muestras	Litología	Unidad	Estudio realizado	Colectores
1	01-LL-2(1)	arenisca	Fm Las Lagunitas (sec inf)	Petrografía	Cingolani y Llambías (2001)
2	01-LL-2(2)	arenisca			
3	01-LL-3	arenisca			
4	01-LL-4	arenisca			
5	01-LL-5	arenisca			
6	Y-1	arenisca	Fm Yaucha		Cingolani y Schauer (1976/78)
7	Y-7	arenisca			
8	LAG-6007	pelita	Fm Las Lagunitas (sec inf)	Análisis geoquímico	Ticky et al. (2009)
9	LAG-6107	pelita			
10	LAG-6207	pelita			
11	LAG-6307	pelita			
12	LAG-7707	pelita			
13	LAG-7807	pelita			
14	LAG-7907	pelita			
15	LAG-8507	pelita			
16	LAG-8607	pelita			
17	06-LACORT	pelita			
18	LAG-7307	arenisca	Fm Las Lagunitas (sec sup)	Morfología de circones	
19	LAG-7807	arenisca	Fm Las Lagunitas (sec inf)	Análisis isotópico (U-Pb)	
20	LAG-0105	pelita (roca total)	Fm Las Lagunitas (sec inf)	Análisis isotópico (Rb-Sr)	
21	LAG-0405	pelita (roca total)			
22	LAG-1005	pelita (roca total)			
23	LAG-1105	pelita (roca total)			
24	LAG-1205	pelita (roca total)			
25	LAG-1305	pelita (roca total)			
26	LAG-1405	pelita (roca total)			
27	LAG-1505	pelita (roca total)			
28	LAG-1605	pelita (roca total)			
29	LAG-1705	pelita (roca total)			
30	LAG-1005	pelita			
31	LAG-1205	pelita	Análisis isotópico (Sm-Nd)		
32	LAG-1505	pelita			

Tabla 4.2. Muestras colectadas durante diversas campañas. Se detalla la litología, la unidad a la que pertenecen (referidos a sección superior o inferior de la Fm Las Lagunitas) y el análisis que se llevó a cabo.

#### PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS:

Las muestras seleccionadas, constituidas en general por fragmentos de rocas frescas, fueron lavadas con agua destilada.

Las muestras de naturaleza pelítica fueron destinadas para realizar análisis geoquímicos o estudios isotópicos de Sm/Nd en roca total. Para tal fin, los materiales debieron ser procesados mediante la trituration y molienda, hasta un polvo fino por medio de un molino de ágata. El material pulverizado fue cuarteado hasta obtener la cantidad necesaria para su posterior análisis en los laboratorios de AcmeLabs (ACME Analytical Laboratories Ltd., Canadá) donde se efectuaron las determinaciones de las concentraciones de elementos mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras mediante los equipos "Inductively Coupled Plasma" (ICP) e "ICP-Mass Spectrometry" (ICP-MS).

Por otro lado, las muestras compuestas por psamitas de granulometría media, fueron lavadas, trituradas en una chancadora de mandíbulas y molidas en un molino de aros de widia, hasta obtener una disgregación total del material rocoso sin llegar a la fragmentación mineral. La "arena" resultante de este proceso, posteriormente fue procesada con un elutriador, que consiste en un equipo compuesto por un tubo o columna de vidrio donde se hace circular una corriente de agua en forma ascendente a través de la columna a una velocidad

predeterminada, lo cual permite arrastrar los minerales livianos por flotación, despidiéndolos por la parte superior, y concentrar los minerales pesados en el fondo, para ser colectados posteriormente en un vaso de precipitado por la apertura de la válvula o robinete ubicado en la base del equipo. El material colectado a partir de este sistema, consiste en un preconcentrado de minerales pesados, los cuales finalmente se concentraron cuidadosamente mediante el uso de alcohol en una capsula de Petri.

Las muestras fueron preparadas en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata, en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Porto Alegre - Brasil) y en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo, Sao Paulo – Brasil).

#### 4.1) ESTUDIO BAJO LUPA BINOCULAR

Mediante la observación de los concentrados minerales, se procedió a separar los minerales pesados de interés (principalmente circones, apatitas, monacitas, rutilos, turmalinas, epidotos, titanitas, granates, etc.) a través de la técnica de “hand picking”. A los fines del presente trabajo, resultó necesario identificar y recolectar los circones detríticos individualizados en las muestras), lo cual requiere la recolección de un mínimo de 100 circones

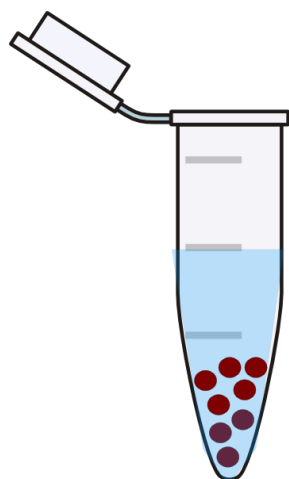


Figura 4.1. Tubo tipo eppendorf

para que sea representativo. Se trabajó con una porción de la fracción de minerales pesados de cada muestra, la cual se colocó en una cápsula de Petri, que cubierta por un volumen de alcohol etílico y mediante movimientos suaves circulares, se observó cómo los minerales pesados quedan concentrados en el borde y fondo de la cápsula, en tanto que los minerales “livianos” se alejan. Los minerales livianos, así separados, se van quitando poco a poco mediante el uso de pipetas (se usó una por muestra para evitar posibles contaminaciones). Una vez concentrados los minerales pesados, se dejó evaporar el alcohol excedente y se procedió a la visualización de la muestra bajo lupa binocular. La recolección individual de los minerales pesados (circones) se realizó mediante el uso de una aguja o alfiler y luego son volcados en un tubo eppendorf conteniendo alcohol (Fig. 4.1).

Posteriormente, se debió proceder a almacenar en seco los circones hallados. Para esto, se procedió a volcar los circones contenidos en cada tubo eppendorf en un papel de filtro, luego se lo colocó bajo una lámpara de calor para lograr la evaporación total del alcohol y una vez secos fueron dispuestos en un papel sulfurizado (también llamado papel de horno o sencillamente papel vegetal; cuya principal característica es la de ser antiadherente), el cual fue delicadamente doblado y dispuesto nuevamente en un tubo eppendorf seco. La población de circones colectados del procesamiento de las muestras han sido posteriormente derivados para la realización de distintos análisis. Estos concentrados con la mayor parte de los circones (superior a 100 granos) fueron destinados a análisis isotópicos (edad U-Pb, mediante la metodología ICP-LA-MS) en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Sao Paulo, mientras que el resto se utilizó en el estudio bajo Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) del Museo de La Plata.

#### 4.2) PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA

Se contó con los cortes delgados de 17 muestras, correspondientes a: 09-LC3; 09-ACP1; 09-PAP1; 09-LC1-t; 09-LC4; 09-LC7; 09-LC9; 09-LC5; 09-PAP6; 09-LC1; 01-LL-2(1); 01-LL-2(2); 01-LL-3; 01-LL-4; 01-LL-5; Y-1; Y-7; provenientes de los arroyos La Cortadera y Papagayos y dos muestras de la Formación Yaucha (equivalente al norte de la Formación Las Lagunitas).

Se procedió al análisis de las secciones delgadas para determinar su composición petrográfica, texturas, presencia de minerales pesados y demás aspectos de interés, mediante el uso de distintos aumentos y tomando fotografías representativas de las características destacables en cada muestra. Los trabajos petrográficos fueron realizados en su totalidad en la División Científica de Geología, en el Museo de La Plata. Mediante la moda de minerales detríticos asignada fue posible determinar el área de procedencia (Dickinson *et al.*, 1983) y clasificar la roca según Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1972) y Folk *et al.* (1970).

#### 4.3) ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Se enviaron un total de 16 muestras al laboratorio **AcmeLabs** (ACME Analytical Laboratories Ltd., Canadá) para el cálculo de los porcentajes en óxidos mayoritarios (100-1%), minoritarios (1-0,1%) y elementos traza (<0,1%, suelen expresarse en ppm, los que se encuentran por debajo de las 1000ppm) presentes en las rocas. Las muestras analizadas son: LAG-6007, LAG-6107, LAG-6207, LAG-6307, LAG-7707, LAG-7807, LAG-7907, LAG-8507, LAG-8607, 06-LACORTADERA, 09-LC2, 09-LC6, 09-LC8, 09-PAP2, 09-PAP3 y 09-PAP4.

A partir de los porcentajes en óxidos mayoritarios y minoritarios y de elementos traza, se realizaron distintos gráficos. El análisis de los óxidos mayoritarios es útil para determinar tanto la procedencia como las condiciones de meteorización que ha sufrido una roca, ambas controladas por el ambiente tectónico de la cuenca. Para ello se utilizaron gráficos bivariantes como los de Harker para determinar las tendencias generales de las muestras. Además, se realizaron diagramas de clasificación geoquímica (Wimmenauer, 1984; Herron, 1988) para obtener una información más detallada acerca de la variación composicional de las rocas. Resulta útil, también, introducir ciertos parámetros que contribuyan a determinar cuán meteorizada está la roca. El Índice de Alteración Química (CIA por su sigla en inglés, *Chemical Index Alteration*) es una aproximación acerca del nivel de alteración que han sufrido las rocas, según Nesbitt y Young (1982). Por último, se realizaron diagramas de discriminación del ambiente geotectónico propuestos por Roser y Korsch (1986, 1988).

Si bien los óxidos mayoritarios resultan muy útiles como discriminantes tectónicos, los elementos traza consisten en indicadores de procedencia más confiables, debido a que se transfieren a los sedimentos sin fraccionamiento. Así, en los ambientes exógenos se concentran minerales denominados: resistatos (como los circones, monacitas y casiteritas entre otros) y minerales meteorizables (forman parte de la estructura de minerales secundarios, son adsorbidos por minerales arcillosos, óxidos de Fe y Mn y/o materia orgánica, o son capturados por plantas u otros organismos). Estos minerales predominan en rocas pelíticas debido a que sustituyen diadóticamente a los elementos mayoritarios en los argilominerales, reaccionan con la materia orgánica y, principalmente, son adsorbidos sobre o entre las capas de filosilicatos.

Según Bathia y Crook (1986), los mejores discriminantes tectónicos son: La, Th, Zr, Nb, Y, Sc, Co y Ti. La relación Th/Sc (Taylor y McLennan, 1985) constituye un parámetro de

procedencia muy importante debido a que diferencia fuentes máficas de félsicas (McLennan, 1990). Otro parámetro de interés es la relación Zr/Sc, debido a que permite cuantificar el grado de reciclaje del sedimento. Ambos parámetros se vinculan en el gráfico propuesto por McLennan *et al.* (1993).

Los elementos de las tierras raras (REE por su sigla en inglés, *Rare Earth Elements*) abarcan del Lantano (La, Z=57) al Lutecio (Lu, Z=71). Son elementos incompatibles, aunque las tierras raras livianas (LREE, La-Sm) se comportan como más incompatibles respecto a las pesadas (HREE, Gd-Lu). La abundancia promedio de las REE en las rocas sedimentarias podría tomarse como representante del contenido promedio de REE en la Corteza Continental Superior (CCS), debido a que reflejan la química del área fuente. Para los cálculos las REE se encuentran normalizadas a valores de meteoritos condriticos, debido a que se piensa que están no fraccionadas desde la formación del sistema solar. Esto permite eliminar el efecto zig-zag de abundancia de las REE, e identificar cualquier proceso de fraccionamiento que haya afectado a las rocas desde su formación. La normalización puede efectuarse usando patrones externos (meteorito condritico) o patrones internos (basalto MORB, valores promedio de la CCS o magmas primarios). En este trabajo se realizó una comparación de las REE respecto al PAAS (Post-Archean Australian Shales; Taylor y McLennan, 1985). Se utilizaron diferentes diagramas que ayudaran a discriminar entre distintas áreas fuente (Bhatia y Crook, 1986; Taylor y McLennan, 1985; Floyd y Leveridge, 1987). En general, los elementos compatibles se encuentran asociados a Arcos de Isla Oceánicos (AIO) mientras que los incompatibles (como el Zr) a Margen Pasivo (MP).

#### 4.4) MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)

Esta metodología se utilizó esencialmente para identificar las morfologías y tipologías de circones, reconociendo los principales patrones y poblaciones que componen el material. Los parámetros utilizados para la clasificación de los circones son: dimensiones (largo y ancho máximos), elongación (relación largo/ancho), grado de redondez y número de caras distinguibles. Mediante la recopilación de estos datos, se usó el criterio de clasificación de circones ígneos propuesta por Pupin (1980). La finalidad de este estudio es arribar en forma más detallada a las posibles fuentes que aportaron a cada muestra analizada.

De esta manera, se procedió a la separación de circones bajo lupa binocular. La elección del material a estudiar se basó principalmente en tomar una muestra representativa de cada una de las secciones diferenciadas para la Formación Las Lagunitas, determinada por la posición estratigráfica, seleccionando para estos estudios las muestras 09-LC5 (sección superior) y LAG-7307 (sección inferior).

#### 4.5) DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX)

La DRX permite, mediante el estudio del ángulo de difracción ( $2\theta$ ), reconocer las distintas mineralogías presentes de una forma más detallada y precisa. Además, midiendo el ancho de pico de algunos minerales es posible extraer otro tipo de información. Es así que, por ejemplo, el ancho de pico de la Illita estaría vinculado con el origen que ésta tendría (un ancho de pico angosto indicaría un origen metamórfico; en cambio, uno amplio indicaría origen diagenético).

Se seleccionaron 6 muestras de naturaleza pelítica (09-LC8, 09-PAP3, 09-LC10, 09-PAP4, 09-LC6, 09-LC2) las cuales fueron analizadas en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (La Plata).

Para la preparación de las mismas se tomaron aproximadamente 3 gramos y se pulverizaron en un mortero de ágata hasta obtener un polvo de tamaño impalpable. La fracción pulverizada resultante debió ser dividida en 2 partes (no iguales) con el fin de realizar dos estudios por separado. Por un lado, una porción de este polvo se destinó a la DRX en roca total. Para esto, cada muestra (denominada *muestra total*) se colocó en un porta muestras de aluminio, compactando el polvo fino hasta obtener una superficie lisa y regular para ser expuesta a los Rayos X; a partir de este difractograma fue posible establecer la mineralogía general de la roca.

Por otro lado, la fracción pulverizada restante (en menor cantidad) se destinó para el análisis de DRX de arcillas. El material se sumergió en agua destilada, se agitó hasta obtener una suspensión y, luego de un tiempo de reposo determinado por la Ley de Stokes (20-30 minutos, procedimiento requerido para extraer los minerales de arcilla), se tomó una porción de la suspensión (4,5 ml) utilizando una pipeta y montando al mismo sobre portaobjetos. Mediante esta técnica las arcillas se sedimentan lentamente, adquiriendo una orientación preferencial según el plano (001) (Moore y Reynolds, 1997). El volumen extraído se dispuso en 3 portaobjetos (1,5 ml en cada uno) para ser sometidas a distintos tratamientos. De esta manera, por cada muestra obtuvimos 3 preparados: 1) *muestra natural*, muestra secada al aire a temperatura ambiente en el laboratorio, cuyo fin es obtener un difractograma base con las reflexiones de los distintos minerales de la fracción fina; 2) *muestra glicolada*, muestra expuesta a los vapores de una solución de etilenglicol por lo menos durante 24hs, este procedimiento es importante para las arcillas del grupo de las esmectitas debido a que aumenta en gran medida el espaciado basal permitiendo la rápida identificación de las mismas; y 3) *muestra calcinada*, muestra colocada en una mufla a 550°C durante 2hs, esto provoca diferentes efectos según el tipo de argilomineral presente.

El material así preparado, es procesado en el Difractómetro de rayos X (PANalytical, modelo X'Pert PRO con lámpara de Cu,  $\lambda=1,5403 \text{ \AA}$ ) que opera bajo los siguientes parámetros: 40 mA y 40 kV. Los materiales montados se escanearon (velocidad de escaneo de 0,04°/s) en ángulos  $2\theta$  según:

4 a 37° para las *muestras de roca total*

2 a 32° para las *muestras naturales*

2 a 27° para las *muestras glicoladas*

3 a 15° para las *muestras calcinadas*

La composición mineral de cada muestra se determinó según su abundancia relativa de acuerdo a Poiré (1987): muy abundante (<50%), abundante (26-50%), moderada (16-25%), escasa (6-15%), muy escasa (1-5%), y trazas (<1%).

#### 4.6) GEOLOGÍA ISOTÓPICA

Para los estudios isotópicos fueron aplicadas las siguientes metodologías analíticas: Rb-Sr (en roca total), Sm-Nd (en roca total) y U-Pb (en circones detríticos). Cabe destacar que los resultados de algunos de estos estudios fueron obtenidos en investigaciones previas al presente Trabajo Final de Licenciatura; sin embargo, algunos de ellos no han sido dados a

conocer hasta el momento. De esta manera, los resultados aquí presentados brindan un carácter original a la investigación llevada a cabo.

El método Rb-Sr permite, mediante la construcción de una recta isócrona, obtener un parámetro petrogenético conocido como relación inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> y la edad de cierre del sistema. Este estudio fue llevado a cabo por el Dr. R. Varela en una investigación previa sobre 10 muestras (en roca total), cuyos datos no han sido publicados hasta la fecha. Las muestras analizadas fueron: LAG-0105, LAG-0405, LAG-1005, LAG-1105, LAG-1205, LAG-1305, LAG-1405, LAG-1505, LAG-1605, LAG-1705, correspondientes a la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, y fueron analizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo, São Paulo).

Otro método de interés es el de Sm-Nd, que nos permite determinar la edad modelo  $T_{\text{DM}}$  y el parámetro  $\epsilon\text{Nd}$  para sacar inferencias del área de aporte. Se realizó el análisis sobre roca total de 3 (LAG-1005, LAG-1205, LAG-1505), los cuales se decidieron comparar con edades Sm-Nd previamente publicadas de la Formación Pavón del Bloque San Rafael (Cingolani *et al.*, 2003). Este análisis fue realizado en el Laboratorio de Geología Isotópica del Instituto de Geociencias (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil).

En adición, se cuenta con los resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtenidos, también, en estudios previos sobre 2 muestras de la Formación Las Lagunitas (LAG-7807 y 09-LC4), correspondientes una a la sección superior y otra a la inferior (Uriz *et al.*, 2016), donde los registros y modas obtenidas representan las principales contribuciones detríticas de la secuencia estudiada.

## 5. RESULTADOS:

## 5. 1) PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA

Se analizaron un total de 17 cortes petrográficos en los laboratorios de la División de Geología del Museo de La Plata (ver tabla 5.1). Las muestras corresponden a areniscas provenientes de distintos sectores donde aflora la Formación Las Lagunitas (arroyos La Cortadera y Papagayos), además se incluyen dos muestras de la Formación Yaucha (equivalente al norte de la Formación Las Lagunitas).

El análisis de las secciones delgadas permitió determinar: la composición petrográfica, textura, presencia de minerales accesorios y demás aspectos de interés; y mediante la moda de los minerales detríticos asignada fue posible determinar el área de procedencia (Dickinson *et al.*, 1983) y clasificar la roca según los gráficos de Dott (1964) modificados por Pettijohn *et al.* (1972) y Folk *et al.* (1970).

NUMERO	MUESTRA	UNIDAD
1	<b>09-PAP1</b>	Sección superior
2	<b>09-ACP1</b>	
3	<b>09-LC1-t</b>	
4	<b>09-LC3</b>	
5	<b>09-LC9</b>	
6	<b>09-LC4</b>	
7	<b>09-LC7</b>	
8	<b>09-LC5</b>	
9	<b>09-PAP6</b>	
10	<b>09-LC1</b>	
11	<b>01-LL-2(1)</b>	Sección inferior
12	<b>01-LL-2(2)</b>	
13	<b>01-LL-3</b>	
14	<b>01-LL-4</b>	
15	<b>01-LL-5</b>	
16	<b>Y-1</b>	Yaucha
17	<b>Y-7</b>	

Tabla 5.1. Total de cortes analizados. Las muestras N°12 y 15 (resaltadas en color rosa) son las que fueron asignadas de naturaleza metamórfica, según las observaciones hechas en este trabajo.

La descripción detallada de cada muestra se adjunta a continuación junto con algunas de las imágenes más relevantes de los cortes delgados. Y, al final de ésta sección, dentro de discusión de resultados, se incluyen los gráficos de clasificación de los cortes petrográficos (Fig. 5.19). Cabe aclarar que, el cuarzo encontrado dentro de las rocas sedimentarias puede ser de dos tipos: monocristalino (Qm) y policristalino (Qp). El tipo monocristalino representa un grano constituido por un cristal individual de cuarzo; en cambio, el cuarzo policristalino representa un grano que está constituido por dos o más cristales de cuarzo. Por esta razón, la variedad policristalina se incluye dentro de los líticos totales (Lt) por considerarse que posee una historia geológica compleja.

### 5.1.1) Formación Las Lagunitas, sección superior: "SERIE DE SELERPE"

▪ **Corte 09-PAP1** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor  $37,5\mu$  - clasto menor  $1,5\mu$ ), los clastos son en su mayoría subredondeados y pobremente seleccionados. El contenido de matriz es escaso ( $<15\%$ ), es decir es clasto-sostén. En base a lo anterior, la roca se la clasifica como submadura texturalmente.

Mineralógicamente se encuentra compuesta principalmente por cuarzo (muy abundante,  $\sim 40\%$ ) mostrando extinción ondulosa; micas del tipo muscovita (abundante,  $\sim 20\%$ ) y biotita (poco abundante,  $<5\%$ ); clorita (abundante,  $\sim 20\%$ ); plagioclasas (poco abundante,  $<5\%$ ); opacos ( $\sim 5\%$ ); minerales accesorios (circones,  $<5\%$ ); y litoclastos (escasos,  $<5\%$ ) de naturaleza sedimentaria, reconociéndose algunos de composición cuarcítica. Los minerales elongados muestran una orientación preferencial (foliación).

CLASIFICACIÓN: Arenita sublítica; Sublitoarenita.

PROCEDENCIA: Interior cratónico/Orógeno reciclado.

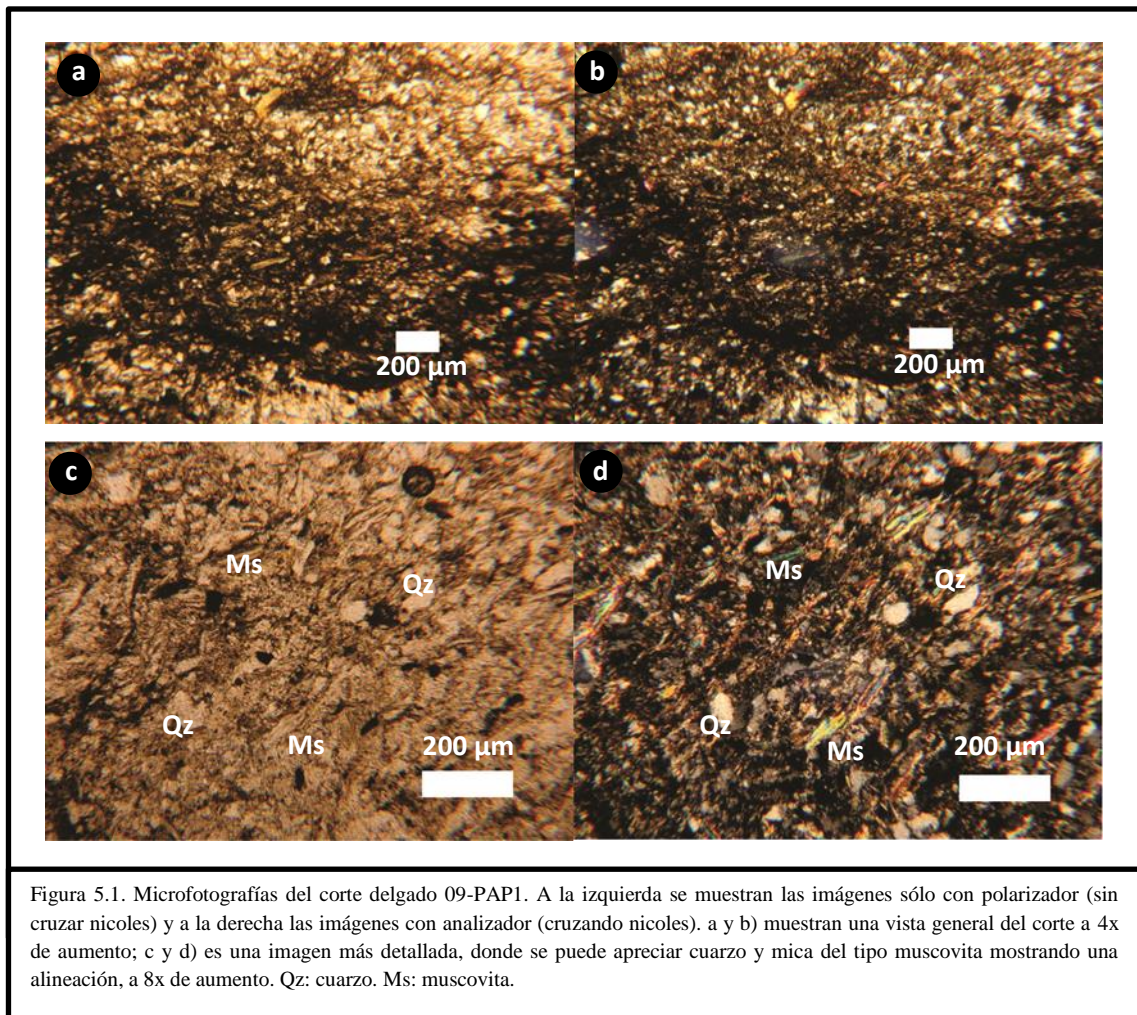


Figura 5.1. Microfotografías del corte delgado 09-PAP1. A la izquierda se muestran las imágenes sólo con polarizador (sin cruzar nicoles) y a la derecha las imágenes con analizador (cruzando nicoles). a y b) muestran una vista general del corte a 4x de aumento; c y d) es una imagen más detallada, donde se puede apreciar cuarzo y mica del tipo muscovita mostrando una alineación, a 8x de aumento. Qz: cuarzo. Ms: muscovita.

▪ **Corte 09-ACP1 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor 30  $\mu$  - clasto menor 4,5  $\mu$ ), con clastos en general es subredondeada a subangulosa y pobremente seleccionados. El contenido de matriz es relativamente abundante (>15%, matriz-sostén) y de composición biotítica-muscovítica. De esta manera, el material se puede clasificar como inmaduro texturalmente.

En cuanto a la mineralogía, se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, ~40%) mostrando maclas de presión, extinción ondulosa y rotación de subgranos; micas del tipo biotita (abundante, 25%) y muscovita (escasa, ~5%) algunas alteradas a clorita; minerales accesorios (circones, <5%); opacos (~5%); y litoclastos de naturaleza sedimentaria relativamente abundantes (cuarzitas, ~15%).

CLASIFICACIÓN: Vaque lítico; Sublitoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarzoso).

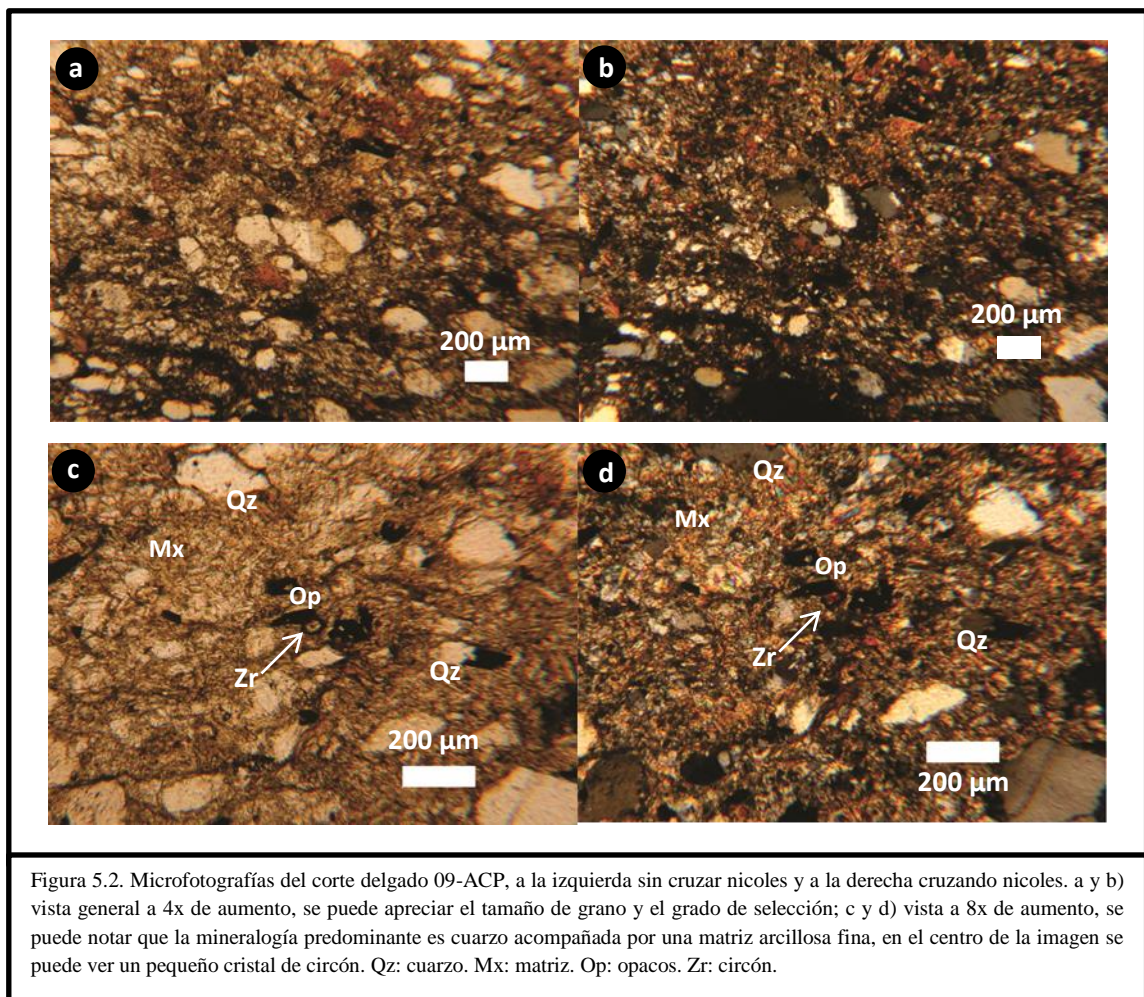


Figura 5.2. Microfotografías del corte delgado 09-ACP, a la izquierda sin cruzar nicols y a la derecha cruzando nicols. a y b) vista general a 4x de aumento, se puede apreciar el tamaño de grano y el grado de selección; c y d) vista a 8x de aumento, se puede notar que la mineralogía predominante es cuarzo acompañada por una matriz arcillosa fina, en el centro de la imagen se puede ver un pequeño cristal de circon. Qz: cuarzo. Mx: matriz. Op: opacos. Zr: circon.

