

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 3166-II

Cruz del Eje

Provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca

Juan Carlos Candiani, Roberto Miró, Claudio Carignano y Héctor López



Embalse Cruz del Eje, vista al oeste desde sierra de Totoralejos.

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 3166-II

CRUZ DEL EJE

Provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca

Juan Carlos Candiani¹,
Roberto Miró¹ y Claudio Carignano²

Recursos minerales: Héctor López¹

¹ Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Córdoba
² Universidad Nacional de Córdoba

Supervisión:
Validación: Ana Tedesco, Karina Rodríguez Obregoso y
Carlos Hermann
Edición:

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín Nº 249 (2º edición)
Buenos Aires - 2025 (en prensa)

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Julio Bruna Novillo

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozávez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Alicia Folguera

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Candiani, J.C., Miró, R., Carignano, C., López, H. 2025 (en prensa). Hoja Geológica 3166-II, Cruz del Eje, provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 249 (2° edición). Buenos Aires.

Ejemplo cita particular:

López, H. 2025 (en prensa). Recursos Minerales. En Hoja Geológica 3166-II, Cruz del Eje, provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 249 (2° edición). Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES-SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

CONTENIDO

RESUMEN	7
ABSTRACT	8
1. INTRODUCCIÓN	10
Naturaleza y metodología del trabajo	10
Situación y características geográficas	10
Investigaciones anteriores	12
2. ESTRATIGRAFÍA	13
Relaciones generales	13
2.1. PALEOZOICO	13
2.1.1. CÁMBRICO	13
Complejo Metamórfico La Falda (1)	13
Formación Quilpo (2, 3)	14
Paragneis, anfibolitas, cuarcitas (2)	14
Mámol (3)	14
Complejo Metamórfico Cruz del Eje (4, 5)	16
Paragneis (4)	16
Cuarcita granatífera (5)	16
Complejo Metamórfico Pichanas (6, 7, 8)	16
Formación Tuclame (6)	17
Gneis Pichanas (7)	18
Granito El Pílon (8)	19
Complejo Magmático Ascochinga (9)	22
2.1.2. ORDOVÍCICO	25
Esquistos Las Lomitas (10)	25
Magmatismo famatiniano	25
Complejo San Marcos (11)	26
Granitoides Famatinianos (12)	28
Tonalita La Fronda	28
Granodiorita Cruz del Eje	30
Granodiorita Charquina	30
Granodiorita Aguas de Ramón	32
2.1.3. CARBONÍFERO INFERIOR	33
Granitoides Achalianos (13)	33
Granito Capilla del Monte	33
Plutón Dolores	34
Granito Serrezuela	35
Granito Nepes	38
Pegmatitas	40
Diques máficos	41
2.1.4. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO	42
Formación Tasa Cuna (14)	42
2.2. MESOZOICO	43

2.2.1. CRETÁCICO	43
Formaciones Los Terrones y Copacabana (15)	43
Formación Saguión (16)	46
2.3. CENOZOICO	48
2.3.1. NEÓGENO	48
2.3.1.1. MIOCENO MEDIO-PLIOCENO	48
Formación Los Llanos (17)	48
2.3.1.2. MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO SUPERIOR	49
Formación Casa Grande (18)	49
2.3.1.3. PLIOCENO	50
Formación La Playa (19)	50
2.3.2. CUATERNARIO	51
2.3.2.1. PLEISTOCENO	51
Formación Río Cruz del Eje (20)	51
Formaciones Toro Muerto y Charbonier (21)	53
Formación Toro Muerto	53
Formación Charbonier	54
2.3.2.2. PLEISTOCENO-HOLOCENO	54
Formaciones Chuña y Guanaco Muerto (22)	54
Formación Chuña	54
Formación Guanaco Muerto	55
2.3.2.3. HOLOCENO	56
Depósitos de playas, dunas y barreales (23)	56
Depósitos evaporíticos (24)	56
3. TECTÓNICA	57
3.1. Ciclo Pampeano: Deformación y metamorfismo del Cámbrico inferior	57
3.2. Ciclo Famatiniano: Deformación y metamorfismo ordovícicos	58
3.3. Ciclo Achaliano: Deformación y metamorfismo devónicos	59
3.4. Fallamiento Mesozoico	59
3.5. Ciclo Andino. Fallamiento Inverso	59
3.6. Zonas de Cizalla	60
3.6.1. Zona de cizalla Guamanes	60
3.6.2. Zona de cizalla Guasapampa	61
3.6.3. Zona de cizalla La Higuera-Dos Pozos	63
3.6.4. Zona de cizalla Cuniputo	64
4. GEOMORFOLOGÍA	65
4.1. Sierras Pampeanas de Córdoba	65
4.1.1. Sierras de bloques basculados	65
4.1.2. Macizo de las Sierras Grandes	66
4.1.3. Valles estructurales	66
4.1.4. Cuestas	66
4.1.5. Sierras sedimentarias	67
4.2. Bolsón de las Salinas Grandes	67
4.2.1. Piedemonte	68
4.2.2. Mantos de arenas y dunas	68
4.2.3. Planicies y terrazas fluviales	69
4.2.4. Barreales	69
4.2.5. Playas salinas	70
5. HISTORIA GEOLÓGICA	70
6. RECURSOS MINERALES	74

Introducción

6.1. Yacimientos Metalíferos

- 6.1.1. Oro
- 6.1.2. Plata-Plomo-Zinc
- 6.1.3. Wolframio
- 6.1.4. Cobre
- 6.1.5. Hierro

6.2. Yacimientos No Metalíferos

- 6.2.1. Cuarzo, feldespato, berilo y mica
- 6.2.2. Mármol
- 6.2.3. Travertino-aragonita
- 6.2.4. Granitos y cordierita
- 6.2.5. Arcilla
- 6.2.6. Halita (sal común)
- 6.2.7. Wollastonita
- 6.2.8. Esteatita
- 6.2.9. Berilio

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

85

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

88

EN PRENSA

Resumen

La Hoja Cruz del Eje se localiza en la porción norte de las sierras Grande y Chica de Córdoba y en la depresión de las Salinas Grandes. El área forma parte de un segmento de las Sierras Pampeanas Orientales, un cinturón orogénico cámbrico caracterizado por complejos metamórficos constituidos por para y ortogneises (complejos La Falda y Cruz del Eje), grandes macizos anatéticos (Complejo Metamórfico Pichanas) y un arco magmático calcoalcalino (Complejo Ascochinga).

Las intrusiones aisladas de granitoides ordovícicos (como la Tonalita La Fronda o Charquina) representan la actividad del Arco Mágmatco Famatiniano, localizado en el antepaís pampeano en las Sierras de Córdoba. Los granitoides presentan foliación magmática penetrativa, subparalela a la foliación de las cajas, lo que sugiere un emplazamiento sintectónico. La deformación famatiniana se prolongó y dio lugar a anchas zonas de cizalla (Zona de Cizalla Guamanes, por ejemplo). Estas cizallas contribuyeron al engrosamiento cortical asociado a la exhumación de los terrenos metamórficos.

El magmatismo paleozoico finalizó con la intrusión de batolitos de edad devónica a carbonífera (plutones de Capilla del Monte y Serrezuela), de formas casi circulares, no deformados, con relaciones discordantes con su encajonante y emplazados someramente en la corteza superior.

La cubierta sedimentaria del Paleozoico superior estuvo relacionada a una retracción de la glaciación Gondwánica. Los pequeños afloramientos de sedimentitas glaciolacustres, que se preservaron en un paleorrelieve (valle de Tasa Cuna) constituyen un eslabón entre la cuenca de Paganzo ubicada al oeste y los registros paleozoicos pertenecientes a la Cuenca Chacoparanense, en el subsuelo de la llanura.

Los depocentros localizados de acomodación de estratigrafías volcano sedimentarias sincrónicas con la apertura del Atlántico fueron invertidos por la tectónica Andina. Las formaciones Los Terrones y Copacabana son depósitos rojos de granulometría gruesa, remanentes de sedimentos depositados en cuencas de *riff* durante el Cretácico. Las series de *sag* relacionadas con la expansión gradual del área de depósito y disipación del relieve, pueden estar representadas por la serie policroma de la Formación Saguión.

Los depósitos sinorogénicos del Ciclo Ándico, fundamentalmente neógenos, registraron la historia del levantamiento progresivo y restricción climática del antepaís. La Formación Los Llanos representa las condiciones de peneplanicie antes de la estructuración final a partir del Mioceno medio. El basculamiento de bloques a lo largo de fallas inversas de moderado a alto ángulo dio origen a la actual topografía.

Los recursos minerales de mayor importancia de la Hoja corresponden a los yacimientos de mármol y granitos como fuentes de rocas de aplicación. Los yacimientos metalíferos están mayormente asociados con el Ciclo Achaliano devónico-carbonífero. Se trata de depósitos de oro, tungsteno, plata, plomo, zinc y cobre y, mineralizaciones relacionadas a pegmatitas que incluyen berilio, litio, talio, uranio, torio, fósforo y tierras raras. Los modelos de depósitos incluyen las venas de cuarzo auríferas relacionadas con cizallas del Distrito La Candelaria, las venas de cuarzo polimetálicas de Ag-Pb-Zn en el Guaico y venas de cuarzo con tungsteno del distrito Aguas de Ramón. Los depósitos epigenéticos de tungsteno-cobre en rocas calcosilicáticas, al oeste

de Capilla del Monte (El Zinqui), se habrían formado durante la fase achaliana. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar de muscovita, producto de alteración hidrotermal asociada a venas de $\text{Au} \pm \text{Cu}$, W y Ag-Pb-Zn, sugieren que la mineralización se produjo entre los 390 y 360 millones de años.

Palabras clave: Córdoba, Sierras Pampeanas Orientales, complejos metamórficos y magmáticos, Cámbrico, Ordovícico, granitoides carboníferos, Salinas Grandes.

Abstract

The Cruz del Eje Geological Sheet is situated in the northern sector of the Sierras Grande and Chica, in the province of Córdoba, extending into the Salinas Grandes depression. This region belongs to a segment of the Eastern Sierras Pampeanas, a Cambrian orogenic belt characterized by metamorphic complexes comprising both paragneisses and orthogneisses (La Falda and Cruz del Eje complexes), as well as voluminous anatectic massifs (Pichanas Metamorphic Complex), and a calc-alkaline magmatic arc (Ascochinga Complex).

Isolated intrusions of Ordovician granitoids, such as the La Fronda and Charquina tonalites, reflect magmatic activity associated with the Famatinian Arc, emplaced within the Pampeano foreland domain of the Sierras de Córdoba. These granitoids exhibit a penetrative magmatic foliation, subparallel to that of the host rocks, indicative of syn-tectonic emplacement. Continued Famatinian deformation led to the development of extensive shear zones (e.g., the Guamanes Shear Zone), which played a significant role in crustal thickening and the exhumation of metamorphic basement rocks.

Late Paleozoic magmatism culminated with the intrusion of batholiths dated to the Devonian–early Carboniferous (e.g., Capilla del Monte and Serrezuela granites). These intrusive bodies are nearly circular, undeformed, and discordantly emplaced at shallow crustal levels in the upper crust.

The Upper Paleozoic sedimentary cover records the post-glacial retreat associated with the Gondwanan glaciation. Small outcrops, preserved within paleo-relief features such as the Tasa Cuna Valley, serve as a transitional record linking the Paganzo Basin (to the west) with Paleozoic successions of the buried Chacoparanense Basin in the adjacent plains.

Localized depocenters of syn-rift volcano-sedimentary sequences, related to the initial stages of Atlantic opening, were later inverted by Andean tectonism. Los Terrones and Copacabana formations consist of coarse-grained, red-bed deposits—interpreted as remnants of Cretaceous rift-related sedimentation. Subsequent sag basin sequences, associated with progressive subsidence and topographic smoothing, may be represented by the multicolored sedimentary succession of the Saguión Formation.

Synorogenic Neogene deposits of the Andean Cycle document the progressive uplift and climatic aridification of the foreland. Los Llanos Formation marks peneplanation conditions prior to final Andean structuring from the middle Miocene onward. Block tilting along moderate-to high-angle reverse faults gave rise to the present-day topography.

The principal mineral resources within the map sheet area are associated with marble and granite deposits, which represent significant sources of dimension stone. The metalliferous deposits are primarily associated with the Devonian-Carboniferous Achaian Cycle. These include epigenetic deposits of gold, tungsten, silver, lead, zinc, and copper, as well as a later stage of mineralization linked to pegmatitic systems enriched in beryllium, lithium, thallium, uranium, thorium, phosphorus, and rare earth elements. Key deposit types include: Auriferous quartz veins associated with shear zones (La Candelaria District), Ag–Pb–Zn quartz veins (Guaico), Tungsten-bearing quartz veins (Aguas de Ramón District). Additionally, epigenetic W–Cu mineralization in calc-silicate rocks west of Capilla del Monte (El Zinqui) is attributed to the Achaian phase. Hydrothermal alteration associated with these veins has yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages ranging from 390 to 360 Ma, supporting the timing of mineralization during the Devonian–early Carboniferous.

Keywords: Córdoba, Sierras Pampeanas Orientales, Cambrian and Ordovician metamorphic and magmatic complexes, Carboniferous granitoids, Salinas Grandes.

