

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Tesina presentada para obtener el grado académico de  
LICENCIADA EN GEOLOGÍA

**“GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y POTENCIAL ECONÓMICO DE LA  
PEGMATITA JR-III, SECTOR NORTE, DEPARTAMENTO PRINGLES,  
PROVINCIA DE SAN LUIS”**

Luciana Yael Cettour

SANTA ROSA (LA PAMPA) ARGENTINA

2015

## **PREFACIO**

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en la Cátedra de Génesis y Minería de Yacimientos Minerales, dependiente del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 7 de agosto de 2015 y el 23 de marzo de 2016, bajo la dirección de la Dra Viviana A. Martínez y la codirección del Dr. Julio Oyarzábal.

## **AGRADECIMIENTOS**

- ✓ A mi familia por su permanente apoyo y comprensión durante toda mi vida y en especial estos últimos años.
- ✓ A mis amigos de siempre por estar y escucharme cada vez que los necesité.
- ✓ A la Directora, Viviana Martínez, por sus conocimientos, ayuda, guía y colaboración en este trabajo.
- ✓ Al co-director, Julio Oyarzábal, por su tiempo y colaboración.
- ✓ A Francis, Lucas y Kevin por su gran ayuda y colaboración tanto en las tareas de campaña, como en el día a día en la facultad.
- ✓ A la Universidad Nacional de La Pampa y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
- ✓ A la Universidad Nacional de San Luis y su departamento de Geología.
- ✓ A la Dra. Graciela Visconti quien posibilitó el uso de instrumental perteneciente a su cátedra.
- ✓ A todos mis compañeros que me acompañaron a lo largo de estos 6 años.

Fecha:

.....

Luciana Yael Cettour

DNI: 36.284.585

Departamento de Ciencias Naturales

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

## RESUMEN

En este estudio se describe la geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita JRIII-Norte, que se ubica a 93 km de la ciudad capital de San Luis a los 32°47'20'' de lat. S y 66°02'04'' de long. O, y a una altitud de 1.700 m.s.n.m. Su forma es tabular a lenticular, con extremos que se acúan en planta, hasta que desaparecen hacia el norte y posee rumbo NO-SE y buzamiento subhorizontal de 26°. Las rocas de caja corresponden a esquistos y gneises, con rumbos N-S con leves desviaciones al E y buzamientos de entre 75° y 88° NO. La zonación interna es simple y simétrica, reconociéndose seis unidades, entre ellas, una zona de borde, una zona externa, una zona intermedia, el núcleo, unidad de muscovita y unidades de remplazo. La asociación mineral está caracterizada por cuarzo, feldespato potásico y muscovita como minerales esenciales; chorlo, berilo, apatito, albita, espodumeno, granate, pirita y minerales opacos como accesorios y además, posee óxidos de hierro como minerales secundarios. La secuencia de asociaciones minerales, en términos de minerales esenciales presentes en esta pegmatita, está dada de la siguiente manera:

Zona de Borde:  $Qz+Kfs+Ms$

Zona Externa:  $Kfs+Qz+Ms$

Zona Intermedia:  $Ab+Qz+Ms$

Núcleo:  $Qz$

Zona de Muscovita:  $Ms+Kfs$

Unidades de remplazo:  $Ab+Ms+Qz$

$Ms+Ab+Qz$

Teniendo en cuenta las características texturales, mineralógicas, petrogenéticas, composicionales y formacionales, este yacimiento se clasifica como clase de elementos raros, subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno y signatura geoquímica LCT. El emplazamiento de este cuerpo habría sido aproximadamente tardíocinémático respecto al metamorfismo regional que afecta al Complejo Metamórfico Conlara. La profundidad de cristalización puede estimarse en función del rango conocido para este tipo de pegmatitas, comprendido entre 3 y 4 Kbar aproximadamente (London, 1984), entre los 5-7 km, en el dominio frágil o de transición (Brisbin, 1986).

En lo que respecta a las reservas, han sido estimadas en 48 Mt para feldespato potásico, 44 Mt para cuarzo, 3 Mt para muscovita y 64 Mt para mezcla.

## ÍNDICE

<b><u>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN GENERAL</u></b>	1
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Metodología	2
1.4 Marco Geológico	5
<b><u>CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DE LA PEGMATITA</u></b>	11
2.1 Antecedentes	11
2.2 Ubicación	11
2.3 Descripción geológica y geográfica	12
2.4 Dimensiones, Forma y Posición	13
2.5 Relación con la roca de caja	14
2.6 Laboreos	16
2.7 Estructura interna	19
2.8 Mineralogía	24
2.9 Asociaciones minerales y cuadro paragenético	29
2.10 Clasificación	30
2.11 Génesis	31
<b><u>CAPÍTULO III: CONSIDERACIONES ECONÓMICAS</u></b>	34
<b><u>CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES</u></b>	38
<b><u>CAPÍTULO V: BIBLIOGRAFÍA</u></b>	40

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN GENERAL

### 1.1. INTRODUCCIÓN

Las pegmatitas graníticas son rocas ácidas, de textura holocristalina, caracterizadas por una extrema heterogeneidad en su fábrica y mineralogía, su contenido en elementos de alta tecnología (Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Be), sus minerales cerámicos e industriales (feldespato potásico, albita, cuarzo, micas y fluorita, entre otros) y la posibilidad de extraer diferentes recursos en forma simultánea. Estas propiedades constituyen los principales factores que incentivan la exploración y explotación de los depósitos pegmatíticos. Estos yacimientos generalmente se relacionan con rocas plutónicas parentales, de las cuales derivan en las últimas etapas del estadio magmático, a partir de fundidos residuales enriquecidos en SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y componentes volátiles tales como H<sub>2</sub>O, F<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Estos cuerpos ocurren genética y/o espacialmente asociados, conformando diferentes jerarquías, que son en orden decreciente: provincia, cinturón, distrito y grupo pegmatítico (Černý 1982b).

Cada uno de los diferentes tipos de depósitos pegmatíticos, de acuerdo con las clasificaciones actuales, tiene características particulares y recursos mineros que están en función de ellas.

Los enfoques modernos de tipificación y exploración, aplicados a distritos de pegmatitas graníticas, han probado ser útiles en el dimensionamiento de los recursos de determinados ambientes geológicos (Černý *et al.* 1981).

Los antecedentes de la temática pegmatítica elaborados en los distritos argentinos (Angelelli 1984; Angelelli *et al.* 1980) hasta el presente han dimensionado estimativamente el potencial minero o han descripto su estructura interna y secuencia de asociaciones minerales. También, se han realizado trabajos mineralógicos detallados de algunas especies interesantes, estudios geocronológicos parciales o dataciones radimétricas.

En nuestro país, la mayor asociación de pegmatitas se encuentra en las Sierras Pampeanas, conformando la Provincia Pegmatítica Pampeana, que se extiende desde Salta hasta San Luis y su evolución geológica fue armónica con un marco geotectónico de cinturón móvil pericratónico desarrollado durante el Precámbrico superior-Paleozoico inferior (Galliski 1992).

Los diferentes distritos que conforman la Provincia Pegmatítica Pampeana constituyen cinturones submeridionales, en muchos casos reorientados en esa dirección por la fase Oclógica (Galliski 1994b). La nueva taxonomía fue aplicada por Galliski (1994a, 1994b) con la finalidad de esbozar una interpretación metalogenética de su desarrollo en estos distritos.

El yacimiento objeto de este estudio se encuentra en el extremo más austral de un cinturón de pegmatitas de elementos raros en la provincia de San Luis, y ha tenido diferentes denominaciones a lo largo de los años: La Marta, Cerritos Blancos y actualmente JR-III; para su estudio fue separado en dos sectores: zona sur (Andiarena 2015) y norte, siendo esta última la que trata el presente trabajo.

## **1.2. OBJETIVOS**

El objetivo principal de este trabajo es la determinación de la geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita JR-III-Norte y así profundizar el conocimiento general de la misma a través de una tipificación genética del depósito de acuerdo a las nuevas clasificaciones.

Los objetivos particulares de esta investigación son la incidencia de pautas mineralógicas o geoquímicas en la prospección y exploración de pegmatitas y la determinación cuantitativa expeditiva de los recursos de la pegmatita en función de la composición modal y de la ubicación en base al área y la profundidad.

## **1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

Para realizar el presente trabajo se utilizaron diversas metodologías, las cuales pueden agruparse en tareas de gabinete, campaña y laboratorio.

### **1.3.1. Tareas de gabinete**

Las tareas de gabinete consistieron en la recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos correspondiente al área y tema en estudio.

La interpretación geológica se realizó sobre la base de imágenes satelitales (Google Earth) y la hoja Geológica 3366-I San Francisco del Monte de Oro (Costa *et al.* 2001).

A partir de los datos obtenidos en campaña se confeccionó un mapa topográfico-geológico a escala 1:1.000 y perfiles esquemáticos, los cuales fueron digitalizados con los programas Autocad® y Corel Draw®.

El cuadro paragenético, que refleja la secuencia de cristalización de las diferentes especies minerales, se realizó teniendo en cuenta criterios texturales y trabajos semejantes de otros autores.

La descripción de la estructura interna del yacimiento se realizó según el esquema propuesto por Cameron *et al.* (1949), haciendo referencia a las unidades litológicas presentes en las pegmatitas, definidas en función de cambios mineralógicos y/o texturales. Las unidades de reemplazo, originalmente descritas como tales, con posterioridad se definen como unidades, tipificándolas en base a la mineralogía debido a las dudas generadas por London (1992) sobre su origen metasomático.

En esta investigación se siguen los lineamientos del sistema de clasificación más aceptado y ampliamente difundido, realizado por Černý (1991a), derivado de los trabajos de Ginsburg *et al.* (1979) y Ginsburg (1984), y posteriormente modificado por Černý y Ercit (2005). Las pautas adoptadas para la clasificación se basan en criterios petrológicos, mineralógicos y geológicos tales como profundidad de consolidación, mineralización, procesos ígneos y ambiente metamórfico, clasificando a las pegmatitas graníticas en cinco grupos distintos denominados clases (Tabla 1).

Tabla 1: Clasificación de Pegmatitas Graníticas (tomado de Černý y Ercit 2005).

Clases	Subclases	Tipo	Subtipo
<b>Abisal</b> (AB)	AB-HREE		
	AB-LREE		
	AB-Uranio		
	AB-B Be		
<b>Muscovita</b> (MS)			
<b>Muscovita Elementos raros</b> (MSREL)	MSREL-REE		
	MSREL-Li		
<b>Elementos Raros</b> (REL)	REL-REE (NYF)	Allanita-monacita Euxenita-gadolinita	
		Berilo	Berilo-columbita Berilo-columbita-fosfatos
			Espodumeno Petalita Lepidolita
	REL-Li (LCT)	Complejo	Elbaita Ambligonita
<b>Miarolítica</b> (MI)	MI-REE	Albita-espodumeno Albita Topacio-berilo Gadolinita-fergusonita	
	MI-Li	Berilo- Topacio Miarolítica- Espodumeno Miarolítica- petalita Miarolítica- lepidolita	

Referencias: HREE: elementos de tierras raras pesadas, LREE: elementos de tierras raras livianas, REE: elementos de tierras raras, Li: litio, BBe: boro-berilo, MI-REE: miarolítica-elementos de tierras raras, MI-Li: miarolítica-Litio.

### 1.3.2. Tareas de campaña

El relevamiento de campo se desarrolló durante cinco días. En primer lugar se procedió con el reconocimiento del yacimiento, se dimensionó el área a estudiar y se determinó el tiempo necesario para realizar los levantamientos y posibles ubicaciones de las estaciones. Posteriormente, se efectuó el levantamiento topográfico-geológico de detalle, empleándose para tal fin brújula taquimétrica y geológica y cinta métrica. También se determinaron los



contactos de la pegmatita, ya sea con la roca de caja o sedimentos modernos. Además, se realizó un muestreo sistemático de los minerales esenciales, tanto del cuerpo pegmatítico como de la roca de caja en el contacto inmediato y sectores más alejados del yacimiento. Por último, se realizó un muestreo selectivo de los minerales que se consideraron significativos por su interés económico, por su gravitación petrogenética y para el conocimiento mineralógico. Un total de 64 muestras se recolectaron para análisis geoquímicos, petrográficos y mineralógicos.