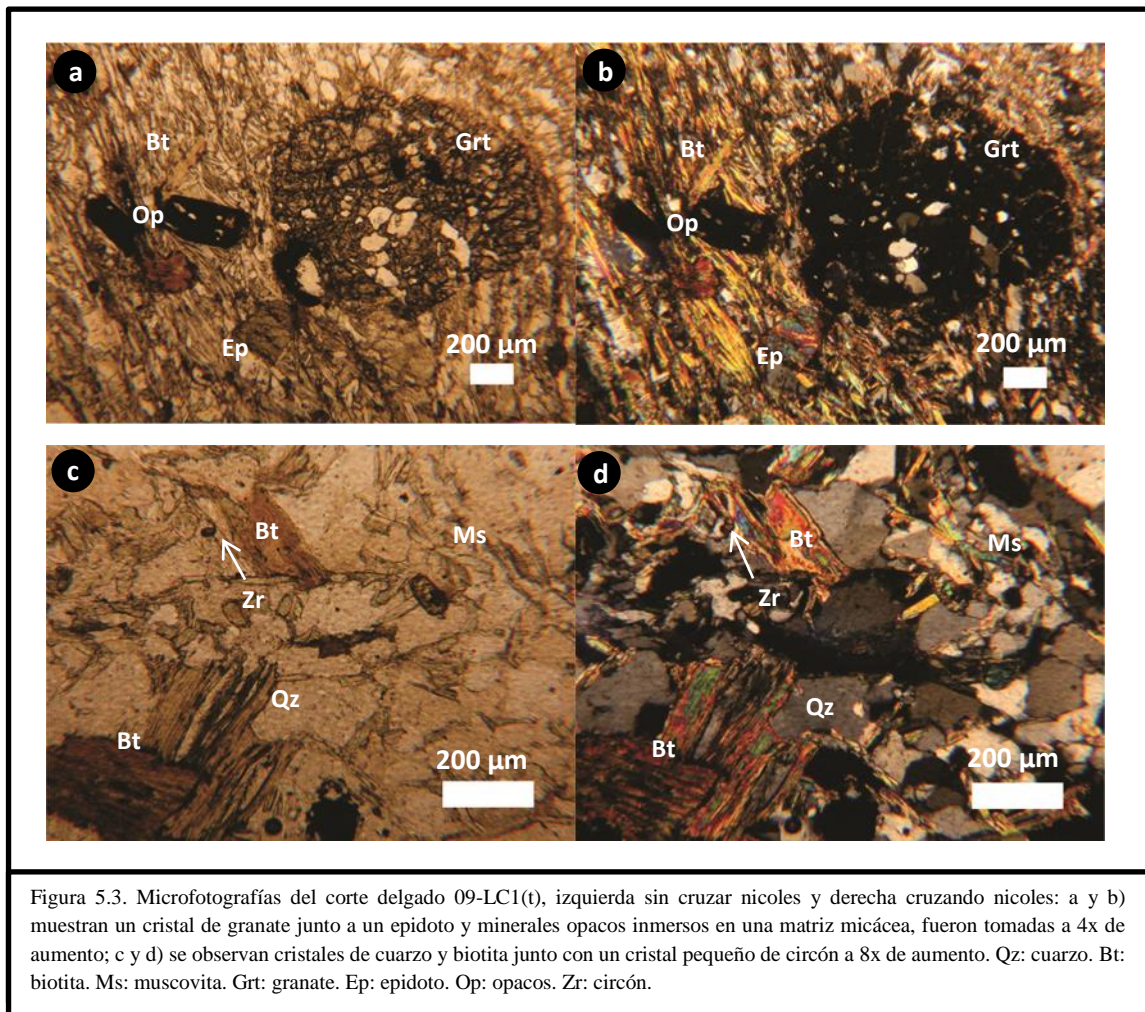
▪ **Corte 09-LC1(t)** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado (clasto mayor 231  $\mu$  - clasto menor 9  $\mu$ ), los clastos son subredondeados a subangulosos y pobre a moderadamente seleccionados. Posee una matriz escasa (<15%), clasto-sostén. Estas características permiten clasificar a la roca como submadura texturalmente.

Se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, ~40%) de variado tamaño, con signos de metamorfismo (maclas de presión y extinción ondulosa); micas del tipo biotita (abundante, 20%) y muscovita (relativamente abundante, 20%) algunas flexuradas y mostrando alteración a clorita; minerales accesorios (circones, <5%); minerales opacos (escasos, ~5%) asociados a biotita y clorita; granate (se encontraron solo dos cristales) totalmente extinto al cruzar nicoles; plagioclasa (poco abundantes, <5%) mostrando macla polisintética; litoclastos de naturaleza no tan clara pero se logran distinguir algunos sedimentarios de composición cuarcítica. Los filosilicatos muestran una orientación preferencial (foliación).

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (transicional).



▪ **Corte 09-LC3** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor 48  $\mu$  - clasto menor 3  $\mu$ ), donde la forma de los clastos es en general subredondeada a subangulosa y son pobremente seleccionados. Posee una matriz biotítica abundante (>15%), es matriz-sostén. Las características observadas permiten clasificar el material como una roca inmadura texturalmente.

La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (abundante, ~35%), el cual muestra extinción ondulosa, rotación de subgranos y algunos maclas de presión; micas del tipo muscovita (escasa, 5%), que en general muestran una orientación preferencial, y biotita (escasa, <5%), muchas con signos de alteración y suele encontrarse constituyendo la matriz; plagioclasa (escasa, <5%) con macla polisintética; microclino (escaso, <5%) mostrando su característica macla en enrejado; minerales accesorios (circones, <5%) con tamaños que rondan las 1,5  $\mu$ ; litoclastos (relativamente abundantes, 20%) de naturaleza volcánica y sedimentaria (cuarcíticos).

CLASIFICACIÓN: Vaque lítico; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (transicional).

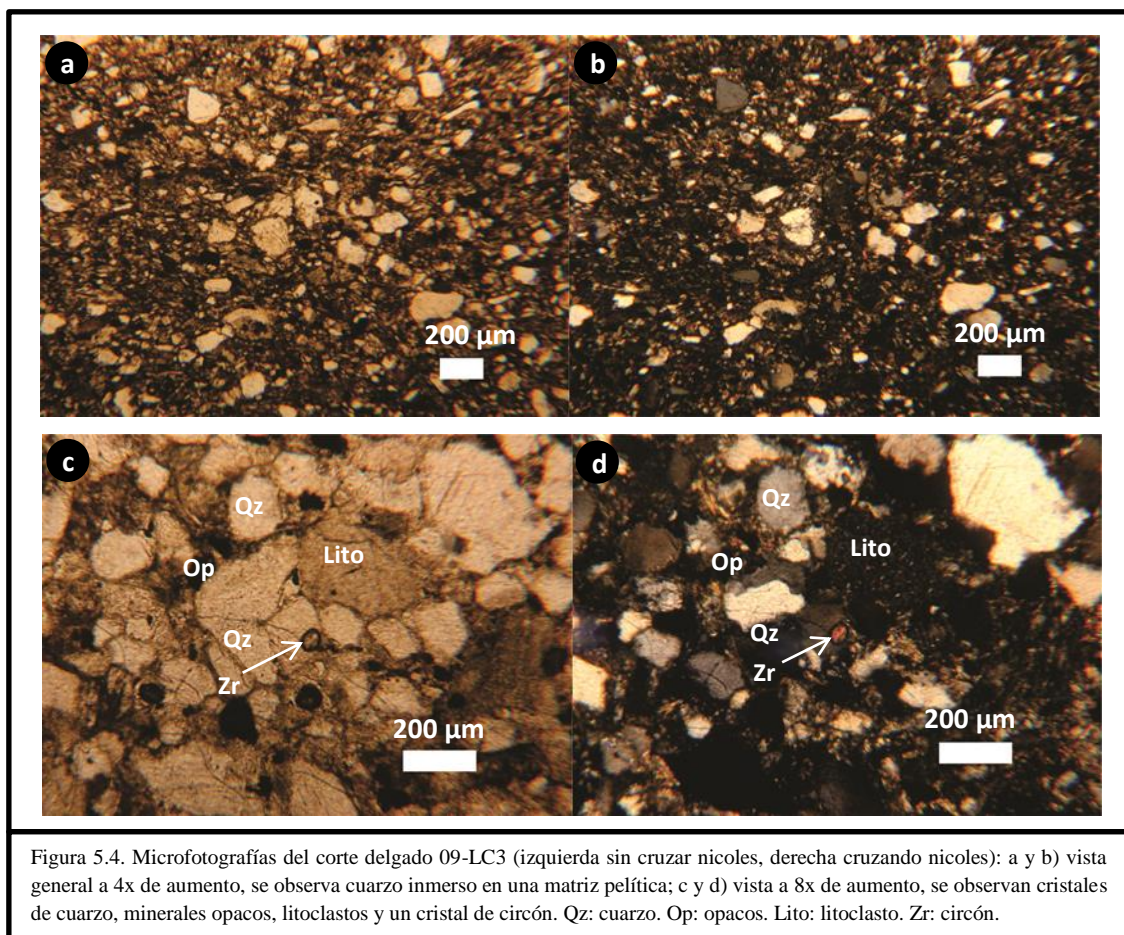


Figura 5.4. Microfotografías del corte delgado 09-LC3 (izquierda sin cruzar nicoles, derecha cruzando nicoles): a y b) vista general a 4x de aumento, se observa cuarzo inmerso en una matriz pelítica; c y d) vista a 8x de aumento, se observan cristales de cuarzo, minerales opacos, litoclastos y un cristal de circon. Qz: cuarzo. Op: opacos. Lito: litoclasto. Zr: circon.

▪ **Corte 09-LC9** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 93  $\mu$  - clasto menor 3  $\mu$ ), los clastos son subredondeados a subangulosos y moderada a pobremente seleccionados. El contenido de matriz es escaso (<15%, clasto-sostén) y de granulometría muy fina (biotítica). La roca se clasifica como submadura texturalmente. La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, ~40%) mostrando extinción ondulosa; micas del tipo muscovita (poco abundante, 5%), algunas flexuradas, y biotita (escasa, <5%); clorita (poco abundante, <5%); plagioclasa (poco abundante, 5%) mostrando la característica macla polisintética; minerales accesorios (circones, <5%); opacos (10%); litoclastos (abundantes, 20%) de naturaleza sedimentaria (cuarcitas) y volcánica (vulcanitas máficas). Se observa, además, la presencia de venas ferruginosas y minerales máficos.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (transicional).

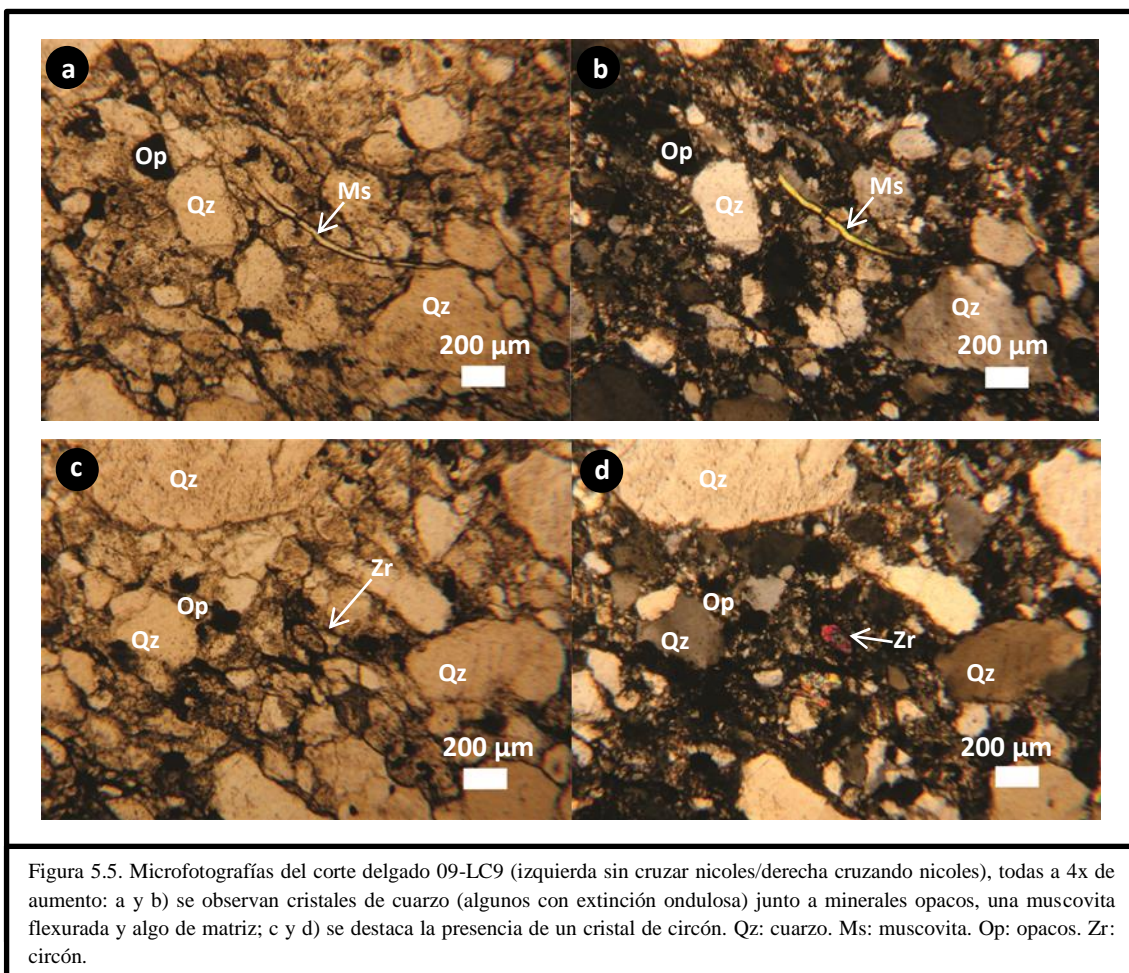


Figura 5.5. Microfotografías del corte delgado 09-LC9 (izquierda sin cruzar nicoles/derecha cruzando nicoles), todas a 4x de aumento: a y b) se observan cristales de cuarzo (algunos con extinción ondulosa) junto a minerales opacos, una muscovita flexurada y algo de matriz; c y d) se destaca la presencia de un cristal de circón. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Op: opacos. Zr: circón.

▪ **Corte 09-LC4** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor 45  $\mu$  - clasto menor 3  $\mu$ ), los clastos son subangulosos a subredondeados y moderadamente a bien seleccionados. El contenido de matriz es escaso (<15%, clasto-sostén) y de granulometría muy fina (micácea). El material se puede clasificar como maduro texturalmente.

Mineralógicamente se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, ~50%), mostrando signos de metamorfismo (extinción ondulosa, maclas de presión, rotación de subgrano) y de tamaño variable; mica de tipo muscovita (escasa, 5%), algunas flexuradas y mostrando una orientación preferencial; minerales accesorios (circones, relativamente abundantes 5%); plagioclasa y microclino (escasamente abundantes, <5%); opacos (10%). Se observa, además, la presencia de venas ferruginosas y minerales máficos.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Interior cratónico/Orógeno reciclado transicional.

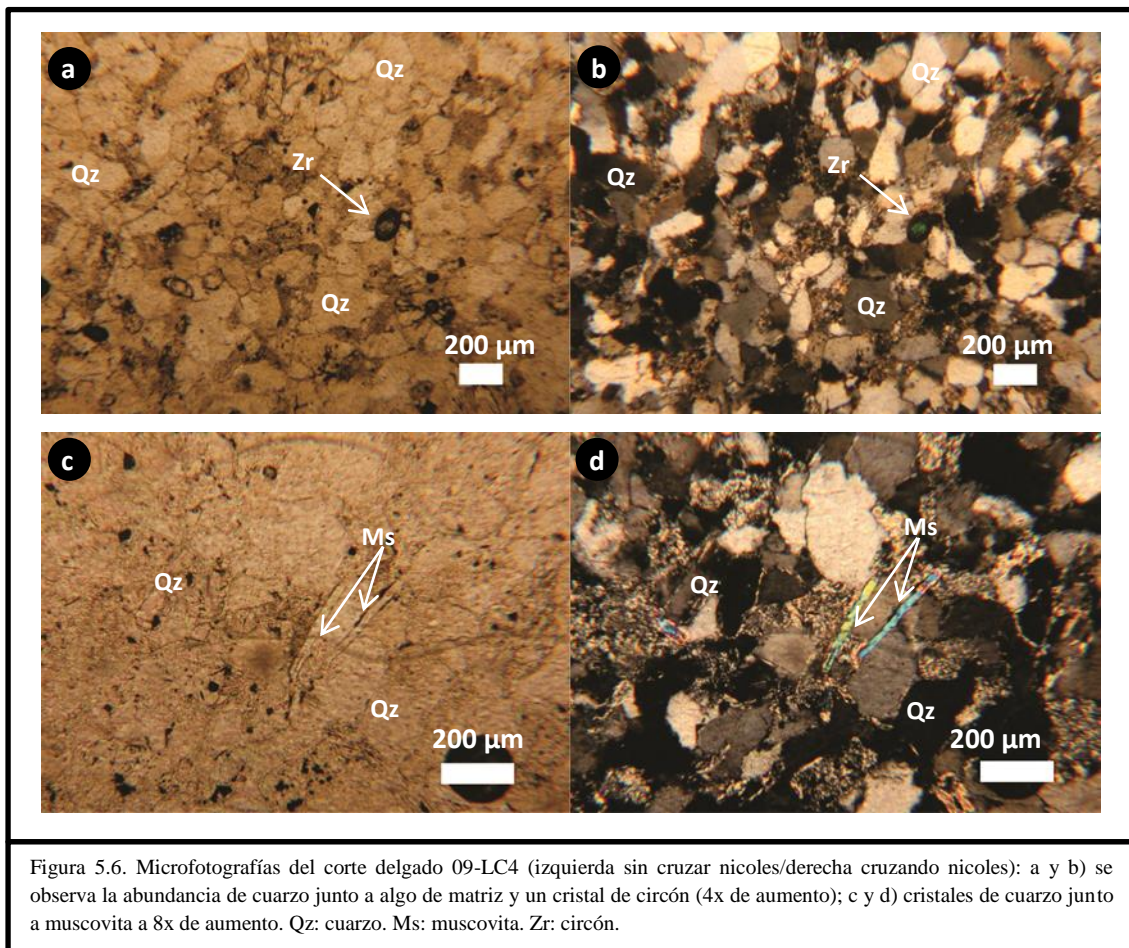


Figura 5.6. Microfotografías del corte delgado 09-LC4 (izquierda sin cruzar nicoles/derecha cruzando nicoles): a y b) se observa la abundancia de cuarzo junto a algo de matriz y un cristal de circón (4x de aumento); c y d) cristales de cuarzo junto a muscovita a 8x de aumento. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Zr: circón.

▪ **Corte 09-LC7 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor 25,5  $\mu$  - clasto menor 4,5  $\mu$ ), con formas subangulosas y moderadamente bien seleccionados. El contenido de matriz es escaso (<15%), es decir es clasto-sostén. La roca puede ser clasificada como madura a submadura texturalmente.

En cuanto a la composición, encontramos principalmente cuarzo (muy abundante, ~50%), mostrando extinción ondulosa y rotación de subgrano, aunque también se encuentra constituyendo venas de cuarzo; micas del tipo muscovita (abundante, 10%) y biotita (escasa, <5%), algunas flexuradas; minerales accesorios (circones, 5%) de tamaños variables; plagioclasa (poco abundante, 5%); clorita (poco abundante, 5%), redondeada a subangulosa, con pleocroísmo verde a grisáceo o gris a incoloro que al cruzar nicoles muestra birrefringencia verde oliva/marrón; y opacos (escasos, 5%).

CLASIFICACION: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Interior cratónico/Orógeno reciclado transicional.

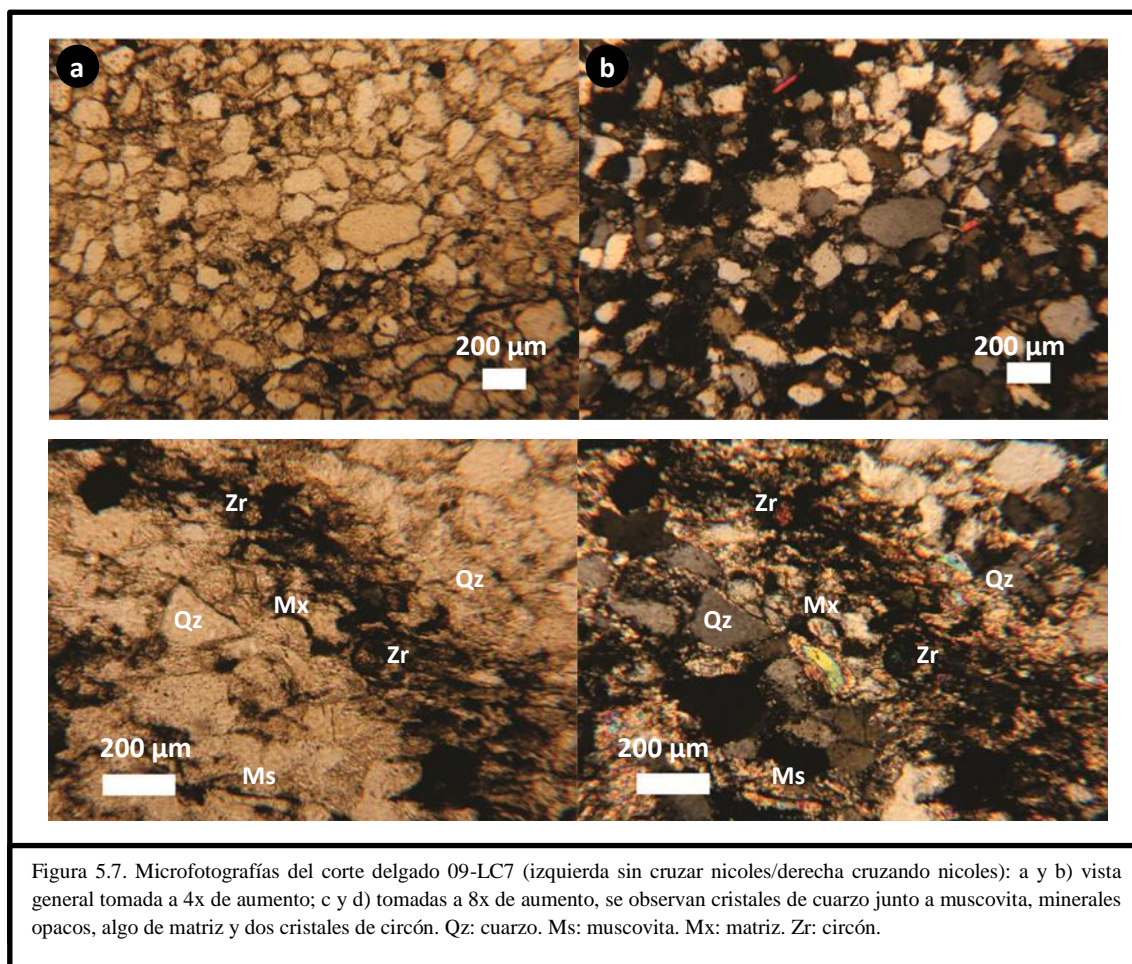


Figura 5.7. Microfotografías del corte delgado 09-LC7 (izquierda sin cruzar nicoles/derecha cruzando nicoles): a y b) vista general tomada a 4x de aumento; c y d) tomadas a 8x de aumento, se observan cristales de cuarzo junto a muscovita, minerales opacos, algo de matriz y dos cristales de circón. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Mx: matriz. Zr: circón.

▪ **Corte 09-LC5 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 60  $\mu$  - clasto menor 6  $\mu$ ), los clastos son subredondeados a subangulosos y moderada a pobremente seleccionados. Presenta una matriz escasa (<15%, clasto-sostén). Las propiedades observadas permiten clasificar a la roca como submadura texturalmente.

Mineralógicamente se compone de cuarzo (muy abundante, 40%), mostrando extinción ondulosa y maclas de presión; micas del tipo muscovita (abundante, 10%), levemente flexuradas, y biotita (escasa, <5%) alterada, con extinción ondulosa; clorita (poco abundante, <5%), con pleocroísmo verde y birrefringencia azul anómala; minerales accesorios (circones, 5%); minerales opacos (escasos, 5%); plagioclasa y microclino (escasos, 5%); y litoclastos (~20%) de naturaleza volcánica (máficos) y sedimentaria, reconociéndose algunos de composición cuarcítica.

CLASIFICACION: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarcoso).

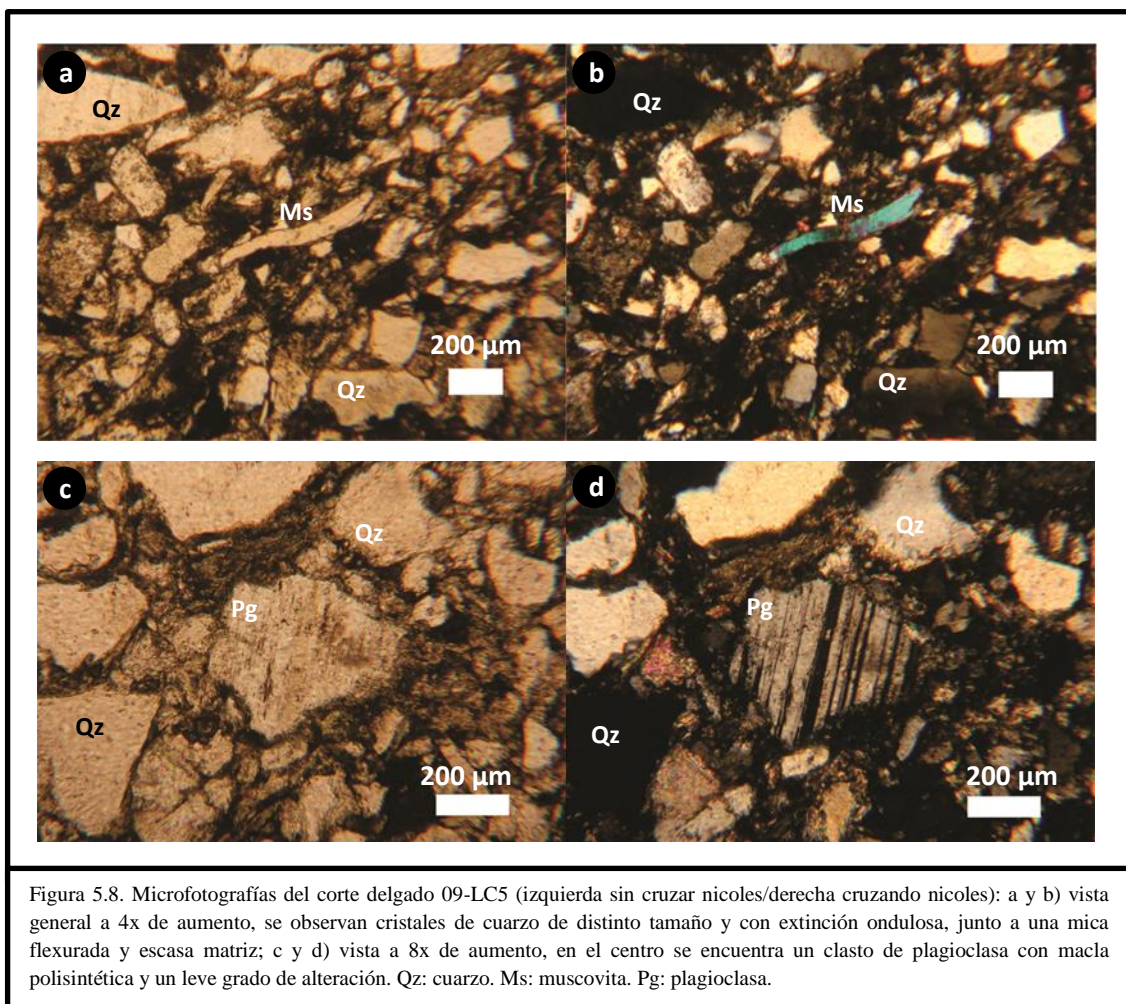


Figura 5.8. Microfotografías del corte delgado 09-LC5 (izquierda sin cruzar nicols/derecha cruzando nicols): a y b) vista general a 4x de aumento, se observan cristales de cuarzo de distinto tamaño y con extinción ondulosa, junto a una mica flexurada y escasa matriz; c y d) vista a 8x de aumento, en el centro se encuentra un clasto de plagioclasa con macla polisintética y un leve grado de alteración. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Pg: plagioclasa.

▪ **Corte 09-PAP6 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor 30  $\mu$  - clasto menor 6  $\mu$ ), de forma subredondeada y moderadamente bien seleccionado. Presenta una matriz escasa (<15%, clasto-sostén). En base a lo anterior, se clasifica como madura texturalmente.

En cuanto a la composición se caracteriza principalmente por poseer cuarzo (muy abundante, ~50%), mostrando extinción ondulosa; mica del tipo muscovita (moderadamente abundante, 10%), mostrando una orientación preferencial hacia la máxima elongación; clorita (escasa, <5%); plagioclasa y microclino (escasos, <5%); minerales accesorios (circones escasos, <5%); y minerales opacos (relativamente abundantes, 10%). Se observa como estructura una foliación producto orientación preferencial de los minerales.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Interior cratónico/Orógeno reciclado cuarzoso.

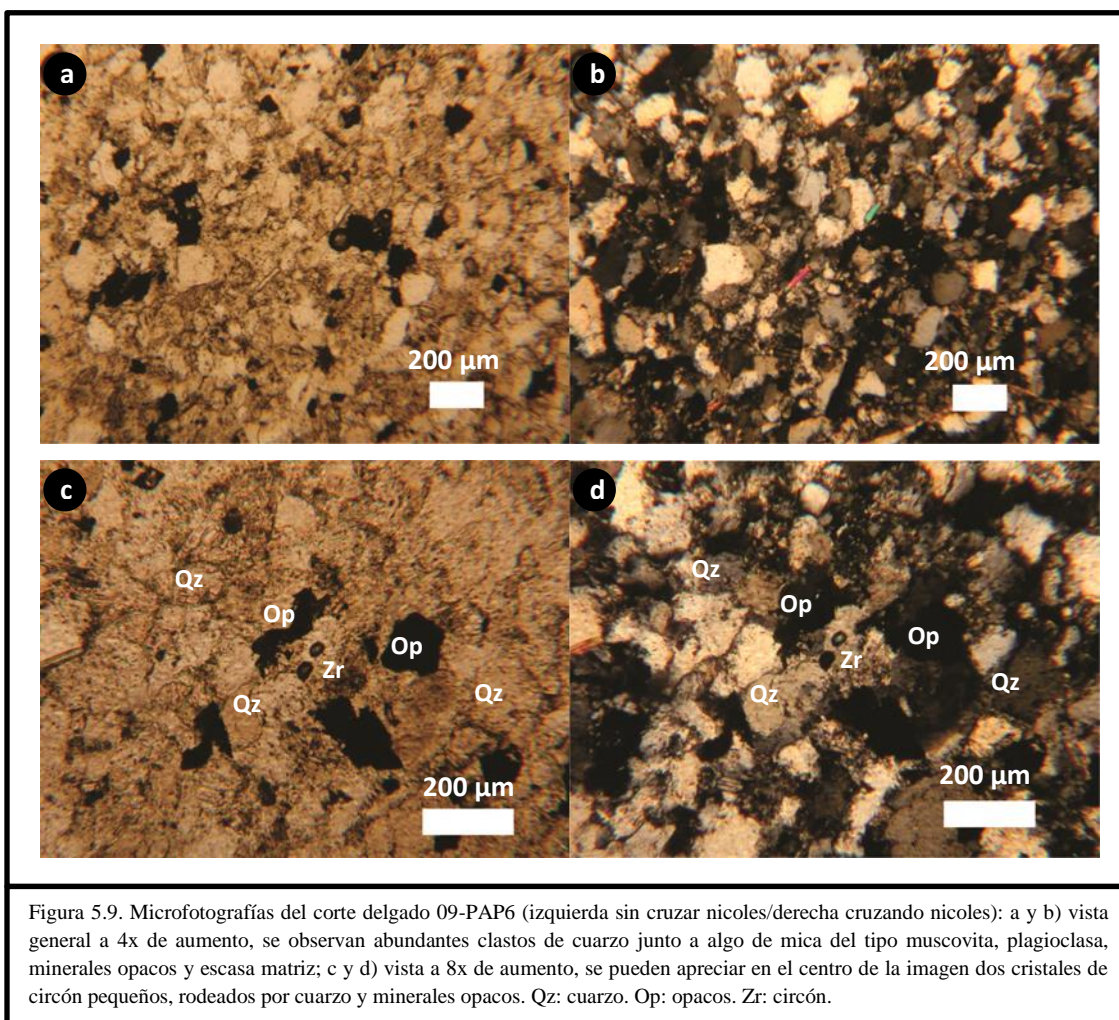


Figura 5.9. Microfotografías del corte delgado 09-PAP6 (izquierda sin cruzar nicoles/derecha cruzando nicoles): a y b) vista general a 4x de aumento, se observan abundantes clastos de cuarzo junto a algo de mica del tipo muscovita, plagioclasa, minerales opacos y escasa matriz; c y d) vista a 8x de aumento, se pueden apreciar en el centro de la imagen dos cristales de circón pequeños, rodeados por cuarzo y minerales opacos. Qz: cuarzo. Op: opacos. Zr: circón.