1. Introducción

Naturaleza y metodología del trabajo

La Hoja Geológica 3166-II Cruz del Eje, a escala 1:250.000, ha sido confeccionada siguiendo las normas del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Las tareas principales estuvieron orientadas a la recopilación de una importante cantidad de antecedentes del área de trabajo y la interpretación fotogeológica mediante procesamiento digital de imágenes satelitales. El control de campo se realizó siguiendo transectas principalmente Este-Oeste. En la mayoría de los puntos de observación, ubicados mediante GPS, se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética y espectrometría (K-U-Th). El relevamiento geofísico aéreo (magnetometría y radiometría K-U-Th), que se llevó a cabo durante el proyecto argentino australiano (SEGEMAR-AGSO 1994-1996), ayudó a la delimitación de las principales unidades de basamento ígneo metamórfico.

En la construcción del mapa se utilizaron imágenes satelitales georreferenciadas como base para el volcado de la información geológica y de infraestructura. La edición se realizó en el Sistema de Información Geológico-Ambiental-Minera SIGAM, del Servicio Geológico Minero Argentino.

Situación y características geográficas

La Hoja 3166-II Cruz del Eje comprende una amplia región del noroeste de la provincia de Córdoba (70 %) y de las provincias de La Rioja (25 %) y Catamarca (5 %). Los límites geográficos están comprendidos entre los 30° 00' y 31° 00' de latitud sur, y entre los 64° 30' y 66° 00' de longitud oeste. La superficie total es de 15967 km², y sus dimensiones son 145 km en sentido Este-Oeste y 110 km en sentido Norte-Sur (Fig. 1).

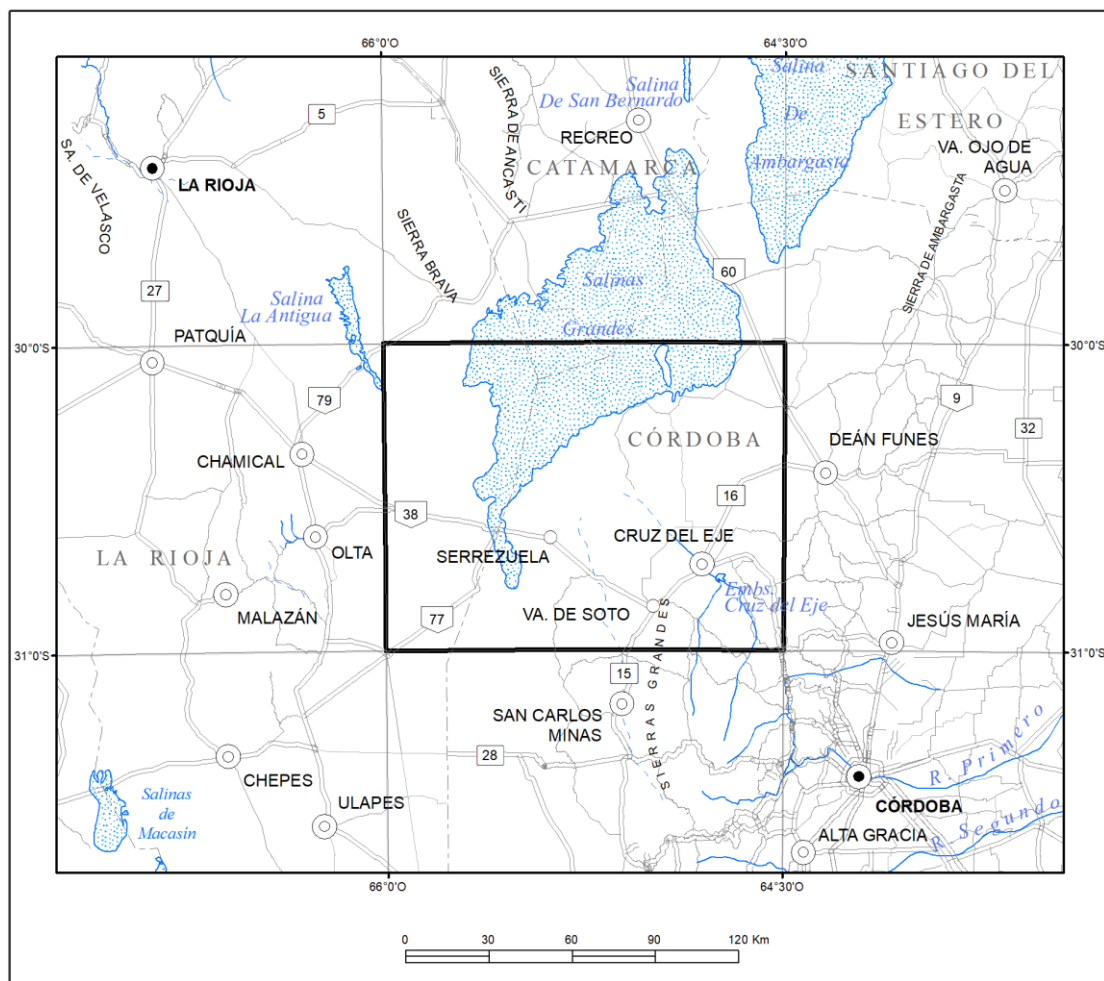


Figura 1. Ubicación de la Hoja 3166-II Cruz del Eje.

El área de trabajo abarca principalmente la porción norte de las sierras de Pocho-Guasapampa, Ciénaga del Coro-Serrezuela, la Sierra Grande, las Cumbres del Perchel-Cuniputo y el cordón Copacabana-Masa. La altura máxima de la región se encuentra en el extremo norte de la Sierra Chica, y corresponde al Cerro Uritorco (1426 m s.n.m.), al este de Capilla del Monte. Los valles de Punilla y Charbonier tienen una altura media de 900 m s.n.mar. En la Sierra Grande de Córdoba las mayores alturas alcanzan los 1000 m s.n.m, con medias entre los 550 y 750 metros sobre el nivel del mar. Finalmente, en el extremo noroeste de la Hoja, dentro de la provincia de La Rioja, se destaca un pequeño espolón del sur de la sierra Brava que no sobrepasa los 450 metros sobre el nivel del mar.

El bolsón de las Salinas Grandes constituye el área de sedimentación del drenaje de las sierras arriba mencionadas, conformado por inmensos y muy extendidos abanicos aluviales. Sus extremos altitudinales se ubican entre a 550-y 175 m s.n.m., con pendientes dispuestas en dirección al salar.

Las cuencas hídricas más importantes corresponden a los ríos Guasapampa, Pichanas, Soto, Cruz del Eje y Copacabana. Algunos de estos ríos alimentan los embalses Pichanas y Cruz del Eje. Las aguas terminan infiltrándose en la región de las Salinas Grandes.

Investigaciones anteriores

A escala regional, el territorio de la Hoja fue mapeado por Pastore y Methol (1953), Methol (1958), Coira y Koukharsky (1979), Gordillo y Lencinas (1979) y Lucero Michaut y Olsacher (1981). Los principales estudios de detalle sobre el basamento metamórfico-plutónico fueron realizados por varios investigadores, entre ellos: Lapidus y Rossi (1959), Toselli (1971), Massabié (1982), Gordillo (1984), Caminos y Cucchi (1990), Caffè (1993), Martino (1993), Demange *et al.* (1993), Gómez (1998), Gómez y Lira (1998), Murra y Baldo (1996), entre otros. Los remanentes de sedimentitas carbonífero-pérmicas fueron estudiados por Leguizamón (1972a, b) y Astini y del Papa (2014). En cuanto a la cubierta sedimentaria mesozoico-cenozoica, se destacan los trabajos de Bain Larrahona (1940), Lencinas (1963), Gordillo y Lencinas (1979), Álvarez *et al.* (1990), Astini *et al.* (1993), Carignano (1997) y Astini y Oviedo (2014).

Una importante región de la Hoja fue cartografiada en el marco del proyecto de cooperación técnica argentino-australiano (SEGEMAR-AGSO) durante los años 1994 y 1996 (Lyons *et al.* 1997).

2. Estratigrafía

Relaciones generales

La Hoja 3166-II Cruz del Eje forma parte de Sierras Pampeanas Orientales (Caminos 1979a), conformadas por complejos metamórficos e ígneos del Cámbrico inferior e intruidos por granitoides ordovícicos y devónico-carboníferos. El relevamiento geofísico aéreo (Lyons *et al.* 1997) demostró que el basamento estaba formado por dominios litológico-estructurales separados por zonas de cizalla. Estos dominios habrían compartido la misma historia geológica desde el Ordovícico Temprano.

Los remanentes de sedimentitas glaciolacustres carboníferas afloran en un paleovalle glacial. La estratigrafía de la región es completada por sedimentitas continentales cretácicas expuestas en colinas, debido a la inversión tectónica Andina, y aquellas depositadas durante el Cenozoico en la mayor parte de los valles y áreas intermontanas.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. CÁMBRICO

Complejo Metamórfico La Falda (1)

Paragneis, ortogneis, mármol y rocas calcosilicáticas

Antecedentes y distribución areal

El Complejo Metamórfico La Falda (Lyons *et al.* 1997) aflora a lo largo de las Cumbres del Perchel, Sierra de Cuniputo y Sierras de San Marcos. Se ubica entre dos grandes unidades metamórficas ricas en carbonato, limitadas por fallas que corresponden a las formaciones El Manzano (en la Sierra Chica, al este de la Hoja) y Quilpo.

Litología y estructura

El complejo está constituido en su mayor parte por paragneises derivados de rocas pelíticas y escasos bancos de mármol y rocas calcosilicáticas. Las anfibolitas suelen formar estructura en rosario, representando probablemente diques de rocas metamórficas.

El paragneis tiene una composición muscovita-biotita-feldespato-cuarzo-granate-sillimanita, se presenta bandeado y de color gris. El contenido de feldespato varía entre 10-20 %, y la plagioclasa predomina sobre el feldespato potásico. Si bien la roca es típicamente gnéssica, en lugares tiene aspecto migmatítico con bandas leucosomáticas de cuarzo-plagioclasa. Se observaron porfiroblastos de cordierita en el contacto que rodea el Granito Capilla del Monte (Murra y Baldo 1996).

Relaciones estratigráficas

El Complejo Metamórfico La Falda suprayace tectónicamente al Complejo Metamórfico Cruz del Eje. Es intruido por filones de ortogneises tonalítico-monzograníticos y por la Tonalita La Fronda de edad ordovícica. Los filones ortogneícos están plegados isoclinalmente por F2 con el ortogneis extendido dentro del plano de foliación S2, formando lentes que alcanzan varios metros de ancho. Las láminas de biotita dentro

del ortogneis se disponen en conformidad con las foliaciones S1 y S2 del gneis pelítico. En lugares, el ortogneis trunca la fábrica metamórfica principal S1 y encierra enclaves rotados de gneis pelítico. Estas relaciones indican que el ortogneis intruyó originalmente al gneis pelítico posteriormente a la deformación Pampeana del Cámbrico inferior (D1) y antes que la deformación Famatiniana del Ordovícico Inferior (D2).

El complejo es intruido por el granito carbonífero de Capilla del Monte y otros cuerpos graníticos menores acompañados de diques aplíticos y pegmatíticos asociados. Más al norte y a lo largo del Valle del Punilla, el complejo es cubierto por sedimentitas cretácicas y depósitos clásticos gruesos del Cuaternario.

Formación Quilpo (2, 3)

Paragneis, anfibolitas, cuarcitas (2)

Mármol (3)

Paragneis, rocas calcosilicáticas, anfibolitas y cuarcitas. Mármol

Antecedentes, distribución y litología

La Formación Quilpo (Lyons *et al.* 1997) comprende una faja de rocas metasedimentarias ricas en carbonatos limitada por fallas. La unidad aflora al sur del Embalse Cruz del Eje y al oeste de la Sierra de Cuniputo.

Los mármoles están asociados con rocas calcosilicáticas y anfibolitas, junto con esquistos, gneises y cuarcitas micáceas en menor cantidad (unidad 2). Los cuerpos de mármol (unidad 3) de mayor dimensión se concentran en los alrededores de las canteras de Quilpo y La Fronda y se identificaron en el mapa separadamente.

El mármol se presenta bandeado con una granulometría variable y coloraciones que varían entre el rosado, blanco y gris (Fig. 2). Por su composición se los clasifica como mármol cálcico a calco-dolomítico. Al microscopio se observa una textura granoblástica poligonal y de mortero constituida principalmente por calcita, dolomita, cuarzo, plagioclasa, flogopita, titanita, diópsido, tremolita, clinocloro, talco y minerales accesorios como apatita, grafito y rutilo.



Figura 2. Formación Quilpo. Banco de mármol bandeado color rosado y verdoso, con intercalaciones de anfibolita. Cantera Quilpo Sur.

Los mármoles tienen una composición calcosilicática, con tenores de magnesio que no superan el 2,5 % y porcentajes de insolubles que suelen llegar al 30 % de la roca. Estos cuerpos fueron explotados para producir bloques para usos ornamentales.

Relaciones estratigráficas

La Formación Quilpo presenta contactos concordantes con el Complejo Metamórfico La Falda y suprayace tectónicamente al Complejo Metamórfico Cruz del Eje.

Los efectos metasomáticos producidos por los granitoides que intruyeron los bancos de mármol y rocas calcosilicáticas son comunes, por ejemplo, en el contacto con la Tonalita La Fronda se observan *skarns* de alta temperatura con paragénesis granate+ wollastonita+ diópsido+ vesubiana+ calcita (Caffe 1993).

Edad y correlaciones

Circones procedentes de muestras de gneis dentro de la unidad, dieron una edad U/Pb para el pico metamórfico de 529 ± 8 Ma (Camacho y Ireland 1997).