### **1.3.3. Tareas de laboratorio**

Las tareas de laboratorio incluyeron determinaciones petrográfico-texturales observándose tanto macroscópica como microscópicamente las muestras obtenidas en campaña.

La selección de especies minerales para el estudio geoquímico, para la descripción macroscópica y para la confección de cortes petrográficos de las muestras colectadas se realizó bajo lupa binocular “Arcano”. Posteriormente, se realizaron 6 secciones delgadas de las muestras seleccionadas, tanto de la roca de caja como de la pegmatita y fueron descritas bajo un microscopio marca “Leitz”, perteneciente a la cátedra de Petrología de la FCEyN-UNLPam.

## **1.4. MARCO GEOLÓGICO**

Las Sierras Pampeanas comprenden una serie de unidades formadas por esquistos cristalinos o metamórficos que emergen de las pampas circundantes. Las mismas son la resultante de eventos de convergencia asignados a los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano y Andino (Pankhurst y Rapela 1998). Sims *et al.* (1997) postularon la existencia de otro ciclo, el Achaliano, que habría acontecido con posterioridad al Famatiniano. La primera descripción de las Sierras Pampeanas como una unidad morfoestructural independiente fue efectuada por Stelzner (1873). Trabajos posteriores (Bodenbender 1895, Rasmuss 1916, Beder 1922) ratificaron la presencia de un basamento precámbrico-eopaleozoico en las rocas metamórficas de dichas sierras.

La característica principal de estas sierras es la conformación de bloques basculados, asimétricos, con el flanco oriental suavemente inclinado al este, donde limitan depresiones longitudinales rellenas con sedimentos paleozoicos y cenozoicos de dominio continental.

Estos bloques se encuentran limitados por fallas inversas de alto ángulo, pero que en profundidad representarían corrimientos (Bonorino, 1950).

Actualmente, las Sierras Pampeanas se dividen en dos provincias de características diferentes: las Sierras Pampeanas Occidentales y las Orientales, sobre la base de diferencias litológicas, así como de evolución metamórfica y magmática (von Gosen y Prozzi 1998).

Las Sierras Pampeanas Occidentales constituyen la mayor unidad ígneo-metamórfica de la Argentina; las edades de sus metamorfitas y granitoides indican que evolucionaron entre el Neoproterozoico y el Paleozoico superior (Dalla Salda *et al.* 1999). Según Ramos (1988) corresponden a un orógeno eopaleozoico y están caracterizadas por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica que alojan una serie de granitoides alcalinos. Su composición varía de gabros tholeílicos, a tonalitas y granodioritas asociadas a subducción, del Cámbrico al Ordovícico medio y que culmina con granitos postcolisionales del Ordovícico superior a Devónico basal, por último, los granitos post-tectónicos se emplazaron en el Carbonífero inferior.

Las Sierras Pampeanas Orientales corresponden a un orógeno generado durante el Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico del terreno Pampia con subducción al este por debajo del Cratón del Río de La Plata (Kraemer *et al.* 1995), la cual sería responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad (Ramos, 1988; Rapela y Pankhurst, 1996). Se caracteriza por metamorfitas proterozoicas, en las que se emplazan granitoides calco-alcalinos asociados a subducción (Lira *et al.*, 1997) y que corresponderían a un arco magmático de edad proterozoica. Los granitos postcolisionales serían del Cámbrico basal (Rapela y Pankhurst, 1996), en forma póstuma y post-tectónica se emplazaron grandes batolitos, como el de Achala, del Silúrico (Rapela *et al.*, 1982) al Carbonífero inferior (Rapela *et al.*, 1991b).

La morfología actual de las Sierras Pampeanas Orientales es consecuencia de la orogenia Andina, por los efectos de una subducción cuyo ángulo de inclinación es pequeño. Durante dicha orogenia, este complejo fue disectado en varios bloques por grandes fallas, los que fueron levantados por fallamiento inverso y plegado localmente durante el Cenozoico tardío (Hauzenberger *et al.* 2001).

La Sierra de San Luis, ubicada entre los 32°-34° lat. S y los 66°-68° long. O, integra la Provincia Geológica de Sierras Pampeanas, encontrándose inserta en su mayor parte en las

Sierras Pampeanas Orientales y compartiendo características semejantes a ellas. La Sierra de San Luis constituye un bloque montañoso más o menos fusiforme, de unos 150 km de largo por 80 km en su parte más ancha, y está integrada, en líneas generales, por un basamento de rocas metamórficas del Neoproterozoico a Paleozoico temprano y granitoides paleozoicos, cubierto por sedimentos del Paleozoico superior, vulcanitas terciarias y depósitos cuaternarios. Estructuralmente responden al esquema general de bloques basculados, con borde occidental levantado y flanco oriental con suave inclinación al este (Gordillo y Lencinas 1979). Estos bloques se encuentran limitados por fallas inversas de alto ángulo, pero que en profundidad representarían corrimientos (González Bonorino 1950, Introcaso *et al.* 1987).

El basamento cristalino de la Sierra de San Luis se compone de tres bloques principales denominados por Sims *et al.* (1997): Complejo Metamórfico Conlara (CMC), compuesto principalmente por rocas de alto grado metamórfico como gneises y migmatitas; Complejo Metamórfico Pringles (CMP) que varía en el grado metamórfico de facies de esquistos verdes a granulitas, consta de filitas, micaesquistos, gneises, migmatitas intercaladas con cuerpos máficos y tonalíticos granodioríticos e intrusiones pegmatíticas y Complejo Metamórfico Nogolí (CMN) que consiste principalmente en ortogneises, migmatitas y gneises de alto grado con lentes de anfibolitas (Hauzenberger *et al.* 2001). Los contactos entre ellos son principalmente tectónicos, mediante zonas de cizalla dúctil, de dirección N a NNE y de variado espesor. Con menor frecuencia se aprecian pasajes transicionales, como en los casos de las unidades de menor grado metamórfico, pero tanto las fajas de rocas de bajo grado como las de alto grado comparten una estructuración penetrativa subvertical de dirección NNE, cuyos controles temporales indican que se originaron por la deformación principal famatiniana (principalmente ordovícica), a la que se asoció un metamorfismo de grado variable.

Dentro de las secuencias de menor grado metamórfico se encuentra la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988), posteriormente denominada Grupo Filitas por von Gosen y Prozzi (1996), que engloba al Conglomerado Cañada Honda (Prozzi 1990) y secuencias riolíticas volcánicas y/o intrusivas (Brodtkorb *et al.* 1984, von Gosen y Prozzi 1996). Esta formación, por aumento del grado metamórfico, pasaría a formar el Grupo Micaesquistos (von Gosen y Prozzi 1996). Ambas unidades conforman fajas dentro de los complejos de mayor grado metamórfico, siendo los contactos en su mayor parte a través de zonas de cizalla (von Gosen y Prozzi 1998). La Formación San Luis ha sido asignada al

Precámbrico superior - Cámbrico inferior sobre la base de dataciones radiométricas de las riolitas asociadas (Söllner *et al.* 2000), así como por mostrar evidencias de que fueron afectadas por un solo evento deformacional asignado al Famatiniano (Ortiz Suárez *et al.* 1992, Sims *et al.* 1997, von Gosen y Prozzi, 1996, entre otros). Sin embargo, en las fajas de mayor grado (CMN, CMP y CMC), este evento es posterior a otro, también deformativo, ya que en ellas se preservan en forma esporádica remanentes de una estructuración anterior, de dirección NO, a los cuales se asocian también paragénesis metamórficas previas. Estas estructuras y metamorfismos relícticos fueron descritos como pre-famatinianos (González y Llambías 1998, von Gosen y Prozzi 1998), y atribuidos al ciclo Pampeano previo (Criado Roqué *et al.* 1981, Kilmurray y Dalla Salda 1977, en Sato 2003).

Por encima del basamento de rocas metamórficas del Neoproterozoico a Paleozoico Temprano de las Sierras de San Luis (Sims *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998), se encuentra una cubierta sedimentaria dada por la Formación Bajo de Véliz, del Paleozoico superior, que constituye dos pequeños relictos en las localidades del mismo nombre y Agua Dorada.

El Grupo Volcánico San Luis consta de una serie de centros volcánicos localizados en una faja de rumbo NO-SE de aproximadamente 90 km de largo a través de las Sierras de San Luis. Este lineamiento que se encuentra en la zona de estudio, es del Mioceno tardío al Plioceno y está constituido por tapones intrusivos, domos, diatremas, diques, coladas de lava, depósitos piroclásticos, depósitos volcánicos epiclásticos y depósitos hidrotermales (Llambías y Brogioni 1981, Sims *et al.*, 1997). La composición de las rocas va de andesitas basálticas a dacitas, con algunos términos de composición latítica a traquítica (Brogioni 1987). Químicamente están incluidas dentro de la serie calcoalcalina a shoshonítica. Los depósitos hidrotermales incluyen ónix calcáreo y travertino (Sims *et al.*, 1997).

Los depósitos más recientes corresponden a sedimentos Cuaternarios, provenientes de la erosión de las rocas antes mencionadas. También, se pueden encontrar en la Sierra depósitos volcánicos de esta edad, representados por pequeñas cúpulas de escasa significación areal, en proximidades de Las Chacras y en el borde occidental de la Pampa de las Invernadas (Loma Negra) (Gordillo y Lencinas 1979).

La pegmatita JRIII se encuentra emplazada en el Complejo Metamórfico Pringles, el cual cuenta con dataciones U-Pb SHRIMP en circones de 460 a 450 Ma (Sims *et al.* 1998). Este complejo coincide parcialmente con lo que Ortiz Suárez (1998) denominó Complejo San

José, por considerar que el mismo tiene relación con una localidad de exposición típica en el puesto San José al norte de La Carolina, que se encuentra limitado por corrimientos de alcance regional de orientación norte-nordeste y marcada vergencia occidental (Chernicoff y Ramos 2003).

Las rocas del Complejo Metamórfico Pringles se encuentran bordeadas por fajas del Grupo Micaesquistos, el contacto occidental con unidades de ese grupo es tectónico, mediante una zona milonítica de alcance regional, con fuerte inclinación hacia el este. El contacto oriental es al menos en parte tectónico, como en el sector al oeste de Paso del Rey, en donde se desarrolla una faja milonítica de alrededor de 20 m de espesor, inclinada al oeste y con movimiento inverso. Gran parte de este último contacto se encuentra intruido por cuerpos graníticos y pegmatíticos (von Gosen 1998, von Gosen y Prozzi 1998, Oyarzábal 2004).

Internamente, el CMP comprende dos bloques separados por un corrimiento de igual rumbo y vergencia que los anteriores, denominado Corrimiento Arroyo de las Águilas. El bloque oriental coincide con el labio alto de la falla y es equivalente al Complejo Basamental Oriental de von Gosen *et al.* (2002). El bloque occidental corresponde al labio bajo de la falla y es equivalente al Complejo Basamental Occidental de von Gosen *et al.* (2002). Dentro del complejo son frecuentes los cuerpos pegmatíticos, a veces concordantes con la estructura regional y se encuentran fuertemente deformados, como ocurre en la zona de Peñón Colorado, donde algunos cuerpos muestran orientación interna y efectos cataclásticos. Sin embargo, en otras ocasiones guardan una relación netamente discordante con la estructura de las metamorfitas, siguiendo una orientación predominante NO-SE, lo que indicaría un evento pegmatítico posterior (Costa *et al.* 2001). Las venas y diques graníticos y aplíticos, gradando a migmatitas también son comunes en esta zona (Sims *et al.* 1997, von Gosen y Prozzi 1998) (Figura 1).