▪ **Corte 09-LC1** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 60  $\mu$  - clasto menor 3  $\mu$ ), con clastos subredondeados a subangulosos y moderadamente bien seleccionados. La matriz es escasa (<15%), es decir es clasto-sostén. Por lo anterior, se clasifica como submadura texturalmente.

La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, 40%), mostrando extinción ondulosa y maclas de presión; micas del tipo biotita (abundante, 15%) y muscovita (moderadamente abundante, 10%), algunas levemente flexuradas; clorita (escasa, <5%), la cual suele encontrarse reemplazando a la biotita; plagioclasa y microclino (escasos, 5%); minerales accesorios (circones, 5%); opacos (escasos, 5%); y litoclastos (abundantes, 20%) de naturaleza tanto volcánica como sedimentaria, reconociéndose algunos de composición cuarcítica. Los clastos muestran una orientación en una dirección preferencial según su elongación.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarzoso).

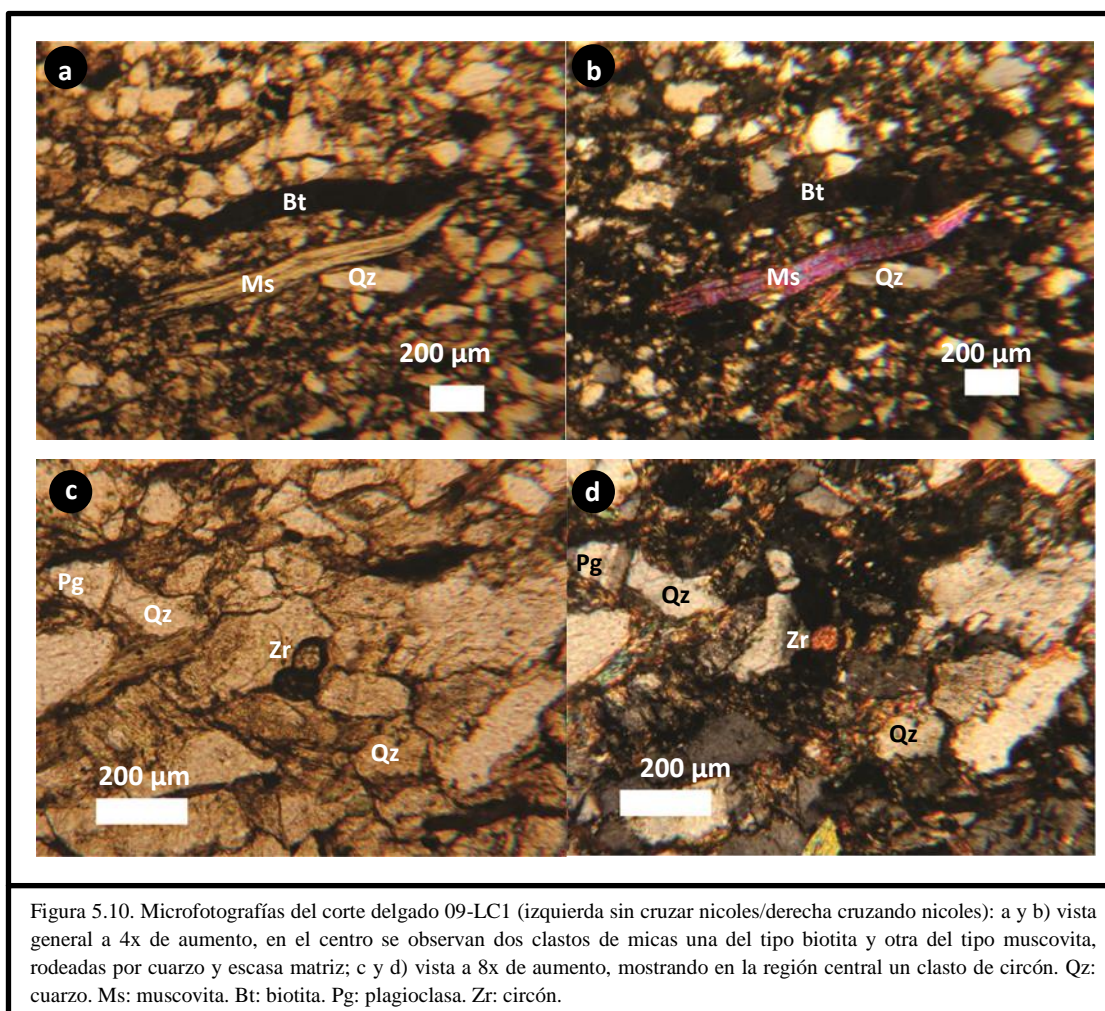


Figura 5.10. Microfotografías del corte delgado 09-LC1 (izquierda sin cruzar nicoles/derecha cruzando nicoles): a y b) vista general a 4x de aumento, en el centro se observan dos clastos de micas una del tipo biotita y otra del tipo muscovita, rodeadas por cuarzo y escasa matriz; c y d) vista a 8x de aumento, mostrando en la región central un clasto de circón. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Bt: biotita. Pg: plagioclasa. Zr: circón.

5.1.2) Formación Las Lagunitas, sección inferior: "FM LAS LAGUNITAS (s. str.)"

▪ **Corte 01-LL-2(1)** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 60  $\mu$  - clasto menor 6  $\mu$ ), los clastos poseen formas subredondeadas a subangulosas y son moderada a pobremente bien seleccionados. El contenido de matriz es escaso (<15%, clasto-sostén). Se clasifica como submadura texturalmente.

La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, 40%), de tamaño muy variado; micas del tipo biotita (abundante, 20%); plagioclasa (escasa, <5%); opacos (escasos, 5%); y litoclastos (escasos, 5%) de naturaleza sedimentaria (de composición cuarcítica) y volcánica. Además, se observa una zonación de la mineralización, encontrándose zonas ricas en cuarzo y zonas con abundante matriz biotítica y escaso cuarzo (bandeamiento).

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (lítico).

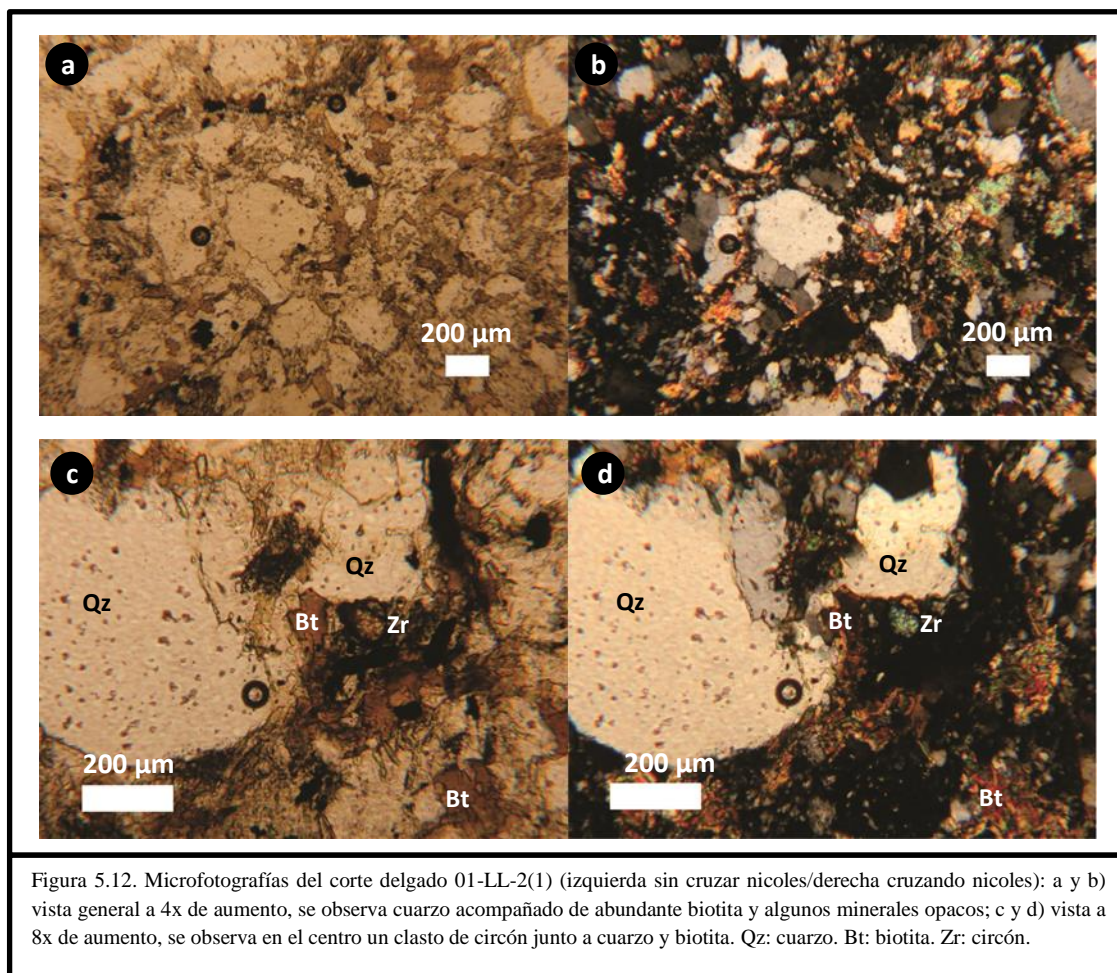


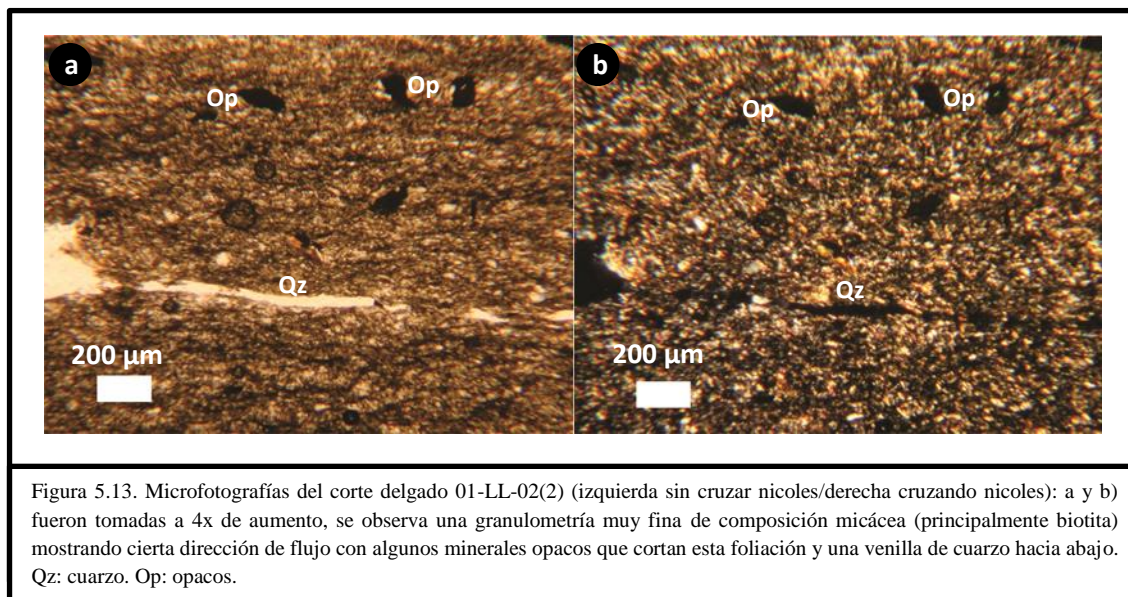
Figura 5.12. Microfotografías del corte delgado 01-LL-2(1) (izquierda sin cruzar nicols/derecha cruzando nicols): a y b) vista general a 4x de aumento, se observa cuarzo acompañado de abundante biotita y algunos minerales opacos; c y d) vista a 8x de aumento, se observa en el centro un clasto de circón junto a cuarzo y biotita. Qz: cuarzo. Bt: biotita. Zr: circón.

▪ **Muestra 01-LL-2(2)** (8x de aumento):

La muestra se compone de una matriz muy fina (tamaño de grano inferior a  $1,5\mu$ ), foliada, en la que intercalan venillas de cuarzo y de biotita. Los minerales opacos cortan la foliación, y tienen un tamaño promedio de  $6\mu$ .

La muestra presenta una matriz abundante ( $>15\%$ ) biotítica. Los minerales opacos muestran cierta linealidad.

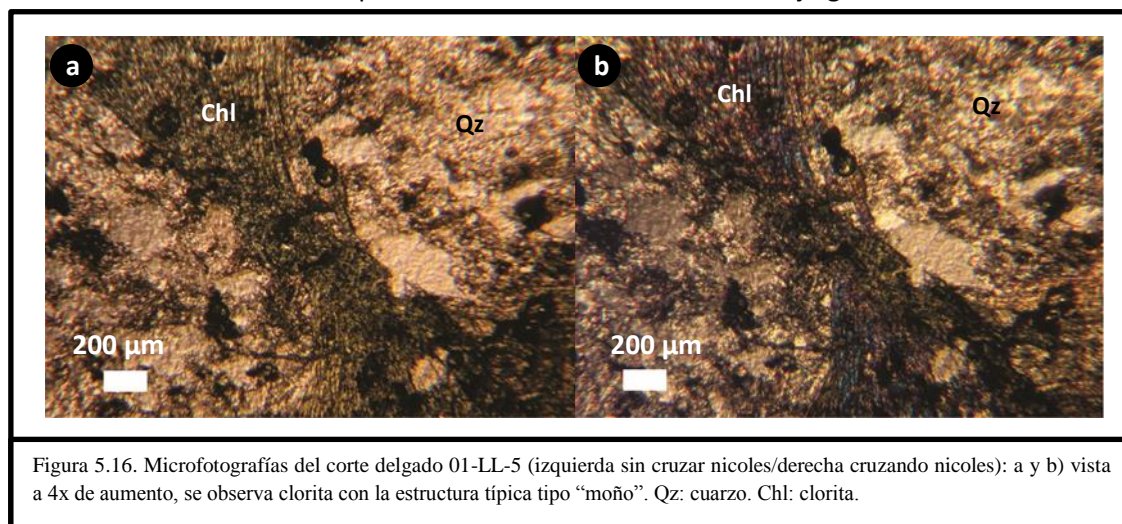
CLASIFICACIÓN: Corresponde a una roca metamórfica de bajo grado (filita).



▪ **Corte 01-LL-5** (4x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano grueso (clasto mayor  $180\mu$  - clasto menor  $6\mu$ ). Se compone de abundante clorita ( $\sim 30\%$ ); biotita cloritizada (escasa,  $\sim 5\%$ ); cuarzo ( $\sim 40\%$ ); y calcita ( $\sim 10\%$ ).

CLASIFICACIÓN: Corresponde a una roca metamórfica de bajo grado.



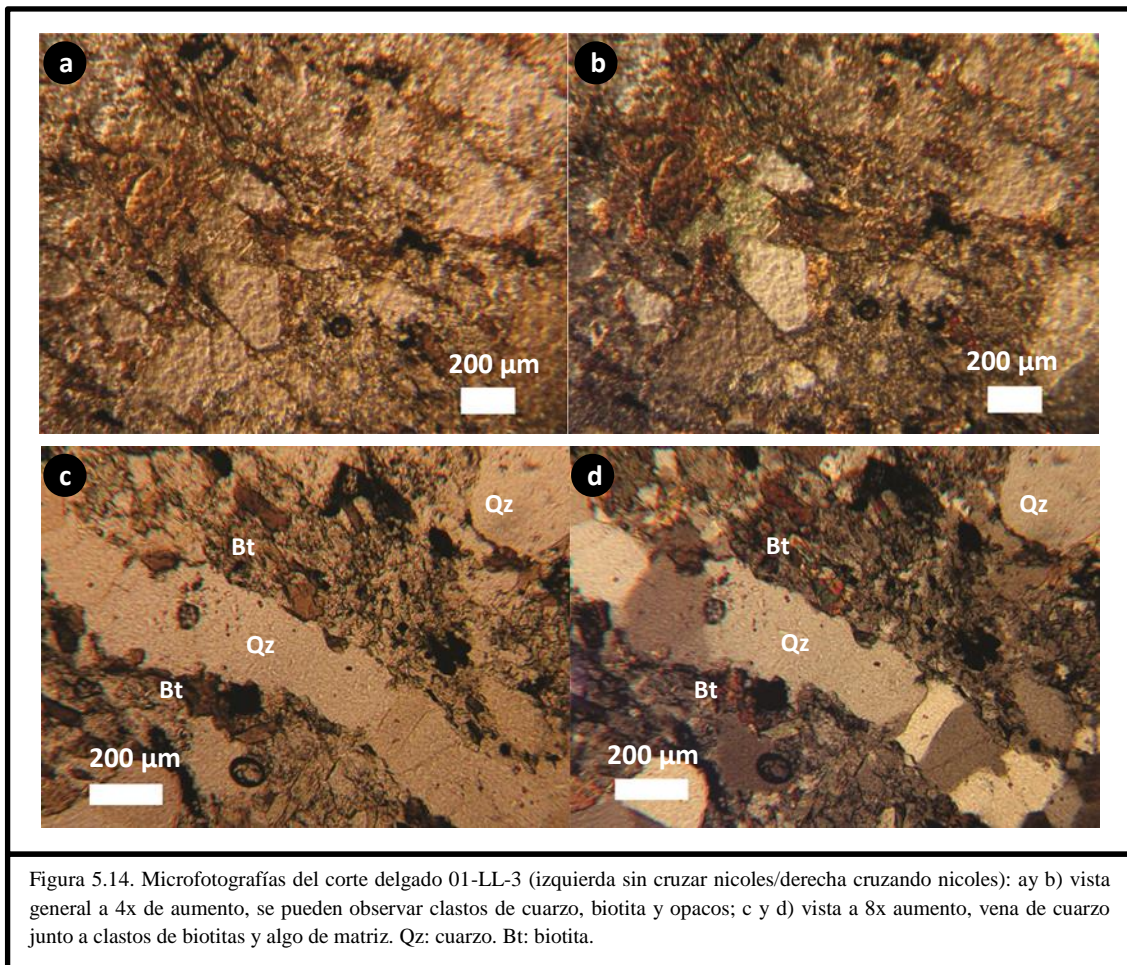
▪ **Corte 01-LL-3** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 90  $\mu$  - clasto menor 7,5  $\mu$ ), los clastos poseen formas subredondeadas y son moderada a pobremente bien seleccionados. El contenido de matriz es escaso (<15%, clasto-sostén) y es de tipo cuarcítica. Se clasifica como submadura texturalmente.

La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, 40%), con extinción ondulosa; micas del tipo biotita (abundante, 20%), mostrando una orientación preferencial; plagioclasa (escasa, <5%); opacos (poco abundantes, 10%); y litoclastos (relativamente abundantes, 10%) algunos de naturaleza sedimentaria (de composición cuarcítica) y volcánica.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarcoso).



▪ **Corte 01-LL-4** (8x de aumento):

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 70,5  $\mu$  - clasto menor 1,5  $\mu$ ), de forma subangulosa y moderada a pobremente bien seleccionado. El contenido de matriz es escaso (<15%, clasto-sostén) de tipo cuarcítica. Se clasifica como submadura texturalmente.

Mineralógicamente se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, 40%), con extinción ondulosa; micas del tipo biotita (abundante, 20%), mostrando una orientación preferencial; plagioclasa (escasa, <5%); opacos (poco abundante, 10%); clorita (escasa, <5%); y litoclastos (relativamente abundantes, 10%) de naturaleza sedimentaria (cuarcitas) y volcánica.

CLASIFICACIÓN: Arenita lítica; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarzoso).

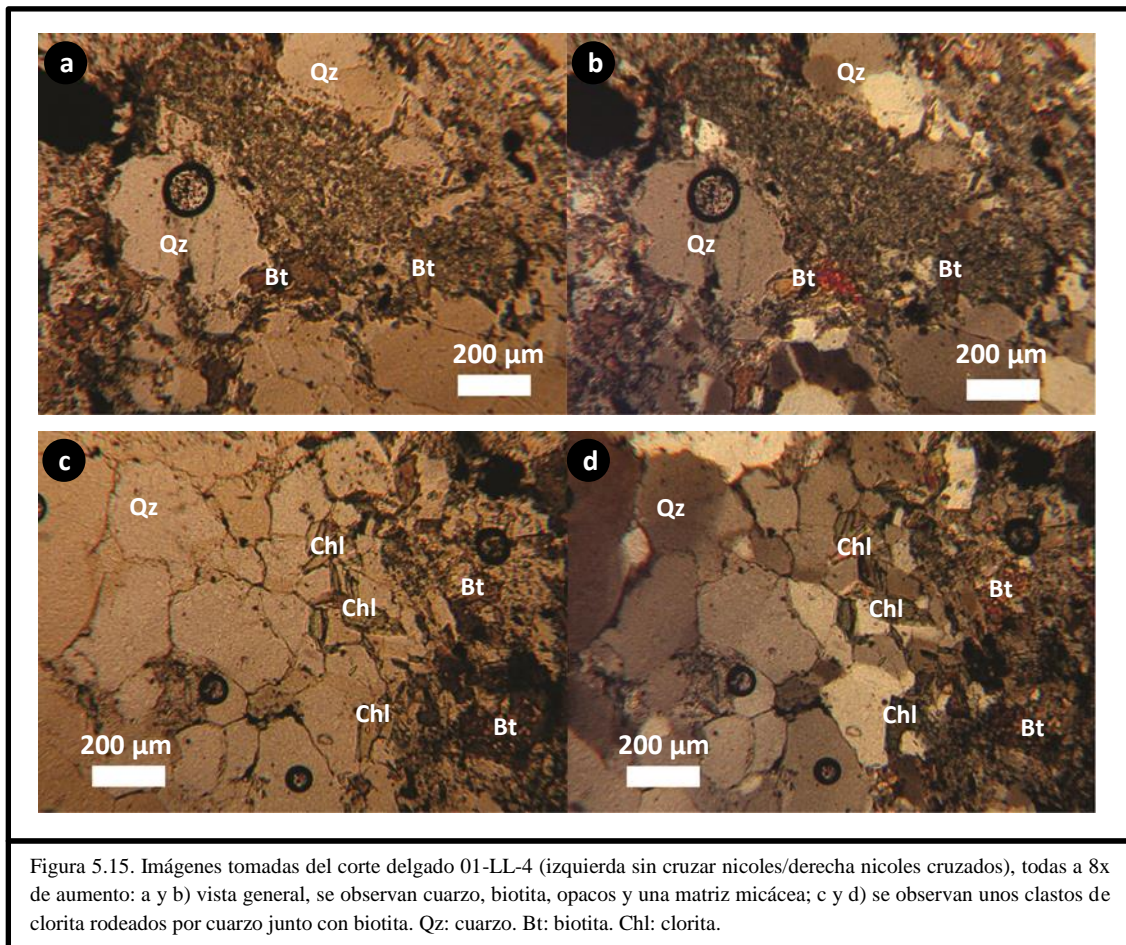


Figura 5.15. Imágenes tomadas del corte delgado 01-LL-4 (izquierda sin cruzar nicols/derecha nicols cruzados), todas a 8x de aumento: a y b) vista general, se observan cuarzo, biotita, opacos y una matriz micácea; c y d) se observan unos clastos de clorita rodeados por cuarzo junto con biotita. Qz: cuarzo. Bt: biotita. Chl: clorita.

### 5.1.3) Formación Yaucha (equivalente al norte de la "Fm Las Lagunitas (s. str.)")

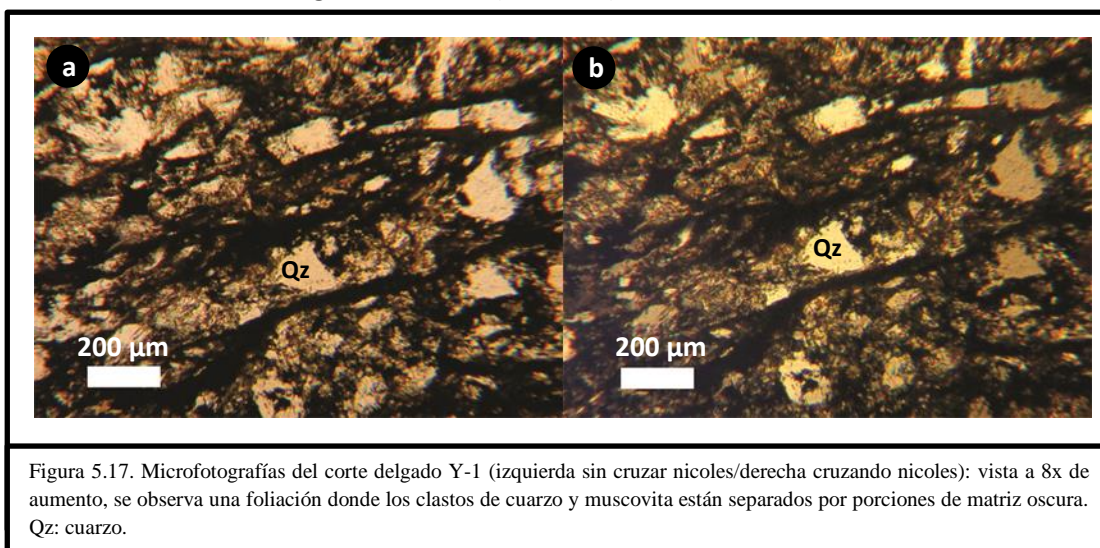
▪ **Corte Y-1 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano fino (clasto mayor  $42\ \mu$  - clasto menor  $15\ \mu$ ), los clastos son subredondeados a subangulosos y moderada a pobremente bien seleccionados. El contenido de matriz es abundante ( $>15\%$ ), matriz-sostén. En base a lo anterior, se clasifica como inmadura texturalmente.

La mineralogía se compone principalmente de cuarzo (muy abundante,  $\sim 50\%$ ), con extinción ondulosa y rotación de subgrano (mostrando en ciertos uniones triple de  $120^\circ$ ), algunos cristales se agrupan formando venas de cuarzo; micas del tipo muscovita (abundante,  $25\%$ ), mostrando una orientación preferencial; plagioclasa (escasa,  $<5\%$ ); opacos (escasos,  $5\%$ ); y litoclastos (escasos,  $10\%$ ) de naturaleza sedimentaria y algunos volcánica. Se observa como estructura un bandeamiento.

CLASIFICACIÓN: Vaque lítico; Sublitoarenita.

PROCEDENCIA: Orógeno reciclado (cuarzoso).



▪ **Corte Y-7 (8x de aumento):**

La muestra presenta un tamaño de grano moderado a fino (clasto mayor 150  $\mu$  - clasto menor 3  $\mu$ ), de forma subredondeada a subangulosa, y pobremente bien seleccionado. Posee una matriz moderadamente abundante (>15%, matriz-sostén). Por lo anterior, se clasifica como inmadura texturalmente.

Mineralógicamente se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, ~50%), que muestra rotación de subgranos, bordes interdigitados, extinción ondulosa y cierta elongación en una dirección; micas del tipo muscovita (abundante, 25%), la cual se orienta (junto al cuarzo) en una dirección preferencial mostrando una foliación, y biotita (escasa, <5%), alterada a minerales arcillosos; clorita (escasa, <5%); y opacos (escasos, 5%).

CLASIFICACIÓN: Vaque lítico; Litoarenita.

PROCEDENCIA: Interior cratónico/Orógeno reciclado cuarzoso.

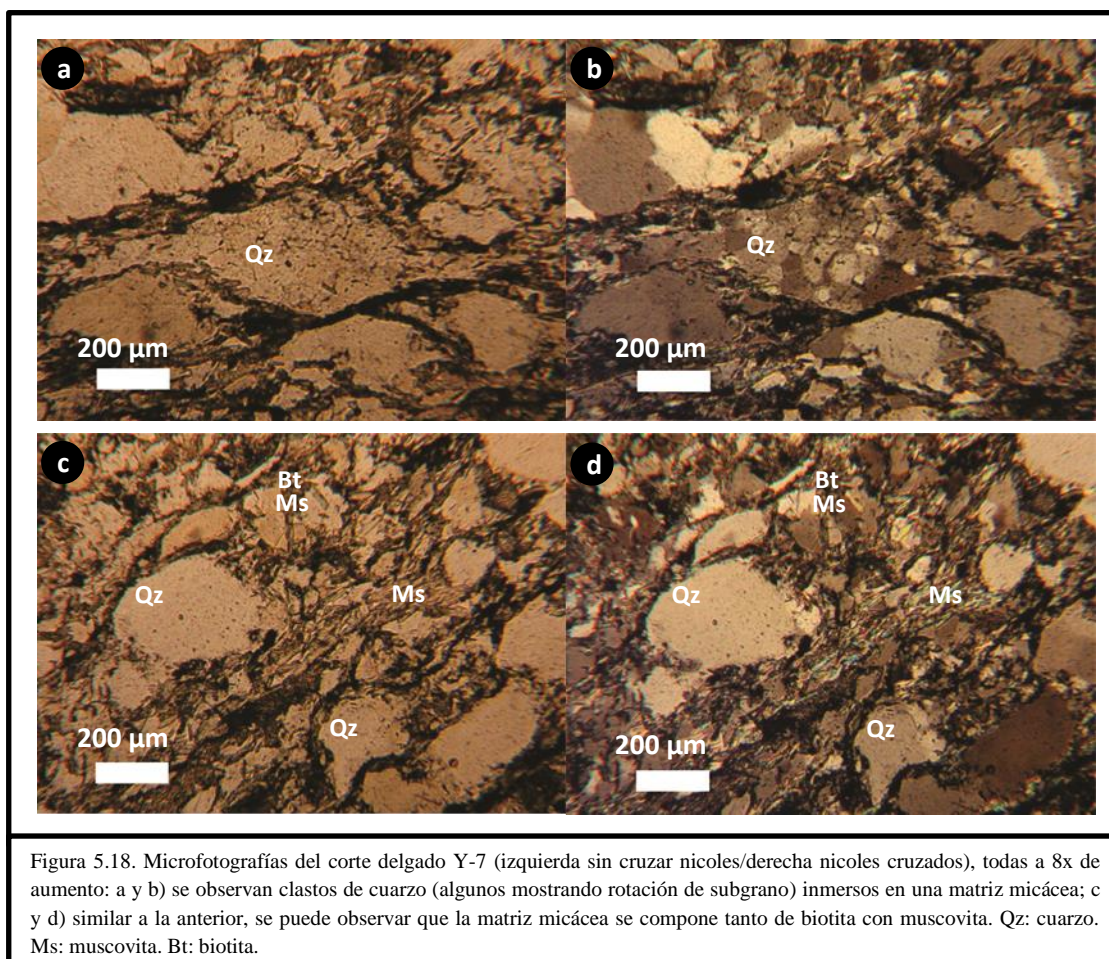


Figura 5.18. Microfotografías del corte delgado Y-7 (izquierda sin cruzar nicols/derecha nicols cruzados), todas a 8x de aumento: a y b) se observan clastos de cuarzo (algunos mostrando rotación de subgrano) inmersos en una matriz micácea; c y d) similar a la anterior, se puede observar que la matriz micácea se compone tanto de biotita con muscovita. Qz: cuarzo. Ms: muscovita. Bt: biotita.