La Formación Quilpo es equivalente con el Grupo Iggam (Demange *et al.* 1993) y con la Formación El Manzano (Lyons *et al.* 1997). Otras fajas de secuencias ricas en mármol limitadas por fallas ocurren a lo largo de las Sierras Chicas de Córdoba. Estas unidades pueden representar secuencias desmembradas de paquetes sedimentarios carbonáticos y pelíticos de plataforma marina, acompañados por rocas máficas, que fueron depositados durante el Cámbrico temprano.

Complejo Metamórfico Cruz del Eje (4, 5)

Paragneis (4)

Cuarcita granatífera (5)

Paragneis, migmatita, mármol, anfibolita. Cuarcita granatífera

Antecedentes y distribución areal

El Complejo Metamórfico Cruz del Eje (Lyons *et al.* 1997) ocupa una región de topografía relativamente suave entre los ríos Candelaria y Pintos.

Litología y estructura

La unidad es principalmente gnéisica y localmente desarrolla migmatitas. Los gneises (unidad 4) están compuestos de cuarzo (30-70 %), plagioclasa (10-40 %), feldespato potásico (<25 %), biotita (<10 %) y hasta un 5 % de granate; presentan escasa cordierita y clorita retrógrada a partir de biotita principalmente. Los minerales accesorios comunes son: circón, apatita, titanita, epidoto, sericita, hematita y carbonato. La sillimanita y la muscovita retrógrada suelen estar presentes.

La estructura más antigua preservada en estas rocas metamórficas de grado medio es una foliación gnéisica penetrativa (S1) definida por lentes de bandas leucosomáticas y bandas foliadas ricas en biotita y muscovita. En anfibolitas y rocas calcosilicáticas, la foliación se presenta como bandas mineralógicas diferenciadas con alineación de hornblenda.

Las cuarcitas granatíferas (unidad 5) se encuentran en las proximidades del embalse Cruz del Eje y las canteras de Quilpo. Los afloramientos de cuarcitas están limitados por fallas y se presentan deformados como domos y cuencas ovoidales de bordes abruptos y longitud kilométrica. Son rocas que se parecen a las unidades metapsamíticas de la Formación Tuclame.

Relaciones estratigráficas

Los gneises son similares mineralógica y geoquímicamente a los del Complejo Metamórfico Pichanas, pero tienen contenidos más bajos en mica y feldespato potásico. Geofísicamente, el Complejo Metamórfico Cruz del Eje se distingue del Complejo Metamórfico Pichanas por su respuesta espectrométrica de rayos gamma de torio relativamente más alta y anomalías magnéticas moderadamente más fuertes (Lyons *et al.* 1997).

Edad y correlaciones

No hay determinaciones de edad isotópica para la unidad. Sin embargo, se le atribuye una edad cámbrica inferior ya que comparte la misma historia deformacional y metamórfica que la Formación Quilpo.

Complejo Metamórfico Pichanas (6, 7, 8)

Antecedentes y distribución areal

El Complejo Metamórfico Pichanas (Lyons *et al.* 1997) es la unidad más extensa de la región. Aflora sobre un amplio territorio entre el río de Soto y la Sierra de Guasapampa. Gordillo (1984) incluyó muchas de las rocas de este complejo en el denominado Macizo Migmatítico de San Carlos.

Litología y estructura

El complejo metamórfico está compuesto principalmente por paragneis y migmatitas con granate y cordierita, acompañados por escasas unidades de mármol y anfibolita. En ciertos lugares, el metamorfismo de alta temperatura produjo fusión de la roca generando numerosos cuerpos graníticos.

Dentro del complejo metamórfico se reconocen las siguientes unidades:

Formación Tuclame (6)

Esquistos metapsamíticos y pelíticos bandeados

Antecedentes, distribución areal y litología

La unidad fue descrita por Lucero Michaut y Olsacher (1981). Aflora extensivamente al sur de Paso Viejo y como una delgada faja de 1 a 2 km de ancho que se extiende con orientación NO entre el río Pichanas y el Valle de Tasa Cuna.

Se trata de esquistos metapsamíticos ricos en cuarzo y esquistos pelíticos, en menor cantidad, que forman una secuencia no magnética (susceptibilidad magnética $< 20 \times 10^{-5}$ SI). La roca presenta un típico bandeo a escala centimétrica, formado por capas alternantes de composición cuarzo feldespática y capas finas micáceas. Los principales constituyentes minerales son cuarzo (40-70 %), biotita (15-39 %), muscovita (5-25 %), plagioclasa (10-25 %), feldespato potásico (< 30 %) y sillimanita (< 10 %) retrogradada a muscovita. Las fases accesorias incluyen turmalina, apatita, rutilo y circón.

En lugares, el bandeo es claramente un clivaje de crenulación diferenciado y en ciertos lugares puede observarse la estratificación original. Los niveles metapelíticos (Fig. 3) contienen "motas" de muscovita que reemplazan andalucita y desarrollo de nódulos de cordierita de hasta 10 cm (Simpson y Northrup 1998). Las características petrográficas y las relaciones de blástesis-deformación de los niveles con nódulos cordieríticos fueron estudiados por Verdecchia y Baldo (2004).

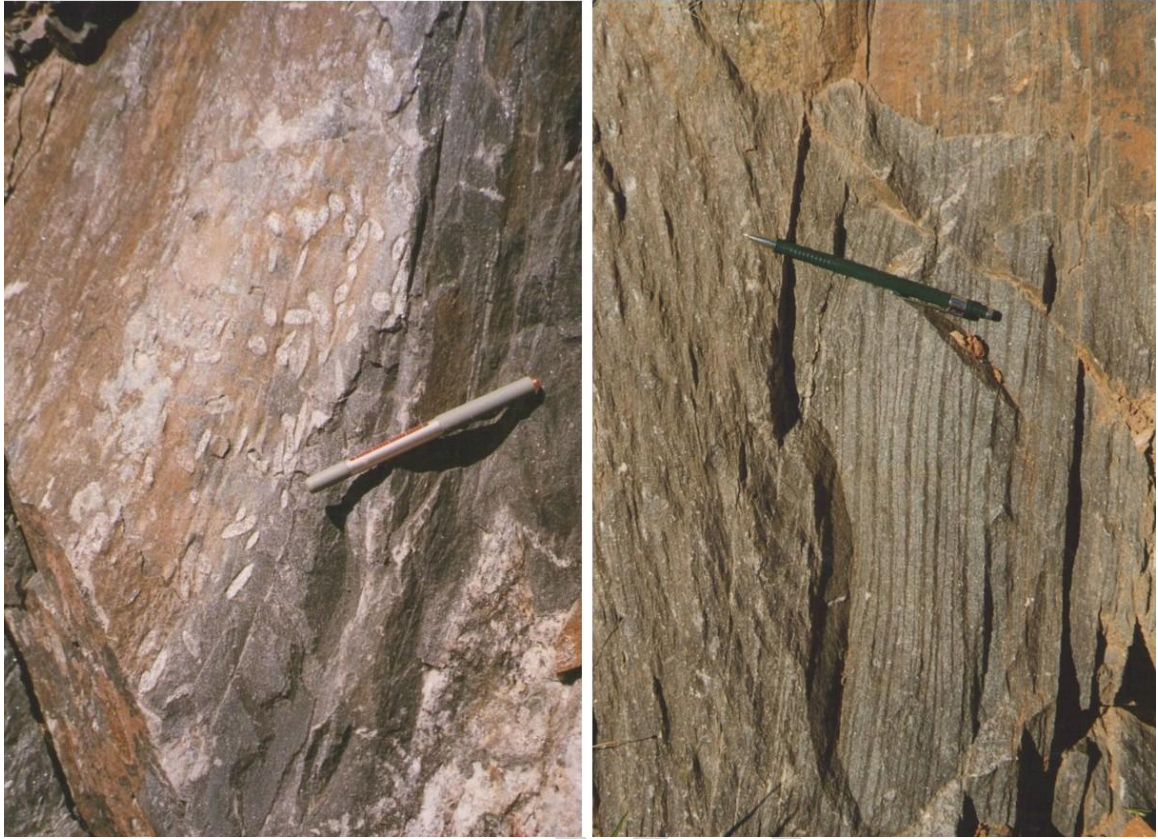


Figura 3. Formación Tuclame. Esquistos pelíticos con nódulos cordieríticos.

Relaciones estratigráficas

A pesar de la complejidad estructural, la Formación Tuclame parece ser concordante con el paragneis dominante, excepto el contacto noreste donde la zona de cizalla Dos Pozos la separa de los paragneises. La zona de cizalla tiene unos 100 m de ancho y es subvertical, con indicadores cinemáticos que muestran un movimiento del bloque noreste hacia arriba. La zona de cizalla no afecta las vetas polimetálicas del distrito El Guaico ya que estas últimas atraviesan las estructuras miloníticas.

Gneis Pichanas (7)

Paragneis y anatexita

Litología

Los gneises presentan asociaciones de medio a alto grado metamórfico. Están formados por cuarzo (25-40 %), feldespato potásico (25-35 %), biotita (10-30 %), plagioclasa (5-10 %), muscovita (5-10 %) y menores cantidades de granate, cordierita y sillimanita. En parte, los gneises son metatexitas y anatexitas que contienen *resisters* de esquistos bandeados (Fig. 4).

En algunos lugares, los efectos de retrogradación metamórfica son evidentes por el reemplazo de sillimanita y feldespato potásico por muscovita y el reemplazo de cordierita y granate por clorita.



Figura 4. Complejo metamórfico Pichanas. Anatexita con enclaves de esquistos bandeados. Río Pichanas al oeste de La Higuera.

El gneis Pichanas es principalmente cordierítico, pero en la zona de Tosno el granate es más abundante, posiblemente por diferencias composicionales en la pila sedimentaria original. Sobre las imágenes radiométricas, la unidad granatífera refleja cuentas más altas en uranio y torio (Lyons *et al.* 1997).

La presencia de bolsones anatécicos y abundantes filones pegmatíticos, producto de la fusión parcial durante el metamorfismo M1 del Cámbrico (Pampeano), indican el alto grado metamórfico alcanzado. La unidad preserva la compleja historia de deformación progresiva Pampeana, involucrando hasta tres eventos de plegamiento que no son evidentes en los gneises y migmatitas de las otras unidades de la Hoja.

Granito El Pilón (8)

Granitos porfíricos y equigranulares. Cordierita

Antecedentes, distribución areal y litología

La unidad está representada por granitos tipo-S asociados con el metamorfismo de alto grado del Cámbrico inferior. Los cuerpos graníticos afloran en numerosos lugares dentro del Complejo Metamórfico Pichanas. El mejor conocido por su cordierita cogenética ha sido denominado Granito El Pilón (Sesana 1978) o Formación El Pilón (Lucero Michaut y Olsacher 1981) y fue reconocido por primera vez sobre una pequeña área entre la Represa de Morales y Los Simbolitos (12 km al sur de Villa de Soto).

Otros cuerpos fueron reconocidos en el campo e interpretados con imágenes satelitales y radiométricas aéreas. Sus afloramientos se extienden en una amplia faja de rumbo NO-SE desde Tosno hasta La Higuera y forman "islas" en los alrededores del cuerpo principal El Pilón. La evidencia de campo indica que son cuerpos porfíricos y equigranulares, variando en composición desde granito a granodiorita y contienen numerosos enclaves de esquistos y paragneises. Forman cuerpos intrusivos elongados o equidimensionales,

concordantes a subconcordantes con la fábrica regional de las rocas gnéisicas. Se los interpreta como voluminosas acumulaciones de productos de fusión parcial generados durante el metamorfismo de alta temperatura de pelitas.

La unidad dominante es un granito porfírico a megaporfírico, compuesto por feldespato potásico, biotita y menores cantidades de muscovita, sillimanita, clorita (a partir de biotita), cordierita y cantidades traza de plagioclasa y circón. Las tablas de feldespato potásico constituyen cerca del 40-45 % del granito y se muestran alineadas localmente por flujo. El contenido de biotita es de 15-20 %.

Uno de estos cuerpos, denominado Granito Casas Blancas, aflora sobre un área de 3 km² en el área de Orcoyana. Está formado por un leucogranito que ocupa el centro de un cuerpo más grande de granito porfírico. La roca es un leucogranito equigranular de grano grueso a medio, color rosa pálido a rosa amarroado, compuesto principalmente de feldespato potásico, cuarzo, hasta un 5 % de biotita, clorita parcialmente alterada y hasta un 5 % de plagioclasa. La sillimanita alcanza 2 % y a menudo se presenta como rebordes alrededor de los granos de feldespato potásico. Los granos de feldespato potásico suelen mostrar texturas mirmequíticas y algunas veces forman fenocristales de hasta 2 cm de largo. La muscovita forma hasta el 1 % de la roca. Escaso granate ha sido observado en muestras de mano.

Los granitos tienen una susceptibilidad magnética baja, alrededor de 10×10^{-5} SI y los valores radiométricos son altos, con un contaje total de 90-95 cps y valores de potasio de unos 6,5 cps, lo que los hace identificables en las imágenes radiométricas (Lyons *et al.* 1997).

Importantes afloramientos individuales de cordierita están confinados por el leucogranito y resaltan como pequeños cerros de 150 x 10 m (30°58'51.44"; 64°59'5.17"O). Las cordieritas son rocas que contienen hasta 90 % de cordierita y presentan texturas orbiculares y masivas y se encuentran genéticamente asociadas con los granitos peraluminosos. Fueron estudiados por Gordillo (1974, 1979), Schreyer *et al.* (1979), Rapela *et al.* (1995), Rapela y Baldo (2014). La roca cordierítica es explotada con fines ornamentales en las canteras Tamaín y Cerro Negro (Fig. 5).