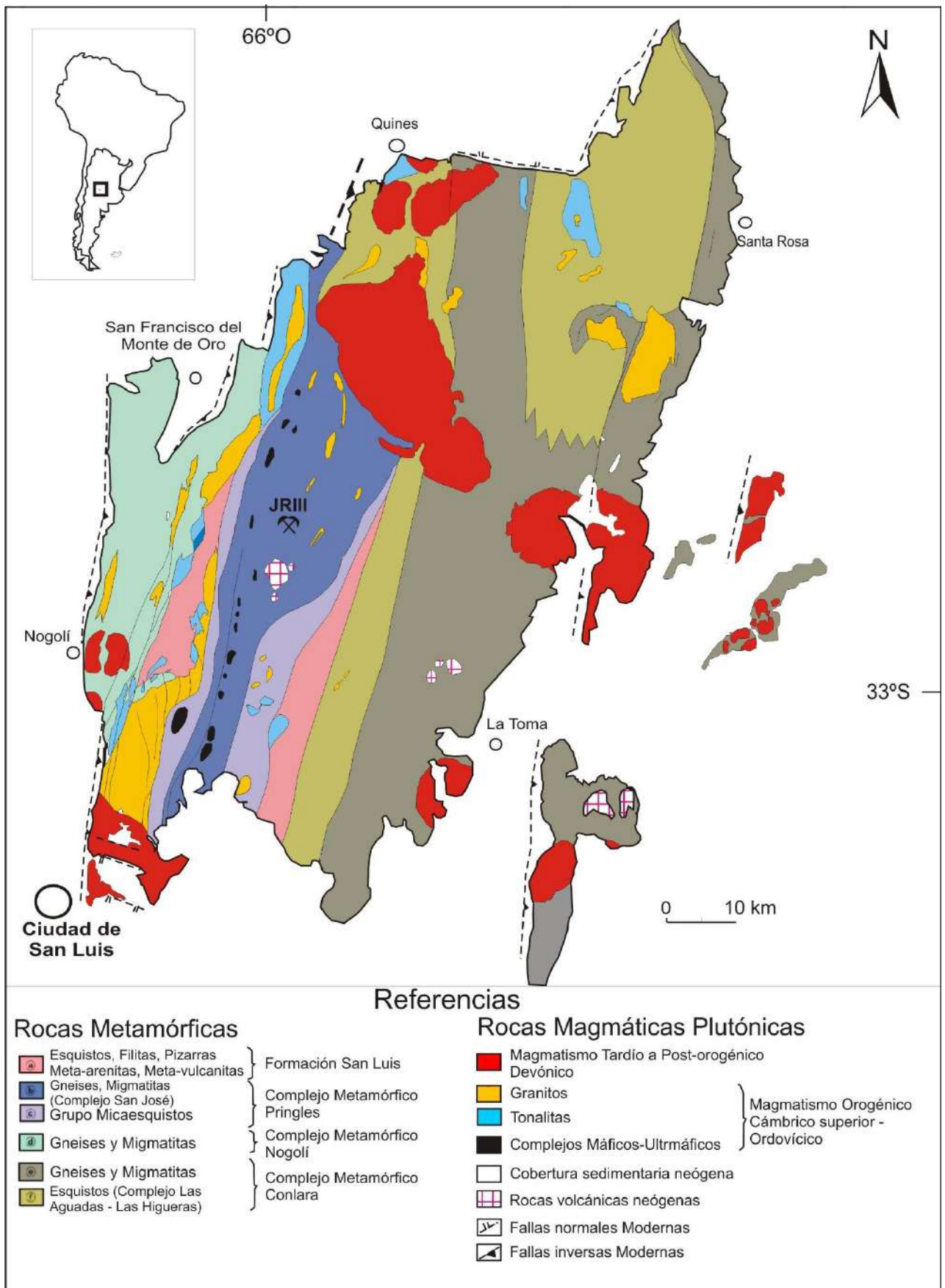


Figura 1: Mapa geológico del basamento de la Sierra de San Luis, basado en *Ortíz Suárez et al.* (2014).

## **CAPÍTULO II**

### **DESCRIPCIÓN DE LA PEGMATITA**

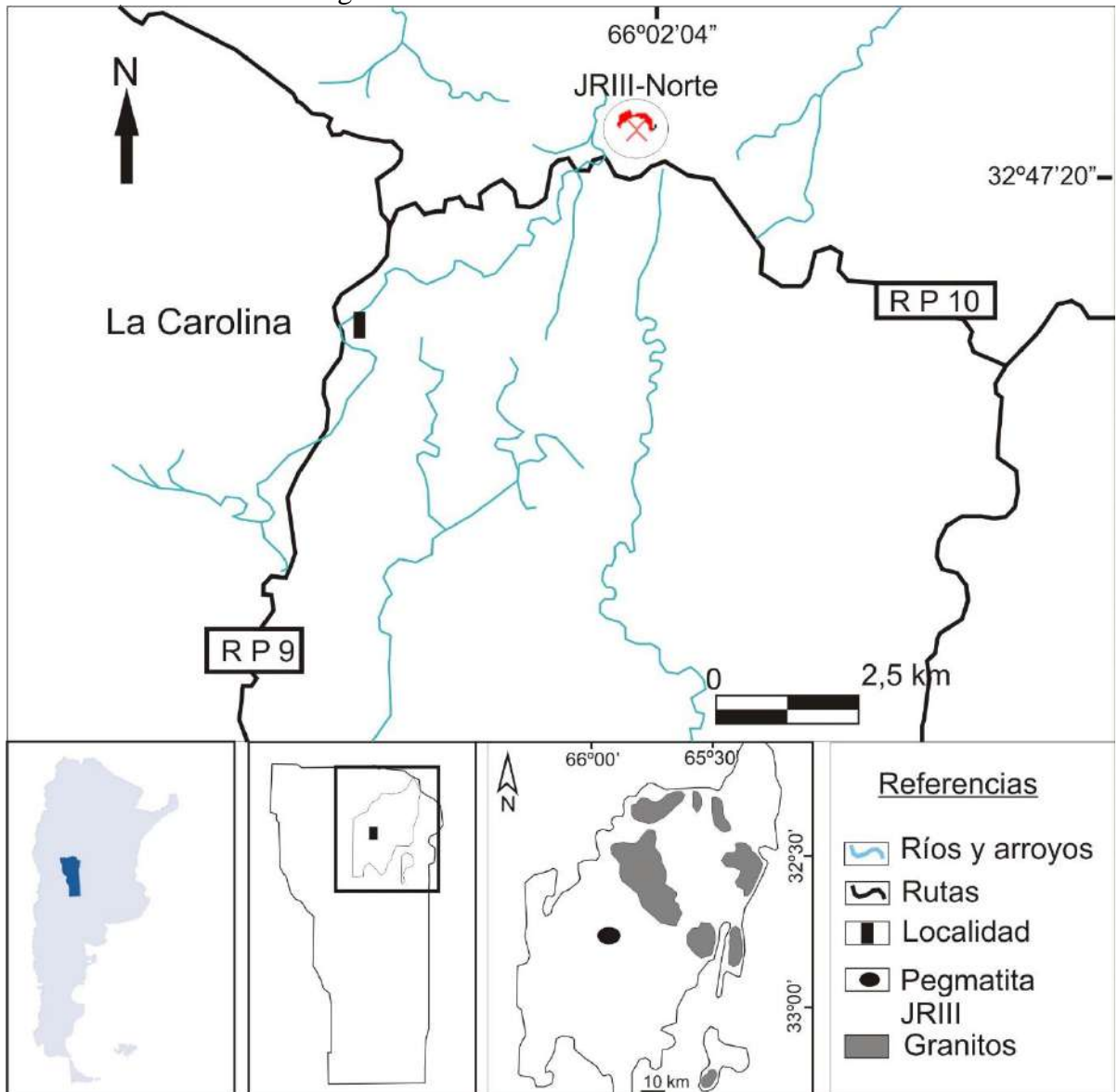
#### **2.1. ANTECEDENTES**

La bibliografía disponible muestra escasa información geológico-económica sobre este yacimiento. Entre los trabajos sobre este depósito se encuentra el de Pereyra (1991) donde bajo la denominación Cerritos Blancos describe la forma, estructura interna, mineralogía, evaluación económica y datos de geoquímica del mismo. Galliski (1994) con la denominación La Marta menciona sus características globales en el contexto del distrito pegmatítico Conlara. Galliski *et al.* (1997), clasifican a esta pegmatita como de tipo berilo y Galliski y Linares (1999) datan a este cuerpo en  $367 \pm 17$  Ma a partir del método K-Ar en muscovita. Fernández Tasende y Oyarzábal (2000) clasifican a la pegmatita JR-III como de elementos raros, tipo berilo y cuantifican sus recursos para cerámica, dividiéndolos en inferidos e indicados. Andiarena (2015) clasifica a la pegmatita como clase de elementos raros, subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno.

#### **2.2. UBICACIÓN**

La pegmatita JR-III se encuentra localizada en el centro norte de la provincia de San Luis, en el departamento Pringles, a  $32^{\circ} 47' 20''$  latitud S y  $66^{\circ} 02' 04''$  longitud O y a 1.700 m.s.n.m. Corresponde a la Hoja Geológica 3366-I San Francisco del Monte de Oro (Costa *et al.* 2001.). El yacimiento dista aproximadamente 93 km de la ciudad capital de San Luis y 8,5 km al NE de la localidad de La Carolina. El acceso desde La Carolina se realiza por la ruta provincial N° 9 en dirección noreste a través de unos 2 km de recorrido; a partir de allí se desvía al este siguiendo la ruta provincial N° 10, por un trayecto de 6,5 km hasta llegar al cuerpo pegmatítico (Figura N° 2).

Figura 2: Ubicación del área de estudio.



## 2.2. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y GEOGRÁFICA

En el área de estudio el clima es predominantemente continental, con veranos cálidos e inviernos rigurosos, en los sectores altos de la sierra de San Luis las precipitaciones suelen alcanzar 800 mm anuales y la principal época de lluvias está comprendida entre los meses de octubre y marzo, siendo la amplitud térmica general de 15°, incrementándose al oeste (Yrigoyen 1981).

El sector presenta un relieve suave cortado por valles longitudinales y transversales, de los que emergen conos y domos volcánicos que constituyen la concentración de las mayores alturas de la Sierra en general. Además, el cuerpo se encuentra a 900 m de la naciente del



río Juan Gómez que drena en dirección S-N y a 20 m de la cabecera del Río de la Cañada Honda, que drena en dirección N-S, ambos de escaso caudal.

Los suelos del área se encuentran pobremente desarrollados, formados por materiales de origen aluvial, coluvial y eólico provenientes de la meteorización de las rocas del basamento cristalino (Yrigoyen 1981).

La vegetación presente en el área es del tipo de stipas, cactáceas y cortaderas (Figura 3).

El contexto geológico del área está constituido por un basamento cristalino, cuerpos pegmatíticos, vulcanitas cenozoicas y una cubierta cuaternaria. Las rocas metamórficas corresponden al Complejo Metamórfico Pringles de edad cámbrica (Sims *et al.* 1997) y está constituido por esquistos cuarzo-micáceos y gneises.



Figura 3: Vista panorámica al N, de la pegmatita JR III.

#### **2.4. DIMENSIONES, FORMA Y POSICIÓN**

La morfología de las pegmatitas está condicionada por diversos factores que influyen en el momento de la consolidación, como profundidad de emplazamiento, propiedades mecánicas de la roca hospedante, relación presión litostática versus presión magmática, y condiciones tecto-metamórficas (Černý 1991a). Durante la fase de intrusión, se definen la forma y orientación de los depósitos, interviniendo en la estructura interna y distribución de la mineralización, que posteriormente pueden ser modificadas por eventos deformacionales sin o post-cinemáticos.