## 5.1.4) DISCUSION:

Es de destacar que bajo el microscopio, todos los cortes muestran en general una granulometría media a fina, moderada a pobremente seleccionada y con clastos subredondeados a subangulosos. Los minerales constituyentes principales son: cuarzo (mayoritario, tanto mono como policristalino), micas del tipo biotita y muscovita, y plagioclasas; en algunos casos también se encuentra presente feldespato potásico (variedad microclino), clorita, litoclastos, minerales accesorios (circón) y minerales opacos. Es interesante destacar la presencia de granates en la muestra 09-LC1(t) perteneciente a la sección superior. Los litoclastos encontrados son mayormente de naturaleza sedimentaria (del tipo cuarcíticos) e ígnea (volcánicos).

Teniendo en cuenta la mineralogía mencionada, las muestras han sido clasificadas como arenitas o vaques líticos a sublíticos y como litoarenita a sublitoarenita, según los criterios de Dott (1964) y Folk (1970) respectivamente. Es interesante remarcar que de las 17 muestras totales, 2 fueron catalogadas de naturaleza metamórfica de bajo grado. Respecto a la procedencia sedimentaria se utilizaron los gráficos propuestos por Dickinson *et al.* (1983), donde las rocas pudieron vincularse a 2 orígenes distintos principales: interior cratónico y orógeno reciclado (ver Tabla 5.2).

NUMERO	MUESTRA	CLASIFICACIÓN		PROCEDENCIA	UNIDAD
		Dott (1964) modif. por Pettijohn et al. (1972)	Folk et al. (1970)	Dickinson et al. (1983)	
1	<b>09-PAP1</b>	Arenita cuarzosa	Cuarzoarenita	Interior cratónico	Sección superior
2	<b>09-ACP1</b>	Vaque lítico	Sublitoarenita	Orógeno reciclado cuarzoso	
3	<b>09-LC1-t</b>	Arenita cuarzosa	Cuarzoarenita	Interior cratónico	
4	<b>09-LC3</b>	Vaque lítico	Litoarenita	Orógeno reciclado cuarzoso	
5	<b>09-LC9</b>	Arenita lítica	Litoarenita	Orógeno reciclado mezcla	
6	<b>09-LC4</b>	Arenita subarcósica	Subfeldarenita	Interior cratónico	
7	<b>09-LC7</b>	Arenita subarcósica	Subfeldarenita	Interior cratónico	
8	<b>09-LC5</b>	Arenita lítica	Litoarenita feldespática	Orógeno reciclado mezcla	
9	<b>09-PAP6</b>	Arenita subarcósica	Subfeldarenita	Interior cratónico	
10	<b>09-LC1</b>	Arenita lítica	Litoarenita feldespática	Orógeno reciclado mezcla	
11	<b>01-LL-2(1)</b>	Arenita sublítica	Sublitoarenita	Orógeno reciclado cuarzoso	Sección inferior
12	<b>01-LL-2(2)</b>	Filita (metamórfica)			
13	<b>01-LL-3</b>	Arenita sublítica	Sublitoarenita	Orógeno reciclado	
14	<b>01-LL-4</b>	Arenita sublítica	Sublitoarenita	Orógeno reciclado	
15	<b>01-LL-5</b>	Metamórfica			
16	<b>Y-1</b>	Vaque lítico	Sublitoarenita	Orógeno reciclado cuarzoso	Yaucha
17	<b>Y-7</b>	Vaque cuarzoso	Cuarzoarenita	Interior cratónico	

Tabla 5.2. Resumen de la clasificación y procedencia sedimentaria (Dickinson *et al.*, 1983) de las 17 muestras analizadas.

En la figura siguiente (Fig. 5.19) se muestran los distintos gráficos utilizados para la clasificación de los cortes:

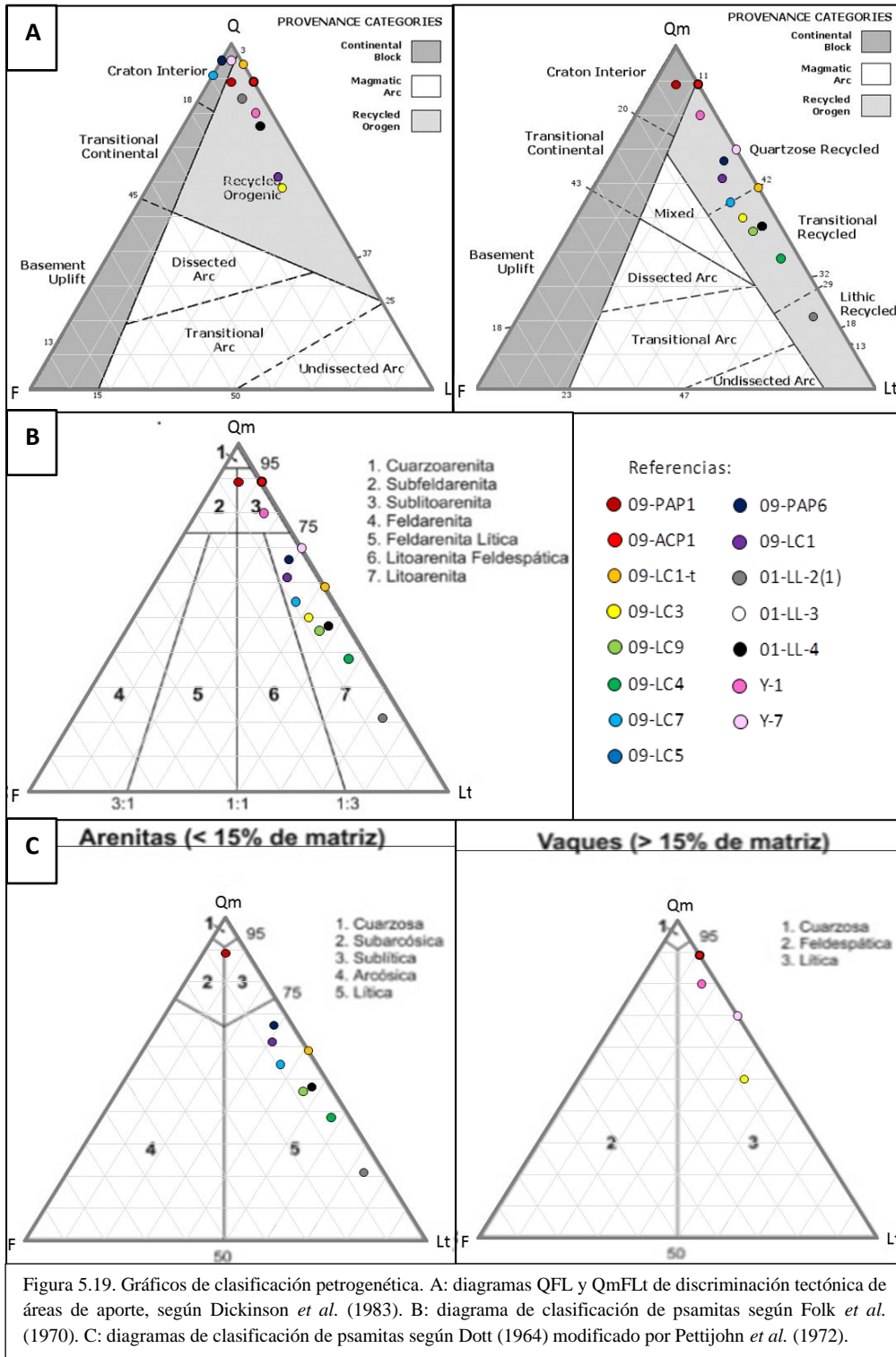


Figura 5.19. Gráficos de clasificación petrogenética. A: diagramas QFL y QmFLt de discriminación tectónica de áreas de aporte, según Dickinson *et al.* (1983). B: diagrama de clasificación de psamitas según Folk *et al.* (1970). C: diagramas de clasificación de psamitas según Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1972).

El ploteo de las muestras en los distintos gráficos permite inferir que las rocas analizadas se encuentran vinculadas en su mayoría a una fuente relacionada a un orógeno reciclado con importante aporte de cuarzo. Por lo tanto, podemos decir que las muestras tienen un origen común, es decir pertenecerían a la misma sección (Formación Las Lagunitas, sección superior o Serie de Selerpe).

Debido al contenido de cuarzo policristalino (incluido dentro de los líticos totales =Lt), las muestras se clasifican en su mayoría como litoarenitas o arenitas/vaques líticos.

## 5. 2) ANÁLISIS GEOQUÍMICO

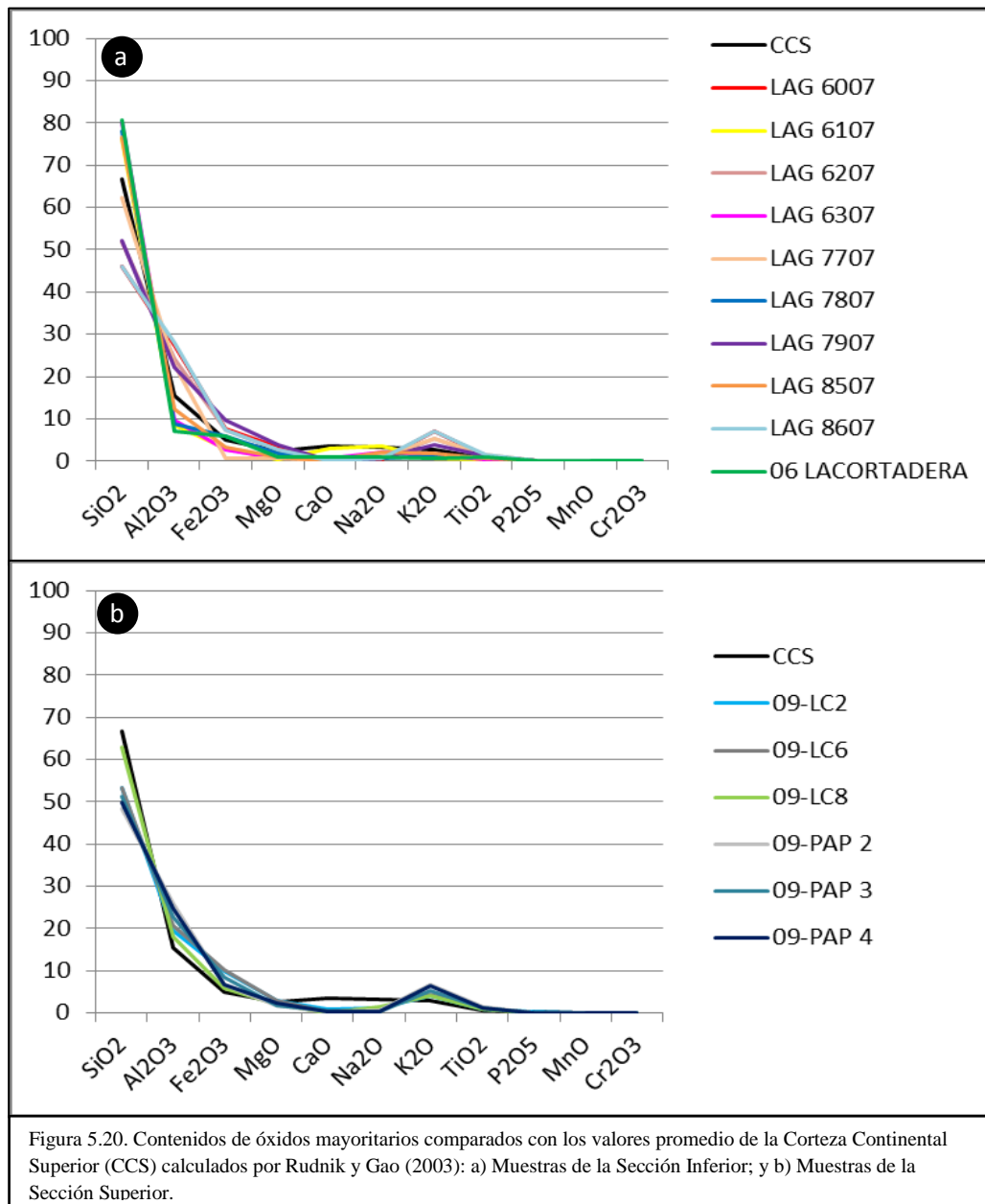
Se analizaron un total de 16 muestras en el laboratorio AcmeLabs (ACME Analytical Laboratories Ltd., Canadá) para el cálculo de los porcentajes en peso de los óxidos mayoritarios, minoritarios y elementos traza presentes en las rocas. Las muestras analizadas son: LAG-6007, LAG-6107, LAG-6207, LAG-6307, LAG-7707, LAG-7807, LAG-7907, LAG-8507, LAG-8607, 06-LACORTADERA, 09-LC2, 09-LC6, 09-LC8, 09-PAP2, 09-PAP3 y 09-PAP4. A continuación se muestra el color asignado a cada muestra.

▲ 09-LC2 ▲ 09-LC6 ▲ 09-LC8 ▲ 09-PAP 2 ▲ 09-PAP 3 ▲ 09-PAP 4	Sección superior (SI-Dv)
● LAG 6007 ● LAG 6107 ● LAG 6207 ● LAG 6307 ● LAG 7707 ● LAG 7807 ● LAG 7907 ● LAG 8507 ● LAG 8607 ● 06 LACORTADERA	Sección inferior (Od)

Las muestras han sido diferenciadas en base a las edades reconocidas para las secuencias estudiadas. Un grupo de ellas pertenecen a la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, del Ordovícico Superior, en base a la presencia de la biozona de graptolites *Climacograptus bicornis*. Las muestras restantes, correspondientes a los arroyos La Cortadera (LC) y Papagayos (PAP), dado que por posición estratigráfica se hallan por encima de las anteriores, se las considera de edad siluro-devónica debido a la ausencia de ésta fauna y también a la falta de evidencias que denoten un metamorfismo de bajo grado, es de destacar la presencia de icnogéneros tipo *Nereites*. De esta manera, en los gráficos de clasificación y discriminación geoquímica aplicados se diferenciarán las muestras relacionadas a la secuencia Ordovícica (sección inferior) con **círculos** y las vinculadas al posible intervalo Siluro-Devónico (sección superior) con **triángulos**.

### 5. 2.1) ELEMENTOS MAYORITARIOS:

El análisis de los óxidos mayoritarios es útil para determinar tanto la procedencia como las condiciones de meteorización que ha sufrido una roca, ambas controladas por el ambiente tectónico de la cuenca. Los contenidos de óxidos mayoritarios de las muestras se compararon con los valores promedio calculados para la Corteza Continental Superior (**CCS**, la cual en los gráficos se muestra en **negro**) por Rudnick y Gao, (2003). Se puede notar que las muestras de la Sección Inferior (ordovícica) se asemejan bastante en cuanto a los contenidos de óxidos a las rocas de la **CCS**, en tanto que las muestras de la Sección Superior (siluro-devónico) muestran contenidos variables respecto a la **CCS** (Fig. 5.20-a y -b, respectivamente). Si observamos ambas secciones en conjunto vemos que presentan una distribución semejante de ciertas concentraciones de elementos mayoritarios, en tanto que otros valores son considerablemente distintos. Estas similitudes y diferencias serán resaltadas en los párrafos siguientes.



- Los contenidos normales de SiO<sub>2</sub> en la **CCS** rondan 66%. En las muestras de la sección inferior se pueden distinguir dos grupos con tendencias diferentes: un grupo con valores más altos que respecto a la **CCS** (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT) que varían entre el 75 y 80%; y otro con valores menores, entre 45 y 60%. En cambio, las muestras de la sección superior registran en su totalidad valores inferiores a la **CCS**, variando entre 48 y 62%.

- En cuanto al contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, la **CCS** tiene un valor promedio de 15,4%. Nuevamente, vemos que las muestras de la sección inferior siguen dos tendencias marcadas: un grupo (LAG-6007, LAG-6207, LAG-7707, LAG-7907 y LAG-8607) posee valores comprendidos entre 22 y 28%; y el resto tiene valores comprendidos entre 6 y 12%. Por su parte, las muestras de la sección superior revelan un rango más estrecho con valores extremos de 18 y 26%, que las ubica por encima de los contenidos normales de la **CCS**.

- El óxido férrico (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) en la **CCS** promedio es de 5%. Las muestras de la sección superior siguen dos tendencias: por un lado con valores entre 5,5 y 10% (LAG-6007, LAG-6207,

LAG-7807, LAG-7907, LAG-8607 y 06-LACORT) y por otro con valores entre 0,5 y 3% (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7707 y LAG-8507); mientras que la sección superior se ubica con valores enteramente por encima de la **CCS**.

- Los contenidos promedio de MgO en la **CCS** son de 2,5%. Tanto las muestras de la sección superior como inferior se dividen en dos grupos: por encima de la **CCS** encontramos a las muestras LAG-6007, LAG-6207, LAG-7907, LAG-8607, 09-LC2 y 09-LC6 (con valores entre 2,6 y 3,8%), el resto posee valores inferiores a la **CCS**.

- En general los contenidos de CaO en la **CCS** rondan el 3,6%. Todas las muestras, tanto de la sección inferior como superior, se ubican por debajo a la **CCS** con valores inferiores al 1%, entre las que se destaca la muestra LAG-6107 por ser la única con un valor de 3,14%.

- El contenido normal del Na<sub>2</sub>O en la **CCS** es de 3,27%. Casi todas las muestras poseen valores inferiores a la **CCS** (entre 0,3 y 2%), se destaca la muestra LAG-6107 por ser la única con un contenido mayor al de la **CCS** (3,6%).

- Si observamos los valores de K<sub>2</sub>O (**CCS**: 2,8%), vemos que las muestras de la sección inferior vuelven a dividirse en dos grupos con tendencias marcadas: uno con contenidos que varían entre 3,9 y 7,2% (LAG-6007, LAG-6207, LAG-7707, LAG-7907 y LAG-8607) y el resto con valores de 0,6 a 1,9%. Las muestras de la sección superior se ubican enteramente por encima de la **CCS** variando entre 3,9 y 6,6%.

- El contenido promedio de TiO<sub>2</sub> en la **CCS** es de 0,64%. Nuevamente, la sección inferior sigue dos tendencias: un grupo con contenidos inferiores al 0,5% (LAG-6107, LAG-6307 y LAG-8507) y el resto con concentraciones que varían de 0,8 a 1,5%; las muestras de la sección superior poseen todos contenidos superiores al 0,9%.

- La concentración promedio de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en la **CCS** es de 0,15%. Casi todas las muestras se ubican por debajo a la **CCS**, pero se destacan dos muestras por tener valores mayores: 06-LACORT con 0,194% (sección inferior) y 09-LC2 con 0,16%.

- El contenido de MnO en la **CCS** es extremadamente bajo (0,10%). Las muestras registran contenidos similares e inferiores, pero nuevamente dos poseen contenidos mayores: LAG-6107 (0,16%) y 09-LC6 (0,11%), de la sección inferior y superior respectivamente.

- La concentración de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es en general muy baja (inferior al 0,03%).

## DIAGRAMAS HARKER:

Mediante los gráficos de Harker (Rollinson, 1993), podemos observar fácilmente las tendencias que vimos anteriormente en las muestras.

En la Fig. 5.21-a se grafica la relación de TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub>. Se distingue una relación inversa de las variables, donde las muestras de la sección superior (*triángulos*) se ubican por encima de los contenidos normales de la **CCS**. En cambio, las muestras de la sección inferior (*círculos*) poseen una mayor dispersión debido a las dos tendencias marcadas que presenta, como ya se ha mencionado. Se destacan las muestras LAG-6107, LAG-6307 y LAG-8507 por poseer contenidos inferiores a la **CCS**. Pero en general ambas secciones registran un comportamiento similar.

En la Fig. 5.21-b también se observa una dispersión de la distribución de los datos en relación a los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>. Las variables adquieren una relación negativa más

notable. Se puede observar que la sección superior posee valores algo mayores a la **CCS**, y que las muestras LAG-6107, LAG-6307 y LAG-8507 correspondientes a la sección inferior se encuentran nuevamente por debajo de la composición promedio de la **CCS** junto con otras dos (LAG-7807 y 06-LACORT). A pesar de estas variaciones, se puede observar que ambas unidades se ajustan bien a una recta.

Observando la Fig. 5.21-c, vemos que se destacan dos comportamientos distintos al graficar las relaciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{SiO}_2$ . Se puede destacar que las variables presentan una relación negativa, como lo demuestra la sección inferior. Pero la sección superior registra dos tendencias bien marcadas, las muestras 09-LC8, 09-PAP2 y 09-PAP4 se ajustan a una relación negativa con una pendiente más baja (en relación a la sección inferior) y las muestras 09-LC2, 09-LC6 y 09-PAP3 poseen una relación positiva con pendiente pronunciada, diferenciándose totalmente del resto. Se logra así distinguir otro comportamiento en las muestras de la sección superior que en el análisis simple de mayoritarios no se resaltaba. Al analizar todas las muestras en conjunto se destaca una dispersión de las mismas con una tendencia a la relación inversa.

Al graficar los contenidos de  $\text{MgO}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.21-d), se observa también una relación negativa entre las variables para las muestras de la sección inferior, encontrándose nuevamente las muestras anteriormente mencionadas por debajo de los contenidos normales de la **CCS** (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7707, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT). En cambio, las muestras de la sección superior presentan un comportamiento totalmente distinto donde las variables se ajustan a una correlación positiva y solo una muestra se aleja de este comportamiento (09-LC8). El análisis de todas las muestras revela una gran dispersión de los datos, con una tendencia a la relación inversa.

En el gráfico  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.21-e) se puede apreciar que todas las muestras, tanto de la sección inferior como superior, se ajustan a una relación positiva de las variables. Casi la totalidad de las muestras poseen valores por debajo de los contenidos normales de la **CCS**, salvo una que se destaca por encontrarse notablemente alejada del resto (LAG-6107).

En el caso de la Fig. 5.21-f, donde se grafica los contenidos de  $\text{CaO}$  vs  $\text{SiO}_2$ , las muestras presentan una gran dispersión resultando difícil establecer una relación entre las variables. Si nos enfocamos solo en la sección superior, podemos hallar una correlación negativa, donde la muestra 09-LC2 es la única que se comporta como anómala no ajustándose a esta recta. Nuevamente, la muestra LAG-6107 se destaca por ubicarse alejada del grupo, con valores de %CaO inmediatamente por debajo de la **CCS**.

Observando el gráfico de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.21-g), vemos que aquí las variables vuelven a mostrar una relación negativa para ambas unidades. Las muestras LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT nuevamente se destacan por hallarse notablemente por debajo de los contenidos normales de la **CCS**.

Por último, tenemos la Fig. 5.21-h donde se grafica la relación  $\text{MnO}$  vs  $\text{SiO}_2$ . Si bien las muestras se encuentran algo dispersas, se puede establecer una tendencia positiva entre las variables. Al igual que en los casos anteriores, la muestra LAG-6107 se dispersa hallándose aislada del resto y por encima de los valores de la **CCS**.

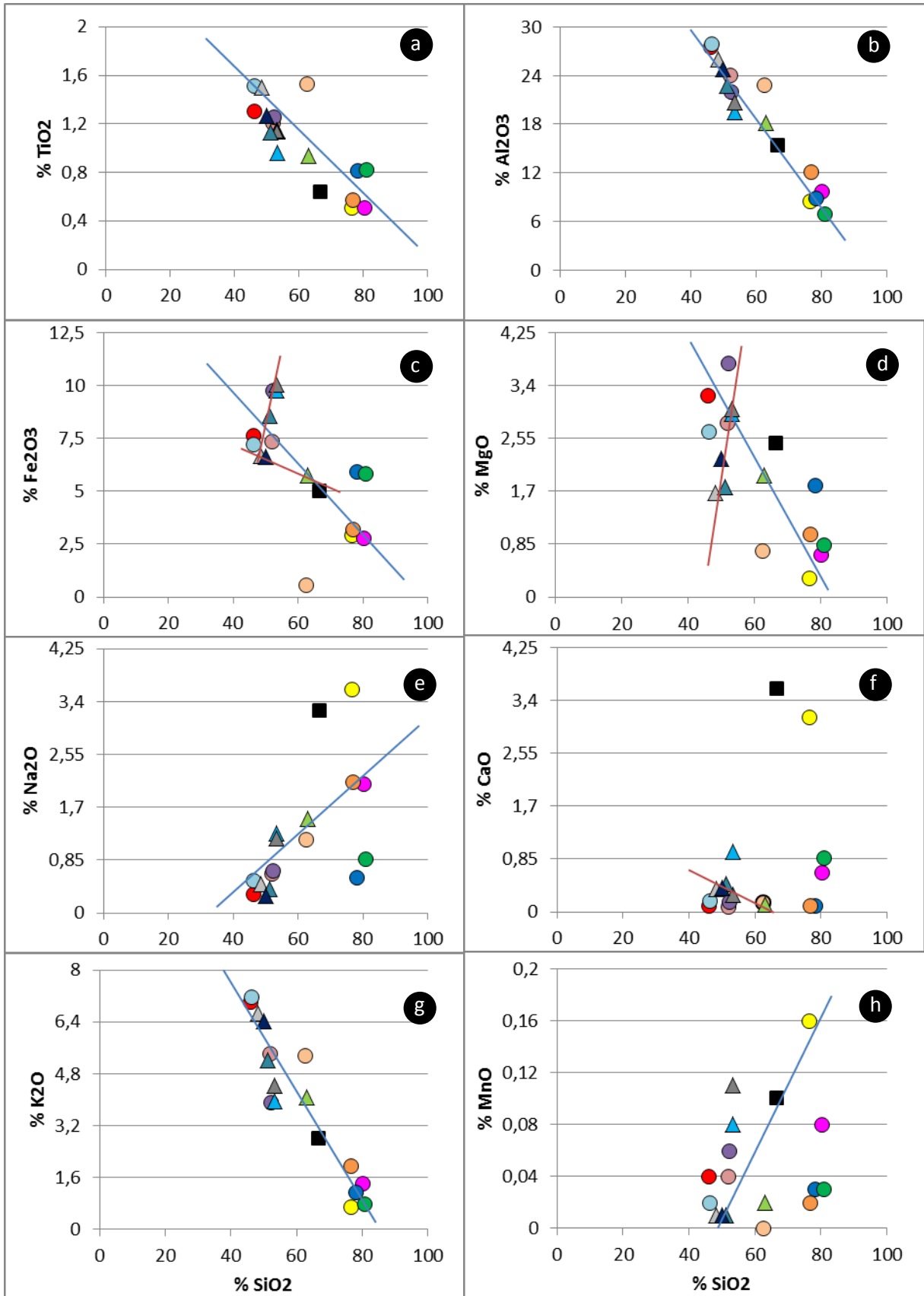


Figura 5.21: Diagramas Harker, mostrando la relación de los distintos óxidos mayoritarios respecto al contenido de SiO<sub>2</sub>: a) TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; c) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; d) MgO vs. SiO<sub>2</sub>; e) Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; f) CaO vs. SiO<sub>2</sub>; g) K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; y h) MnO vs. SiO<sub>2</sub>.

**DIAGRAMAS BIVARIANTES:**

Otros diagramas bivariantes muy útiles son los que se vinculan al contenido de  $\text{TiO}_2$ .

Al graficar  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{TiO}_2$  (Fig. 5.22-a), es muy clara la relación positiva entre las variables. Las muestras LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT vuelven a ubicarse en las posiciones más bajas y por debajo de los contenidos normales de la **CCS**. Ambas unidades se ajustan a una recta de pendiente positiva.

En la Fig. 5.22-b,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{TiO}_2$ , vemos que se asemeja bastante al gráfico anterior debido a que la relación de las variables es positiva y que las mismas muestras antes mencionadas, se hallan en las posiciones más bajas (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT).

Por último, en el gráfico de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{TiO}_2$  (Fig. 5.22-c), podemos distinguir dos tendencias marcadas que separan ambas secciones. La sección inferior pareciera mostrar una relación positiva de las variables, donde las muestras LAG-6107, LAG-6307 y LAG-8507 siguen mostrando contenidos menores que la **CCS**, pero además se observa un comportamiento “anómalo” para la muestra LAG-7707 que la ubica en una posición alejada del resto con un  $\%\text{Fe}_2\text{O}_3$  más bajo en el grupo. En cambio, la sección superior muestra una relación negativa de las variables, donde la muestra 09-LC8 es la única que se aleja del grupo en una posición más cercana a la de la **CCS**.