Figura 5. Complejo Metamórfico Pichanas. Cantera de cordierita. Variedad orbicular. Arroyo Orcoyana, 12 km al sur de Villa de Soto.

Cuerpos de granodioritas porfíricas y leucogranitos inequigranulares con fases aplo-pegmatíticas se disponen dentro de las zonas de cizalla Guamanes y Dos Pozos. Sus contactos con las cajas son netos y tienen una foliación interna paralela a la elongación mayor del cuerpo. Enjambres de pegmatitas turmalínicas aparecen alrededor de los cuerpos mayores. Los granitoides constituyen cuerpos intrusivos de formas alargadas y lenticulares emplazados armónicamente con la foliación de las cajas metamórficas, los cuerpos individuales alcanzan anchos de más de 10 metros. Están compuestos por abundantes megacrístales idiomorfos de feldespato potásico (microclino) en una matriz de composición tonalítico-granodiorítica de granulometría media a fina y de aspecto gnéisico. Los megacrístales son de color blanquecino y hábito tabular, en término medio miden entre 2-5 cm de largo, orientados subparalelamente a la foliación de la matriz (Fig. 6). Esta última es de color grisáceo y está compuesta por feldespato (oligoclasa), cuarzo y abundante biotita y muscovita (Caminos y Cucchi 1990).



Figura 6. Filones de granodioritas porfíricas en la zona de cizalla Guamanes.
Los megacrístales de microclino se orientan paralelamente a la foliación de la roca.

Al sur del área de estudio, algunos de estos cuerpos fueron mapeados como granito porfírico Pozo Cañada-Cabeza de Novillo, Granito Oro Grueso, leucogranito Chacras Viejas e intrusivos ácidos turmaliníferos Cabeza de Novillo (Bonalmi y Gigena 1984, Martino 1988, Caminos y Cucchi 1990).

Relaciones estratigráficas

El Complejo Metamórfico Pichanas comparte con el Complejo Cruz del Eje la misma historia deformacional y metamórfica. El complejo es intruido por los granitos ordovícicos y carboníferos.

Edad y correlaciones

Una determinación de edad Th/Pb en monacita dio 526 ± 11 Ma, representa el pico metamórfico en facies anfibolita (Camacho y Ireland 1997), indicando una edad cámbrica inferior. Edades isotópicas se indican en el Cuadro 1. La edad para el cuerpo principal del Granito El Pilón ha sido determinada en 520 Ma (Rapela *et al.* 1996), indicando un emplazamiento en el Cámbrico inferior en condiciones de baja presión y alta temperatura durante la descompresión final del orógeno Pampeano.

Roca	Edad (Ma)	Método	Referencia
Leucogranito (y roca cordierítica)	520 \pm 5	Rb/Sr	Rapela <i>et al.</i> (1995)
Granito Porfírico	526	U/Pb	Camacho e Ireland (1997)
Leucogranito	514	U/Pb	

Cuadro 1. Edades Isotópicas de granitos tipo-S provenientes del Complejo Metamórfico Pichanas. Modificado de Lyons *et al.* (1997).

Complejo Magmático Ascochinga (9)

Tonalita y monzogranito

Antecedentes

El complejo fue mapeado como un basamento cristalino formado por rocas graníticas, algunos tabiques gnéisicos (Pastore y Methol 1953, Methol 1958) y como un complejo magmático cámbrico con zonas milonitizadas (Candiani *et al.* 2008). Estudios petrogenéticos y geocronológicos fueron aportados por Lira *et al.* (1996, 1997) y Lyons *et al.* (1997).

Distribución areal

Las rocas del Complejo Magmático Ascochinga afloran al noreste del río Copacabana, en la sierra de Las Higuieritas y más al norte, en unas lomadas próximas a Quilino conocidas como Los Cerrillos. Si bien el complejo magmático cámbrico abarca toda la Sierra Norte de Córdoba y de Santiago del Estero, en el marco de la Hoja ocupa sólo una porción en el extremo oriental.

Litología y estructura

Las unidades magmáticas diferenciadas corresponden a tonalitas hornbléndico-biotíticas y granitos porfíricos foliados en grado variado. Las rocas magmáticas contienen tabiques y xenolitos paragneises y ortogneises equivalentes al Complejo Metamórfico La Falda, que se orientan siguiendo líneas estructurales. Zonas de deformación dúctil afectaron las rocas magmáticas y generaron milonitas.

Las tonalitas afloran en la sierra de las Higuieritas, al este de Jaime Peters, sobre la ruta provincial 16, en sus inmediaciones hacia el norte por el acceso a la Estancia La Rita o hacia el sur en el paraje denominado Los Plumerillos. Son rocas de color gris claro y textura equigranular de grano medio a grueso. Están formadas por plagioclasa y cuarzo, con hornblenda y biotita en proporciones casi iguales. Como minerales accesorios contienen apatita y magnetita incluidos en minerales máficos, titanita y escaso circón. La roca presenta enclaves máficos lenticulares (dioríticos) orientados siguiendo la foliación, *schlieren* biotita hornblenda, y presenta signos de deformación y recristalización parcial de cuarzo y biotita. Los minerales están orientados en un plano subvertical de rumbo N-S. Es característica la alta susceptibilidad magnética, por lo general mayor a 400×10^{-5} SI. La roca presenta una alteración posterior a epidoto, sericita y carbonato de la plagioclasa y una cloritización marginal de la biotita.

El monzogranito porfírico es la roca predominante a lo largo de la sierra de Las Higuieritas. Su textura primaria es porfírica con una deformación superpuesta de características dúctil-frágil. Está constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El cuarzo forma mosaicos de granos suturados alargados, con extinción ondulosa, dislocación por reptación, rotación y recristalización. La plagioclasa (oligoclasa) es tabular a anhedral, zonada, presenta fracturación y distorsión de maclas. El feldespato potásico, en proporción mayor, forma grandes cristales anhedrales que engloban otros componentes; la biotita se orienta en forma sinuosa según el plano de deformación (Fig. 7). Crecimientos mirmequíticos y microaplíticos en los espacios intergranulares siguen planos de debilidad indicando sintectonismo. Por otra parte, la identificación de un cristal de plagioclasa quebrado en fragmentos, rotado y englobado por feldespato potásico de última generación indicaría la coexistencia de fases cristalina y fluida en el momento del tectonismo (Prieri 1996). La susceptibilidad magnética varía entre $200-700 \times 10^{-5}$ SI. Son característicos los enclaves de rocas metamórficas aplastados según el plano de foliación. Rocas similares menos deformadas afloran en la zona de Los Cerrillos, en el esquinero noreste de la Hoja.

En la zona de Los Algarrobos un cuerpo de granito biotítico equigranular intruye las facies de monzogranito porfírico y tonalítica. La roca es de color gris rosáceo y presenta una textura equigranular de grano medio, con signos de cataclasis. Las susceptibilidades magnéticas son menores, variando entre $50-200 \times 10^{-5}$ SI. El granito está constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (en menor proporción) y biotita. Los efectos deformativos se hacen evidentes por la extinción ondulosa del cuarzo y feldespato potásico y la flexuración y orientación de láminas de biotita.



Figura 7. Complejo Magmático Ascochinga. Monzogranito porfírico con foliación milonítica. Los Algarrobos, sierra de las Higuieritas.

Diques de granito aplítico y pórfido granítico de rumbos ESE y NNE se presentan como intrusiones póstumas dentro del Complejo Ascochinga. El granito aplítico se presenta de color rosado claro y estructura maciza, formado por microclino, plagioclasa, cuarzo y biotita y como accesorios muscovita, circón, apatita y titanita. La biotita forma agrupaciones de cristales alargados de disposición subparalela. En los pórfidos se destacan fenocristales de cuarzo y plagioclasa (feldespato potásico subordinado) de hasta 3 mm, inmersos en una pasta de cuarzo y feldespato potásico intercrecidos con sericita, muscovita y opacos; los feldespatos están caolinizados y sericitizados.

Cuerpos mayores de metagabro y metadiorita también son comunes dentro de las fases graníticas. Un cuerpo de metamáfico de unos 600 m de diámetro, acompañado por rocas calcosilicáticas, aflora en la zona de la Estancia Virgen del Valle ($30^{\circ}32'28.74''S$; $64^{\circ}30'48.18''O$).

Relaciones estratigráficas

Los granitoides del complejo incluyen fajas de gneises elongadas con rumbo N-NE, más o menos continuas, y también se presentan como tabiques o enclaves dentro de las facies magmáticas. Ambas litologías fueron afectadas por zonas de cizalla que son posteriormente intruidas por granitos biotíticos equigranulares y diques de aplitas cámbricos indeformados (Iannizzotto *et al.* 2011).

Se infiere que el contacto oeste del Complejo Magmático Ascochinga con las unidades del basamento metamórfico seguiría el lineamiento del río Copacabana y continuaría hacia el SE por la denominada faja de cizalla Carapé, ésta última buzante al Este y que cabalga hacia el Oeste sobre la Formación El Manzano (Lyons *et al.* 1997).

Edad y correlaciones

En base a las dataciones U/Pb sobre circones, provenientes de la Sierra Norte de Córdoba, que dieron una edad U/Pb de 514 Ma, Lyons *et al.* (1997) interpretaron que el Complejo Magmático Ascochinga tendría una edad cámbrica inferior. Esta edad es consistente con las edades de 512 Ma a 520 Ma de granitos anatócticos (Rapela *et al.* 1995, Camacho e Ireland 1997) cerca de Villa de Soto y de alrededor de 530 Ma para el pico de metamorfismo M1 en las sierras de Córdoba (Camacho e Ireland 1997). Según Lyons *et al.* (1997) estas fases de deformación, metamorfismo y magmatismo definen el Ciclo Pampeano en las sierras de Córdoba.

2.1.2. ORDOVÍCICO

Esquistos Las Lomitas (10)

Esquisto biotítico-muscovítico

Distribución areal

Al oeste de la falla de Guasapampa, en la zona del puesto Las Lomitas y al norte de Aguas de Ramón, afloran esquistos micáceos que se interpretan como rocas pertenecientes a complejos metamórficos famatinianos. Más al oeste, en la zona de Los Alanices (La Rioja), afloran rocas similares que son correlacionadas con el Complejo Metamórfico Olta, bien expuesto en las sierras de Chepes y Los Llanos (Pieters y Lyons 1997).

Litología y estructura

La unidad aflora al oeste de la zona de cizalla de Guasapampa. Se trata de esquistos de coloración gris oscuro y grano fino, típicamente bandeados por la alternancia de material félsico y micáceo, con espesores de pocos milímetros a centímetros. Están compuestos por cuarzo, feldespato, biotita y láminas de muscovita que alcanzan un tamaño de 5 milímetros. El cuarzo forma venas de 2-10 cm de espesor paralelas a la esquistosidad. La foliación suele estar crenulada por micropliegues de 5 cm de longitud de onda.

Los esquistos son intruidos concordantemente por granitos pegmatoides de formas tabulares, pegmatitas turmaliníferas y aplitas.

Relaciones estratigráficas

Los Esquistos Las Lomitas son correlacionables con los Esquistos Mojigasta (Bonalmi *et al.* 1999), con el Complejo Metamórfico Conlara (Sims *et al.* 1997) cartografiado más al sur en la provincia de San Luis, y con el Complejo Metamórfico Olta aflorante en la provincia de La Rioja (Pieters y Lyons 1997).

Magmatismo famatiniano

El magmatismo ordovícico de las Sierras Pampeanas de Córdoba se caracteriza por la asociación de tipo trondhjemitita-tonalita-granodiorita (magmatismo TTG, Rapela *et al.* 1998). Está representado por plutones que se manifiestan en varios sectores de la Sierra Chica, sierra de Cuniputo-San Marcos y sierra de Guasapampa.

Complejo San Marcos (11)

Tonalita y monzogranito foliados (ortogneises)

Distribución areal

En las sierras de Cuniputo-San Marcos afloran mayormente intrusivos tonalíticos equigranulares con intercalaciones de gneises pelíticos en menor proporción.

Antecedentes

La unidad fue denominada Formación San Marcos por Massabié (1982) y cartografiada por Lyons *et al.* (1997) y Bellone (2013).

Litología

La roca dominante es una tonalita biotítica-muscovítica, equigranular de coloración gris y granulometría media, que constituye cuerpos lenticulares entre 20-300 m de ancho, separados por delgadas intercalaciones de gneis pelítico (Fig. 8). Localmente la composición es leuco-monzogranítica. El contenido de cuarzo es alto (40-45 %) y las proporciones de feldespato son variables. Bellone (2013) identificó tonalitas hornblendo-biotíticas (plagioclasa-cuarzo-biotita-hornblenda) y tonalitas biotíticas (plagioclasa-cuarzo-biotita-muscovita).

La textura ígnea fue modificada por deformación (ortogneises). Esta deformación se correlacionó con el evento metamórfico regional M2, que produce milonización y que en esta zona se concentra en la faja de deformación Cuniputo.