Cuando las rocas de caja son metamórficas, como esquistos o gneises, tienden a emplazarse pegmatitas de signatura geoquímica *LCT* (Li-Cs-Ta), donde la morfología del depósito está definida por el control reológico de la roca de caja. Esto da lugar al desarrollo

de formas tabulares, lenticulares, elipsoidales e irregulares. Contrariamente, las pegmatitas de signatura geoquímica *NYF* (Nb-Y-F) se emplazan en sus granitos parentales desarrollando *pods* o *schlierens*, derivados de la cristalización in situ, o como diques de relleno de fracturas (Brisbin 1986; Černý 1991a).

El cuerpo pegmatítico en estudio posee una forma tabular a lenticular, con extremos que se acuñan en planta, hasta que desaparecen hacia el norte. La pegmatita tiene una longitud de 300 metros en dirección N-S y una potencia de 4 metros aproximadamente que es visible en la labor G. Presenta una serie de labores que generaron mayores posibilidades de observaciones geológicas para un mejor estudio de su génesis, estructura, forma y mineralogía.

Este cuerpo es el complemento de otro menor, situado al S (Andiarena 2015) y ambos conforman la pegmatita JR III la cual tiene una longitud total de 500 metros, rumbo general NO-SE y buzamiento subhorizontal de 26° aproximadamente.

## **2.5. RELACIÓN CON LA ROCA DE CAJA**

La pegmatita JR III-Norte está alojada en rocas metamórficas tales como esquistos cuarzo-micáceos y gneises, de rumbo N-S con leves desviaciones al E y buzamiento promedio de 75° y 88° E.

El esquistos cuarzo-micáceo es una roca de grano fino, de color gris oscuro y está compuesto por cuarzo, muscovita, biotita y plagioclasa como minerales esenciales, con apatita, circón y minerales opacos como accesorios y óxidos de hierro y clorita como secundarios. Esta roca presenta textura granolepidoblástica, donde el cuarzo y la plagioclasa conforman la porción granoblástica. La esquistosidad general es determinada por los filosilicatos donde es marcado el predominio de muscovita sobre biotita. Al microscopio los minerales presentan las siguientes características. El cuarzo se presenta incoloro, anhedral, con extinción ondulosa y trenes de inclusiones fluidas. La biotita exhibe indicios de desferrización y cloritización, incluye a cristales de circón con halos pleocroicos circundantes. La muscovita es subhedral y suele presentar óxidos de hierro alojados a lo largo de las líneas de clivaje o como pátinas. La apatita se observa subhedral en cristales pequeños y los minerales opacos son de forma anhedral y están distribuidos a lo largo de toda la muestra.

Por otro lado, se observó en contacto con la pegmatita que el esquistos se presenta milonitizado, de grano fino, color gris y compuesto por cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales esenciales, con hornblenda y apatita como minerales accesorios y óxidos de hierro como minerales secundarios. Bajo el microscopio, el cuarzo es anhedral, presenta textura granoblástica poligonal y extinción ondulosa; la plagioclasa se observa subhedral con maclado polisintético según la ley de Albita; dentro del grupo de las micas se presenta biotita de forma subhedral con óxidos de hierro a lo largo de las líneas de clivaje, formando la esquistosidad de la roca; La hornblenda es subhedral y, de color verde y por último, la apatita se observa en pequeños cristales euhedrales (Figura 4 a y b).



Figura 4a: afloramiento del esquistos ubicado en la zona norte de la pegmatita.

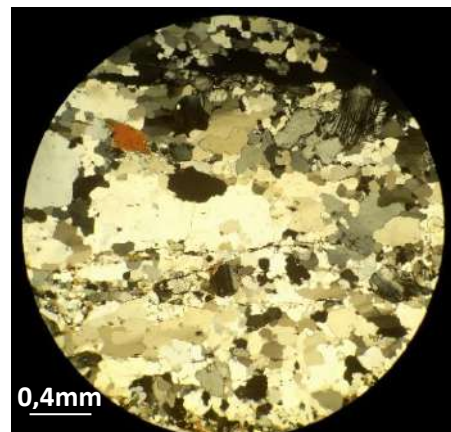


Figura 4b: corte delgado del esquistos (nic x).

El gneis es de color blanco a gris, con abundante plagioclasa, microclino y cuarzo como minerales esenciales; granate como mineral accesorio y óxidos de hierro como minerales secundarios. Esta roca posee una textura granoblástica, donde la plagioclasa es de color blanco con forma subhedral, el microclino es de color marrón claro con forma subhedral, y el cuarzo es blanco a gris y de forma anhedral. Bajo el microscopio, se observan cristales de plagioclasa subhedral con maclado polisintético según la ley de Albita y microclino subhedral con macla en enrejado según las leyes de Albita y Periclino. El cuarzo se presenta de forma anhedral, algunos de grano fino y otros elongados formando una textura en mosaico, con extinción ondulosa y trenes de inclusiones fluidas. Dentro de las micas se observa biotita y muscovita, ambas subhedral y con óxidos de hierro a lo largo de las líneas de clivaje; por último, el granate se presenta como porfiroblastos aislados bien redondeados, observándose en los mismos pequeñas grietas irregulares con óxidos de hierro y muscovita de grano muy fino (Figura 5 a y b).



Figura 5a: afloramiento de gneis ubicado en el extremo norte de la pegmatita.

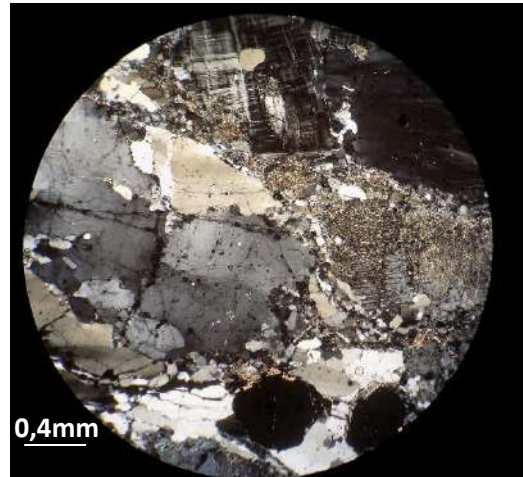


Figura 5b: corte delgado del gneis (nic. x).

El contacto entre la pegmatita y la roca de caja es neto, discordante con su estructura en el contacto E; mientras que, en el contacto O es concordante con la foliación. El rumbo del esquistosidad en el contacto E es de  $117^\circ$  y el buzamiento de  $27^\circ$  NE, con modificaciones locales entre  $25^\circ$  y  $40^\circ$ .

Como evidencias de alteración causadas por la inyección del material pegmatítico tenemos que en el exocontacto con la pegmatita se produce metasomatismo alcalino, con microclinización y muscovitización del esquistosidad en un espesor de 20 cm aproximadamente.

El emplazamiento de la pegmatita habría sido tardíocinemático respecto al metamorfismo regional que afecta al Complejo Metamórfico Conlara. La profundidad de cristalización puede estimarse en función del rango conocido para este tipo de pegmatitas (London 1984), comprendido entre 3 y 4 kbar. La presencia exclusiva de espodumeno, evidencia condiciones ubicadas en la parte superior de ese rango, a profundidades que estarían acotadas estimativamente entre los 5-7 km en el dominio frágil (Brisbin 1986). El emplazamiento habría sido forzado, con desplazamiento de la roca de caja, evidenciado por la presencia de xenolitos de la caja en el cuerpo pegmatítico.

## 2.6. LABOREOS

La pegmatita JR-III posee diversas labores, las cuales fueron denominadas en este trabajo como A, B1, B2, C, D, E, F, G, H e I más labores subterráneas que se encuentran cubiertas por material de caída y vegetación (Figura 6).

Las más importantes, tanto en dimensiones como por características visibles, son dos: D y G, cuyas dimensiones (largo x ancho x profundidad) son: 7,5 x 12,5 x 4,5 m y 17,5 x 22 x 4,5 m, respectivamente. La labor D, al momento del relevamiento, se encontraba inundada.

El resto de las labores no son de dimensiones considerables, pero cabe destacar la presencia de moldes de espodumeno de 50 cm aproximadamente en la labor C, los cuales son un indicio muy importante para la clasificación del cuerpo pegmatítico.

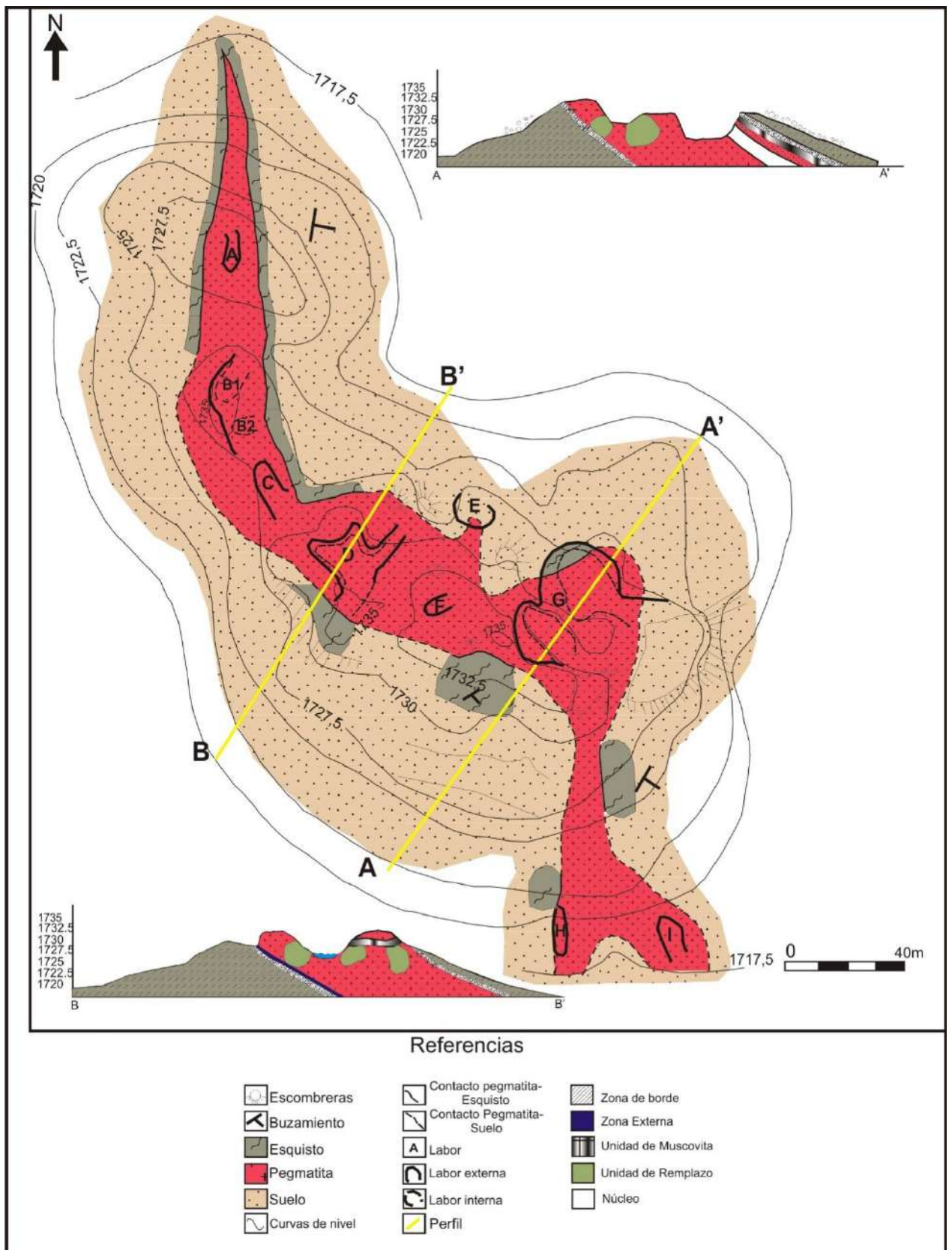


Figura 6: Mapa topográfico-geológico y perfiles esquemáticos de la pegmatita JRIII-Norte.

## 2.7. ESTRUCTURA INTERNA

La pegmatita JRIII-Norte presenta una zonación simple y simétrica, reconociéndose seis unidades de diferentes características mineralógicas y texturales. La tabla 2 muestra una síntesis de cada una de ellas.