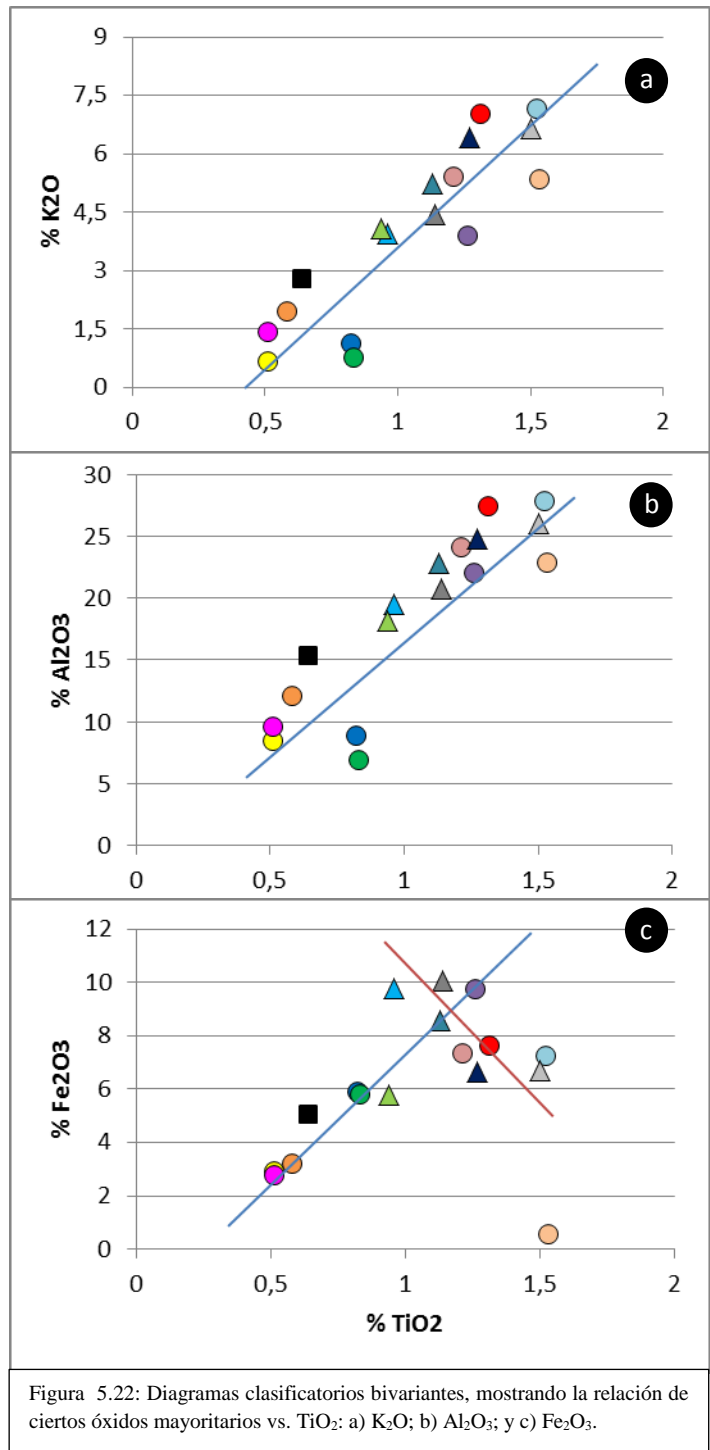
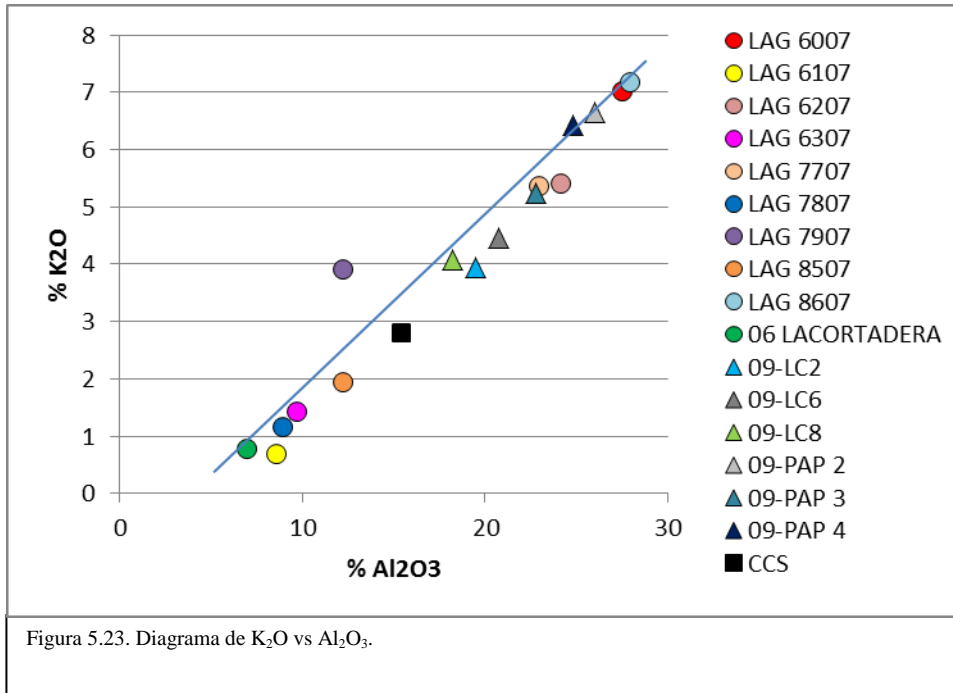


Figura 5.22: Diagramas clasificatorios bivariantes, mostrando la relación de ciertos óxidos mayoritarios vs.  $\text{TiO}_2$ : a)  $\text{K}_2\text{O}$ ; b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; y c)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Otro diagrama bivalente que se utiliza es el de  $K_2O$  vs  $Al_2O_3$  (Fig. 5.23). Aquí vemos que las muestras se ajustan muy bien a una recta (donde solo la muestra LAG-7907 se aleja un poco del resto) marcando una tendencia positiva entre las variables. Las muestras LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807, LAG-8507 y 06-LACORT siguen ubicándose por debajo de los valores de la CCS.

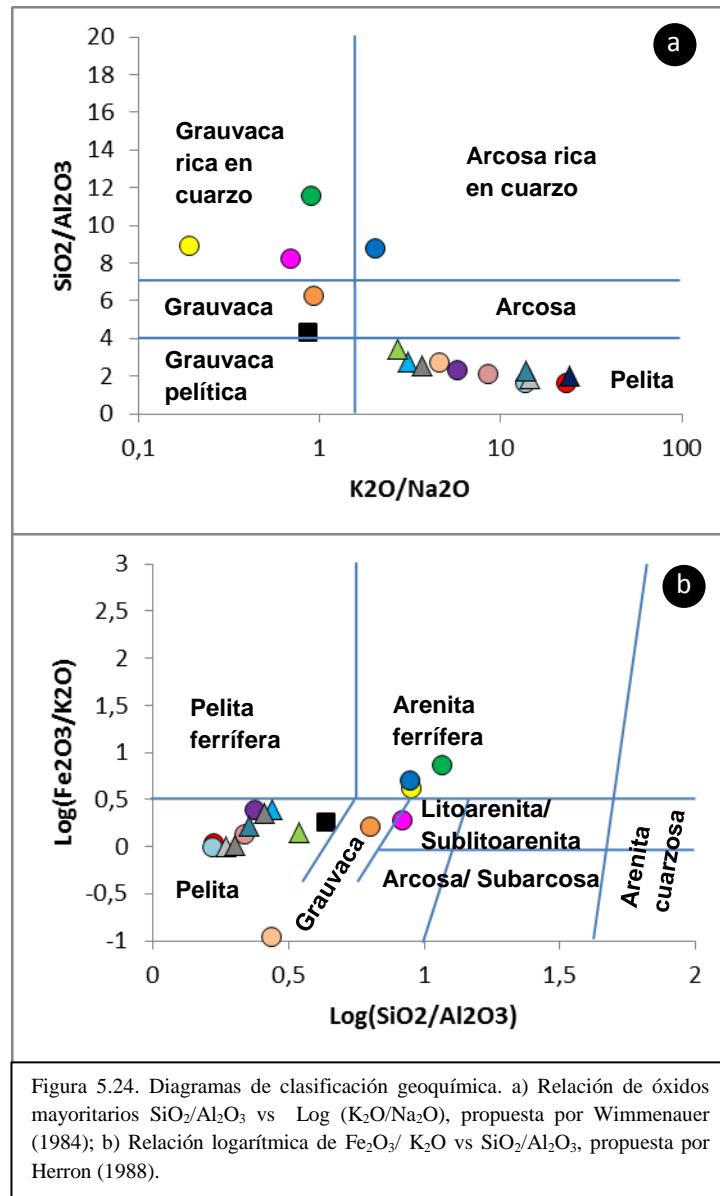


### DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA:

Los diagramas de clasificación geoquímica brindan una información más detallada acerca de la variación composicional de las rocas analizadas. Wimmenauer (1984) grafica las relaciones  $SiO_2/Al_2O_3$  vs  $\log(K_2O/Na_2O)$ , mientras que Herron (1988) vincula la relación logarítmica de  $Fe_2O_3/K_2O$  vs  $SiO_2/Al_2O_3$  (Fig. 5.23-a y -b, respectivamente).

En la Fig. 5.24-a (Wimmenauer, 1984), podemos establecer las siguientes litologías: en la sección inferior fue posible establecer cuatro litologías distintas: pelitas en su mayoría, una grauvaca (LAG-8507), tres grauvacas ricas en cuarzo (LAG-6107, LAG-6307 y 06-LACORT) y una arcosa rica en cuarzo (LAG-7807); en cambio, las unidades de la sección superior muestran todas una litología uniforme de composición pelítica.

Mediante el gráfico propuesto por Herron (1988) (Fig. 5.24-b), vemos nuevamente que dentro de la sección inferior se hallan diferentes litologías con predominio de pelitas, donde una sola muestra se destaca por ubicarse lejos del resto (LAG-7707, debido a valores menores de  $Fe_2O_3/K_2O$ ), las litologías son: pelitas, arenitas ferríferas (LAG-6107, LAG-7807 y 06-LACORT) y grauvacas (LAG-6307 y LAG-8507). La sección superior corresponde enteramente a pelitas.



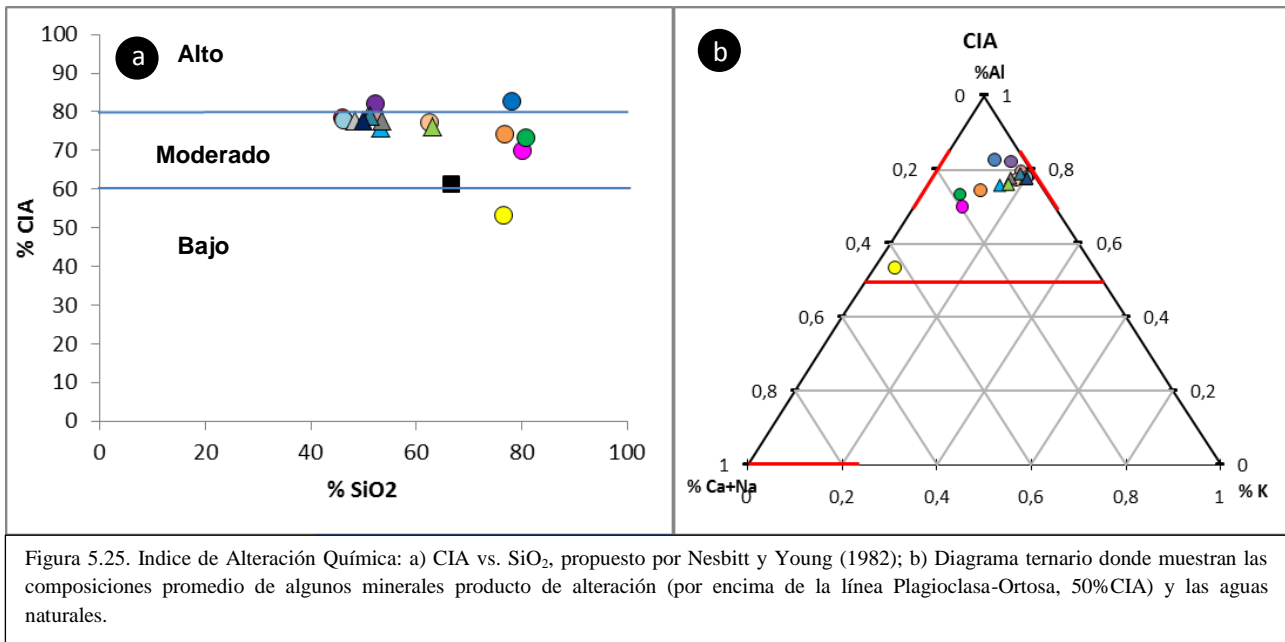
### ÍNDICE DE ALTERACIÓN QUÍMICA (CIA):

Resulta útil introducir ciertos parámetros que contribuyan a determinar el grado de meteorización de las unidades estudiadas. El Índice de Alteración Química (CIA, *Chemical Index Alteration*) es una aproximación acerca del nivel de alteración que han sufrido las muestras y está íntimamente relacionado con la granulometría de la roca. Según Nesbitt y Young (1982), este valor se obtiene a partir de la relación de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con los óxidos  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (cabe aclarar que el porcentaje de  $\text{CaO}$  debe corresponder al proveniente de minerales silicatados). En general, valores altos de CIA (>80%) indican movilidad de los cationes  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  respecto al  $\text{Al}^{+3}$  y  $\text{Ti}^{+2}$ ; mientras que valores bajos (<60%) indican que la alteración química no ha sido importante (condiciones paleoclimáticas áridas o frías).

En la Fig. 5.25-a (CIA vs.  $\text{SiO}_2$ ), se observa que la sección inferior denota una gran variación en el Índice de Alteración Química (CIA), pudiendo establecerse que las muestras en su mayoría presentan un intemperismo químico moderado (entre 60 y 80%), hallándose la muestra LAG-6107 en el campo de intemperismo químico bajo (<60%) y las muestras LAG-7807

y LAG-7907 en el campo de intemperismo químico extremo (>80%). La sección superior muestra un comportamiento uniforme coincidente con un intemperismo químico moderado pero con tendencia a uno extremo.

El *diagrama ternario de CIA* ( $\%Al_2O_3 - \%(CaO+Na_2O) - \%K_2O$ , Fig. 5.25-b) complementa al diagrama anterior, haciendo más notable el predominio de cada óxido. Este gráfico permite establecer trenes evolutivos de meteorización por el pasaje de las rocas del campo inalterado (por debajo del 50% CIA) al campo de los minerales de alteración (por encima del 50% CIA), cuanto más cercanos estén del vértice  $\%Al_2O_3$  más alterada estará la roca. Las muestras tienden a agruparse en el margen  $Al_2O_3 - K_2O$  marcando un tren evolutivo hacia los campos de illita-muscovita. La muestra LAG-6107 es la única que se aleja evidenciando contenidos algo mayores de  $CaO+Na_2O$  respecto al resto, esto indicaría que se trataría de materiales con menor grado de alteración. Ambas secciones parecen mostrar el mismo patrón de meteorización, siguiendo un mismo tren evolutivo.



### DISCRIMINACIÓN DEL AMBIENTE GEOTECTÓNICO:

Los diagramas de discriminación del ambiente geotectónico brindan una aproximación a las fuentes que contribuyen al relleno de la cuenca. Roser y Korsch (1988), utilizan dos factores (**F1** y **F2**) a partir de la relación entre los óxidos  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$ . En la Fig. 5.26-a, vemos que la sección inferior tendría dos orígenes distintos, en su mayoría provendrían de una fuente sedimentaria cuarzosa, hallándose cuatro muestras (LAG-6007, LAG-6107, LAG-7707 y LAG-8607) vinculadas a una fuente ígnea félsica. Dentro de la sección superior también se pueden establecer tres fuentes de origen distintas, tres muestras provendrían de una fuente sedimentaria cuarzosa (09-LC2, 09-LC6 y 09-LC8), dos de una fuente ígnea félsica (09-PAP2 y 09-PAP4) y la muestra 09-PAP3 sería la única con afinidad a una fuente ígnea intermedia.

Un diagrama similar se obtiene por medio de otros factores (**f1** y **f2**) donde los óxidos  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  se dividen por el %  $Al_2O_3$  (Fig. 5.26-b). En este caso la sección inferior se puede clasificar entre tres fuentes distintas: cuatro corresponden a una fuente sedimentaria cuarzosa (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7907 y LAG-8507), otras cuatro a una fuente ígnea intermedia (LAG-6007, LAG-6207, LAG-7707 y LAG-8607) y sólo dos provienen de una fuente ígnea de composición máfica (LAG-7807 y 06-LACORT). Dentro de la sección superior también es posible diferenciar dos fuentes distintas: por un lado las muestras 09-LC2, 09-LC6 y 09-PAP3 evidencian afinidades con una fuente ígnea intermedia, en tanto que las muestras 09-LC8, 09-PAP2 y 09-PAP4 corresponden más a una fuente sedimentaria cuarzosa (pero en el límite con una fuente ígnea félsica).

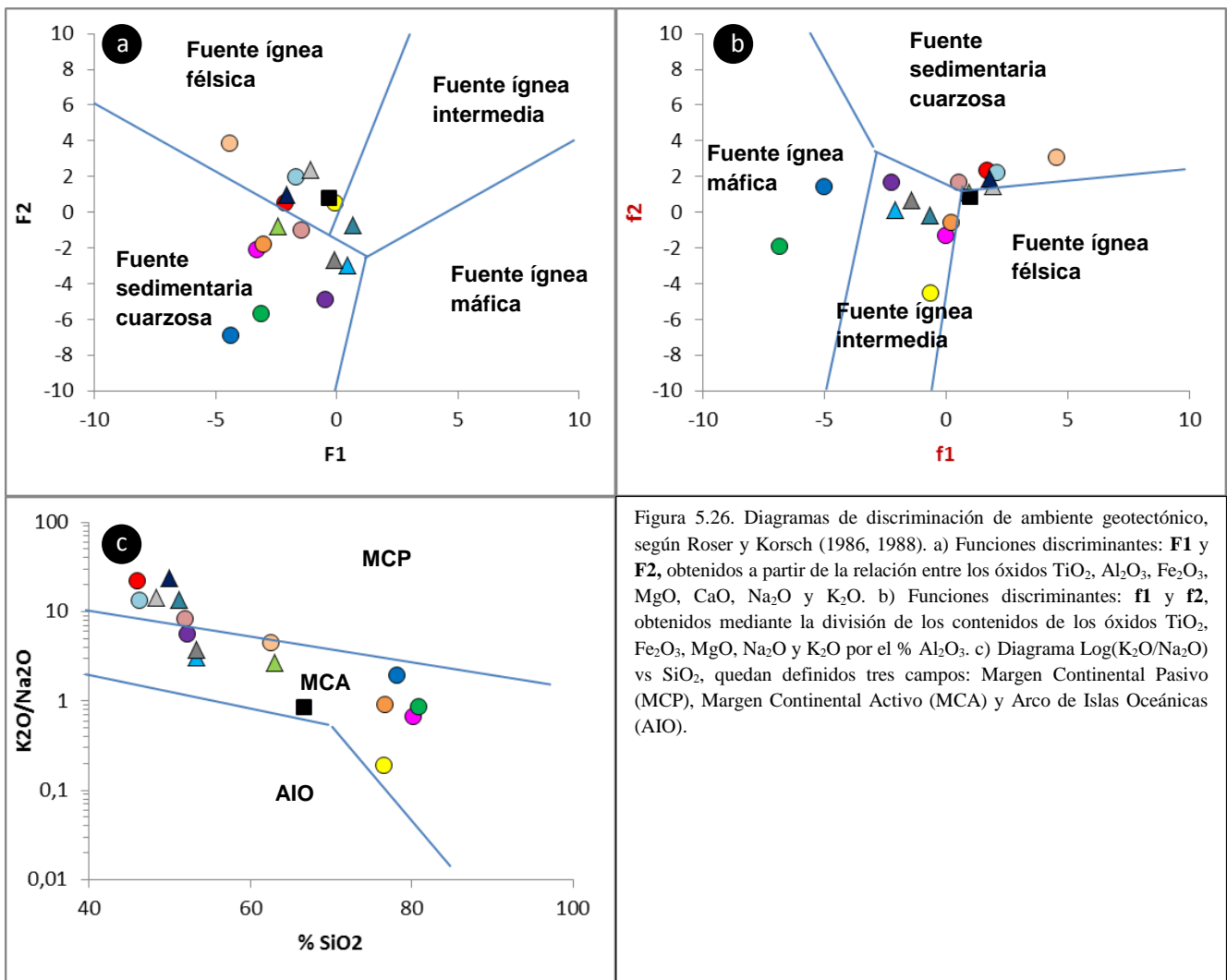


Figura 5.26. Diagramas de discriminación de ambiente geotectónico, según Roser y Korsch (1986, 1988). a) Funciones discriminantes: **F1** y **F2**, obtenidos a partir de la relación entre los óxidos  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$ . b) Funciones discriminantes: **f1** y **f2**, obtenidos mediante la división de los contenidos de los óxidos  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  por el %  $Al_2O_3$ . c) Diagrama  $\log(K_2O/Na_2O)$  vs  $SiO_2$ , quedan definidos tres campos: Margen Continental Pasivo (MCP), Margen Continental Activo (MCA) y Arco de Islas Oceánicas (AIO).

Otro diagrama que se utiliza como discriminante del ambiente geotectónico, también introducido por Roser y Korsch (1986), es aquél donde se grafica la relación  $\log(K_2O/Na_2O)$  vs  $SiO_2$ , quedando definidos tres campos: Margen Continental Pasivo (MCP), Margen Continental Activo (MCA) y Arco de Islas Oceánicas (OIA) (Fig. 5.26-c). La sección inferior se vincula en su mayoría a un ambiente de MCA, encontrándose sólo tres muestras (LAG-6007, LAG-6207 y LAG-8607) vinculadas a un MCP. Es de destacar que la muestra LAG-7707 evidencia afinidades intermedias entre ambos ambientes. La sección superior también se vincula con dos ambientes geotectónicos distintos: por una parte tenemos las muestras 09-PAP2, 09-PAP3 y

09-PAP4 vinculadas a un MCP, y por otra parte a las muestras 09-LC2, 09-LC6 y 09LC8 relacionadas con un MCA.

5. 2.2) ELEMENTOS TRAZA:

Como se dijo al principio, si bien los óxidos mayoritarios resultan muy útiles como discriminantes tectónicos, los elementos traza consisten en indicadores de procedencia más confiables, debido a que se transfieren a los sedimentos sin sufrir fraccionamiento. A lo largo del ambiente exógeno constituyen: resistatos y minerales meteorizables. Predominan en rocas pelíticas debido a que sustituyen diadóticamente a los elementos mayoritarios en los argilominerales, reaccionan con la materia orgánica y, principalmente, son adsorbidos sobre o entre las capas de filosilicatos.

Según Bathia y Crook (1986), los mejores discriminantes tectónicos son: La, Th, Zr, Nb, Y, Sc, Co y Ti. La relación Th/Sc (Taylor y McLennan, 1985) constituye un parámetro de procedencia importante debido a que diferencia fuentes máficas de félsicas; el límite fue definido en el valor de 0,79 (McLennan, 1990), por encima de este valor indica fuente félsica (Corteza Superior) y por debajo fuente máfica (Manto). Otro parámetro de interés es la relación Zr/Sc, debido a que permite cuantificar el grado de reciclaje del sedimento, dado que la concentración de Zr está directamente relacionada al contenido de circones presentes (minerales ultraestables, clasificados como resistatos). McLennan *et al.* (1993) vinculan ambos parámetros Th/Sc vs Zr/Sc, como se muestra en la Fig. 5.27. De acuerdo al gráfico, la mayor parte de las muestras de la Sección Inferior provendrían de la Corteza Continental Superior (reciclada) y sólo las muestras LAG-7707, LAG-7807 y LAG-7907 del Manto. En las muestras de la Sección Superior se observa algo similar, en su mayoría provendrían de la Corteza Continental Superior y sólo las muestras 09-LC2 y 09-LC6 del Manto. Observando ambas secciones en conjunto, vemos dos grupos bien marcados que indicarían un origen común.

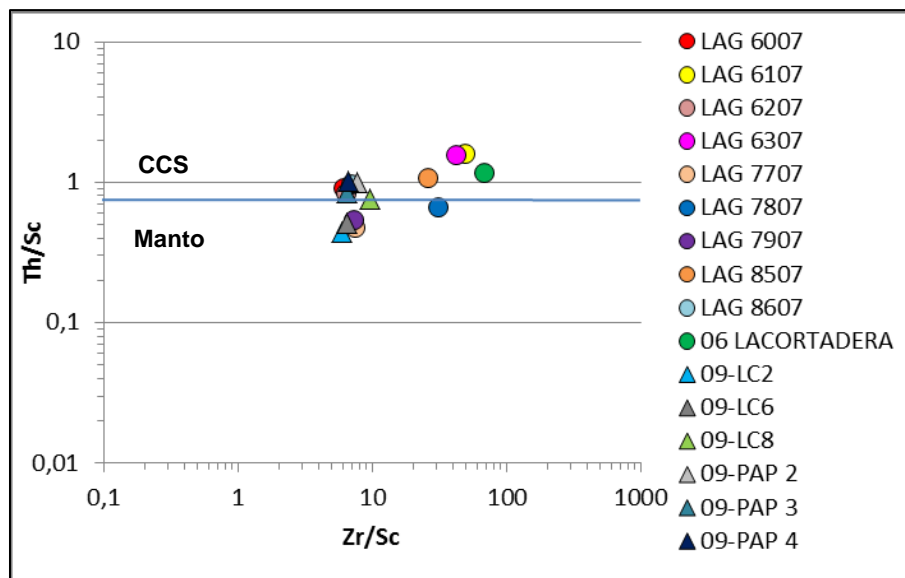


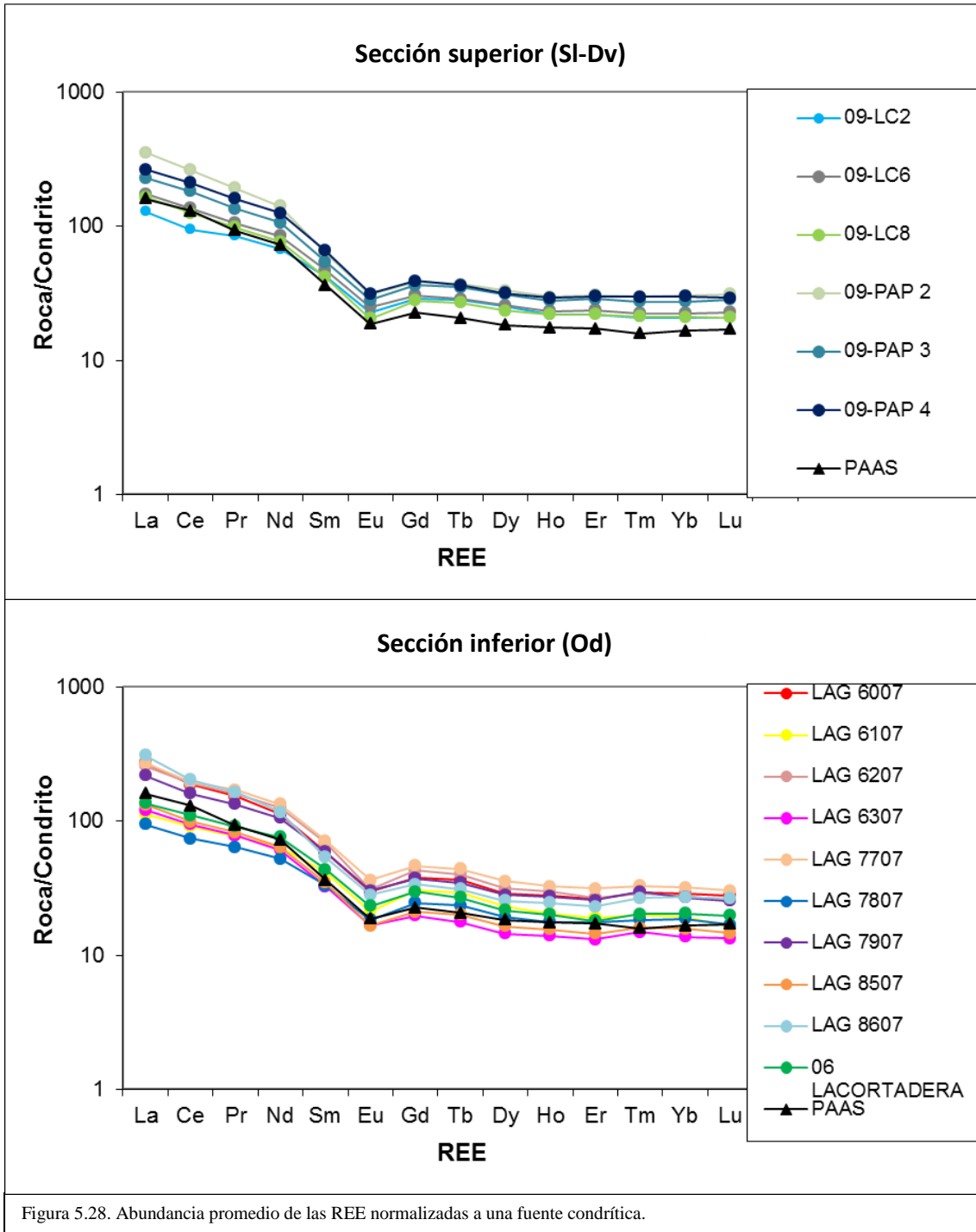
Figura 5.27. Gráfico logarítmico según McLennan *et al.* (1993), Th/Sc vs Zr/Sc. La relación Th/Sc=0,79 fue definido como límite para diferenciar fuentes máficas de félsicas (McLennan, 1990), por encima de este valor indica fuente félsica (Corteza Continental Superior) y por debajo fuente máfica (Manto).

## ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS:

Los Elementos de las Tierras Raras (REE, *Rare Earth Elements*) abarcan desde el Lantano (La, Z=57) al Lutecio (Lu, Z=71). Son elementos incompatibles, donde las tierras raras livianas (LREE, La-Sm) se comportan como más incompatibles respecto a las pesadas (HREE, Gd-Lu). La abundancia promedio de las REE en las rocas sedimentarias podría tomarse como representante del contenido promedio de REE en la Corteza Continental Superior, debido a que reflejan la química del área fuente. Las REE están normalizadas a valores de meteoritos condriticos, debido a que se piensa que están no fraccionadas desde la formación del sistema solar. Esto permite eliminar el efecto *zig-zag* de abundancia de las REE, e identificar cualquier proceso de fraccionamiento que haya afectado a las rocas desde su formación.

Se realizó la normalización de las muestras a una fuente condritica (Fig. 5.28). A simple vista, todas presentan un patrón similar, sin contenidos anómalos relevantes, mostrando un comportamiento semejante a las concentraciones registradas para las **PAAS** (*Post-Archean Australian Shales*), con típicas anomalías negativas de Eu. Se encuentran enriquecidas en LREE y empobrecidas en HREE.

Si observamos en detalle ambos gráficos, podemos notar que las muestras de la sección superior poseen contenidos mayores de REE respecto a las PAAS; en tanto que algunas de las muestras de la sección inferior caen por debajo de las PAAS, al menos levemente en la parte de las HREE y más pronunciado hacia el extremo de las LREE. Debido a que las REE son elementos incompatibles, es decir tienden de preferencia al fundido, los valores menores encontrados en la sección inferior respecto a las PAAS, estarían indicando condiciones leves de fusión (metamorfismo) con una remoción de las mismas, al menos en pequeña proporción.



▪ **COMPARACIÓN CON LA FORMACION PAVÓN DEL BLOQUE SAN RAFAEL:**

El Bloque de San Rafael constituye un cordón serrano que se extiende en dirección NNW-SSE por algo más de 100km, con 20 a 30km de ancho, entre los 34°15'S a 35°40'S enteramente dentro de la provincia de Mendoza (Fig. 5.29). Al este del cerro Bola, pequeños afloramientos en una faja NW-SE fueron descritos como Formación Pavón. Dicha formación no muestra relaciones de base ni techo, se halla plegada y cubierta en discordancia angular por rocas volcánicas del magmatismo Pérmico. Se compone de una alternancia de psamitas de grano fino a mediano, limolitas verdosas y pelitas negras en estratos tabulares de gran continuidad lateral. Las pelitas negras contienen abundantes niveles fosilíferos de graptofauna de la biozona *Climacograptus bicornis* del Ordovícico Superior (Cuerda y Cingolani, 1998). La Formación Pavón corresponde a depósitos turbidíticos arenosos y fangosos de ambientes marinos de relativa profundidad (Manassero *et al.*, 1999; Abre *et al.*, 2017).