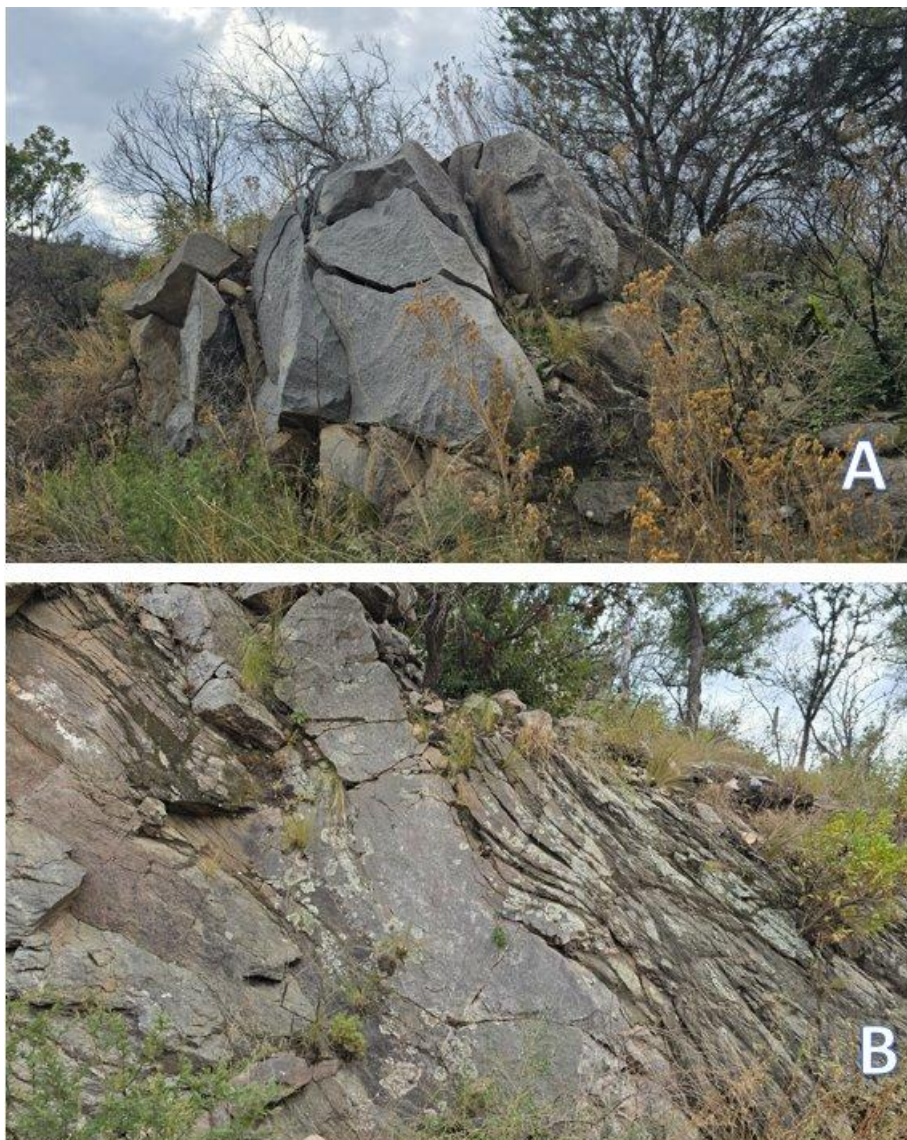


Figura 8. Complejo San Marcos. A) Aspecto de la tonalita en la sierra de Totoraleros. B) Delgados septos de gneis, subconcordantes con la roca tonalítica, foliación 85/50. Vista al Norte. (30°49'40\"S; 64°36'43\"O).

En la cumbre de la sierra del Cuniputo-Totoralero se destaca un cuerpo de composición monzogranítica conocido como Plutón El Hueco (Murra y Baldo 1996). Su forma es elíptica con una longitud de unos 5 km y un ancho máximo de 1,2 kilómetros. La roca está compuesta por cuarzo, microclino, biotita, muscovita y plagioclasa. Se distinguen dos facies principales, muscovítica-biotítica y granatífera. El cuerpo está emplazado subconcordantemente con la esquistosidad de las metamorfitas y tiene foliación bien marcada hacia el borde oriental, donde se presenta una faja de diques aplo-pegmatíticos. Todo el conjunto ha sido milonitizado por la faja de deformación Cuniputo (Bellone y Murra 2014).

Relaciones estratigráficas

Las tonalitas del Complejo San Marcos truncan la fábrica metamórfica principal S1 y encierra enclaves rotados de gneis pelítico. Estas relaciones indican una intrusión posterior a la deformación Pampeana del Cámbrico inferior (D1).

Edad y correlaciones

La edad del Plutón El Hueco fue establecida en base a la yacencia y las relaciones de campo con los diques aplo-pegmatíticos, cuya geocronología K/Ar en muscovita, arrojó edades entre 447 ± 7 Ma y 442 ± 7 Ma (Rapela *et al.* 1998).

Miró y Gromet (2005) dataron cuerpos de tonalitas, cuya foliación indica una naturaleza sintectónica con el evento famatiniano, que dieron edades U/Pb de 469 ± 23 Ma (El Diquecito) y 459 ± 4 Ma (Huerta Grande).

En la sierra de Comechingones afloran rocas con características petrográficas, estructurales y de yacencia similares (Otamendi *et al.* 2000, Fagiano 2007). En uno de esos cuerpos Drobe *et al.* (2010) obtuvieron una edad U/Pb de $471,1 \pm 2,1$ millones de años.

Granitoides Famatinianos (12)

Tonalita, granodiorita y monzogranito

Los granitoides Famatinianos incluyen a la Tonalita La Fronda; a las granodioritas Cruz del Eje, Charquina y Agua de Ramón, y a pegmatitas aflorantes dentro del área de la Hoja.

Tonalita La Fronda

Antecedentes

La unidad magmática fue descrita por Massabié (1982), cartografiada y clasificada por Caffè (1993), Caffè y Baldo (1994) y Lyons *et al.* (1997), caracterizada geoquímicamente por Rapela *et al.* (1998) y estudiada desde el punto de vista estructural por D'Eramo *et al.* (2006) y Pinotti *et al.* (2010).

Distribución areal

La Tonalita La Fronda (Lyons *et al.* 1997) es un plutón de unos 25 km² que aflora al sur de las canteras Quilpo y al oeste del Río Pintos. El cuerpo tiene forma ovoidal y se afina hacia el norte.

Litología y estructura

La roca es una leucotonalita equigranular de grano grueso, con facies granodioríticas de coloración gris claro, constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita (primaria y secundaria) con afinidades geoquímicas a las trondhjemitas (Fig. 9). El tamaño del grano varía de 2-10 mm, a menudo con fenocristales crenulados de muscovita. Minerales accesorios son biotita, monacita, circón y apatita. Contiene además epidoto secundario, sericita y clorita.



Figura 9. Tonalita La Fronda. A) afloramiento sobre el río Pintos. B) Detalle textural.

El Cuadro 2 muestra los porcentajes modales y los valores QAP de la Tonalita la Fronda. Una detallada descripción de la roca, que incluye geoquímica de roca total, puede consultarse en Caffè (1993).

Moda %	Q-1	LP-1(a)	LP-1(b)	LP-3	LF-12	LF-21
Cuarzo	37.7	31.1	39.4	39.7	35.3	31.6
Plagioclasa	48.4	42.9	36.1	50.2	40.0	57.3
Microclino	1.8	3.5	1.5	1.2	4.4	1.5
Biotita	4.4	15.3	4.0	2.6	6.8	0.4
Muscovita	6.7	7.2	16.5	5.0	12.6	7.0
Otros	1.0	-	2.5	1.3	0.9	2.2
	n=2	n=1	n=1	n=2	n=4	n=4
QAP %	Q-1	LP-1 a	LP-1 b	LP-3	LF-12	LF-21
Q	42.9	40.0	51.3	43.6	44.3	35.0
A	3.4	7.7	3.9	2.3	10.0	2.5
P	96.6	92.3	96.1	97.7	90.0	97.5
IC	4.4	15.3	4.0	2.6	6.8	0.4

Cuadro 2. Porcentajes modales, calculados mediante platina integradora, de varias muestras representativas de la Tonalita La Fronda. LP-1 a y b son enclaves de diferenciados biotíticos. Valores QAP, según Caffè (1993).

Relaciones estratigráficas

El plutón se presenta elongado subparalelamente a la foliación del encajonante metamórfico pero su relación es discordante. La tonalita intruye gneises, mármoles y anfibolitas del Complejo Metamórfico La Falda. Colgajos de la roca metamórfica se presentan en la zona sur del intrusivo. Hacia el norte intruye a los mármoles de la Formación Quilpo, sobre los que se desarrollaron skarns de granate-wollastonita (Franchini *et al.* 1999).

Edad

Massabié (1982) publicó una edad de 455 ± 15 Ma (K/Ar en biotita). Posteriormente, Rapela *et al.* (1998, 1999) definieron una isocrona Rb/Sr de 474 ± 6 Ma, indicando un emplazamiento en el Ordovícico Inferior a Medio.

Granodiorita Cruz del Eje

Antecedentes

El intrusivo fue cartografiado Lucero Michaut y Olsacher (1981). Un estudio petrológico y geoquímico fue realizado por Asef (2006).

Distribución areal

Aflora en la zona del dique Cruz del Eje y abarca una superficie de 3 por 5 kilómetros.

Litología

Se trata de una granodiorita con enclaves tonalíticos, de textura inequigranular de grano medio y coloración blanco grisáceo a verdosa (por su contenido de hornblenda y epidoto). Presenta una leve foliación concordante con las cajas gnéissicas. Su mineralogía está representada por plagioclasa zonada (30,2-52,8 %), microclino de gran desarrollo y textura poiquilítica (5,8-16,6 %), cuarzo con extinción ondulosa (19,3-40,3 %), biotita (8,2-14,7 %) epidoto (allanita pardo rojiza, rodeada por epidoto₁, epidoto₂ en cristales euhedros y epidoto₃ abundante, anhedro, de origen secundario). Otros accesorios son hornblenda (1,2-1,6 %), titanita y circón.

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad intruye en forma discordante a los gneises biotíticos del Complejo Cruz del Eje. Por su yacencia se lo relaciona con el magmatismo famatiniano.

Granodiorita Charquina

Antecedentes

Las primeras referencias corresponden a Olsacher (1960) quién reconoció un stock de granito gris a rosado con cuerpos lenticulares de aplita que lo atraviesan. Posteriormente, Lucero Michaut y Olsacher (1981) describieron una granodiorita gris blanquecina en el sector occidental y un granito aplítico rojo en el sector oriental. Las características tecnológicas de estas rocas fueron estudiadas por Jerez *et al.* (1987) y Cornaglia *et al.* (1988). El estudio petrológico del plutón fue realizado por Gómez y Lira (1998), quienes reconocieron tres petrotipos principales: granodiorita, monzogranito muscovítico-biotítico y aplo-pegmatita. Las rocas están afectadas por alteraciones hidrotermales controladas por fracturas (Gómez 1999).

Distribución areal

El plutón aflora en la sierra de Guasapampa, inmediatamente al oeste de La Playa y cubre un área de aproximadamente 30 km². Posee forma ovoidal con su eje mayor orientado Norte-Sur y está limitado por las fallas Ciénaga del Coro y Guasapampa. La unidad es conocida también como Granodiorita La Playa.

Litología y estructura

La litología dominante es una granodiorita biotítica-muscovítica, equigranular de grano medio (1-2 mm), color blanco a gris claro. Se presenta muy uniforme textural y mineralógicamente con megacristales aislados de plagioclasa, cumulos de biotita y segregaciones de cuarzo. Los afloramientos se manifiestan como extensos “planchones” en las zonas deprimidas y grandes “bochas” de hasta 1000 m³ que se destacan en el paisaje (Fig. 10).



Figura 10. Granodiorita Charquina. Aspecto de un “bochón” explotado en una cantera.

La composición es cuarzo, plagioclasa (An₁₇), microclino y biotita, con muscovita, apatita, epidoto y circón como minerales accesorios y clorita, muscovita, titanita y epidoto como secundarios. Los análisis modales pueden observarse en el cuadro 3.

Roca	Cuarzo	Plagioclasa	Microclino	Muscovita	Biotita	Accesorios	n
GRD	34,79	36,16	12,32		16,15	0,60	8
MB	35,96	32,59	22,34	5,43	2,36	1,30	3
APP	34,54	33,01	23,93	2,04	4,89	1,57	3

Cuadro 3. Análisis modales promedio (%) de muestras del stock Charquina. GRD = granodiorita, MB = monzogranito muscovítico biotítico, APP= aplopegmatita, n cantidad de muestras. Según Gómez y Lira (1998).

Aplo-pegmatitas de color rojo intenso ocupan fracturas de rumbo Norte-Sur y forman prominentes crestones que atraviesan la granodiorita y el monzogranito. En ellas se distingue una fase de borde de textura granítica y una central pegmatítica constituida por cuarzo, turmalina, feldespato y muscovita. Venas de cuarzo y calcita drusoide con *boxworks* y sulfuros (galena argentífera) cortan la granodiorita con diversos rumbos formando fajas de alteración.

Relaciones estratigráficas

La Granodiorita Charquina corta rocas del complejo metamórfico y la foliación milonítica de la faja de cizalla. Es intruida por un monzogranito y prominentes diques de aplo-pegmatíticos de rumbo N-S.

La notable ausencia de xenolitos indicaría que la superficie erosiva actual correspondería a niveles por debajo del techo del plutón (Gómez y Lira 1998).

Edad y correlaciones

Pankhurst *et al.* (2000) informaron de una edad de cristalización U/Pb de 478 ± 8 Ma para la facies granodiorítica del plutón, confirmando la edad Rb/Sr obtenida por Rapela *et al.* (1998), correspondiente al Ordovícico.

Granodiorita Aguas de Ramón

Antecedentes

El Plutón fue estudiado por Lapidus y Rossi (1959). Fue también denominado Granodiorita Esmeralda (Lyons *et al.* 1997), en referencia a la mina La Esmeralda, el mayor yacimiento tungsteno de la zona.