Tabla 2: Síntesis de la identificación, composición y diferentes texturas representativas de las diferentes zonas encontradas.

Zona	Elementos esenciales	Elementos accesorios	Características texturales	Elementos geoquímicamente característicos
Borde	Qz+Pl+Ms	Tur, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano muy fino a fino, textura granular.	K, P
Externa	Kfs+Qz+Ms	Tur, Opq, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano de fino a medio, textura granular.	K, B, P, Fe
Intermedia	Ab+Qz+Ms	Brl, Spd, Ap, Grt, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano de grueso a muy grueso. Textura granular.	K, B, P
Núcleo	Qz	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano muy grueso. Textura masiva	Si
Unidad de Muscovita	Ms+Kfs	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano grueso a muy grueso. Textura porfiroide.	K, B, P
Unidad de remplazo	Ab+Ms+Qz Ms+Ab+Qz	Ap, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Grano fino. Textura granular.	P, Be

Referencias: Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Ab: albita, Ms: muscovita, Ap: apatita, Tur: turmalina, Opq: minerales opacos, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: óxidos de hierro.

Zona de borde: esta zona es visible en las labores D y G donde presenta 5,5 y 2 cm de espesor y corresponden a la base y al techo de la pegmatita respectivamente (Figuras 7 a y b). El tamaño de grano es muy fino, aumenta a medida que se acerca a la zona externa cuyo pasaje es transicional y la textura granular. Los componentes de esta zona son cuarzo, feldespato y muscovita, en proporciones de 50%, 30% y 20% respectivamente como minerales esenciales, turmalina como mineral accesorio y óxidos de hierro como minerales secundarios.

El cuarzo es incoloro, con tamaño de hasta 2 mm, de forma anhedral, bajo el microscopio presenta extinción ondulosa y trenes de inclusiones fluidas. La plagioclasa es de color amarillento debido a las pátinas de óxidos de hierro, se presenta en individuos anhedrales de 0,2 a 0,5 cm y al microscopio presenta maclado polisintético según la ley de la Albita.

La muscovita es de color gris plateada en superficies intemperizadas, con tamaño de 2-4 mm, subhedral, bajo el microscopio presenta óxidos de hierro a lo largo de las líneas de clivaje. La turmalina se presenta de color negro con tamaños de 1-2 mm y hábito prismático.

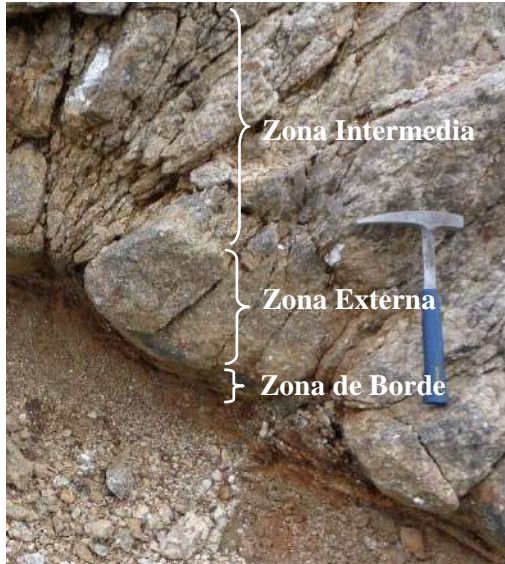


Figura 7a: Base de la pegmatita en la labor D donde se observa a partir del contacto con el esquisto: zona de borde, zona externa y zona intermedia.



Figura 7b: Techo de la pegmatita en la labor G donde se observa la zona de borde, la unidad de muscovita y la zona intermedia.

Zona externa: se observa en el sector occidental con un espesor variable entre 10 y 20 cm. El tamaño de grano es de fino a medio, la textura granular y el pasaje hacia la zona intermedia es transicional. Los minerales principales son feldespato (50%), cuarzo (35%) y muscovita (15%), dentro de los accesorios se observan turmalina y minerales opacos.

El microclino es de color pardo, tamaño de grano medio y hábito subhedral; su porcentaje aumenta hacia la zona intermedia. El cuarzo es incoloro, alcanza los 5 cm de tamaño y tiene forma anhedral. La muscovita es de color plateado en superficies intemperizadas y se presenta tanto en cristales de tamaño de 2 mm como en paquetes de hábito laminar de unos 2 cm, sin orientación preferencial. La turmalina (variedad chorlo) es de color negro y forma subhedral, mientras que los minerales opacos son anhedrales con tamaño de grano de hasta 1cm.

Zona intermedia: visible en todas las labores, con una potencia máxima de 4 m en la labor D. El tamaño de grano es de grueso a muy grueso y la textura granular. La mineralogía principal se compone de microclino (55%), cuarzo (30%) albita (10%) y muscovita (5%), como minerales accesorios se observan berilo, espodumeno, apatita y granate y como



minerales secundarios presenta óxidos de hierro. Con respecto a la zona externa, en la zona intermedia, aumentan las cantidades de microclino y cuarzo y disminuyen las de muscovita.

El microclino se presenta con tamaño de hasta 2 m, de forma anhedral a subhedral, los colores varían de rosado, pardo a gris y frecuentemente exhibe textura pertítica. El cuarzo con tamaño de hasta 3 m en labor G, se observa con forma anhedral y con colores que varían de blanco lechoso, rosado, gris a ligeramente ahumado. Los mismos se encuentran fracturados y con gran cantidad de óxidos de hierro alojados en sus planos de fractura. La albita muestra tamaño variable entre 2 mm hasta 2 m de longitud, se presenta con forma subhedral y color blanco a rosado. La muscovita es de tamaño variable entre 1 mm a 10 cm, se manifiesta en paquetes incluidos en cuarzo, de color plateado y con óxidos de hierro a lo largo de sus planos de clivaje. El berilo presenta tamaño de hasta 4,5 cm de diámetro, ocurre en cristales prismáticos con secciones basales hexagonales, de color verde claro y son engolfados por cuarzo y feldespato. El espodumeno se observa como improntas de hasta 50 cm de largo, de hábito tabular con pátinas de color verde claro. La apatita es de 1-2 mm, de hábito euhedral, color verde oscuro a azulado y se encuentra como cristales aislados en los agregados de albita sacaroidal. El granate es de tamaño de 2-3 mm hasta 2 cm, los cristales son euhedrales, de color rojo intenso con desarrollo de forma hexaquisoctaédrica y se encuentra asociado a feldespato potásico y cuarzo. Los óxidos son de color pardo rojizo y se observan en venillas de 1,5 cm de espesor como relleno de fisuras en cuarzo.

Núcleo: visible en las labores A y G (Figuras 8 a y b), donde el tamaño de grano es muy grueso y la textura masiva. Esta zona está constituida por cuarzo (100%) de tamaño entre 3-4 m de diámetro, de forma anhedral, color blanco lechoso y muy fracturado.



Figura 8a: Núcleo visible en la labor A en contacto con la unidad de reemplazo de Ms.

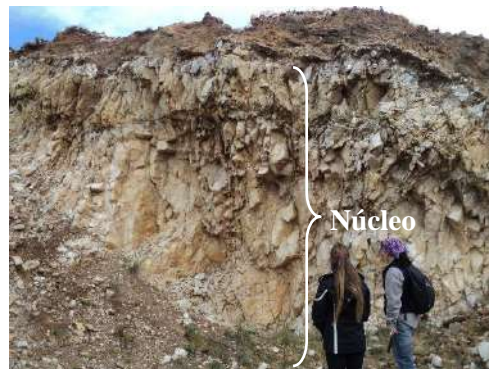


Figura 8b: Núcleo visible en la labor G.

Unidad de muscovita: se presenta dentro de la zona intermedia y es visible en las labores C, D y G (Figuras 9 a, b y c). Está compuesta por 90% de muscovita, 10% de feldespato potásico y óxidos de hierro como minerales secundarios.

En las tres labores el espesor varía entre 10 y 20 cm, dependiendo del tamaño de las láminas de muscovita, el contacto de esta unidad con la zona intermedia es neto. La muscovita se presenta en paquetes de hábito laminar, de color plateado con óxidos de hierro a lo largo del clivaje.



Figura 9a: zona de muscovita en la zona intermedia visible en la labor C, sobre la pared norte.



Figura 9b: zona de muscovita en la zona intermedia visible en la labor D, sobre la pared norte.



Figura 9c: unidad de muscovita en la zona intermedia de la labor G. Se observan las grandes láminas de hasta 20 cm de largo.

Unidades de reemplazo: se encuentran visibles en todas las labores, fundamentalmente dentro de la zona intermedia (Figura 10) y se identifican dos tipos diferentes: unidad de albita y unidad de muscovita; ambas se presentan en bolsones cuyo tamaño varía de los 50 cm hasta los 2 m de diámetro y con distintas coloraciones que van de pardo claro a gris verdoso.

La unidad de albita está formada por albita, muscovita y cuarzo en 80%, 15% y 5% respectivamente. La albita se presenta con tamaño de grano muy fino, textura granular y bajo el microscopio los cristales son de forma euhedral a subhedral con maclado polisintético según la Ley de Albita. La muscovita es de tamaño de grano muy fino y bajo el microscopio se presenta en cristales subhedrales, aislados, los cuales presentan óxidos de hierro a lo largo de las líneas de clivaje. El cuarzo es de color blanco lechoso y al microscopio se observa con forma anhedral con tamaños de hasta 200 micrones, de forma aislada, englobando a pequeños cristales de albita (Figura 11).

La unidad de muscovita está formada por muscovita (50%), albita (35%) y cuarzo (15%), como mineral accesorio apatita y óxidos de hierro como minerales secundarios. La muscovita es de grano muy fino y bajo el microscopio se observa de forma subhedral, con óxidos de hierro a lo largo de las líneas de clivaje y textura mirmequítica en contacto con plagioclasa. La albita, de grano muy fino, bajo el microscopio se presenta en cristales anhedrales y en cristales subhedrales elongados, en ambos casos con maclado polisintético según la Ley de Albita. El cuarzo es de color blanco lechoso a incoloro, bajo el microscopio se observa con forma anhedral y extinción ondulante (Figura 12).

Ambas unidades presentan apatita como accesorio, la que se observa en cristales de tamaño de 1-2 mm, de forma subhedral y color verde oscuro a azulado.



Figura 10: unidad de remplazo visible en la pared norte de la labor D.

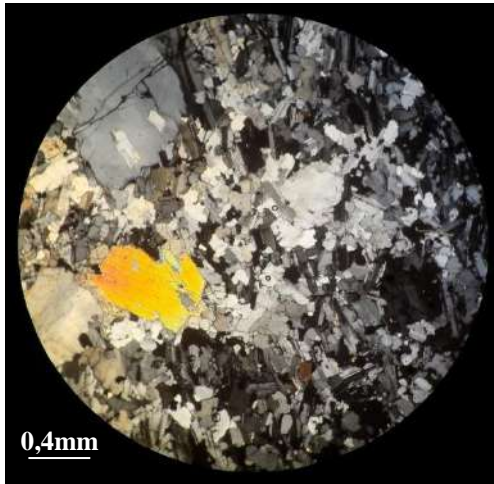


Figura 11: corte delgado de la unidad de remplazo de albita sacaroidal, donde se observa la textura mirmequítica de la muscovita (nic. x).

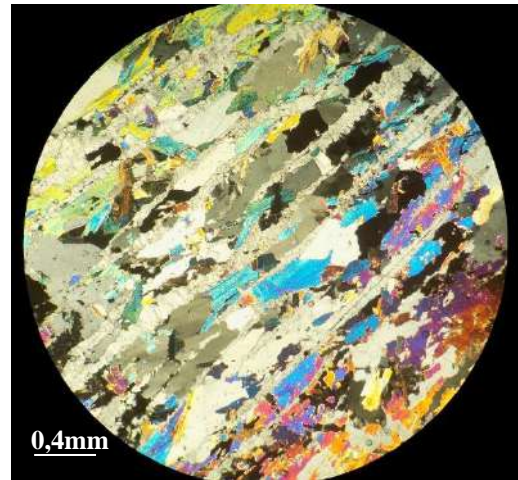


Figura 12: corte delgado de la unidad de remplazo de muscovita, donde se observa la muscovita paralela al maclado de los feldespatos (nic. x).