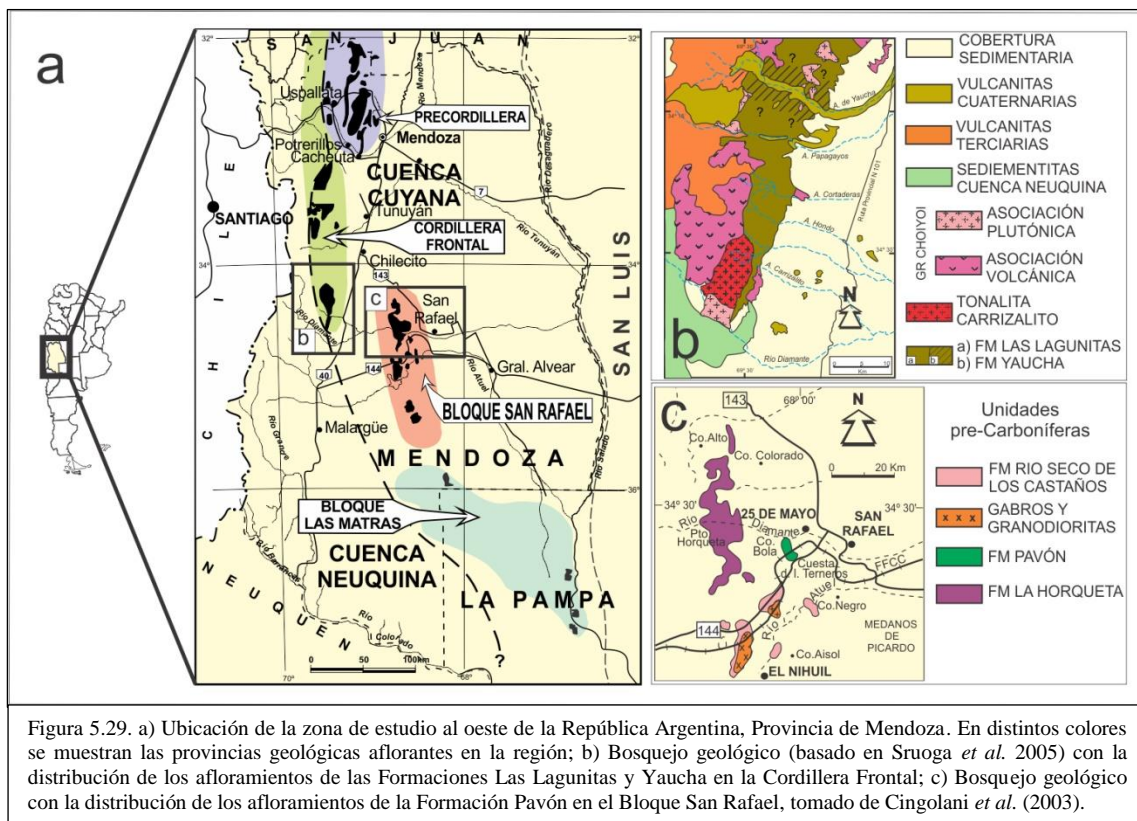


Figura 5.29. a) Ubicación de la zona de estudio al oeste de la República Argentina, Provincia de Mendoza. En distintos colores se muestran las provincias geológicas aflorantes en la región; b) Bosquejo geológico (basado en Sruoga *et al.* 2005) con la distribución de los afloramientos de las Formaciones Las Lagunitas y Yaucha en la Cordillera Frontal; c) Bosquejo geológico con la distribución de los afloramientos de la Formación Pavón en el Bloque San Rafael, tomado de Cingolani *et al.* (2003).

Debido a que tanto la Formación Las Lagunitas (sección inferior) como la Formación Pavón presentan la misma graptofauna (Ordovícico superior), resulta interesante realizar una comparación entre ambas en cuanto a la geoquímica (especialmente el contenido de REE) para poder hallar similitudes o diferencias en los patrones de evolución.

Tomando de referencia la publicación de Cingolani *et al.* (2003), la Formación Pavón se caracteriza por poseer un grado de intemperismo moderado a elevado (>60% CIA) y altos contenidos de SiO<sub>2</sub>. Además, estaría vinculada a una fuente félsica (CCS) con altos contenidos de Zr, lo que la haría más semejante a la sección inferior de la Formación Las Lagunitas. En cuanto a los análisis isotópicos, los patrones U-Pb también se asemejan, como veremos, a la sección inferior con aportes principales de fuentes mesoproterozoicas. Las edades modelo

( $T_{DM}$ ) también muestran semejanzas con la sección inferior, indicando que provendrían de una fuente común (de edad grenvilliana).

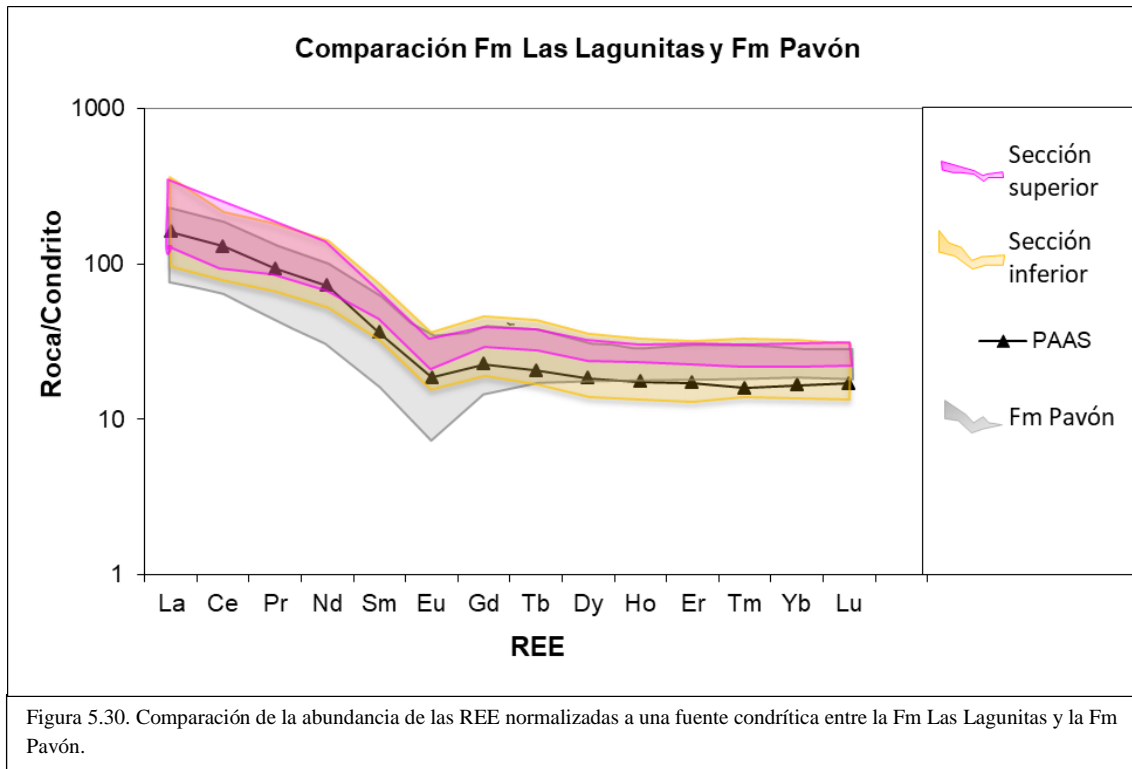


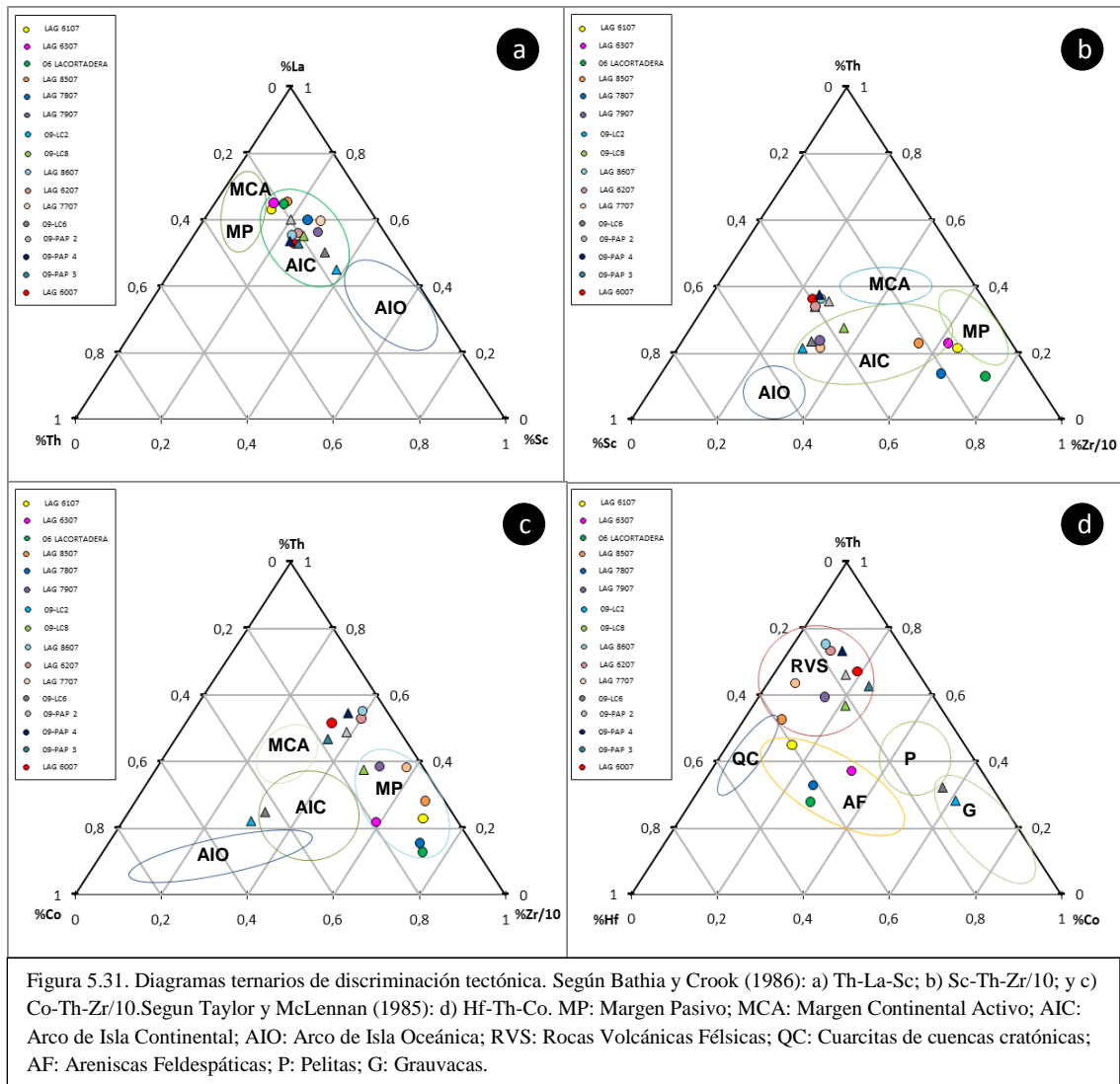
Figura 5.30. Comparación de la abundancia de las REE normalizadas a una fuente condritica entre la Fm Las Lagunitas y la Fm Pavón.

La Fig. 5.30 muestra que la Formación Las Lagunitas y la Formación Pavón presentan un comportamiento similar en tierras raras, aunque se distinguen por unas leves diferencias en los contenidos extremos (LREE y HREE). La Formación Pavón en general posee contenidos menores en tierras raras livianas (LREE) y algo mayores en tierras raras pesadas (HREE), además posee un rango mayor de anomalía negativa de Eu, comparado con la Formación Las Lagunitas. En base a esto, también pareciera mostrar mayor semejanza con la sección inferior debido a que posee un contenido de LREE menor a las PAAS y un contenido en HREE levemente mayor.

#### DIAGRAMAS TERNARIOS DISCRIMINANTES:

Con la ayuda de diagramas ternarios discriminantes, es posible diferenciar entre distintas áreas fuentes. Los diagramas propuestos por Bhatia y Crook (1986), vinculan los contenidos de los siguientes elementos traza: La-Th-Sc, Th-Sc-Zr/10 y Th-Co-Zr/10 (Fig. 5.31-a, -b y -c, respectivamente). Según la Fig. 5.31-a, todas las muestras se asocian con un ambiente tectónico de Arco de Isla Continental. Los gráficos que incluyen los contenidos Zr son importantes ya que permiten establecer, además, el grado de reciclaje que sufrió la roca, debido a que la concentración de Zr está directamente relacionada a la presencia de minerales ultraestables (resistatos). Es por este motivo que se divide el contenido de Zr sobre 10. En la Fig. 5.31-b, se puede ver que las muestras se asocian en su mayoría a un ambiente de Arco de Isla Continental, aunque algunas muestras se ubican cercanamente a los campos pero sin definir su procedencia (LAG-6007, LAG-6107, LAG-6207, LAG-7807, LAG-8607, 06-LACORT, 09-PAP2, 09-PAP3 y 09-PAP4). Según el gráfico de la Fig. 5.31-c, la mayoría de las muestras se

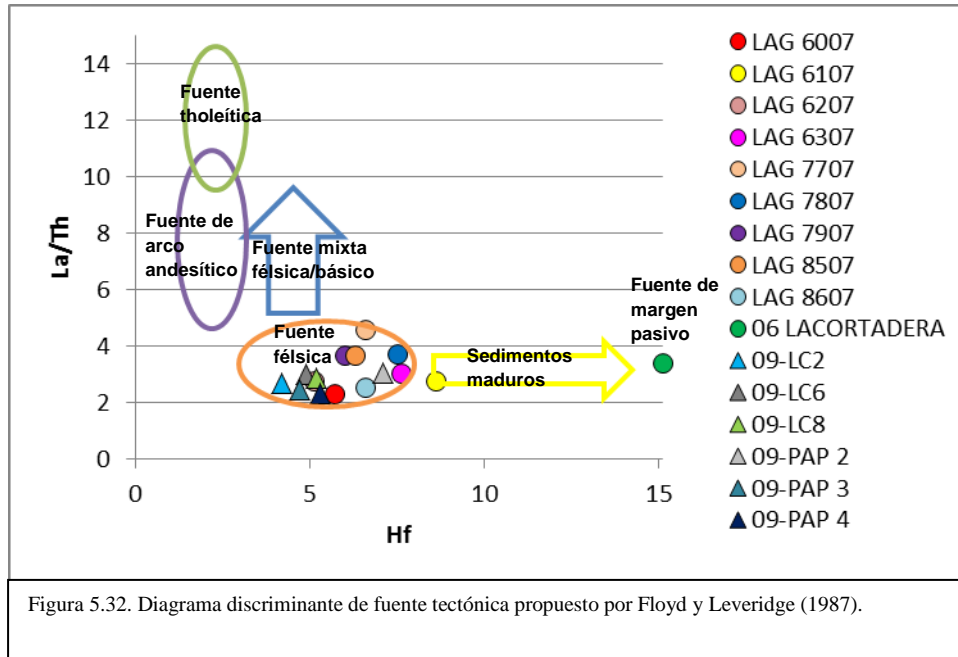
asocian a sedimentitas de Margen Pasivo, una sola muestra (09-LC6) se asocia con rocas de Arco de Isla Continental, y siete (7) se ubican en un sector próximo a los campos de procedencia sin identificarse claramente con ninguno de ellos.



Otro diagrama discriminante ternario lo constituye el propuesto por Taylor y McLennan (1985) que vincula los porcentajes de Th-Hf-Co (Fig. 5.31-d). Según este gráfico, las muestras en su mayoría se asocian a Rocas Volcánicas Félsicas, hallándose cuatro (4) asociadas a Areniscas Feldespáticas (LAG-6107, LAG-6307, LAG-7807 y 06-LACORT), y otras dos asociadas a Grauwacas (09-LC2 y 09-LC6).

## DISCRIMINACIÓN DE LA FUENTE:

El diagrama de Floyd y Leveridge (1987), vincula los porcentajes de La/Th con Hf como discriminantes (Fig. 5.32). Se observa que las muestras provendrían en su mayoría de una Fuente Félsica, destacándose las muestras LAG-6107 y 06-LACORT por mostrar el comportamiento de un sedimento más maduro con afinidad a una fuente de Margen Pasivo respectivamente.



### 5. 2.3) DISCUSIÓN:

Si bien en términos generales no es posible discriminar un comportamiento diferenciado entre las muestras de la sección superior e inferior, ciertas muestras como LAG-7807 (azul), LAG-6107 (amarillo), LAG-8507 (naranja), LAG-6307 (fucsia) y 06-LACORTADERA (verde) presentan algunos comportamientos que las diferencian del resto aunque no en todos los diagramas expuestos. Se destacan por ser las únicas con contenidos mayores de  $\text{SiO}_2$  y contenidos menores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  respecto a la CCS, además, la muestra LAG-6107 es la única con valores altos de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$  alejándose marcadamente del resto. En cuanto a los elementos traza, las muestras ya mencionadas, se destacan por tener valores altos de Zr y Hf y bajos de Sc, además los valores de REE normalizados a condrito son los menores respecto al total de muestras analizadas, incluso menores a la PAAS. Esto nos sugiere que se componen principalmente de elementos incompatibles provenientes de rocas félsicas (derivadas de la corteza continental).

Finalmente, de la comparación de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas de Cordillera Frontal con la Formación Pavón del Bloque San Rafael podemos destacar que, además de presentar una edad estratigráfica similar (Od) por la presencia de una asociación de graptolites análogos, presentan tendencias geoquímicas e isotópicas semejantes, sugiriendo un aporte detrítico común.

### 5.3) MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES

Los circones constituyen una pieza clave para la interpretación de la composición e historia de las rocas sedimentarias, dado que son altamente resistentes a los procesos de meteorización, erosión, transporte, depositación y diagénesis, encontrándose en casi todos los depósitos. El análisis de la morfología y tipología de los circones detríticos permite inferir la procedencia sedimentaria de los mismos. A través de los patrones cristalográficos, podemos vincular los diferentes circones hallados a un determinado origen, ya sea ígneo o metamórfico, como así también discriminar aquellos cristales cuyos rasgos han sido suavizados debido a la larga historia de transporte y redepositación a la que han sido afectados y que en muchos casos corresponden a circones antiguos de origen cratónico. Es así, que en base al estudio de los circones detríticos podemos realizar una interpretación de la evolución geológica de las cuencas y las regiones que actuaron como fuente en el aporte al relleno de las mismas.

Se realizaron estudios morfológicos de circones detríticos de las muestras 09-LC5 y LAG-7307 mediante imágenes MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) llevadas a cabo en el Servicio de Microscopía de Barrido Electrónico del Museo de La Plata. La elección de las muestras analizadas se basó principalmente en que cada una representa a las dos secuencias estudiadas en este trabajo, la muestra 09-LC5 pertenece a la sección superior (edad siluro-devónica) y la muestra LAG-7307 a la sección inferior (edad ordovícica). Las imágenes fueron tomadas con electrones secundarios (SEI) a 5kv de energía, para lo cual los circones debieron ser previamente metalizados. Para la identificación de las diferentes poblaciones se tuvieron en cuenta parámetros como: tamaño, forma, hábito y elongación de los cristales, además de los diferentes estadios de redondez para grupos idiomórficos semejantes. Las poblaciones han sido comparadas con la clasificación (tipología) de circones ígneos de Pupin (1980).

En la Tabla 5.3 se pueden ver las distintas morfologías de circones encontradas en ambas muestras, que en su mayoría fueron formas subhedrales.

<b>09-LC5 (n=29)</b>			
Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidimensional/ redondeado
24% (7)	52% (15)	17% (5)	7% (2)
<b>LAG7307 (n=32)</b>			
Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidimensional/ redondeado
16% (5)	53% (17)	28% (9)	3% (1)
Tabla 5.3. Recuento de los distintos hábitos (morfologías) encontrados.			

En la Tabla 5.4 se muestran las distintas tipologías encontradas para ambas muestras, detallando además las dimensiones (rango de largo y ancho en cada grupo) y la elongación (relación entre largo y ancho) datos que se utilizaron para clasificar los circones en distintos grupos.







Unidad	Poblaciones	Morfología	Elongación (E)	Dimensiones	Tipologías	Imágenes
09-LC5 (n=29)	<b>GRUPO 1</b> (Plutónicos)	Cristales prismáticos cortos, caras bipiramidales y facetas simples	$0,81 \leq E \leq 3,02$	Largo: 240 - 68 $\mu\text{m}$ Ancho: 140 - 48 $\mu\text{m}$	D, G1, J4, P5, S5, S13, S20, S24, S25	
	<b>GRUPO 2</b> (Volcánicos)	Cristales prismáticos largos, facetas simples, caras piramidales	$2,98 \leq E \leq 3,08$	Largo: 200 - 182 $\mu\text{m}$ Ancho: 67 - 59 $\mu\text{m}$	D, P4, P5	
	<b>GRUPO 3</b> (Metamórficos)	Cristales prismáticos cortos, multifacetados	$1,09 \leq E \leq 1,39$	Largo: 96 - 73 $\mu\text{m}$ Ancho: 69 - 67 $\mu\text{m}$	P3, S18	
	<b>GRUPO 4</b> (Cratónicos)	Cristales redondeados	$E \geq 1,05$	Largo: 97 - 85 $\mu\text{m}$ Ancho: 81 - 63 $\mu\text{m}$	...	
LAG7307 (n=32)	<b>GRUPO 1</b> (Plutónicos)	Cristales prismáticos cortos, caras bipiramidales y facetas simples	$1,28 \leq E \leq 2,67$	Largo: 167 - 77 $\mu\text{m}$ Ancho: 78 - 36 $\mu\text{m}$	D, P2, P3, P4, P5, S20, S24	
	<b>GRUPO 2</b> (Volcánicos)	Cristales prismáticos largos, facetas simples, caras piramidales	$2,4 \leq E \leq 3,07$	Largo: 125 - 120 $\mu\text{m}$ Ancho: 50 - 36 $\mu\text{m}$	G1, P3, P4	
	<b>GRUPO 3</b> (Metamórficos)	Cristales prismáticos cortos, multifacetados	$1,31 \leq E \leq 1,70$	Largo: 105 - 104 $\mu\text{m}$ Ancho: 80 - 61 $\mu\text{m}$	S3	
	<b>GRUPO 4</b> (Cratónicos)	Cristales redondeados	$E \geq 1,58$	Largo: 79 $\mu\text{m}$ Ancho: 50 $\mu\text{m}$	...	

Tabla 5.4. Análisis detallado de las distintas tipologías de circones encontradas y su relación con la fuente de origen (grupos), tipologías e imágenes según Pupin (1980).

Se puede inferir que en la muestra **09-LC5** (Fig. 5.33-1):

- El 72% de los circones estudiados presentan morfologías asimilables a un origen plutónico, los cuales se caracterizan por cristales prismáticos cortos con formas mayormente subhedrales, aunque también se encuentran algunos euhedrales y anhedrales (grupo 1). El rango de elongación es de 0,81 a 3,02. Según la clasificación tipológica se reconocen las clases D, G1, J4, P5, S5, S13, S20, S24, S25.
- El 14% corresponden a circones cuyos patrones cristalográficos permiten vincularlos a un origen volcánico, los cuales son cristales prismáticos alargados con formas subhedrales, con elongaciones entre 2,98 y 3,08 (grupo 2). Los patrones cristalográficos reconocidos según la clasificación tipológica son: D, P4, P5.
- Un 7% de los cristales registran morfologías prismáticas cortas donde pueden reconocerse caras multifacetadas y al ser equidimensionales resultan consistentes con circones de un probable origen metamórfico (grupo 3). Presentan una elongación que varía entre 1,09 y 1,39, identificándose los tipos P3, S18.
- Finalmente, el 7% restante presentan un profundo grado de redondeamiento, lo cual permite inferir que constituyen cristales con una larga historia de transporte sedimentario perteneciendo probablemente a circones antiguos de origen cratónico (grupo 4). El rango de elongación es mayor a 1,05.

En la muestra **LAG-7307** (Fig. 5.33-2) se observa algo similar:

- El 69% de los circones presentan formas relacionadas a cristales subhedrales a anhedrales, presentando en algunos casos características subredondeadas, pero manteniendo la apariencia general de cristales prismáticos cortos de facetas simples, asimilables a un origen ígneo plutónico (grupo 1). Este grupo posee relaciones de elongación entre 1,28 y 2,67. Tipológicamente se clasifican como: D, P2, P3, P4, P5, S20, S24.
- El 22% reúne aquellos cristales de circones prismáticos alargados, con formas subhedrales a euhedrales, con elongaciones entre 2,4 y 3,07, que los vincularían a un origen ígneo volcánico (grupo 2). Se reconocieron los siguientes tipos: G1, P3, P4.
- El 6% de los circones corresponden a cristales prismáticos cortos, con formas subhedrales/anhedrales, donde se logran distinguir caras multifacetadas asimilables a un origen metamórfico (grupo 3). Presentan una elongación que varía entre 1,31 y 1,70, reconociéndose la tipología S3.
- En el 3% restante, se agrupan aquellos circones con formas redondeadas, equidimensionales a levemente alargados, cuyas características morfológicas permite asimilarlos con cristales con una larga historia de transporte sedimentario perteneciendo probablemente a circones antiguos de origen cratónico (grupo 4). El rango de elongación es mayor a 1,58.

En base a este análisis, vemos que las tipologías de circones halladas se repiten en su mayoría en ambas muestras (D, G1, P3, P4, P5, S20, S24) al igual que las proporciones en las que se encuentran (mayormente vinculadas a un origen ígneo plutónico, seguidos por los de origen volcánico, metamórfico y cratónico).

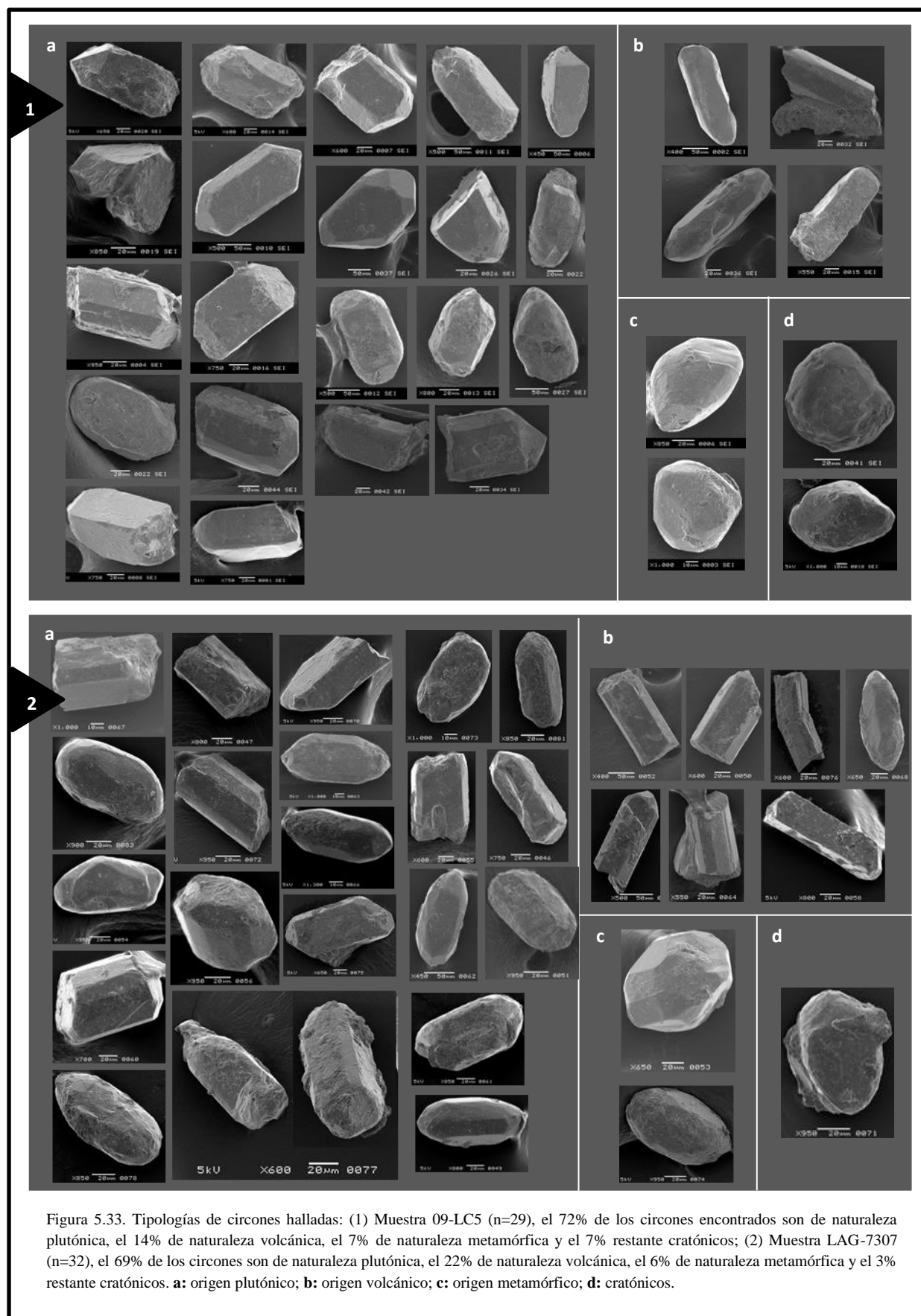


Figura 5.33. Tipologías de circones halladas: (1) Muestra 09-LC5 (n=29), el 72% de los circones encontrados son de naturaleza plutónica, el 14% de naturaleza volcánica, el 7% de naturaleza metamórfica y el 7% restante cratónicos; (2) Muestra LAG-7307 (n=32), el 69% de los circones son de naturaleza plutónica, el 22% de naturaleza volcánica, el 6% de naturaleza metamórfica y el 3% restante cratónicos. **a:** origen plutónico; **b:** origen volcánico; **c:** origen metamórfico; **d:** cratónicos.

### 5.3.1) DISCUSIÓN:

A través del estudio morfológico de circones detríticos podemos notar que ambas muestras presentan patrones de poblaciones de circones semejantes, identificándose 4 grupos bien definidos de distinta naturaleza que se encuentran presentes en una proporción similar en cada una de ellas. No obstante, se han observado, distintos grados de redondez de los cristales que serán tenidos en cuenta en los análisis discriminantes por otras metodologías para acotar las posibles fuentes detríticas que aportaron a la cuenca. A su vez, la mayor participación en la variedad tipológica corresponde a los circones que se pueden relacionar a un origen plutónico en ambas muestras.

De esta manera, con la aplicación de esta metodología solo ha sido posible encontrar similitudes y diferencias en la participación de los componentes de circones detríticos de las muestras de ambas secciones, sin que sea posible establecer o diferenciar la procedencia de los mismos.

## 5.4) DIFRACCIÓN DE RAYOS X

La identificación de las diferentes especies minerales de la Formación Las Lagunitas se realizó mediante la técnica de difracción de Rayos X (DRX). Dicho método es no destructivo y se basa en la interacción de una radiación con la materia. Una fase cristalina dada siempre produce un patrón de difracción característico, ya sea esté en estado puro (mineral aislado) o como constituyente de una mezcla (dentro de una roca). Este hecho es la base para el uso de la difracción como método de análisis químico.

Fueron tratadas un total de 6 muestras pertenecientes a la sección superior de la Formación Las Lagunitas (Tabla 5.5), bajo la metodología de DRX en roca total y de fracción arcilla:

N°	Muestra	Litología	Unidad
1	09-LC2	pelita	Fm Las Lagunitas (sección superior)
2	09-LC6	pelita	
3	09-LC8	pelita	
4	09-LC10	pelita	
5	09-PAP 3	pelita	
6	09-PAP 4	pelita	

Tabla 5.5. Detalle de muestras analizadas.