Distribución areal

La granodiorita es un cuerpo de unos 4 km² que aflora inmediatamente al oeste de Aguas de Ramón. El intrusivo está bien expuesto y es fácil acceder a través de viejas huellas que conectan los yacimientos de tungsteno de la zona.

Litología y estructura

La granodiorita tiene una textura equigranular de grano medio y su composición es cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita (primaria y secundaria) y escasos sericita, clorita, epidoto y circón. Lapidus y Rossi (1959) citaron la presencia de apatita. La geoquímica de roca total (Lyons *et al.* 1997) indicó un elevado contenido de SiO₂ que puede deberse a silicificación asociada con los yacimientos de tungsteno. La roca presenta una foliación de rumbo NNE paralela a la esquistosidad regional. Xenolitos de gneises de formas alargadas se disponen con sus ejes paralelos a la foliación de la granodiorita.

En las cercanías del contacto, pequeños bancos de mármol asociados con anfibolitas e intercalados con los gneises sufrieron reemplazos metasomáticos dando lugar a la formación de epidoto y sheelita.

La susceptibilidad magnética de la granodiorita es baja, menos de 10×10^{-5} SI y la respuesta radiométrica es débil. Las imágenes magnéticas sugieren que el margen oeste del cuerpo está limitado por una falla (Hungerford *et al.* 1996).

Relaciones estratigráficas

La unidad tiene contactos subconcordantes con los gneises bandeados y milonitas de la zona de cizalla Guasapampa. La granodiorita se encuentra afectada por un diaclasamiento extensional, transversal a la foliación, por donde penetraron soluciones hidrotermales portadoras de minerales de tungsteno y un diaclasamiento longitudinal ocupado por filones de aplita y pegmatita.

Edad y correlaciones

Tourn (1995) asignó al cuerpo una edad ordovícica. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovitas provenientes de las venas wolframíferas que cortan la granodiorita, dieron edades entre 360 y 368 Ma (Camacho 1997), que corresponden al Devónico Superior, lo cual es consistente con las edades ordovícicas propuestas por Tourn (1995, 2000) y Rapela *et al.* (1998).

2.1.3. CARBONÍFERO INFERIOR

Granitoides Achalianos (13)

Granito Capilla del Monte

Monzogranito

Antecedentes

La denominación se debe a Rimann (1918) quien fue el primero que estudió con detalle la región del intrusivo. El cuerpo fue descrito en forma general por Pastore y Methol (1953). Estudios posteriores fueron realizados por Toselli (1971), Massabié (1982), Murra y Baldo (1996) y Saavedra *et al.* (1998).

Distribución areal

La unidad aflora en el Valle de Punilla, los cortes de ruta nacional 38, próximos a Capilla del Monte y en los despeñaderos rocosos cerca del Cerro Uritorco. La pendiente abrupta del flanco oeste de la Sierras Chicas ha generado conos de sedimentos neógenos y cuaternarios que cubren gran parte del plutón en su base. Los patrones de anomalías magnéticas aéreas indican que el granito forma un plutón groseramente circular de unos 10 km de diámetro (Lyons *et al.* 1997).<

Litología y estructura

El plutón está formado por un monzogranito muscovítico biotítico, macizo, de grano grueso y coloración rosada, constituido por cuarzo, plagioclasa, microclino y biotita, con accesorios como circón y apatita. El granito tiene muy bajos valores magnéticos y valores radiométricos altos en K, U y Th (Lyons *et al.* 1997).

Murra y Baldo (1996) reconocieron tres facies, una porfírica caracterizada por el desarrollo de fenocristales de microclino de 5-7 cm, con enclaves microgranulares de composición tonalítica, que aflora en la parte sur y oeste del cuerpo y en la zona de contacto con la caja engloba septos del encajonante metamórfico. La segunda facies es porfírica transicional con escasa biotita muscovitizada al igual que los feldespatos, con plagioclasa albitica, fluorita, topacio y andalucita magmáticos, que abarca la mayor parte del sector oeste. La tercera facies es equigranular, muscovítica leucocrática, con escasos fenocristales de plagioclasa menores a 2 cm, ubicada en las proximidades del dique El Cajón y en distintos sectores dentro de la facies porfírica transicional (Fig. 11).



Figura 11. Granito Capilla del Monte. Afloramientos embalse El Cajón. Al fondo Cerro Uritorco. Vista al Este.

Relaciones estratigráficas

El granito intruye discordantemente las rocas metamórficas cámbricas del Complejo Metamórfico La Falda. Massabié (1982) y Murra y Baldo (1996) reconocieron en algunos sectores los efectos del metamorfismo térmico en el contacto con la caja. Los últimos autores describieron gneises con nódulos de cordierita poiquilítica y agregados de biotita, muscovita y sillimanita, a los que denominan semi-*hornfels* cordieríticos. La hornfelización está sobreimpuesta al metamorfismo regional y al dinámico. En la base del Cerro Uritorco, el granito es cortado por numerosas fallas inversas cenozoicas que producen intensa fracturación con alteración hematita-fluorita.

Edad y correlaciones

Determinaciones de edad K/Ar de 345 ± 10 Ma (Massabié 1982) y Rb/Sr en roca total de 336 ± 2.4 Ma (Saavedra *et al*, 1998) indican una edad carbonífera inferior.

Plutón Dolores

Antecedentes

El cuerpo mayor fue denominado Plutón Dolores (Murra y Baldo 1996).

Distribución areal

Numerosos cuerpos graníticos afloran a lo largo de las sierras de Cuniputo y Perchel, al este del río Pintos. Los plutones cubren áreas pequeñas (<3 km²).

Litología y estructura

Se trata de un monzogranito que intruye discordantemente las metamorfitas encajonantes. La roca está compuesta por cuarzo, abundante microclino, plagioclasa y biotita, con circón y apatita como accesorios.

Presenta abundante muscovita secundaria.

Edad y correlaciones

La proximidad de estos granitos con el de Capilla del Monte y sus firmas magnéticas y radiométricas similares, sugieren que ellos son parte de la misma suite carbonífera (Lyons *et al.* 1997).

Granito Serrezuela

Antecedentes

Aspectos generales sobre estos intrusivos fueron considerados por Stelzner (1923-1924) y Brackebusch (1891), más tarde, Lucero Michaut y Olsacher (1981) los clasificaron como granitos calcoalcalinos de tipo somero, con alto contenido en turmalina, asignándolos a la Formación Serrezuela junto con los intrusivos próximos a las localidades de Aguas de Ramón y La Playa. Estudios petrológicos y geoquímicos fueron realizados por Gómez y Lira (1994) y Gómez (1998). Las características tecnológicas de estas rocas fueron estudiadas por Jerez *et al.* (1987) y Cornaglia *et al.* (1988).

Distribución areal

Forman dos macizos intrusivos situados en extremo norte de la sierra de Serrezuela. Tienen formas elípticas y cubren áreas de 14 y 22 km² respectivamente, sus ejes mayores se orientan nornoroeste.

Litología y estructura

La roca es clasificada como un granito calcoalcalino peraluminoso conformado por dos petrotipos: monzogranito biotítico ± muscovítico y monzogranito biotítico-turmalínico (Gómez 1998).

El monzogranito biotítico ± muscovítico es una roca porfírica con matriz de granulometría media (2-3 mm) a fina (1 mm), con megacristales de microclino peritítico de hasta 3 cm de longitud (Fig. 12). Se caracteriza por alojar xenolitos metamórficos de hasta 1 m y por la presencia de abundantes cavidades miarolíticas que miden entre 10-30 cm de diámetro y excepcionalmente mayores que 1 m, en donde se desarrollaron libremente cristales idiomórficos de cuarzo, turmalina, apatita, muscovita, cleavelandita, fluorita y pseudomorfos de limonita según pirita. La composición mineralógica está dada por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita (muscovita) y contenidos variables de turmalina. La roca presenta rasgos de deformación manifestados por la extinción ondulosa del cuarzo y su recristalización, formando textura de pseudomosaico o intruyendo como venillas a los feldespatos fracturados. Los análisis modales pueden observarse en el Cuadro 4.



Figura 12. Granito Serrezuela. Monzogranito con fenocristales de microclino y xenolitos metamórficos.

El monzogranito biotítico-turmalínico es una roca equigranular de grano medio caracterizada por su alto contenido de turmalina (entre 3-6 % modal). Se encuentra diaclasada ortogonalmente y algunas de estas fracturas se encuentran intruidas por aplitas turmalínicas.

Muestra	Cuarzo	Plagiocl	Feld. K	Biotita	Muscov	Turm	Otros	Roca
SG-15	36.35	30.01	29.74	2.90	0.30		0.71	MBM
SG-20	38.36	30.99	27.62	2.80			0.66	MBM
SG-22	32.89	36.88	27.18	1.71	0.57		0.76	MBM
SG-25	34.22	37.05	27.53	0.89			0.29	MBM
SG-27	27.99	35.77	32.31	3.00	1.08		0.24	MBM
SG-48	34.00	24.71	29.94	5.81	4.25		1.29	MBM
SG-7	34.95	27.93	29.91	3.96		2.70	0.54	MBT
SG-9	30.49	30.38	27.90	4.04		6.21	0.97	MBT
SG-11	39.03	26.18	26.19	4.94		2.93	0.73	MBT
SG-16	36.39	28.56	26.10	2.53		5.80	0.32	MBT
SG-17	30.67	29.83	29.83	8.19			1.47	APL
SG-18	33.20	33.78	28.57	4.05			0.39	APL

Cuadro 4. Análisis modales de muestras del stock granítico occidental de la sierra de Serrezuela. MBM= Monzogranito biotítico ± muscovítico, MBT= Monzogranito biotítico-turmalínico, APL = aplita. Según Gómez (1998).

Diques de aplitas biotíticas y turmalínicas, subverticales y de rumbo variable, intruyen al granito. Estos están formados principalmente por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita y turmalina y como accesorios: apatita, circón, rutilo, opacos. Además, venillas enriquecidas en turmalina asociadas a mineralizaciones de Cu y Fe junto con cuarzo y muscovita, ocupan planos de debilidad que cortan el granito y las

aplitas.

La susceptibilidad magnética del granito es muy baja, del orden de los 10×10^{-5} SI; los valores promedio de radiometría (n=10) dan: K= 8.3, U= 5.7, Th= 1.7 y TC= 114.9 cps.

La existencia de andalucita en la roca encajonante, cavidades miarolíticas y los porcentajes de moles de ortosa superiores a 80 %, sugieren presiones inferiores a los 2 kb que caracterizan granitos de emplazamiento somero. La formación de muscovita y abundante turmalina indican la presencia de una fase fluida con alta actividad de boro (Gómez 1998).

La zona de falla que pone en contacto la metamorfitas con el plutón occidental, ha afectado ambas litologías. Esto es observado por Gómez (1998) en la zona de las canteras "La Suerte" donde una faja cataclástica de unos 20 m de potencia afecta tanto al granito, metamorfitas y el cuerpo silíceo que se explota en las canteras. En el caso del granito se observa una disminución en el tamaño del grano, desferrización y cloritización de la biotita, orientación de las micas, recristalización de cuarzo y fracturación de feldspatos.

La Granodiorita Charquina ordovícica fue intruida por un monzogranito muscovítico-biotítico, equigranular de grano medio (3-5mm) y color rojizo, que se interpreta como equivalente a los granitos de Serrezuela. La roca aflora sobre una superficie de alrededor de 1 km². Está constituida por cuarzo, plagioclasa (An₀₈), microclino y biotita; con granate, circón, epidoto, apatita y rutilo como accesorios; y clorita, muscovita, epidoto, opacos y carbonato como secundarios. Se observaron texturas que evidencian efectos tectónicos e hidrotermales (Gómez y Lira 1998).

Los filones silíceos que aparecen en la zona falla que hace contacto con el plutón occidental del Granito Serrezuela (65°22'44.491"O; 30°42'11.632"S) fueron descritos por Gómez (1998). Se trata de una brecha silíceo cementada por cuarzo lechoso de tipo macizo y drústico que en sectores constituyen filones monominerales, con clastos de brecha en general sericitizados. La mineralogía es cuarzo, sericita y óxidos de hierro. Los sectores de cuarzo más puro alcanzan el 98 % de SiO₂. Estos cuerpos se habrían formado por relleno, en espacios abiertos, de fluidos hidrotermales de origen meteórico con temperaturas entre 300-400 °C (Lira *et al.* 1999). Los filones silíceos tienen corridas del orden de los 4 km y un ancho máximo de 700 m, tienen formas lenticulares y buzamientos moderados al Este. El cuarzo es explotado en las canteras La Suerte (Fig. 13).

Un filón de similares características se encuentra a 1,5 km al este de Piedrita Blanca en el faldeo occidental de la sierra de Guasapampa (65°24'48.897"O;30°48'43.826"S). El cuerpo de cuarzo aflora a lo largo de 100 m y se ha emplazado en concordancia con la foliación regional. El cuarzo tiene como accesorios turmalina y hematita rellenando fisuras. El material silíceo se explota en la cantera El Tata.



Figura 13. Filones silíceos. Vista al Sur en la Cantera La Suerte.

Relaciones estratigráficas

Los plutones se emplazaron sobre la zona de cizalla Guasapampa. La milonitización afecta principalmente la metamorfita de la caja, indicando que la cizalla actuó con anterioridad al emplazamiento del plutón granítico. La reactivación de antiguos lineamientos produjo cataclasis que afectó al cuerpo granítico durante los estadios finales de enfriamiento y con posterioridad a su emplazamiento (Gómez 2003).