## 2.8. MINERALOGÍA

Las pegmatitas de elementos raros se caracterizan por tener una gran variedad de minerales. En este caso, la mineralogía de JRIII-Norte es sencilla y está constituida por cuarzo, microclino, albita y muscovita como minerales esenciales; chorlo, berilo, apatita, espodumeno, granate, pirita y minerales opacos como accesorios, y además óxidos de hierro como minerales secundarios.



Figura 13: cuarzo visible en la labor D, de color blanco y gris.

**CUARZO:** se encuentra en todas las unidades de la pegmatita y es uno de los principales constituyentes. El tamaño de grano varía desde fino hasta 2-3 m en el centro del cuerpo (Figura 13). Su hábito es macizo, el brillo es vítreo a graso y las variedades presentes son cuarzo lechoso, rosado y ahumado.

En ocasiones presenta fracturas rellenas por óxidos de hierro de color pardo rojizo. Volumétricamente, el cuarzo representa el 28% de la masa mineral. En las muestras al microscopio se observan como cristales anhedral, con extinción ondulosa y con trenes de inclusiones fluidas.



Figura 14: muestra de mano de microclino.

**MICROCLINO:** se presenta en todo el cuerpo pegmatítico en grandes proporciones y es otro de los principales constituyentes ya que, conforma el 30% del depósito. El tamaño de grano varía desde 3-4 cm hasta unos 2 metros en la zona intermedia (Figura 14).

Los cristales son subhedral con formas cristalográficas indefinidas y el hábito es columnar. El color varía de rosado, pardo a gris y en ocasiones presenta textura perítica. Al microscopio se observa con forma anhedral a subhedral y con el típico maclado enrejado según las leyes de Albita y Periclino combinadas.



Figura 15: albita de tipo sacaroidal asociada a feldespato potásico.

ALBITA: es otro mineral esencial que está presente en toda la pegmatita y su tamaño es de 2 mm hasta 2 m de longitud, con forma subhedral y de color blanco a rosado. En las unidades de remplazo se presenta como agregados de grano muy fino asociada a muscovita y la variedad presente es del tipo sacaroidal (Figura 15).

Al microscopio se pueden observar los cristales muy pequeños desde euhedrales a subhedral con maclado polisintético y extinción ondulosa.

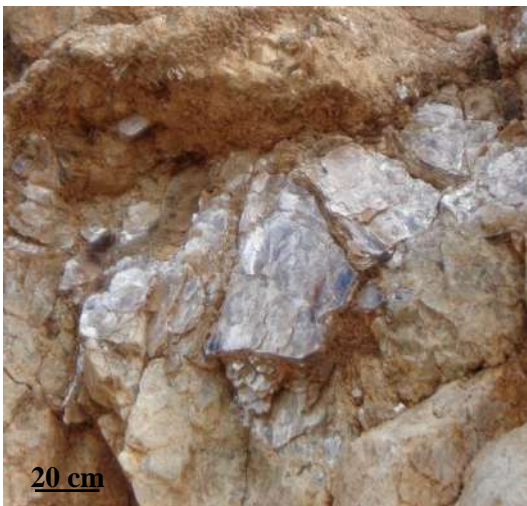


Figura 16: muscovita de tamaño de 40 cm.

MUSCOVITA: es un mineral poco abundante pero que se encuentra distribuido en todas las unidades de la pegmatita, conformando el 2% del depósito. El tamaño de grano varía desde 1-2mm en las unidades de remplazo hasta 20 centímetros en la zona de muscovita (Figura 16). Por otro lado, se presenta en paquetes de hábito laminar y cuando reemplaza al feldespato se asocia a albita. El color es plateado y en ocasiones presenta pátinas de óxidos de hierro preferentemente a lo largo del clivaje.

Al microscopio se observa en cristales subhedral, en contacto con plagioclasa incluye a cuarzo con textura mirmequítica en las unidades de reemplazo y con pátinas de óxidos de hierro a lo largo del clivaje.

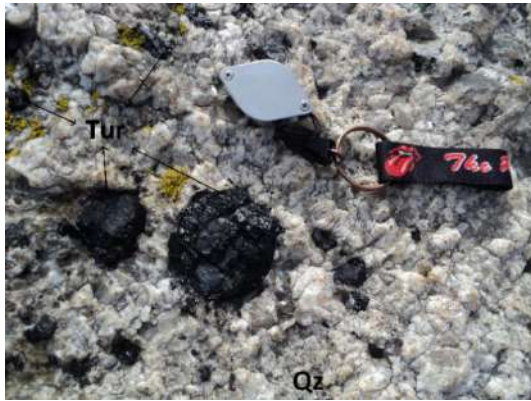


Figura 17: cristales de chorlo asociado a feldespato potásico.

**BERILO:** es un mineral accesorio que se presenta en las zonas externa e intermedia. El tamaño varía de 4,5 a 20 cm de diámetro, sin embargo, Pereyra (1991) menciona tamaños de hasta 50 cm. El color es amarillo verdoso y puede encontrarse asociado con un agregado de cuarzo, feldespato y muscovita. Los cristales son prismáticos con caras basales hexagonales (Figura 18).

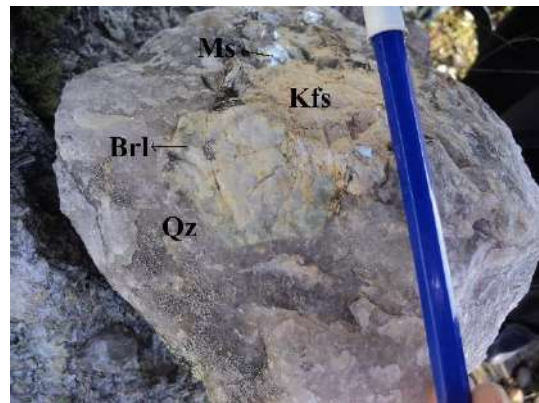


Figura 18: cristal de berilo asociado a cuarzo en la zona intermedia.

**APATITA:** mineral accesorio que se encuentra distribuido en la zona intermedia y en unidades de remplazo asociado a albita sacaroidal. Su tamaño es de pocos mm, el color verde oscuro a azulado y el brillo vítreo. En el microscopio se observan caras basales, muy pequeñas y con forma subhedral.



Figura 19: improntas de espodumeno de 50 cm de largo.

**ESPODUMENO:** Se encontró solo en la pared norte de la labor C, en la zona intermedia, como improntas de hábito tabular, incluido en cuarzo, de unos pocos cm hasta 50 cm de largo los mayores. Estas improntas están revestidas por una pátina de color verde claro formada por filosilicatos (Figura 19).



Figura 20: cristales de granate asociado a feldespato potásico, ubicados en la labor G.

**GRANATE:** mineral accesorio encontrado junto a feldespato potásico y cuarzo presente en la labor G. Su tamaño varía desde pocos mm hasta unos 2 cm (Figura 20). Este mineral se presenta como agregados de cristales idiomorfos con desarrollo de formas hexaquisoctaédricas, en ocasiones reemplazado por hematita, su color es rojo intenso a pardo y su brillo vítreo.



Figura 21: moldes de pirita asociados a cuarzo.

**PIRITA:** mineral accesorio que se observa como cristales incluidos en cuarzo, en la zona intermedia. El tamaño de los mismos es de unos 2 mm aproximadamente, son euhedrales, de forma cúbica y presentan pátinas de óxidos de hierro (Figura 21).





Figura 22: Óxidos de Fe asociados a cuarzo perteneciente a la zona intermedia.

**ÓXIDOS DE HIERRO:** en general están presentes a lo largo de todo el yacimiento. Se observan principalmente en la labor B2, como venillas de 1,5 cm de espesor, de color pardo a negro, de composición limonítica, incluidas en fracturas de cuarzo (Figura 22).

De acuerdo a Pereyra (1991), los óxidos de hierro corresponden a magnetita de color negro que gradualmente pasan a hematita de color castaño rojizo. En los cortes delgados se observan asociados a la mayoría de los minerales.

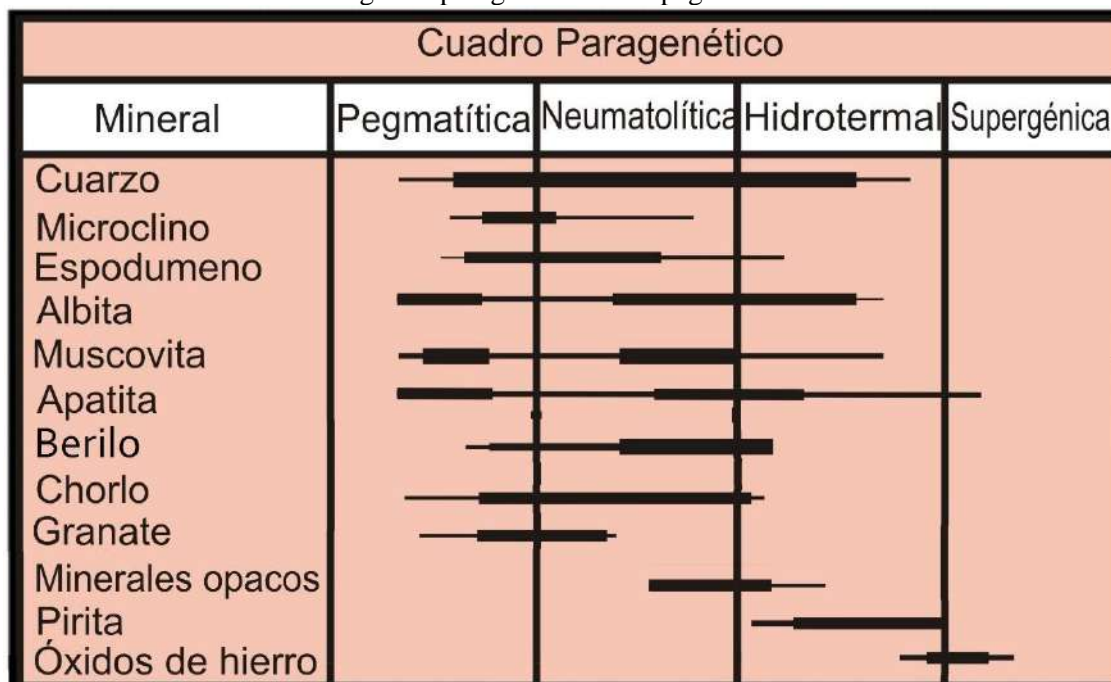
## 2.9. ASOCIACIONES MINERALES Y CUADRO PARAGENÉTICO

A continuación se detalla la zonación de la pegmatita en estudio con las correspondientes asociaciones minerales observadas (Tabla 3). Posteriormente, se desarrolla un diagrama paragenético, que representa aproximadamente la etapa de formación de todos los minerales presentes en la pegmatita (Tabla 4).

Tabla 3: Asociaciones minerales de JR III-Norte.

<b>Zona de borde</b>	Qz+Pl+Ms
<b>Zona Externa</b>	Kfs+Qz+Ms
<b>Zona Intermedia</b>	Ab+Qz+Ms
<b>Núcleo</b>	Qz
<b>Unidad de Muscovita</b>	Ms+Kfs
<b>Unidades de Reemplazo</b>	Ab+Ms+Qz
	Ms+Ab+Qz

Tabla 4: Diagrama paragenético de la pegmatita JRIII-Norte.



## 2.10. CLASIFICACIÓN

El sistema de clasificación vigente de pegmatitas es el revisado por Černý y Ercit (2005), donde para esta clasificación fueron aplicadas las características correspondientes al ambiente metamórfico de sus rocas de caja, la mineralogía, la composición mineralógica y la textura, reconociéndose cinco clases (Tabla 1). Además, todas estas categorías se basan en las firmas de los elementos traza como reflejo de su química y composición mineralógica.