A continuación se muestran los difractogramas obtenidos para cada muestra junto con una breve descripción:

▪ Muestra 09-LC2

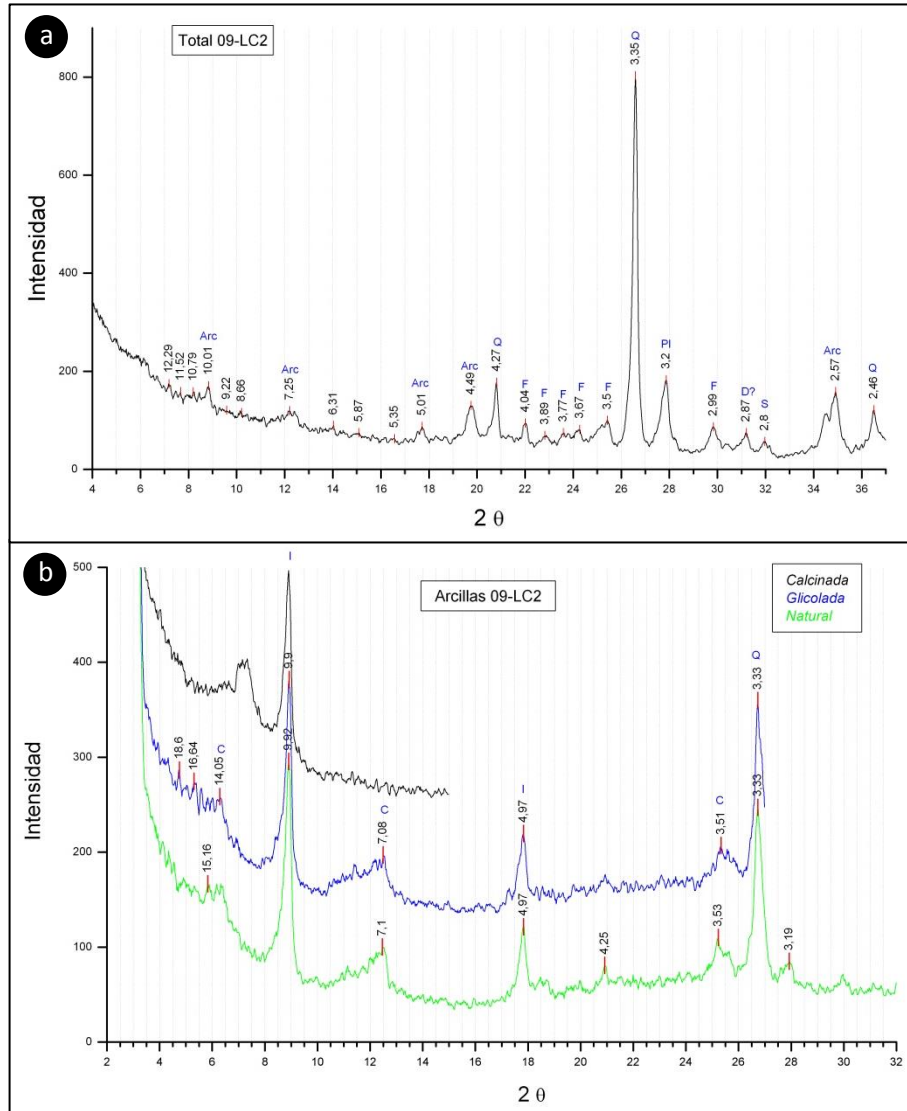


Figura 5.34. Difractogramas de la muestra 09-LC2: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; D?: dolomita?; S: siderita; I: illita; C: clorita

El difractograma en roca total (Fig. 5.34-a) determinó que el cuarzo es el mineral principal (muy abundante, 90%), acompañado por arcillas, feldespato potásico, plagioclasa, siderita y dolomita con dudas, en tenores que no superan el 15% de la roca. El difractograma de arcilla (Fig. 5.34-b) indicó que la illita es el argilomineral predominante (90%), y en menor medida se encuentra la clorita (10%).

▪ Muestra 09-LC6

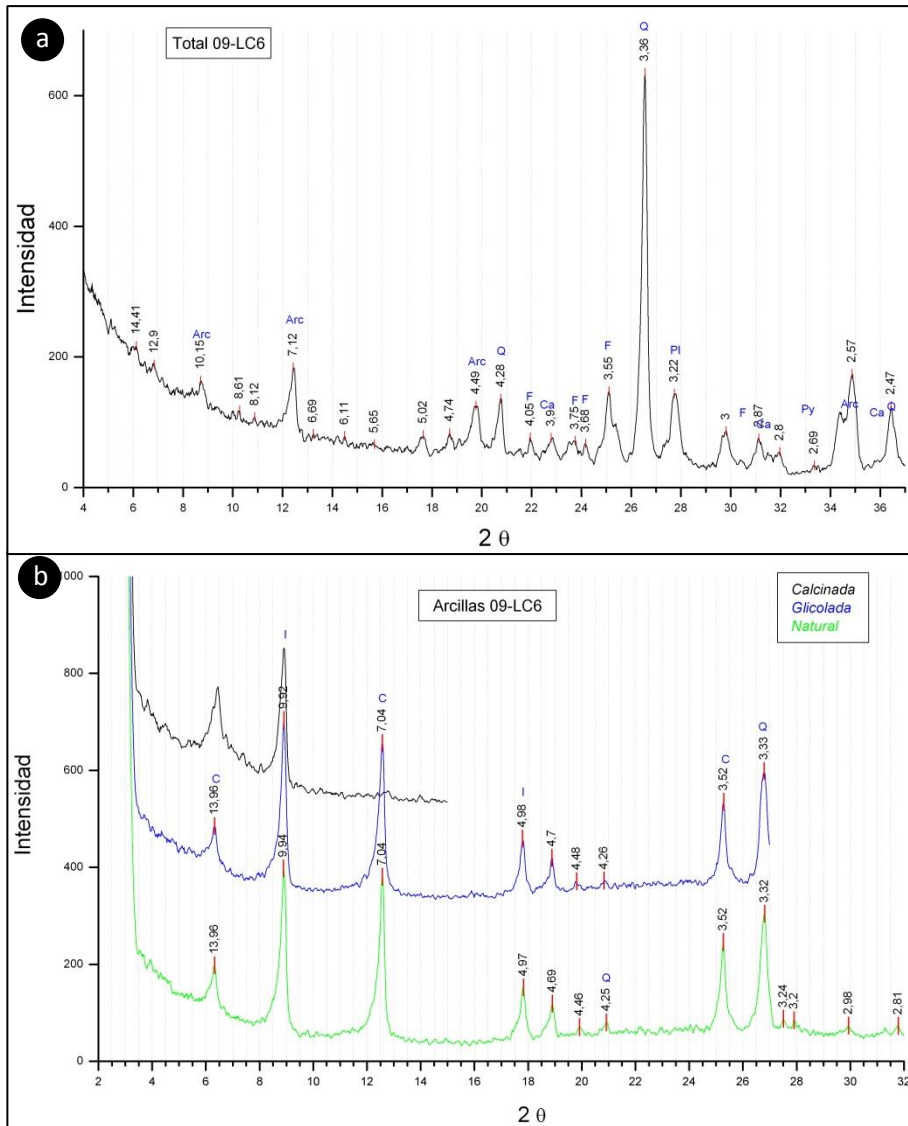


Figura 5.35. Difractogramas de la muestra 09-LC6: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; D: dolomita; Py: pirita; I: illita; C: clorita

El análisis por DRX en roca total de la muestra 09-LC6 (Fig. 5.35-a) determinó que el cuarzo es el mineral principal (muy abundante, 90%), acompañado de feldespato potásico, plagioclasa, dolomita, pirita y arcillas en tenores que no superan el 15% de la roca. El difractograma de arcilla (Fig. 5.35-b) indicó que la illita es el argilomineral predominante (60%), y en menor proporción se encuentra la clorita (40%).

▪ Muestra 09-LC8

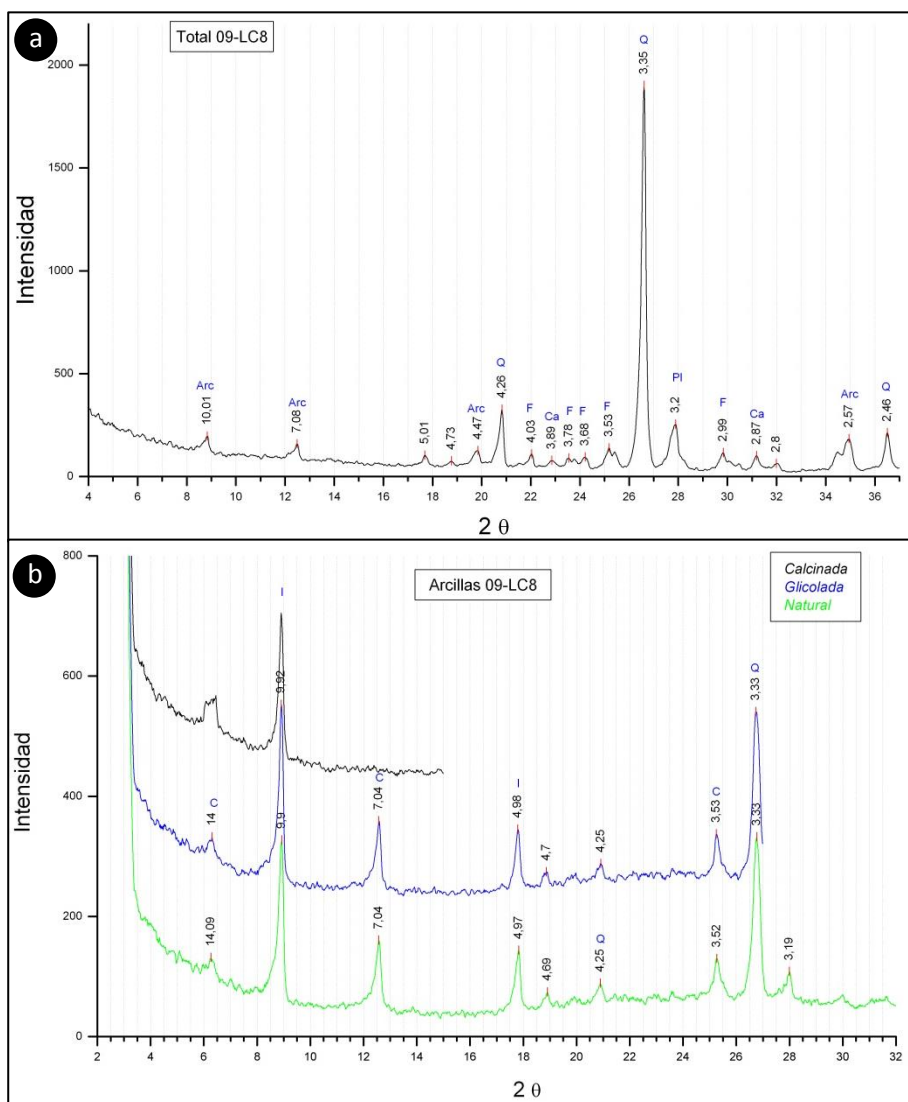


Figura 5.36. Difractograma de la muestra 09-LC8: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; Ca: calcita; I: illita; C: clorita

La muestra 09-LC8, composicionalmente se caracteriza por presentar muy abundante cuarzo y moderada proporción de feldespato potásico, plagioclasa, calcita y arcillas, éstas últimas constituidas predominantemente por la illita (95%) y escasa proporción de otros argilominerales (Fig. 5.36).

▪ Muestra 09-LC10

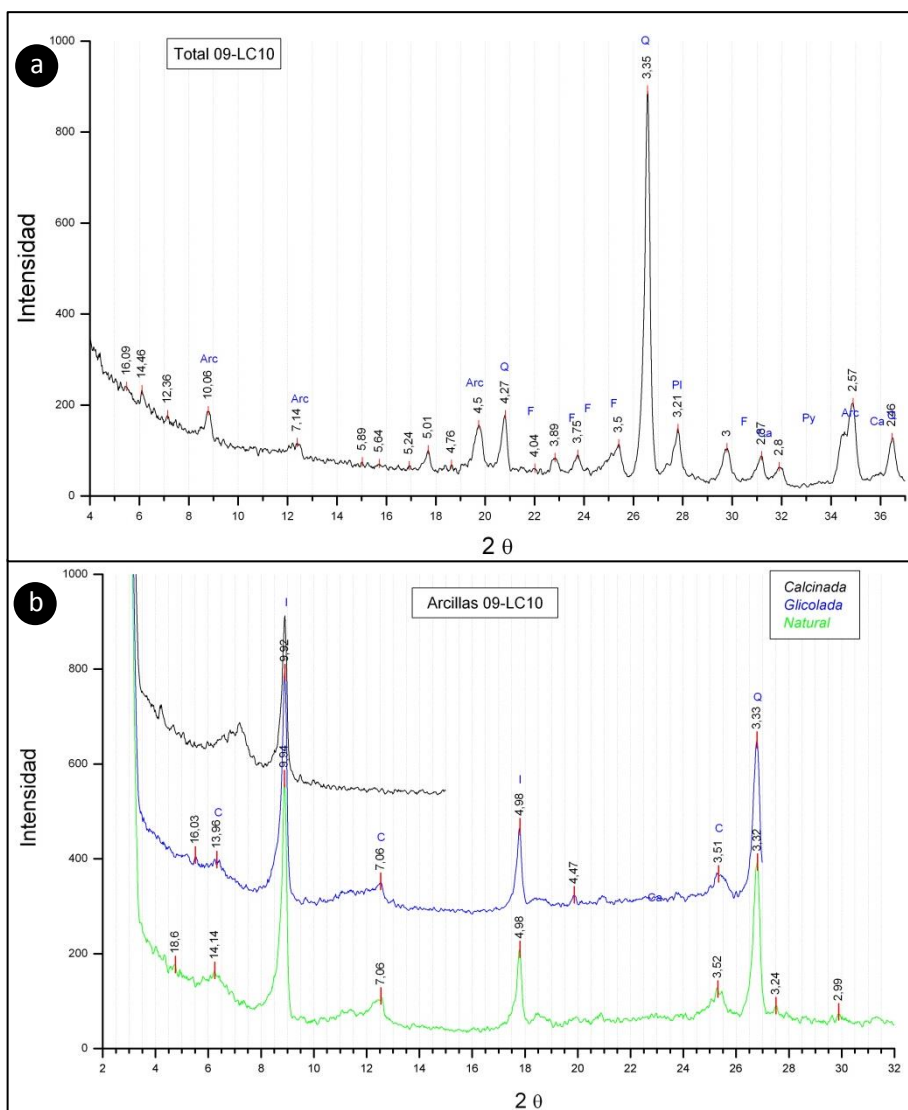


Figura 5.37. Difractograma de la muestra 09-LC10: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; D: dolomita; S: siderita; I: illita; C: clorita

El difractograma en roca total determinó que la muestra se caracteriza por presentar cuarzo muy abundante (90%), acompañado por plagioclasa, feldespato potásico, dolomita, siderita y arcillas ( $\leq 15\%$  de la roca), estas últimas constituidas principalmente por illita y escasa proporción de otros argilominerales (Fig. 5.37).

▪ Muestra 09-PAP3

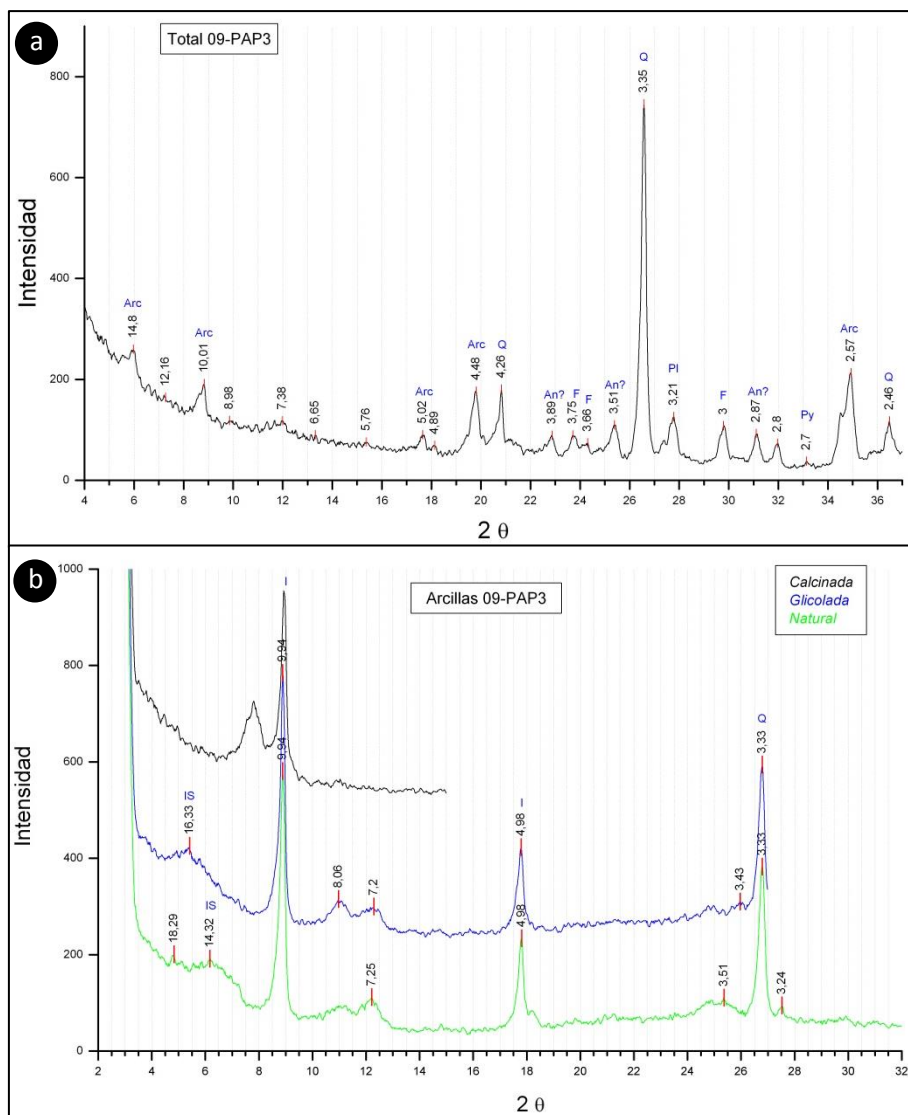


Figura 5.38. Difractogramas de la muestra 09-PAP3: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; An?: anhidrita?; Py: piritita; IS: interestratificados de illita-esmectita.

Los difractogramas muestran que la roca total (Fig. 5.38-a) se compone principalmente de cuarzo (muy abundante, 90%) acompañado de arcillas y en tenores inferiores plagioclasa, feldespato potásico, piritita y anhidrita con dudas. Dentro de las arcillas, la illita es el argilomineral predominante (90%), y en escasa proporción acompañan interestratificados de illita-esmectita y otros (Fig. 5.38-b).

▪ Muestra 09-PAP4

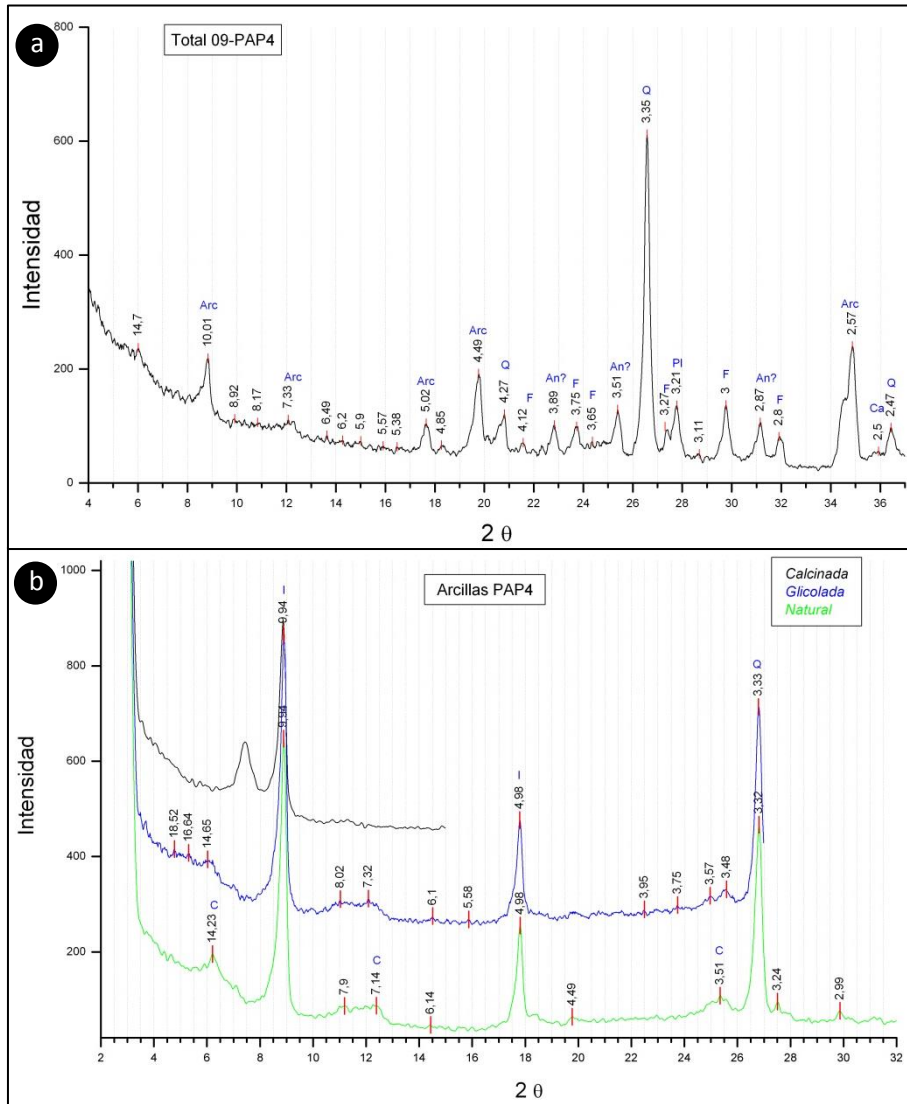


Figura 5.39. Difractogramas de la muestra 09-PAP4: a) roca total; b) fracción de arcilla. Q: cuarzo; Pl: plagioclasa; F: feldespato potásico; Arc: arcillas; An?: anhidrita?; I: illita; C: clorita.

Composicionalmente la muestra 09-PAP4 se caracteriza por presentar muy abundante cuarzo (90%), acompañado en menor proporción de arcillas y otros minerales tal como feldespato potásico, plagioclasa y anhidrita con dudas (Fig. 5.39-a). El difractograma de arcillas (Fig. 5.39-b) determinó que el argilomineral predominantemente es la illita (95%).

#### 5.4.1) DISCUSIÓN:

En base a los difractogramas obtenidos de las 6 muestras analizadas provenientes de la sección superior de la Formación Las Lagunitas, podemos observar que en todas prevalece una composición predominante cuarcítica, acompañada por arcillas, plagioclasa, feldespato potásico y tenores menores de otros minerales.

La DRX de arcillas, arrojó que en todas prevalece la illita como argilomineral principal, acompañado en algunos casos por clorita. De acuerdo al ancho del pico de illita, podemos inferir que se vincula a un origen metamórfico aunque de muy bajo grado (anquimetamorfismo).

Cabe destacar que se encuentran en curso los análisis de DRX correspondientes a muestras de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas. Esto nos permitirá realizar una comparación entre ambas secciones, enriquecer aún más los estudios realizados sobre esta unidad y arribar a mejores conclusiones.

## 5.5) GEOLOGÍA ISOTÓPICA

En la presente sección se incluyen los resultados inéditos aportados por el Dr. R. Varela sobre las relaciones Rb-Sr y los datos novedosos sobre Sm-Nd de las unidades estudiadas. A continuación, se realiza la comparación con similares registros Sm-Nd de secuencias equivalentes aflorantes en la región de Bloque San Rafael (Formación Pavón). Finalmente, como parte de los resultados isotópicos obtenidos en los estudios realizados previamente sobre esta unidad por el grupo de investigación de la División Científica de Geología del Museo de La Plata, se anexa en esta sección los análisis de edades U-Pb en circones detríticos ya publicados (Uriz *et al.*, 2016), con el fin de recopilar toda la información disponible sobre las metodologías isotópicas aplicadas al estudio de esta secuencia y dar un marco de discusión integral de los resultados.

### 5.5.1) SISTEMA Rb-Sr

Este método es utilizado para determinar la edad isócrona, que se obtiene a partir del ploteo de varias muestras (roca total y/o minerales), la construcción de una recta de ajuste (conocida como *isócrona*), la cual proyectada hasta el eje de las ordenadas permite obtener el parámetro petrogenético conocido como relación inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>. Una de las premisas de este método es que el sistema de interés debe haber permanecido en equilibrio isotópico al tiempo cero, es decir donde la relación inicial era uniforme y homogénea; además, todo el sistema y cada una de sus partes, debe haber permanecido cerrado desde el tiempo cero hasta el tiempo “t” considerado.

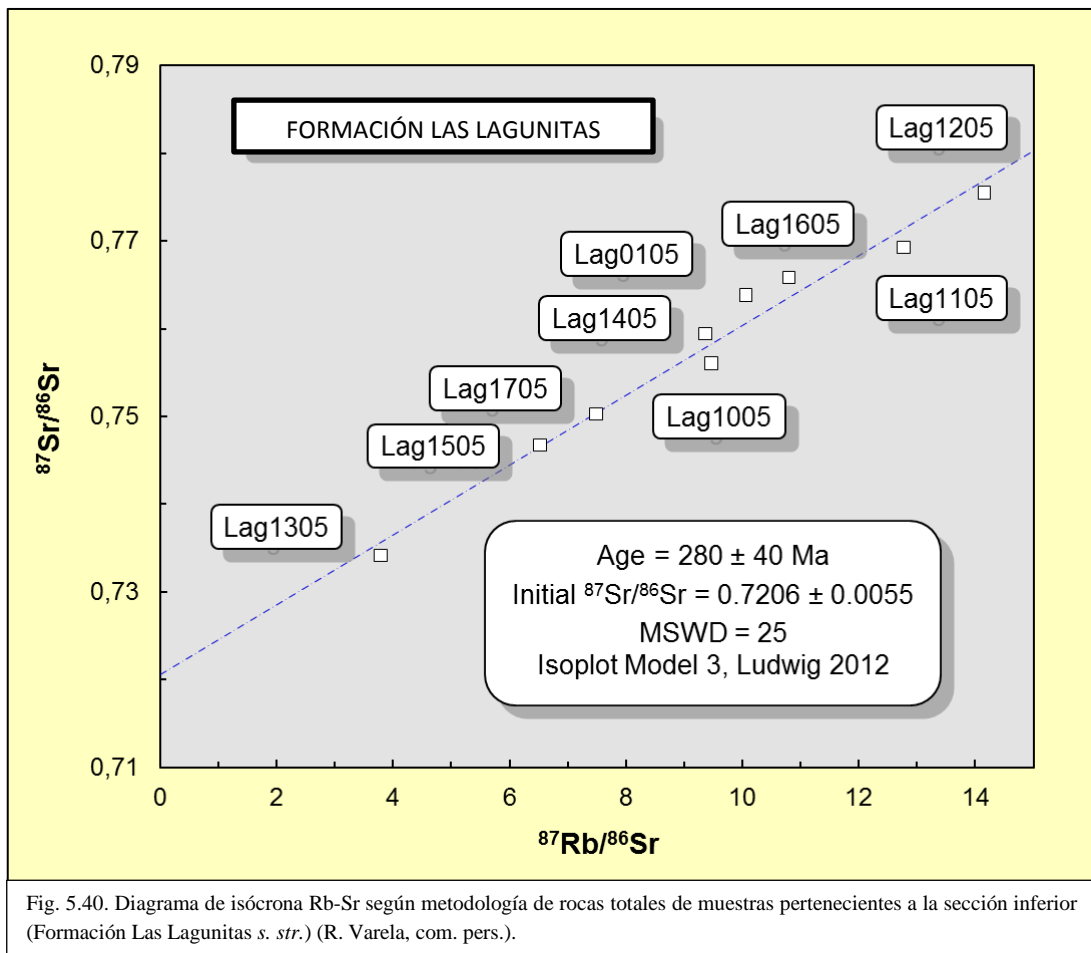
En esta sección se reúnen resultados inéditos aportados por el Dr. R. Varela, quien analizó un total de 10 muestras pertenecientes a la sección inferior de la Formación Las Lagunitas: LAG-0105, LAG-0405, LAG-1005, LAG-1105, LAG-1205, LAG-1305, LAG-1405, LAG-1505, LAG-1605, LAG-1705, en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, La Plata, 2005), por medio del programa Isoplot Model 3 (Ludwig, K.R., 2012).

Para la preparación del material procedió a la trituration y molienda de las muestras en un recipiente de widia. Una fracción de cada muestra fue destinada a la determinación cuantitativa de Rb y Sr por FRX en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo, São Paulo), y otra fracción fue sometida en el CIG a ataque químico y concentración de Sr (Sr natural) en columnas cromatográficas (R. Varela, com. pers.).

N° Mta.	N° Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
1	LAG 0105	204,5	59,2	10,06	0,20	0,763860	0,000010
2	LAG 1005	188,6	57,9	9,47	0,19	0,756085	0,000017
3	LAG 1105	171,4	39,1	12,8	0,26	0,769248	0,000016
4	LAG 1205	195,4	40,2	14,2	0,28	0,775513	0,000017
5	LAG 1305	153,0	117,1	3,8	0,08	0,734165	0,000020
6	LAG 1405	182,4	56,7	9,4	0,19	0,759411	0,000015
7	LAG 1505	141,8	63,2	6,5	0,13	0,746758	0,000025
8	LAG 1605	213,7	57,6	10,8	0,22	0,765819	0,000015
9	LAG 1705	147,7	57,3	7,5	0,15	0,750299	0,000014

Tabla 5.6. Resumen de los resultados obtenidos por el método Rb-Sr para las muestras a la Formación Las Lagunitas *s. str.* (R. Varela, com. pers.).

En función de los datos obtenidos (Tabla 5.6), la isócrona de roca total de la Formación Las Lagunitas (Fig. 5.40) fue construida con nueve de las diez muestras analizadas (se excluyó la muestra LAG 0405 por considerarse la que menos se ajustaba a la isócrona). Los contenidos de Rb (mínimo 141,8 ppm y máximo 213,7 ppm) y de Sr (mínimo 39,1 ppm y máximo 117,1 ppm) proveen valores  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  entre 3,79 y 14,16. Ellos cubren satisfactoriamente la recta obtenida y acusan una desviación cuadrática media ponderada (MSWD) de 25 definiendo una edad de  $280 \pm 40$  Ma y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7206 \pm 0,0055$ .