Edad y correlaciones

La geocronología sobre biotita (K/Ar), arrojó edades mínimas de 321.3 ± 7.4 Ma y 303 ± 2 Ma, lo que indica un emplazamiento durante el Carbonífero (Gómez 1998, 2003).

La edad, características geoquímicas y emplazamiento de este cuerpo granítico son coincidentes con los granitos post famatinianos de las Sierras Pampeanas Orientales. Se lo correlaciona con los granitos riojanos aflorantes en la sierra Brava y en la localidad de Nepes.

Granito Nepes

Antecedentes

El granito y su caja metamórfica fueron detectados por primera vez en este trabajo mediante el análisis digital de imágenes satelitales y posterior control de campo. Su nombre se debe a su proximidad con la localidad de Nepes.

Distribución areal

El Granito Nepes aflora en borde oeste de la Hoja, a unos 20 km al sur de Chañar ($65^{\circ}59'57.194''O$;

30°43'38.003"S). Ocupa un área de unos 5 km² entre Nepes y Los Alanices y se lo identifica por el marcado resalto que produce en una zona de topografía muy plana (Fig. 14).



Figura 14. Granito Nepes. Monzogranito porfírico con enclaves oscuros. Afloramiento a 5 km al sur de Nepes (30°43'28.06"S; 65°59'57.10"O).

Litología y estructura

La roca es un monzogranito porfírico que se presenta macizo, fresco y sin signos de deformación. Tiene una coloración gris rosada, abundantes enclaves oscuros y pequeños xenolitos de esquisto biotítico. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El feldespato forma fenocristales tabulares de hasta 5 cm, poiquilíticos con inclusiones de biotita y cuarzo. La plagioclasa forma parte de la matriz y está caolinizada. Algunas biotitas tienen alteración hematítica. La susceptibilidad magnética fluctúa entre 100 y 600 x 10⁻⁵ SI. El granito es atravesado por venas aplo-pegmatíticas turmaliníferas de pocos centímetros a decímetros de ancho, con rumbos de 20° y 120°.

Relaciones estratigráficas

El granito intruye al Complejo Metamórfico Olta (Pieters y Lyons 1997). Es cubierto en discordancia por sedimentitas de la Formación Los Llanos (Caminos 1979b) y depósitos de piedemonte cuaternarios.

Edad y correlaciones

El granito Nepes formaría parte del dominio magnético reconocido en la zona por Hungerford y Pieters (1996), caracterizado por un tren de anomalías geofísicas circulares con orientación NO, ubicadas a unos 400 m por debajo de la cubierta sedimentaria no magnética y que interpretaron como cuerpos graníticos devónicos (Fig. 15). Se lo correlaciona con el Granito Serrezuela.

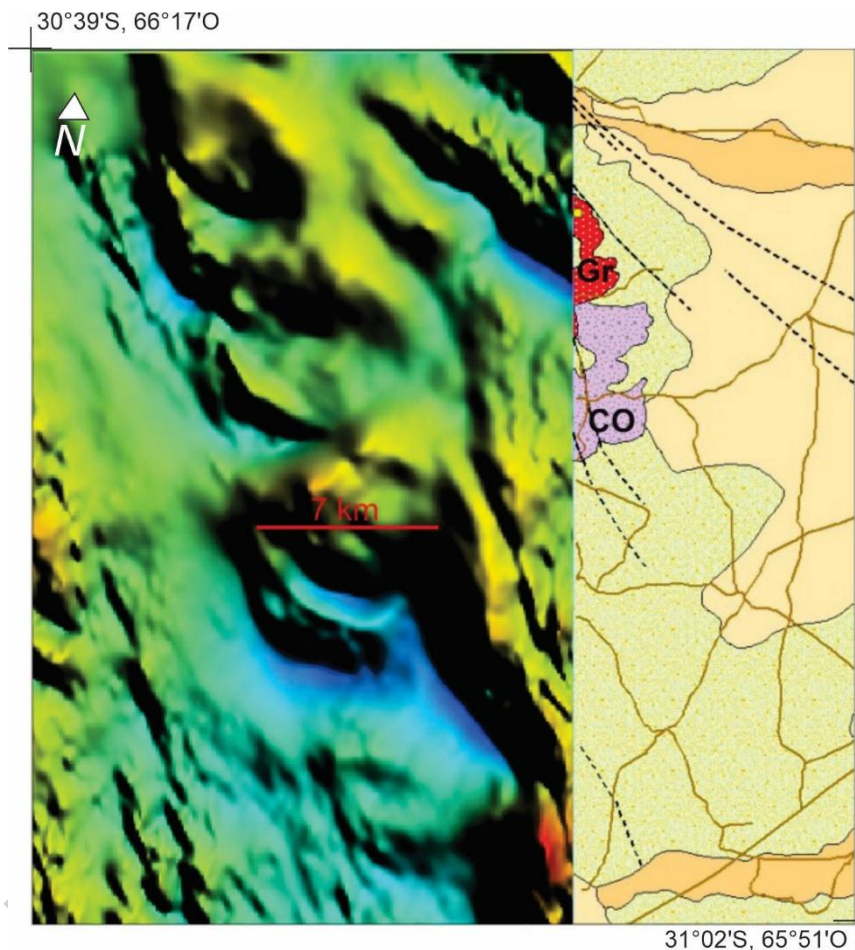


Figura 15. Vinculación de los afloramientos del granito Nepes (Gr) con las anomalías magnéticas circulares de orientación NO, ubicadas a unos 400 m por debajo de la cubierta sedimentaria no magnética (Hungerford y Pieters (1996). CO: Complejo Metamórfico Olta.

Pegmatitas

Diques pegmatíticos de orientación N-S, subverticales, no deformados, no cartografiados a la escala del mapa, intruyen el Complejo Metamórfico La Falda. Es probable que estos diques estén asociados con numerosos afloramientos de granitos en el área. Las anomalías magnéticas indican que esos pequeños cuerpos graníticos pueden estar unidos en profundidad cerca de la superficie (Lyons *et al.* 1997).

En la zona de La Playa, numerosos diques pegmatíticos cortan a la Granodiorita Charquina formando "cuchillas" con rumbos NS y EO.

Diques máficos

Se presentan como largos y delgados diques de coloración negro verdosa a marrón. La roca es una microdiorita donde se observan pequeños fenocristales de hornblenda en una matriz microcristalina de plagioclasa y cuarzo.

El Complejo Metamórfico Pichanas es cortado por los diques máficos en varios lugares. En el camino que desde la ruta nacional 38 conduce a Piedras Amontonadas y el embalse Pichanas, largos diques microdioríticos de espesor decimétrico cortan la Formación Tuclame. Las rocas de la zona de cizalla Guamanes son cortadas por estos diques indeformados de hasta 1 m de ancho.

Relaciones estratigráficas y edad

Lapidus y Rossi (1959) citaron la presencia de diques de kersantita intruyendo los gneises del basamento en la vecindad del yacimiento de tungsteno Mina Carmen, cerca de Aguas de Ramón. Ellos son a su vez cortados por las venas de tungsteno devónicas (368 Ma, Camacho 1997). En el distrito polimetálico El Guaico, estos diques ocupan estructuras subverticales de rumbo NE, junto con vetas de cuarzo portadoras de sulfuros de Pb, Ag, Zn (Fig. 16). En general los diques tienen rumbos NE y NO paralelos a fallas y fracturas que se habrían desarrollado durante la deformación devónica achaliana.



Figura 16. Dique microdiorítico emplazado en las estructuras NE que contienen las mineralizaciones del distrito polimetálico El Guaico. Las venas de cuarzo hidrotermal cortan la roca máfica. Vista al SO.

2.1.4. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO

Formación Tasa Cuna (14)

Conglomerados, areniscas y pelitas localmente carbonosas y fosilíferas

Antecedentes

La denominación Formación Tasa Cuna se debe a Gordillo y Lencinas (1972) quienes describieron sus aspectos generales. Leguizamón (1972a y b) realizó estudios paleontológicos de las sedimentitas portadoras de Tafoflora de Glossopterideas y más tarde publicó sobre el hallazgo de conchostracos de agua dulce (Leguizamón 1975). Hünicken *et al.* (1981) propusieron una edad entre el final del Carbonífero y el principio del Pérmico.

Distribución areal

Los remanentes de sedimentos fluviolacustres del Paleozoico superior son preservados en un paleovalle glacial entre el puesto Tasa Cuna (norte) y El Potrerito (sur), y a unos 10 km al norte de La Playa, en las proximidades de Totorá Huasi, entre las sierras de Serrezuela y de Ciénaga del Coro.

Litología y estructura

En la reconstrucción de la columna tipo Astini y Del Papa (2014) distinguieron dos unidades que se suceden en concordancia: la sección inferior, de colores verdosos y verde grisáceos, psefítica a pelítica y con una clara vinculación glacial-periglacial; y la sección superior, policroma integrada por cuerpos de arena de coloraciones amarillentos-rosadas y paquetes de pelitas negras con limo-areniscas tabulares. La primera sección aflora en la región austral del valle de Tasa Cuna y la superior está preferencialmente expuesta en el segmento septentrional y es la que, tradicionalmente, ha brindado los restos fósiles.

Paleontología

La Formación Tasa Cuna presenta una variada megafloora integrada principalmente por glossopteridales, cordaitales, coniferales, esfenópsidas, licópsidas, probables ginkgoales y filicópsidas (Leguizamón 1972a y b, Lucero Michaut y Olsacher 1981, Archangelsky y Cúneo 1984, 1991, Archangelsky *et al.* 1987, Archangelsky 2000) como así también invertebrados continentales (Leguizamón 1975, Tasch 1987), lo que permitió referirla a la Biozona de Asociación de *Gangamopteris* del Pérmico Inferior. Sin embargo, Hünicken *et al.* (1981), basándose también en su contenido paleontológico, propusieron una edad entre el final del Carbonífero y el principio del Pérmico.

Un análisis sistemático de las asociaciones microflorísticas que posee esta formación fue dado a conocer por Césari *et al.* (1999) y Césari y Gutiérrez (2001). En dichos trabajos, la asociación fue referida a la Biozona de Intervalo *Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata* del Pérmico inferior.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tasa Cuna se apoya en no concordancia sobre el Complejo Metamórfico Pichanas.

Edad y correlaciones

El contenido fosilífero permitió asignar a la Formación Tasa Cuna una edad pérmica temprana (Leguizamón 1972a, b), que podría extenderse al Carbonífero tardío (Hünicken *et al.* 1981).

La unidad es parte del Grupo Paganzo (Azcu y Morelli 1970) y podría correlacionarse con la Formación Chancaní aflorante más al sur, al oeste de la sierra de Pocho en Córdoba (Hünicken y Pensa 1980, Leguizamón 1980), con las formaciones Malanzán (Furque 1968) y la Formación Bajo de Véliz (Flores 1969) de la provincia de San Luis.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. CRETÁCICO

La cubierta sedimentaria mesozoica en Córdoba, que incluye manifestaciones volcánicas y volcánoclasticas, se preserva en diversos sectores de las sierras y piedemonte cordobés, como así también en el subsuelo. Estas litologías están asociadas a un episodio de extensión regional, con la generación *grábenes* y *hemigrábenes* asociados con la etapa de *rifting* y apertura del océano Atlántico. En las Sierras de Córdoba, los afloramientos más importantes están expuestos en las sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa y en del extremo sur en la sierra de Los Cóndores y adyacencias, ambas alineadas con las Sierras Chicas (Schmidt *et al.* 1995, Astini y Oviedo 2014).

En esta región, el Cretácico se caracteriza por formar cubiertas rojas de granulometría principalmente gruesa dada su clara filiación de *sinrift* y algo menos consolidadas que las sedimentitas paleozoicas. Los sistemas lacustres de *sinrift* fueron muy someros (barreales en su mayoría) y se desarrollaron bajo atmósferas fuertemente oxidantes, impidiendo la preservación de materia orgánica y restos fósiles.

Los depósitos de la Sierra Chica y sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa están alineados con la estratigrafía del subsuelo de la cuenca de Las Salinas, por lo que fueron estudiados por YPF durante los trabajos de exploración (Bain Larrahona 1940, Álvarez *et al.* 1988, 1990).

Formaciones Los Terrones y Copacabana (15)

Conglomerados, areniscas y limolitas

Antecedentes

Las sedimentitas de las sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa, en conjunto, fueron sucesivamente asignadas al Triásico (Rimann 1926, Pastore y Methol 1953), a la serie del Gondwana (Bain Larrahona 1940) y al Carbonífero-Pérmico (Methol 1958). El primero en describirlas con cierto detalle fue Bain Larrahona (1940) quién reconoció un horizonte basal compuesto por conglomerados intercalados con areniscas y un horizonte superior integrado por grandes masas conglomerádicas. También fueron descriptas por Pastore y Methol (1953) y Massabié (1975, 1982). Gordillo y Lencinas (1979) asignaron la unidad al Cretácico Inferior por correlación litológica con las sedimentitas de la sierra de Los Cóndores, El Pungo y otras regiones de las sierras de Córdoba, que contienen coladas de basaltos con dataciones radiométricas. Según Schmidt *et al.* (1995) estas litologías son los remanentes de sedimentos depositados en cuencas de *rift* durante el Cretácico e invertidos tectónicamente durante el Neógeno, dichos autores describieron dos megasecuencias sedimentarias para el Cretácico de Córdoba, asignando los afloramientos de Los Terrones y Copacabana a la megasecuencia inferior.