En la medida en que las pegmatitas adquieren sus oligoelementos de plutones graníticos, se podría esperar que las firmas de elementos traza de las mismas sean irremediamente variables. El hecho es que la firma de los elementos traza de la mayoría de pegmatitas de elementos raros se pueden agrupar en sólo dos familias distintivas (Cerny 1991): una que se enriquece en litio, cesio, y tantalio (LCT) y la otra que se caracteriza por el enriquecimiento de niobio, itrio y flúor (NYF). La mayoría de la familia LCT tiene afinidad composicional con granitos de tipo S y las de la familia NYF derivan de granitos de tipo A. Černý y Ercit (2005) atribuyeron una pequeña fracción de las pegmatitas LCT y NYF a fuentes de tipo I. Los granitos de tipo I están generalmente asociados con magmatismo de subducción.

Las pegmatitas que llevan la signatura LCT son mucho más numerosas que las de la familia NYF, y dentro de las primeras, las ricas en litio y berilio son las más comunes de las pegmatitas de elementos raros.

En el presente trabajo, teniendo en cuenta la paragénesis mineral determinada, se clasifica a la pegmatita JRIII-Norte como de clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo Complejo, subtipo Espodumeno correspondiente a la signatura geoquímica LCT de la clasificación de Černý y Ercit (2005).

## **2.11. GÉNESIS**

En los últimos 25 años se han hecho avances significativos respecto a la génesis de pegmatitas, que éstas han sido objeto de investigación por petrólogos y mineralogistas durante más de un siglo. Su interés mineralógico deriva de la diversidad de los minerales raros que algunas pegmatitas contienen y el gran tamaño de muchos cristales de importancia económica. Especialmente aportan cuarzo, feldespatos y micas para usos cerámicos e industriales; metales raros estratégicos para aplicaciones aeroespaciales y la energía electrónica; y muchos de los mejores especímenes de gemas y minerales del mundo (London y Kontak 2012).

Inicialmente, Cameron y sus colaboradores propusieron que las pegmatitas se forman como "capas sucesivas sobre las paredes de la cámara, que engloba una masa de líquido pegmatítico, y por lo tanto se deben principalmente a cristalización fraccionada" (Cameron *et al.* 1949). Estos autores indicaron que las concentraciones de fluidos y demás elementos incompatibles en el fundido residual aumentan constantemente a medida que la cristalización avanza hacia el centro de la cámara magmática. El resultado es un cuerpo que exhibe cada vez mayor fraccionamiento químico de los márgenes al centro, como lo hacen las pegmatitas.

En la década del '70 y '80 el modelo más aceptado de la génesis de pegmatitas fue el propuesto por Jahns y Burnham (1969), quienes respaldados por evidencia experimental, propusieron que el fluido acuoso que asciende por flotación retira los elementos incompatibles desde el fundido en la porción inferior del cuerpo de magma y los transporta hacia arriba para nutrir la formación de cristales gigantes y minerales exóticos lo que explica el fraccionamiento químico.

A fin de mantener las características esenciales de la cristalización eutéctica, es decir, la cristalización simultánea de cuarzo, albita, y feldespato potásico en sus proporciones invariables del fundido en su mínimo térmico, Jahns (1982) propuso la formación de "lentes discoidales" de cuarzo flotando neutralmente en las partes centrales de los cuerpos de pegmatitas, mientras que el fraccionamiento de álcalis produce zonas complementarias ricas en plagioclasa sódica y en feldespato potásico a lo largo de los márgenes opuestos del cuerpo pegmatítico.

London (1992) expuso un modelo nuevo sobre la génesis de pegmatitas graníticas, en donde manifestó que la concentración de elementos incompatibles en el fundido (particularmente H<sub>2</sub>O, B, P y F) gobierna el desarrollo textural de los magmas pegmatíticos al controlar el número y la proporción de núcleos estables formados. Los trabajos de London (1990, 1992, 1996) han demostrado que es posible que se generen pegmatitas a partir de fundidos graníticos con baja saturación de agua por sobre enfriamiento del magma por debajo de su temperatura *liquidus* normal. Este autor argumentó que los fundidos pegmatíticos se intruyen en rocas más frías, por lo que las condiciones reales de emplazamiento y solidificación no necesariamente son aquellas del campo de equilibrio.

De las dos escuelas experimentales y de interpretación, la del modelo de London es la que más se aproxima a responder las cuestiones sobre pegmatitas graníticas y los problemas no resueltos en el modelo de Jahns y Burnham (Černý 1991a).

A pesar de la amplia diversidad paragenética, geoquímica y de estudios estructurales de pegmatitas de elementos raros, y de diferentes enfoques para explicar su génesis, se concluye que todas tienen un factor genético común: la cristalización de un fundido rico en volátiles enriquecido en elementos raros litófilos en proporciones variables (Černý 1991b).

En el cuerpo en estudio, la presencia de una zonación definida y de características simples, permite postular una cristalización progresiva desde las paredes hacia el centro. Se asume que la variabilidad composicional y textural de las diferentes zonas se corresponde a un proceso de cristalización fraccionada y continuas reacciones entre cristales y fluidos remanentes en condiciones de no equilibrio (Cameron *et al.* 1949). En los últimos estadios de cristalización, los fluidos remanentes enriquecidos en volátiles, provocaron un extenso proceso metasomático e hidrotermal, en el cual se generaron reemplazos de naturaleza invasiva, los que habrían afectado en forma irregular a las unidades internas del depósito.

La pegmatita JRIII-Norte sugiere un mecanismo de emplazamiento forzado con desplazamiento de la roca de caja y en un estado frágil de la misma. Esto es evidenciado por la forma tabular del cuerpo y la presencia de material de la caja en el interior de la pegmatita.

## **CAPÍTULO III: CONSIDERACIONES ECONÓMICAS**

La actividad minera de la provincia de San Luis recae, sin dudas, en el aprovechamiento de recursos metalíferos (sólo columbita-tantalita como subproducto), minerales cerámicos e industriales y rocas de aplicación. La actividad extractiva se concentra preferentemente en cuarzo, feldespato potásico, albita, micas, fluorita, halita, lajas, granitos y mármoles.

La producción de cuarzo, feldespato potásico y mica de esta provincia, preferentemente de pegmatitas, constituye el 2º aporte al total nacional, luego de la producción cordobesa. La pegmatita en estudio presenta evidencias de explotación previa, pudiendo observarse que las reservas de berilo y cuarzo de alta calidad han sido agotadas.

Las dimensiones correspondientes a la pegmatita JRIII-Norte son de 300 m de largo por 200 m de ancho máximo, a fines prácticos, la profundidad se calculará en función del cálculo de recurso o reserva. Las labores, de dimensiones variadas, denominadas A, B1, B2, C, D, E, F, G, H e I se distribuyen a través de todo el yacimiento.

Es posible efectuar una estimación de reservas en cuarzo, feldespato y muscovita en función de la mineralización a lo largo de toda la superficie del afloramiento y las observaciones a varios metros de profundidad debido a las labores presentes.

Para el cálculo de reservas se tomaron en consideración trabajos anteriores efectuados sobre pegmatitas graníticas de las Sierras Pampeanas, y es importante destacar que para la ley de los minerales económicamente significativos, se parte de los valores obtenidos de apreciaciones oculares en todas las labores presentes.

### **3.1. CÁLCULO DE LOS RECURSOS, RESERVAS Y FACTIBILIDAD DE EXPLOTACIÓN**

#### **3.1.1. CÁLCULO DEL VOLUMEN TOTAL**

Para el cálculo del volumen total se procedió a determinar el área del yacimiento exceptuando, por razones de granulometría, las zonas de borde y externa; en consecuencia, se restó del perímetro 1 metro hacia el núcleo. En cuanto a la profundidad, para el cálculo del Recurso, se tuvo en cuenta 1/3 de la longitud total de JRIII, resultando en 130 m. En

tanto que, para el cálculo de las Reservas, la profundidad adoptada es de 20 metros que es la máxima posible considerando cuestiones operativas (Tabla 5).

Tabla 5: Volumen del cuerpo pegmatítico y de labores presentes.

	<b>Recurso</b>	<b>Reserva</b>
Área (m <sup>2</sup> )	7.800	7.800
Potencia (m)	130	20
Volumen (m <sup>3</sup> )	1.000.000	156.000

### 3.1.2. CÁLCULO DEL VOLUMEN EXPLOTADO

En esta etapa, se relevaron las dimensiones de las labores para determinar su área y profundidad promedio (Tabla 6).

Tabla 6: Dimensiones de las labores.

<b>Labor</b>	<b>Área (m<sup>2</sup>)</b>	<b>Profundidad (m)</b>	<b>Volumen (m<sup>3</sup>)</b>
A	55	1,6	88
B1	99	2,2	218
B2	43	2	87
C	98	1,4	137
D	447	4,5	2011
E	13	1,5	20
F	44	3	132
G	965	5	4825
H	50	1	50
I	95	0,8	76
Total			7644

### 3.1.3. CÁLCULO DEL VOLUMEN REAL

El volumen real del cuerpo se determinó, restando al volumen total el volumen explotado (Tabla 7).

Tabla 7: Volumen real.

	<b>Recurso</b>	<b>Reservas</b>
Área (m <sup>2</sup> )	7.800	7.800
Potencia (m)	130	20
Volumen real (m <sup>3</sup> )	992.350	148.356

### 3.1.4. CÁLCULO DEL RECURSO

Para calcular el total de los recursos de la pegmatita JRIII-Norte se multiplicó el volumen por una densidad promedio de 2,65 t/m<sup>3</sup> dando como resultado 2.630 Mt. Al tonelaje total se le restó un 40% como consecuencia de las pérdidas que se producirían durante una posible explotación, obteniéndose un total de 1.000 Mt. La estimación visual considerada es de 30% para microclino, 28% para cuarzo, 2% para mica y un 40% para la mezcla de cuarzo y feldespato. Cabe destacar que la mezcla es el intercrecimiento de feldespato, cuarzo y muscovita con tamaño de grano muy fino a medio. En base a los cálculos, los valores obtenidos para cada mineral se observan en la tabla 8.

Tabla 8: Tonelaje de cada mineral.

<b>Tonelaje actual</b>	<b>Microclino</b>	<b>Cuarzo</b>	<b>Muscovita</b>	<b>Mezcla</b>
1.000 Mt	300 Mt	280 Mt	20 Mt	400 Mt

Referencias: Mt: miles de toneladas

### 3.1.5. CÁLCULO DE LAS RESERVAS

Las reservas se estiman a partir de una profundidad de 20 m, por lo que el volumen total de la pegmatita JRIII-Norte es de 148.000 m<sup>3</sup>. El volumen multiplicado por la densidad promedio da un tonelaje de 390.000 t. Al igual que para el cálculo del recurso, se resta un 40% por pérdidas, lo cual da un total de 156 Mt. De acuerdo con los porcentajes de cada mineral, el cálculo de las reservas obtenidas se encuentra en la tabla 9.



Tabla 9: Reservas de cada mineral.

<b>Tonelaje actual</b>	<b>Microclino</b>	<b>Cuarzo</b>	<b>Muscovita</b>	<b>Mezcla</b>
156 Mt	48 Mt	44 Mt	3 Mt	64 Mt

Referencias: Mt: miles de toneladas

Por otro lado, los aspectos favorables a considerar de este yacimiento son su fácil acceso, la ubicación y que este sector es el complemento de un cuerpo menor que aumenta el total de los recursos calculados. Los valores de reserva en el cuerpo pegmatítico completo, teniendo en cuenta los datos obtenidos por Andiarena (2015) son de 59 Mt para microclino, 45 Mt para cuarzo, 3 Mt para muscovita y 122 Mt para la mezcla.

La contaminación por turmalina, de distribución homogénea, no es tan abundante como para castigar el precio de la materia prima para cerámica. Por lo tanto, la suma de todos estos aspectos contribuye a la valoración positiva del depósito para la explotación de cuarzo y feldespato como material cerámico y piedra partida.