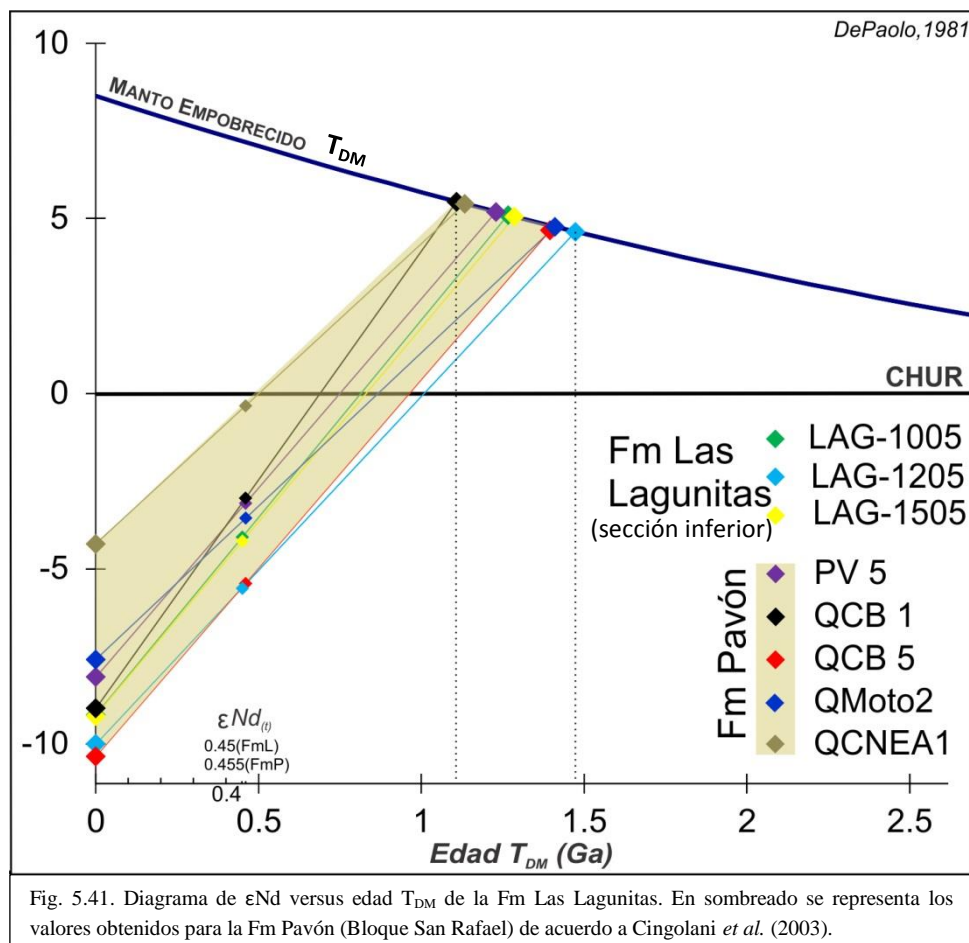
Además de los errores experimentales en X e Y hay una variación en el eje Y de causas desconocidas, que puede proceder de una inhomogeneidad en los valores de relación inicial de las rocas originales. Debido a que las rocas analizadas son de naturaleza sedimentaria/metasedimentaria, probablemente no tuvieron homogeneidad isotópica al tiempo cero. Ese tiempo cero para el resultado obtenido parece estar en el Pérmico superior (Cisuraliano) y sería producto de un metamorfismo de bajo grado.

### 5.5.2) SISTEMA Sm-Nd

Los isótopos de Nd han sido ampliamente utilizados como indicadores de procedencia (Nelson y DePaolo, 1988; McLennan *et al.*, 2003). Las características isotópicas del Nd en rocas sedimentarias terrígenas proporcionan una “mezcla promedio” de las fuentes que suministraron los detritos a la cuenca. Las edades modelos ( $T_{DM}$ ) y el parámetro  $\epsilon Nd$  calculados por esta metodología son indicativos de las áreas de aporte y posibles fuentes, permitiendo tener un registro que contribuya a establecer su evolución. La edad modelo  $T_{DM}$  refleja el momento en que se separa la roca estudiada de un magma a partir de un manto deprimido (DM), y el  $\epsilon Nd$  compara la composición isotópica de la roca estudiada en relación a la composición de los meteoritos condriticos (CHUR) considerados igual a la composición del manto primordial.

A través del sistema Sm-Nd fue posible comparar las edades modelo  $T_{DM}$  en roca total de secuencias sedimentarias silicoclásticas de la misma edad estratigráfica, ubicadas en Cordillera Frontal y Bloque San Rafael (Formación Las Lagunitas y Formación Pavón, respectivamente), identificando patrones que posibiliten discernir su vinculación.

La inferencia de las probables áreas fuentes de sedimentos es posible porque cada asociación petrotectónica tiene una signatura isotópica distinta de Nd. Estas signaturas aparentemente se mantienen inalteradas frente a los procesos de erosión, transporte y depositación de los detritos en las cuencas sedimentarias (McLennan *et al.*, 1990), proporcionando una importante información acerca del área de aporte sedimentario y el basamento sobre el cual se desarrollan las cuencas.



Para este estudio se analizaron 3 muestras provenientes de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas (LAG-1005, LAG-1205, LAG-1505). La preparación de las mismas consistió en la trituración y posterior molienda, tarea llevada a cabo en la División de Geología del Museo de La Plata, y posteriormente fueron enviadas al Laboratorio de Geología Isotópica del Instituto de Geociencias de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil, para su análisis por espectroscopia de masas.

Las edades modelo  $T_{DM}$  obtenidas (Tabla 5.7) en roca total de las secuencias sedimentarias silicoclásticas de la Formación Las Lagunitas (1,3-1,5 Ga) se compararon con los resultados de 5 muestras de la Formación Pavón previamente publicados (Cingolani *et al.*, 2003), cuyos valores oscilan entre 1,4-1,5 Ga (Fig. 5.41). Se puede apreciar que ambas unidades tienen una edad modelo semejante, lo que indicaría que el relleno sedimentario provendría de una fuente común (corteza de edad mesoproterozoica).

Unidad	Muestra	$t=T_{DM}$ (Ga)	$\epsilon(t)$	$\epsilon T_{DM}$
Fm Las Lagunitas (sección inferior)	LAG-1005	1.2668	-9.1805	5.0952
	LAG-1205	1.4735	-10.0074	4.6165
	LAG-1505	1.2856	-9.2050	5.0507
Fm Pavón	PV 5	1.2296	-8.0951	5.1840
	QCB 1	1.1083	-8.9941	5.4764
	QCB 5	1.3965	-8.2957	4.7928
	QMoto2	1.4106	-7.5960	4.7608
	QCNEA1	1.1336	-4.2961	5.4166

Tabla 5.7. Resumen de los resultados obtenidos por el método Sm-Nd.

#### ▪ ANEXO: SISTEMA U-Pb

El análisis de circones detríticos ha sido utilizado como un elemento importante para el estudio de los mecanismos de crecimiento y reciclaje de la corteza continental a lo largo del tiempo. Los circones tienen la particularidad de poder resistir procesos de erosión, transporte e incluso eventos metamórficos, preservando las edades de cristalización magmática y metamórfica que pueden ser registradas por el sistema U-Pb.

En base a un estudio reciente de Uriz *et al.* (2016), contamos con las edades U-Pb de dos muestras pertenecientes a la Formación Las Lagunitas (Fig. 5.42), los cuales se incluyen debido a la relevancia que muestran en relación a la discusión de los datos isotópicos conocidos hasta el momento. A partir de este trabajo se pudieron obtener los patrones de edades de los circones detríticos tendientes a determinar las rocas fuentes de las cuales derivaron y contribuyeron al relleno de la cuenca sedimentaria en estudio. La metodología que se aplicó fue LA-ICP-MS (Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy). Este método utiliza un spot laser de 25-40 $\mu$ m de diámetro sobre el grano de circón, generando una perforación de aproximadamente 20 $\mu$ m de profundidad; además, debido a su rapidez permite analizar un número importante de circones por muestra aportando relevantes datos para el análisis estadístico.

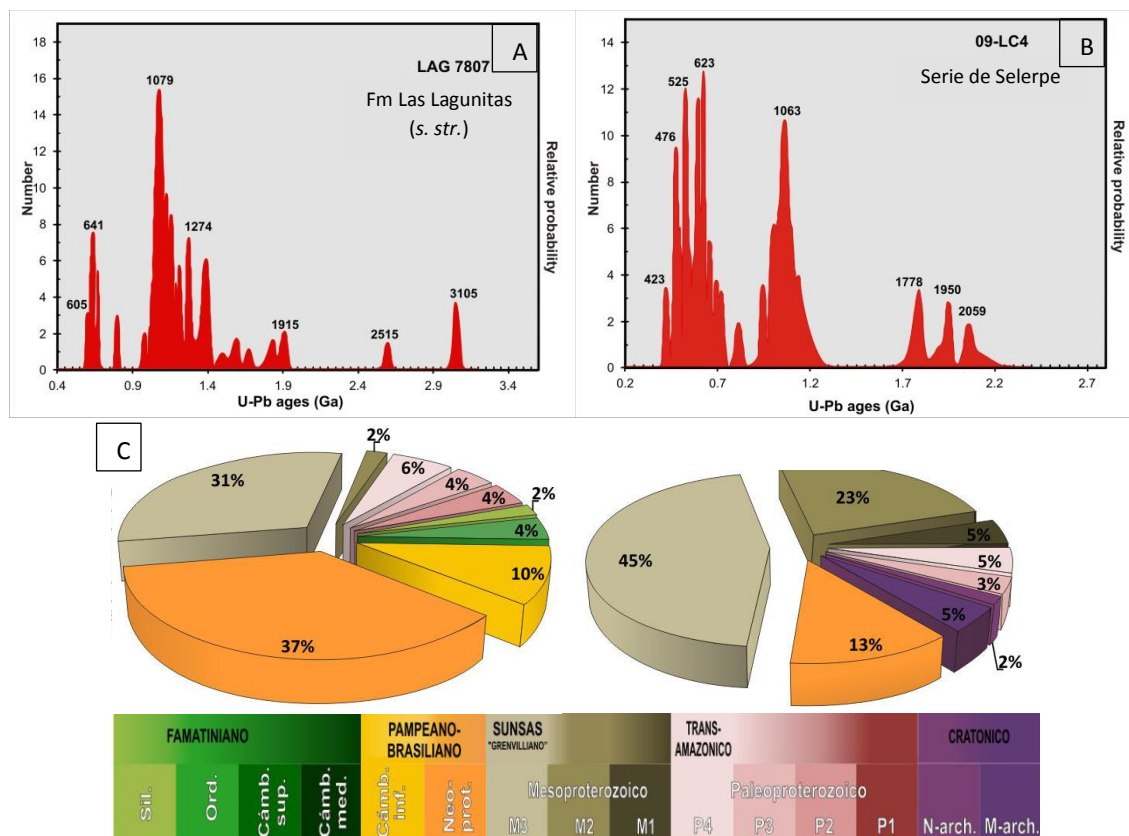


Fig. 5.42. Diagramas de frecuencia U-Pb vs. Tiempo, tomado de Uriz *et al.* (2016): A) sección inferior (Fm Las Lagunitas *s. str.*) y B) sección superior (Serie de Selerpe); C) Diagramas de torta para la sección inferior y superior, respectivamente.

A continuación se muestran los resultados obtenidos (Uriz *et al.*, 2016) sobre dos muestras de la Formación Las Lagunitas:

Para la muestra LAG-7807 (Formación Las Lagunitas, *s. str.*) se analizaron un total de 64 granos de circones detríticos (Fig. 5.42-A), los cuales arrojaron patrones donde los aportes de fuentes mesoproterozoicas resultaron ser los predominantes, con los registros de edades que oscilan entre 1020-1188 Ma lo cual representa la moda principal. Los registros de edades neoproterozoicas que varían entre 605-982 Ma componen solo el 13% del total de la muestra analizada, caracterizando las edades más jóvenes encontradas. En menor proporción se registraron edades paleoproterozoicas, neo y mesoarqueanas.

En tanto que, para la muestra 09-LC4 (Serie de Selerpe) se analizaron un total de 49 circones (Fig. 5.42-B) donde el principal aporte sedimentario corresponde a fuentes de edades neoproterozoicas con registros entre 546-996 Ma. El Mesoproterozoico caracteriza la moda secundaria con un 31% entre 1014-1141 Ma. Con menor relevancia se presentan edades cámbricas, seguidas por edades paleoproterozoicas. Finalmente, cabe destacar la participación de edades ordovícicas y un registro del Silúrico (423 Ma) que representan las edades más jóvenes encontradas.

### 5.5.3) DISCUSIÓN:

Rb-Sr. En base a la edad arrojada por este método (280 Ma) se vincularía a un metamorfismo del Paleozoico superior (ciclo Gondwánico, fase orogénica San Rafael). La relación inicial de 0,7206 también indica que corresponde a una corteza continental retrabajada.

Sm-Nd. Un análisis global de todas las muestras revela que las edades  $T_{DM}$  obtenidas comprenden el Paleoproterozoico medio a Mesoproterozoico superior, expresando el espectro promedio de las edades modelos de las rocas fuente. De la comparación entre las Formaciones Las Lagunitas y Pavón, se desprende que comparten una similar herencia de las fuentes aportadas a los depocentros, aunque ciertas características particulares las diferencian.

U-Pb. Se destaca la ausencia de aportes sedimentarios con registro más joven que el Neoproterozoico para la sección inferior (Formación Las Lagunitas *s. str.*), encontrándose presente en la sección superior (Serie de Selerpe). Las edades se hallan vinculadas a una importante contribución de fuentes del ciclo Pampeano.

De acuerdo a estos resultados obtenidos:  $\epsilon Nd$  negativo y relación inicial de Sr de 0,7206 ( $>0,7045$ ), las muestras se vincularían a detritos derivados de la asimilación/fusión de corteza continental es decir a una fuente enriquecida.

## 6. CONCLUSIONES:

Sobre la base de los resultados expuestos en los capítulos precedentes, se han identificado ciertas diferencias entre las secciones inferior y superior de la Formación Las Lagunitas que sugieren que podrían corresponder a dos secuencias de sedimentación claramente distinguibles, tanto en el campo como por sus particularidades líticas determinadas en función a las metodologías aquí aplicadas (petrografía, análisis geoquímico y estudios isotópicos).

A continuación se expone una síntesis de las principales observaciones realizadas, en función a los análisis que se efectuaron en el presente Trabajo Final de Licenciatura:

- 1) **PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA:** el análisis de 17 cortes delgados permitió reconocer que sólo dos muestras (01-LL-2(2) y 01-LL-5) presentaron evidencias que permitieron reconocer un metamorfismo de bajo grado. Ambas muestras pertenecen a la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, diferenciándose de esta manera de la sección superior por la ausencia de estas características. Finalmente, los gráficos de procedencia sedimentaria del total de muestras analizadas revelaron que las rocas derivan de dos posibles orígenes: interior cratónico y orógeno reciclado.
- 2) **ANÁLISIS GEOQUÍMICO:** en términos generales, a partir de los estudios geoquímicos no ha sido posible encontrar patrones específicos que permitan diferenciar particularidades entre la sección inferior y superior de la Formación Las Lagunitas. Sin embargo, se ha observado que cinco muestras procedentes de la sección inferior (LAG-7807, LAG-6107, LAG-8507, LAG-6307 y 06-LACORTADERA) presentaron en su composición una concentración de óxidos mayoritarios marcadamente diferente al resto, mostrando contenidos mayores de SiO<sub>2</sub> y menores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y K<sub>2</sub>O respecto a la CCS. Asimismo, la muestra (LAG-6107) presentó valores de Na<sub>2</sub>O, CaO y MgO mayores al resto, esto nos indicaría que se trata de una muestra con menor grado de alteración. En cuanto a la concentración de los elementos traza, el mismo conjunto de muestras, se destacó por poseer valores altos de Zr y Hf y bajos de Sc y REE (incluso menores a las PAAS). De acuerdo a lo anterior, se concluyó que provienen de rocas félsicas (derivadas de la corteza continental) de naturaleza reciclada, que han sufrido un menor grado de alteración durante el ciclo exógeno. En cambio, el resto de las muestras de la sección inferior muestran un comportamiento semejante con las muestras provenientes de la sección superior, no haciendo posible diferenciar comportamientos entre ambas. Estas se caracterizan por presentar una composición en óxidos mayoritarios mayor a la CCS y coherente entre sí, y por poseer valores relativamente altos de elementos traza como Th, Sc, Co y REE mayores a las PASS. Esto nos indicaría que provienen de rocas félsicas más maduras, con un grado de alteración moderado a alto. Finalmente, de la comparación de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas con la Formación Pavón se pudo establecer que presentan tendencias geoquímicas semejantes, esto se interpretó como un aporte detrítico común a ambas unidades.
- 3) **MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES:** el estudio morfológico de circones detríticos de una muestra de cada sección de la Formación Las Lagunitas ha revelado que no existen diferencias significativas en los patrones de poblaciones de circones. En ambos casos, los circones vinculados por su morfología prismática a un origen plutónico, han resultado ser la variedad tipológica con mayor participación. Resulta claro que la aplicación de esta metodología en solamente una muestra de cada sección de esta unidad, no permite

arrojar resultados concluyentes para distinguir patrones que sugieran aportes detríticos diferentes. De esta forma, resultará necesario realizar futuros estudios sobre un mayor número de muestras, para obtener resultados que sean diagnósticos de cada sección.

- 4) DIFRACCIÓN DE RAYOS X: se obtuvieron los difractogramas de roca total y fracción de arcillas de seis muestras correspondientes a la sección superior de la Formación Las Lagunitas. En todas prevalece una composición predominantemente cuarcítica, acompañada por arcillas, plagioclasa, feldespato potásico y tenores menores de otros minerales. La DRX de arcillas, arrojó que en todas prevalece la illita como argilomineral principal y, de acuerdo al ancho del pico de illita, se pudo establecer un origen anquimetamórfico. A los fines comparativos, se proyecta realizar futuros análisis de DRX para muestras de la sección inferior de esta unidad.
- 5) ANÁLISIS ISOTÓPICO: **Método Rb-Sr** el análisis de 10 muestras procedentes de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, permitió obtener una edad de 280 Ma (Pérmico), que ha sido interpretada como producto de un metamorfismo Paleozoico superior (ciclo Gondwánico, fase orogénica San Rafael). La relación inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7206$  se vincula a una corteza continental retrabajada. **Método Sm-Nd** el análisis de 3 muestras de la sección inferior de la Formación Las Lagunitas, permitió registrar una edad modelo  $T_{\text{DM}}$  comprendida entre Paleoproterozoico medio a Mesoproterozoico superior, que es una estimación de la edad en que las rocas se han separado del manto (o el tiempo de residencia en la corteza). La comparación de estos resultados con similares estudios realizados en la Formación Pavón, permiten establecer que al menos la sección inferior de la Formación Las Lagunitas comparte una similar herencia de las fuentes aportadas a los depocentros. Tanto el  $\epsilon\text{Nd}$  negativo (promedio: -9,20) y relación inicial de Sr de 0,7206 (>0,7045), indican que las muestras se vinculan a magmas derivados de la asimilación/fusión de corteza superior, es decir a una fuente enriquecida (manto enriquecido). **Método U-Pb** el análisis de dos muestras (una de cada sección de la Formación Las Lagunitas) permitió detectar la ausencia de aportes sedimentarios con registro más joven que el Neoproterozoico para la sección inferior, los que sí se encontraron presentes en la sección superior. Las edades mayormente encontradas en la sección inferior se vincularon con una importante contribución de fuentes del ciclo Pampeano.
- 6) La sección inferior presenta un registro sedimentario que se caracteriza por vaques y areniscas con estructuras como estratificación entrecruzada, planar y óndulas, entre otras, con algunos niveles de pelitas negras donde se encontró la graptofauna de *Climacograptus bicornis* que le confiere una edad ordovícica. Se pudo demostrar que dichas litologías presentan un leve a bajo grado de metamorfismo. En la descripción petrográfica se contaron con dos cortes enteramente metamórficos y otros que indicaron un leve grado de metamorfismo. En cuanto a la geoquímica, si bien los elementos mayoritarios no hicieron posible diferenciar entre ambas secciones, los elementos traza fueron muy útiles para marcar ésta diferencia. El análisis isotópico también contribuyó, marcando la diferencia en la edad de aporte de los sedimentos entre ambas secciones así como la edad del metamorfismo que afectó a la sección inferior (Pérmico).  
La sección superior, asignada a una edad estratigráfica siluro-devónica donde se hallaron icnogéneros del tipo *Nereites*, litológicamente se caracteriza por pelitas y areniscas finas con escasos conglomerados hacia el techo. No se registraron evidencias o signos de

metamorfismo. El estudio isotópico (U-Pb) arrojó la participación de edades jóvenes ordovícicas y un registro silúrico.

Todas las evidencias expuestas anteriormente, en relación a las diferencias encontradas entre ambas secciones de la Formación Las Lagunitas, indicarían que corresponden a secuencias que habrían tenido historias evolutivas diferentes. De esta manera, sería recomendable la realización de un análisis más exhaustivo en ambas secciones, para arribar con mayor certeza a una diferenciación de las mismas, pudiéndose proponer eventualmente, el reconocimiento de dos unidades independientes.

- 7) Otro hecho destacable es la continuidad al norte de la sección inferior en lo que se conoce como Formación Yaucha. Esta unidad muestra mayor similitud con la sección inferior, mostrando también signos de un leve metamorfismo. Esto nos permitió acotar aún más la región donde se encuentra aflorando la sección superior, más allá de la zona muestreada.
- 8) Es de señalar la comparación que se efectuó entre la sección inferior de la Formación Las Lagunitas y la Formación Pavón del Bloque San Rafael. De acuerdo a los análisis realizados se pudo constatar que ambas unidades, no solo comparten la misma graptofauna que indica un semejante ambiente de depositación y les confiere una edad ordovícica sino que, comparten los mismos patrones de distribución de elementos traza (REE) con tenores menores a levemente mayores de LREE y HREE respecto a las PAAS y una similar herencia de las fuentes que aportaron a los depocentros. Por lo tanto, corresponden a secuencias equivalentes depositadas en una misma cuenca pero que posiblemente evolucionaron en distintos depocentros. Un interrogante que aún resta resolver es si la Formación Las Lagunitas pertenece o ha evolucionado sobre al terreno de Chilenia o Cuyania.
- 9) La Orogenia Chánica tuvo lugar como consecuencia de la acreción del terreno Chilenia al continente de Gondwana, en el Devónico tardío- Carbonífero temprano. La sutura asociada a esta colisión queda evidenciada por la existencia de rocas de afinidades ofiolíticas sobre la Precordillera Occidental. Diversos autores han indicado que la sección inferior de la Formación Las Lagunitas está afectada por pliegues apretados vergentes al Oeste y desarrollados bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado, atribuidos a la Orogenia Chánica, los cuales no se evidencian en la sección superior. Ambas unidades están deformadas por cabalgamientos y pliegues apretados desarrollados en estrechas bandas, vergentes al Este y generados en ausencia de metamorfismo. Estas estructuras siempre se observan deformando a las estructuras chánicas, por lo que se han atribuido a la Orogenia Gondwánica. De esta manera, la evolución geotectónica conocida para esta región, resulta coincidente con las observaciones registradas a partir de los estudios abordados en el presente Trabajo Final de Licenciatura.

## 7. AGRADECIMIENTOS:

Me gustaría poder expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que con su ayuda han colaborado en la realización del presente Trabajo Final de Licenciatura.

En especial a mis directores Dr. Carlos A. Cingolani y Dr. Norberto J. Uriz, por la orientación, el seguimiento continuo y el apoyo brindado, así como también las sugerencias y opiniones para enriquecer aún más este trabajo.

También quisiera agradecer al Dr. R. Varela por los datos isotópicos brindados y sus observaciones personales; y al Dr. H. Tickyj por brindarme, por intermedio del Dr. Cingolani, las muestras colectadas en su campaña de 2007 a la región, alojadas en el CIG, así como algunas de sus observaciones de campo.

Le agradezco también a los profesores evaluadores del TFL, Dres. M. Caballé, G. Veiga y E. Schwartz, por las sugerencias y comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo en varios aspectos de su presentación final.

Un agradecimiento muy especial merece la comprensión, paciencia y el ánimo recibidos de mi familia y amigos. A mis padres Ana María Haszczyz y Oscar Rubén Valenti les agradezco por apoyarme en todo momento y por haberme dado la oportunidad de tener una excelente educación en el transcurso de mi vida. Sobre todo por ser un excelente ejemplo de perseverancia, trabajo y honestidad a seguir.

A mis hermanos, y demás familia, por el apoyo y acompañamiento brindado día a día en el transcurso de mi carrera Universitaria, sobre todo por saber comprender mis ausencias en reuniones familiares y siempre celebrar mis logros personales. Principalmente a Oscar por haberme acompañado en más de una traspasada de estudio con unos buenos mates, y a Mariana por haberme aconsejado y ayudado siempre que pudo.

Por último, les agradezco a mis amigas del secundario, Ivana y Verónica, y a las que me brindó la Universidad a lo largo de mis años de estudio: Pamela, Fernanda, Analía, Ana, Valentina, María, Leila, Inés, Betina, Lorena, Natalia y Claudia. Todas ellas fueron las que oyeron mis preocupaciones, miedos, dudas, anécdotas y alegrías, y siempre supieron darme una palabra de aliento para seguir adelante.

A todos ellos, ¡¡Muchas gracias!!

La Plata, Mayo de 2018.

## 8. BIBLIOGRAFÍA:

- Abre, P.; Cingolani, C.A.; Manassero, M.J. 2017. The Pavón Formation as the Upper Ordovician unit developed in a turbidite sand-rich ramp. San Rafael Block, Mendoza, Argentina. In: Cingolani C. (ed): Pre-carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Springer Earth System Sciences. Springer, 87-104.
- Aceñolaza, F.G.; Miller, H.; Toselli, A.J. 2002. Proterozoic – Early Paleozoic evolution in western South America; a discussion. *Tectonophysics* 354, 121-137.
- Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-783.
- Astini, R.A. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico Medio en la Precordillera del Oeste argentino. Evidencias estratigráficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 5, Buenos Aires, pp. 509-526.
- Astini, R.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society America Bulletin* 107, 253-273.
- Azcuy, C.L.; Carrizo, H.A.; Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. In: R. Caminos (ed.): *Geología de Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, pp. 261-318.
- Bhatia, M.R.; Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.
- Benedetto, J.L. 2003. Paleobiogeography. En Benedetto, J.L. (ed.): *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 91-109, Córdoba.
- Borrello, A.V. 1969. Geosinclinales de la Argentina. *Anales Dirección Nacional de Geología y Minería*, 14, 188 p., Buenos Aires.
- Caminos, R. 1972. Cordillera Frontal. En Leanza, A.F. (ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 305-343, Córdoba.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner, J.C.M. (coord.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno T., Gibbons W. (eds.): *The Geology of Chile*. Geological Society, London, pp. 21-114.
- Cingolani, C.A.; Manassero, M.; Abre, P. 2003. Composition, provenance, and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 91-106.
- Cuerda, A.J.; Cingolani, C.A. 1998. El Ordovícico de la región del Cerro Bola en el Bloque de San Rafael, Mendoza: sus faunas graptolíticas. *Ameghiniana* 35(4): 427-448.
- Dalla Salda, L.H.; Cingolani, C.A.; Varela, R. 1992. Early Paleozoic belt of the Andes and southwestern South America: result of Laurentia – Gondwana collision? *Geology* 20, 517-520.

- Dessanti, R.N.; Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXII, n°2, págs. 135-162.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222-235.
- Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625-632.
- Fernández Seveso, F.; Pérez, M.; Brisson, I.; Álvarez, L. 1993. Análisis de Cuenca: técnicas aplicadas a la serie carbónico-pérmica de Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras* 33, 77-107.
- Floyd, P.A.; Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* 144, 531-542.
- Folk, R.L.; Andrews, P.B.; Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- García-Sansegundo, J.; Farias, P.; Rubio-Ordoñez, A.; Heredia, N. 2012. Estructura del Paleozoico del Cordón del Carrizalito (sector meridional de la Cordillera Frontal de los Andes, Provincia de Mendoza, Argentina) Conference: VIII Congreso Geológico de España. Simposio: Geología de la Cordillera de los Andes y su antepaís, Volume: Geotemas 13, 1875-1878. ISSN: 1576-5712.
- García-Sansegundo, J.; Farias, P.; Rubio-Ordoñez, A.; Heredia, N. 2014. The Palaeozoic basement of the Andean Frontal Cordillera at 34° S (Cordón del Carrizalito, Mendoza Province, Argentina): Geotectonic implications. *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 321-330.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2, Hojas Sosneado y Maipo. *Revista Sociedad Geológica Argentina* 2(2): 141-176.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shale from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, no. 5, pp. 820-829.
- Ludwig, K.R. 2012. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 3.76. Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 5, 75 p. Berkeley.
- McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M.T.; Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101, 295-303.
- McLennan, S.M.; Bock, B.; Hemming, S.R.; Hurowitz, J.A.; Lev, S.M.; Mcdaniel, D.K. 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, in Lentz DR, (ed.). *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments: Geological Association of Canada, GeoText 4*, p. 7-38.
- Manassero, M.; Cingolani, C.; Cuerda, A.; Abre, P. 1999. Sedimentología, paleoambiente y procedencia de la Formación Pavón (Ordovícico) del Bloque de San Rafael, Mendoza. *Rev. Asoc. Argent. Sedimentol.*, vol.6, n.1-2, pp. 75-90.
- Manassero, M.; Cingolani, C.; Uriz, N. 2010. Comparative sedimentary provenance analysis of Upper Ordovician siliciclastic rocks from the San Rafael Block (Pavón Fm) and from the eastern of the

Cordillera Frontal (Las Lagunitas Fm), Mendoza-Argentina. 18<sup>th</sup> International Sedimentological Congress – Mendoza, Argentina.

- Moore, D.M.; Reynolds, R.C., Jr. (1997) X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, 378 pp.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Eriksen G.E., Cañas Pinochet M.T., Reinemud J.A. (eds.): Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series 11, 59-90.
- Nelson, B.K.; DePaolo, D.J. 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58:348-357.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: An introduction. Geological Society of London, Special Publication 142, 127-142.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E., Siever, R. 1972. Sand and Sandstones. *Springer-Verlag*, New York, 618 p.
- Poiré, D.G. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral 494, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata: 271 pp. (Inédito).
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207-220.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Kay, S.M.; Cortes, J.M.; Palma, M.A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes Centrales. IX Congreso Geológico Argentino, S. C. Bariloche, Actas II: 84-106.
- Ramos, V.A.; Basei, M.A.S. 1997. The basement of Chilenia: An exotic continental terrane to Gondwana during early Paleozoic. En Bradshaw, J.D. y Weaver, S.D. (eds.): *Terrane Dynamics 97*, International Conference on Terrane Geology, Conference abstracts: 140-143, Christchurch.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Essex (1993), p.325.
- Roser, B.P.; Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94(5), 635-650.
- Roser, B.P.; Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
- Rudnick, R.L.; Gao, S. 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick R.L. (ed.), *The Crust*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1-64.
- Sruoga, P.; Etcheverría, M.; Folguera, A.; Repol, D.; Zanetti, J.C. 2005. Hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo, Mendoza. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1:250.000 Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290, 238 p., Buenos Aires.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

- Tickyj, H.; Rodriguez Raising, M.; Cingolani, C.A.; Alfaro, M.; Uriz, N.J. 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2): 295-302.
- Uriz, N.J.; Cingolani, C.A.; Basei, M.A.S. 2016. Edades U-Pb en circones detríticos del Paleozoico Inferior/Medio del sur de la Cordillera Frontal, Argentina: Implicancias tectono-estratigráficas en el margen Proto-Andino. VIII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Recursos Hídricos de la Cuenca del Plata. Montevideo, República Oriental del Uruguay.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Secretaria de Estado de Minería, Buenos Aires, Boletín 151, 83 p.
- Wimmenauer, W. 1984. Das praevariszische Kristallin im Schwarzwald. *Forscht Miner Beih*, 62, 69-86.