## **CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES**

- La pegmatita JRIII-Norte posee forma tabular a lenticular, con extremos que se acuñan en planta, rumbo NO-SE y buzamiento subhorizontal de 26°. Tiene una longitud de 300 metros en dirección N-S y una potencia de 115 metros aproximadamente; sumado al cuerpo situado al sur da un total de 500 metros de largo para toda la pegmatita JRIII.
- La pegmatita de este estudio posee 6 unidades de diferente composición mineralógica y textural: zona de borde (Qz+Kfs+Ms), externa (Kfs+Qz+Ms), intermedia (Ab+Qz+Ms), núcleo (Qz), unidad de muscovita (Ms+Kfs) y unidades de remplazo (Ab+Ms+Qz) (Ms+Ab+Qz).
- Los minerales identificados y estudiados han sido ordenados en base a su abundancia, siendo los esenciales microclino, cuarzo, albita y muscovita; chorlo, berilo, apatita, espodumeno, granate, piritita y minerales opacos como accesorios y, además, posee óxidos de hierro como minerales secundarios.
- Este trabajo permite clasificar a la pegmatita JRIII-Norte como de clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo Complejo, subtipo Espodumeno correspondiente a la signatura geoquímica LCT de la clasificación de Černý y Ercit (2005). Teniendo en cuenta sus características texturales, mineralógicas, petrogenéticas, composicionales y formacionales del depósito.
- La interpretación genética del cuerpo es la cristalización de fundidos ricos en volátiles y en elementos litófilos, originados en los últimos estadios de cristalización, como resultado del transporte de fluido y/o difusión por convección termogravitacional, bajo condiciones de esfuerzo. Para la zonación interna se considera la cristalización en equilibrio eutéctico en la cual las zonas químicamente diferentes se desarrollan separadamente pero de manera simultánea.
- El emplazamiento de la pegmatita habría sido aproximadamente tardíocinemático respecto al metamorfismo regional que afecta al Complejo Metamórfico Conlara. La profundidad de cristalización puede estimarse en función del rango conocido para este tipo de pegmatitas (London 1984), comprendido entre 3 y 4 kbar, aproximadamente. La presencia exclusiva de espodumeno, estaría significando unas condiciones ubicadas en la parte superior de ese rango, a profundidades que

estarían acotadas estimativamente entre 5-7 km en el dominio frágil (Brisbin 1986). El emplazamiento habría sido forzado, evidenciado por la presencia de xenolitos de la caja en el cuerpo pegmatítico. El contacto oeste es concordante con la foliación de la roca de caja y el contacto este es discordante con la misma.

- Uno de los aspectos favorables a considerar es la facilidad de acceso y ubicación que presenta el cuerpo estudiado. Otro, es que este sector es el complemento de otro cuerpo menor que aumenta el total de los recursos calculados. La suma de todos estos aspectos contribuye a la valoración positiva el depósito como material cerámico y piedra partida.
- Las reservas de la pegmatita JRIII-Norte son: 48 Mt para feldespatos potásicos, 44 Mt para cuarzo, 3 Mt para muscovita y 64 Mt para la mezcla.

## **CAPÍTULO V: BIBLIOGRAFÍA**

- Andiarena, L. 2015.** Geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita JR-III, sector Sur, departamento Pringles, provincia de San Luis. Tesis de grado UNLPam. Inédito, 46 p.
- Angelelli, V. 1984.** Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Vol. I y II. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 704 p.
- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R. 1980.** Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Secretaría de Minería, Anales 19. 261 p. Buenos Aires.
- Brogioni, N. 1987.** El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Pcia. de San Luis, Geología y edad. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán. Actas IV, pag. 115-118.
- Beder, R. 1922.** Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrocarburos, Boletín 33b, 86p. Buenos Aires.
- Bodenbender, O. 1895.** Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la República Argentina. Revista Museo La Plata, t. VII.
- Brisbin, W.C. 1986.** Mechanics of pegmatite intrusion. American Mineralogist, v. 71, p: 644-651.
- Brodtkorb, M. K. de., Pezzutti, N. E. y Dalla Salda, L. 1984.** Presencia de vulcanismo ácido en el precámbrico de la provincia de San Luis. IX Congreso Geológico Argentino. Actas II: 181-190.
- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A. y Page, L.R. 1949.** Internal structure of granitic pegmatites. Economic Geologist, Monografía 2, p: 115.
- Černý, P. 1982a.** Short course in granitic pegmatites in science and industry (P. Černý, Ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8. 555 pp.
- Černý, P. 1982b.** Anatomy and classification of granitic pegmatites. In P. Černý (Ed.) Short course in granitic pegmatites in science and industry. Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 1-39 pp.
- Černý, P. 1991a.** Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18 (2): 49-67.

- Černý, P. 1991b.** Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18 (2): 68-81.
- Černý, P. y Ercit, T.S. 2005.** The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43: 2005-2026.
- Černý, P., Meintzer R.E. y Anderson A.J., 1985.** Extreme fractionation in rare element pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist*, v. 23, p: 381-421.
- Chernicoff, C.J. y Ramos, V.A. 2003.** El basamento de la sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 511-524.
- Costa, C., Gardini, C., Ortiz Suarez, A., Chiesa, J., Ojeda, G., Rivarola, D., Strasser, E., Morla, P., Ulaco, J., Tognelli G., Carugno Durán A., Vinciguerra H. y Salas, D. 2001.** Hoja Geológica 3366-I, San Francisco del Monte de Oro. Provincias de San Luis, Mendoza y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 278, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Toselli, A., Caminos, R. y Gardini, C. 1999.** Proterozoico y Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas Occidentales. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Geología Argentina, Anales* 29 (6): 159-161.
- Fernández Tasende J. R. y Oyarzábal, J. 2000.** Geology and economic considerations of JR-III pegmatite, Argentina. Fernández Tasende J. R. and J. Oyarzábal. 31st International Geological Congress, Actas. Río de Janeiro, Brasil.
- Galliski, M.A. 1992.** La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. IV Congreso Nacional y I Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 534-537.
- Galliski, M.A. 1994a.** La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 49: 99-112.
- Galliski, M.A. 1994b.** La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 49: 113-122.
- Galliski, M. A. y Linares, E. 1999.** New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. II South Am. Symposium on Isotope Geol., Actas: 63- 67.

- Galliski, M.A., Perino, E., Gásquez, J., Márquez Zavalía, M.F., y Olsina, R. 1997.** Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de las sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 24-32.
- Ginsburg, A.I. 1984.** The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites: 27th Int. Geological Congress., Proceedings 15: 245-260.
- Ginsburg, A.I. Timofeyev, I.N. y Feldman, L.G. 1979.** Principles of geology of granitic pegmatites. Nedra Moscow. p: 296.
- Gonzalez Bonorino, F. 1950.** Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 81-110.
- González, P.D. y Llambías, E.J. 1998.** Estructura interna de las metamorfitas pre- Famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 421-426, Buenos Aires.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, N. A. 1979.** Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.  
Apartado de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba de Geología Regional Argentina, I: 578 -650.
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001.** Metamorphic Evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: Granulite Facies Metamorphism Related to Mafic Intrusions.  
*Mineralogy and Petrology* (71): 95-126.
- Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V. 1987.** La Estructura Profunda de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLII, (1-2): 177-187.
- Jahns, R.H. 1955.** The study of pegmatites. *Economic Geology*, 50th Aniv. Ed., p: 1025- 1130.
- Jahns, R.H. 1982.** Internal evolution of pegmatite bodies. In: cerny, P. (Ed), *Granitic pegmatite in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, vol. 8, pp. 293-327
- Jahns, R.H. y Burnham, C.W. 1969.** Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites: *Economic Geology*, v. 64, p: 843-864.

- Kostadinoff, J., Gregori, D., Raniolo, A., López, V. y Strazzere, L. 2006.** Configuración geológica-geofísica del sector sur de la provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (2), p: 03-18.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995.** Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), p: 47-59.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S. 1997.** Magmatic-arc calcalkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambragasta Ranges, Central Argentina. *Journal South America Earth Sciences*, v. 10, p: 157-178.
- London, D. 1992.** The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 30: 449-540.
- London, D. 1990.** Internal differentiation of rare-element pegmatites; A synthesis of recent research. *Geological Society of America. Special Paper 246*: 35-50.
- London, D. 1992.** The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 30: 449-540.
- London, D. y Kontak D.J. 2012.** Granitic pegmatites: Scientific wonders and Economic bonanzas. *Element 8*: 257-261.
- Llambías, E. y Brogioni, N. 1981.** Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. *Geología de la Provincia de San Luis. VIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio*: 101-115.
- Llambías, E., Sato, A. M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998.** The granitoids of the Sierra de San Luis. In: *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (R. J. Pankhurst and C. W. Rapela, Eds.). *Geological Society of London, Special Publication*, 142: 325-341.
- López De Luchi, M. G., Hoffmann, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. A y Streenken, A. 2002.** Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based in biotite and muscovite cooling ages. *XV Congreso Geológico Argentino, Actas CD Ed.* 6 pp.
- Martínez, V. 2005.** *Geología y Mineralogía comparativa de diferentes tipos de pegmatitas litíferas de la provincia de San Luis, Argentina. Tesis doctoral UNC. Inédito*, p: 240.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J. 1992.** *Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos*, 48: 269-277, Madrid.

- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. 1998.** (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana: an introduction. Geological Society of London, Special Publications, 142: 1-9.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998.** The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 343-367, London.
- Pereyra, J.C.R. 1991.** Caracterización Geológica y Económica de la pegmatita Cerritos Blancos (departamento Pringles, Provincia de San Luis). Tesina de Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 117 p., Buenos Aires.
- Prozzi, C. 1990.** Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 452-455, San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988.** La Formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Abstracts p. 1, San Luis.
- Ramos, V.A. 1988.** Tectonics of the late Proterozoic-early Paleozoic: a collisional history of southern South America. Episodes 11, p: 168-174.
- Ramos, V.A. 1999.** Rasgos estructurales del territorio argentino. I: Evolución Tectónica de la Argentina. En: Geología Argentina (R. Caminos, Ed.). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, p: 715-759.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R. 1996.** The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre Famatinian subduction? and crustal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 491.
- Rapela, C.W., Heaman, L.M. y Mcnutt, R.J. 1982.** Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. Journal of Geology 90: 574-582, Chicago.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo C. y Fanning, C. M. 1998.** The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst R. J., and Rapela C. W. (eds). The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 181-217.



- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G.A. 1991.** Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 40-43, Santiago.
- Rassmuss, J. 1916.** Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Dirección General Minas, Geología e Hidrogeología, Serie B (Geología), Boletín 13: 3-18. Buenos Aires.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2003.** Evolución del Orógeno Famatiniano en la sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, este volumen.
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P. G. y Miró, R. 1998.** U-Pb, Th-Pb and K-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Proto-Andean margin of Gondwana (B. Pankhurst and C. W. Rapela, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 142: 259-281.
- Sims, J.P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Lyons, P. 1997.** Informe geológico y metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 28. 148 pp.
- Söllner, F., Miller, H. y Hervé, M. 2000.** An Early Cambrian granodiorite age from the pre Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica Journal of South American Earth Sciences 13:163-177.
- Stelznes, A. 1873.** Über die argentinische Cordillere zw. 31° und 33°S. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Pálaontologic, B.B; 726-744, Stuttgart.
- Von Gosen, W. 1998.** The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/ Argentina) – structural and metamorphic relations. Journal of South American Earth Sciences, 11(1): 79-109.
- Von Gosen, W. y Prozzi, C. 1996.** Geology, structure and metamorphism in the área south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.
- Von Gosen W. y Prozzi, C. 1998.** Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. In: Proto-

Andean margin of Gondwana (B. Pankhurst and C. W. Rapela, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258.

**Von Gosen, W., Loske W. y Prozzi, C. 2002.** New isotopic dating of intrusive rocks in the sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history on the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 237-250.

**Yrigiyan, M. 1981.** El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: *Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. VIII Congr. Geol. Arg., Relatorio*: 33-54.