Distribución areal

Estas unidades cretácicas afloran al este de las fallas que levantan las Sierras Chicas y las sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa. En estas últimas se exponen los mejores afloramientos, desde la localidad de Los Terrones, próxima a Charbonier, hasta hundirse por debajo de la cubierta cenozoica, hacia el Noroeste. Afloramientos aislados pueden observarse en los alrededores de San Esteban y La Cumbre, en las Sierras Chicas.

Litología

Dentro de los estratos rojos expuestos en las sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa (Formación Copacabana, Parker 1968 ó Formación Los Terrones, Massabié 1982) se destacan un conjunto de facies interdigitadas que fueron interpretadas por Astini y Oviedo (2014) como sistemas coluviales; sistemas de abanicos proximales, distales y terminales; sistemas lacustres muy someros y de barreales fangosos y salinos.

En los sectores proximales de las áreas de aporte, como en Los Terrones (Fig. 17), se depositaron las facies gruesas mantiformes de conglomerados clasto soportados, brechas y conglomerados matriz soportados, conocidos como Formación Los Terrones. El espesor total llega a los 650 m (Astini *et al.* 1993, Astini y Oviedo 2014).



Figura 17. Afloramientos de conglomerado en Los Terrones.

Los conglomerados tienen una matriz compuesta por arenitas cuarzo feldespáticas líticas, mientras que los clastos en general están constituidos por fragmentos de metamorfitas angulosos, con un diámetro de

1-5 cm promedio, aunque son comunes bloques de hasta 30 centímetros. La alternancia de bancos con espesores de 0,1-0,3 m le confiere a la secuencia una cierta estratificación.

Los sectores medios, aflorantes en Corrimayo, Las Palmas y Copacabana (Fig. 18), fueron denominados Formación Copacabana (Parker 1968). Se caracterizan por la alternancia entre avenidas densas y eventos más fluidos que dan lugar a la repetición de facies más finas y organizadas de conglomerados finos matriz soportados, areniscas muy gruesas, areniscas y limoareniscas con algunas intercalaciones de fangolitas.



Figura 18. Alternancia de areniscas y conglomerados en el río Copacabana.

En los sectores distales (estancias El Brete y El Simbolar) predominan las facies más finas y los depósitos salinos asociados, limoareniscas, limolitas, fangolitas y depósitos de yeso (Pezzi 1992, Astini *et al.* 1993).

Relaciones estratigráficas

Las sedimentitas cretácicas afloran por inversión tectónica de fallas normales heredadas de la época en que se generaron los depocentros. Apoyan en no concordancia sobre el basamento metamórfico y parcialmente sobre el granito de Capilla del Monte.

Edad y correlaciones

Las unidades fueron originalmente adjudicadas al Cretácico Inferior por correlación con el Grupo Sierra de Los Cóndores (Gordillo y Lencinas 1967b, 1979). Una datación de 119 ± 5 Ma (K/Ar en roca total) sobre basaltos nefelínicos del Pungo (González y Kawashita 1972) corroboró aquella edad. Estas rocas se correlacionan con la Formación Saldán y el Grupo Los Cóndores (Gordillo y Lencinas 1979) en las sierras de Córdoba, y el Grupo El Gigante de las serranías occidentales de San Luis (Yrigoyen 1975, Schmidt *et al.* 1995). La correlación fue confirmada mediante estudios de paleomagnetismo (Geuna 1997).

Las unidades proximales se correlacionan con la secuencia sísmica SS1 y las más distales con el

registro de la SS2, de 470 m espesor, de la cuenca de las salinas (Álvarez *et al.* 1990).

Formación Saguión (16)

Areniscas limo arcillosas con cemento calcáreo y yeso

Antecedentes

Estas sedimentitas, que bordean las Salinas Grandes, fueron descritas en forma somera por Rimann (1926), Pastore y Methol (1953), Bain Larrahona (1940) y Methol (1958), y muchas veces fueron consideradas como parte del Cretácico. Bodenbender (1905) y Rimann (1926) las relacionaron con los Estratos de Los Llanos. Bertolino *et al.* (1997, 1999) trataron los aspectos sedimentológicos y paleoambientales de estos depósitos a los que denominaron Formación Saguión.

Según Astini y Oviedo (2014), la sucesión lacustre de pelitas y niveles de margas y carbonatos multicolores, que apoya en concordancia y solapa distintas asociaciones de facies rojas típicas de la Formación Copacabana, representaría una etapa de sedimentación final asociada con subsidencia tranquila asignable a un período de sag.

Distribución areal

El área tipo de la formación se ubica en una franja de aproximadamente 20 km de largo por unos 3 km de ancho en dirección NNO-SSE a lo largo del río Copacabana, entre la localidad de Saguión al sur y los alrededores de Chuña al norte. La sección tipo está sobre el río Saguión (Fig. 19) y en la vecina cantera de arcilla de Cerámica Cruz del Eje (30°31'17.63"S; 64°35'57.07"O).



Figura 19. Formación Saguión. Sección tipo en una cantera sobre el río Saguión.

Litología y estructura

Seguendo a Bertolino *et al.* (1997), la Formación Saguión está integrada por dos miembros. El miembro inferior, denominado Miembro El Simbolar, está representado por 3 m de margas, areniscas y pelitas calcáreas varicolor (verde, amarillo, violeta, rosado, gris y rojo). Las pelitas están finamente laminadas, con contactos netos y crenulados, físilas, con una alternancia micrita-pelita muy marcado. Suelen contener guijas y se observan bioturbaciones verticales y horizontales. El Miembro Los Tártagos, ubicado por encima, tiene 35 m de espesor máximo. Está mayoritariamente conformado por pelitas de color rojo oscuro, con areniscas rojas subordinadas. Las pelitas, limolitas y fangolitas, se presentan masivas a levemente laminadas, friables y untuosas al tacto. Las areniscas son váquicas y varían de medianas a muy gruesas, con sábulos dispersos y están poco consolidadas. Tienen estructuras de laminación horizontal y entrecruzada, a veces masivas y amalgamadas, con óndulas levemente asimétricas y de interferencia, también presentan estructuras de deformación como laminación convoluta y escapes de agua. Las sedimentitas están bioturbadas. La geometría de los cuerpos es mayoritariamente lenticular. En el techo de la unidad se encuentran niveles de calcretes y ocasionalmente silcretes.

El ambiente de depositación es lagunar salino, en condiciones áridas a semiáridas. En base a un grupo de trazas fósiles (*Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Helmithopsis*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, entre otras) y al arreglo de facies en ciclos de somerización de 20-50 cm de espesor, interpretaron un origen marino litoral para esta asociación de facies. Sin embargo, estudios geoquímicos e isotópicos posteriores efectuados por Ruskin *et al.* (2011) sobre los niveles de carbonatos y margas intercalados demostraron su naturaleza lacustre, explayándose estos autores sobre las particularidades y naturaleza de estos ambientes salobres.

Relaciones estratigráficas

Por su carácter tabular y tonalidades amarillentas, abigarrados y multicolores que contrastan con el color rojo de las pelitas lacustres y de los barreales infrayacentes sobre las que normalmente apoya, este intervalo se ha interpretado como dispuesto en discordancia sobre la Formación Copacabana (Bain Larrahona 1940, Bertolino *et al.* 1997). Bertolino *et al.* (1997, 2000) lo incluyeron formalmente como Miembro El Simbolar de la Formación Saguión.

Astini y del Papa (2012) observaron que esta asociación apoya en discordancia traslapante sobre las series rojas de la Formación Copacabana.

Edad y correlaciones

Los depósitos de la Formación Saguión pueden ser correlacionados con el registro SS3 del perfil sísmico realizado por YPF en las Salinas Grandes (Álvarez *et al.* 1990).

Según Astini y Oviedo (2014), la unidad apoya en concordancia y solapa las facies rojas típicas de la Formación Copacabana, pudiendo representar una etapa de sedimentación final asignable a un período de *sag*.

2.3. CENOZOICO

2.3.1. NEÓGENO

2.3.1.1. MIOCENO MEDIO-PLIOCENO

Formación Los Llanos (17)

Calizas y areniscas gruesas

Antecedentes

Bodenbender (1911) incluyó estas sedimentitas en los denominados Estratos de Los Llanos a los que atribuyó edad cretácica. En la sierra Brava de La Rioja, las sedimentitas de los Estratos de Los Llanos fueron denominadas Formación Los Chivatos (Coira y Koukharsky 1979) y atribuidas al Plioceno Inferior. Un estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación los Llanos, realizado por Ezpeleta *et al.* (2006), permitió realizar una correlación de los depósitos sinorogénicos de esta unidad con eventos climáticos del Mioceno Medio-Plioceno ampliamente difundidos en el antepaís andino.

Distribución areal

La unidad aflora en las suaves lomadas que conforman la sierra del Tigre al este de la Salina La Antigua y continúan hacia el norte a lo largo de la Loma de La Higuera y Los Cerrillos, en la Sierra Brava (Fig. 20).



Figura 20. Formación Los Llanos. Afloramientos en la sierra del Tigre, al este de la salina La Antigua.

Litología y estructura

Seguendo a Coira y Koukharsky (1979), la unidad está constituida por calizas areniscosas y areniscas gruesas sabulíticas de coloración blanca a rosada. Se distribuyen en forma de un manto subhorizontal que alcanza espesores de hasta 30 m, discordante sobre el basamento cristalino y las sedimentitas pérmicas de la Formación La Antigua (aflorantes más norte, fuera de la Hoja). Las inclinaciones pueden alcanzar los 15° al Este, indicando la basculación por falla de los bloques de basamento donde se apoyan.

En conjunto los perfiles muestran una sección inferior donde predominan las areniscas con niveles conglomerádicos finos, en los que participan clastos de las rocas del basamento circundante y rodados de la Formación La Antigua. La sección superior es más carbonática, alcanzando en algunos casos la característica de bancos de calizas impuras con bandas de concreciones silíceas de calcedonia. La unidad es coronada por un nivel de hasta 10 cm de silcrete. Los carbonatos y silicatos parecen estar asociados a un proceso de pedogénesis secundario donde las areniscas habrían estado expuestas a procesos de erosión y biogénesis.

Las areniscas gruesas se caracterizan por la abundancia de carbonato y la presencia de concreciones silíceas y escasa pigmentación rojiza. El cemento calcáreo es abundante (hasta 20 %) y su mineralogía es cuarzo subanguloso, plagioclasa y micas con escaso microclino; los minerales accesorios son granate, circón y turmalina. Las areniscas medianas tienen intercalaciones de areniscas arcillosas. Las calizas poseen una fracción clástica importante (más del 40 %) y muestran una textura heterogénea, con una distribución irregular del carbonato. Es frecuente una textura esquelética con grietas verticales que culminan en capas carbonáticas delgadas (hasta 40 cm), blanquecinas, muy compactas. En otros casos se observan autoclastos de carbonatos en una masa irregular de caliza blanquecina. Hacia la parte superior se observan nódulos de yeso.

La Formación Los Llanos muestra la alternancia de procesos sedimentarios dinámicos en ambientes de abanicos aluviales medios y distales, afectados por episodios de condensación y formación de paleosuelos, dentro de una zona de llanura aluvial. La presencia de un silcrete por encima de eolianitas y calcretes, indicaría el pasaje de un clima en condiciones de semiaridez, a un régimen más húmedo (Ezpeleta *et al.* 2006).

Edad y correlaciones

Coira y Koukharsky (1979) consideraron que se trata de sedimentitas neógenas y más precisamente del Plioceno. Interpretaciones paleoclimáticas indicarían una correlación con los eventos climáticos del Mioceno Medio-Plioceno ampliamente difundidos en el antepaís andino (Ezpeleta *et al.* 2006).

2.3.1.2. MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO SUPERIOR

Formación Casa Grande (18)

Conglomerado matriz soportado y areniscas

Antecedentes

Esta formación fue definida y denominada por Lencinas (1963, 1971) como la unidad cuspidal del Grupo Punilla, con su estratotipo aflorando sobre la margen izquierda del río Cosquín en la localidad de Bialet

Massé (fuera de la Hoja).

Distribución areal

La unidad aflora en el valle de Punilla, al oeste de la Sierras Chicas.

Litología y estructura

La Formación Casa Grande está compuesta por conglomerados y brechas muy gruesos a finos, matriz soportados, polimícticos y polimodales, intercalados con cuerpos lenticulares de arenisca gruesa, en parte limosa. Además, se observan bancos de conglomerados gruesos potentes y capas de areniscas tabulares y lenticulares con estratificación grosera, entrecruzada planar o en artesa y con clastos imbricados. Los clastos son subangulosos a subredondeados, compuestos por rocas del basamento metamórfico y de los depósitos cretácicos y cenozoicos previos.

El espesor de la formación es variable. Se sugirieron potencias de 180 m en el valle de Punilla (Gordillo y Lencinas 1979) y superaría los 400 m en las Salinas Grandes (Álvarez *et al.* 1990).

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad fue referida al Plioceno Temprano (Lencinas 1971, Gordillo y Lencinas 1979), pero por sus características, relaciones litoestratigráficas y la presencia de la asociación *Promacrauchenia* sp. y *Xotodon* sp., se sugirió una edad Mioceno Tardío-Plioceno Tardío (Reguero y Candela 2011).

Gordillo y Lencinas (1972) compararon la Formación Casa Grande con los Estratos Calchaqueños del Neógeno, aflorantes en las Sierras Pampeanas Occidentales. Beltramone (2004) utilizó el nombre Aloformación Charbonier para designar a un grupo de sedimentos psefíticos depositados sobre el frente montañoso de las Sierras Chicas y de Pajarillo-Copacabana, entre los ríos de Calabalunga y Charbonier, que podrían incluirse dentro de la Formación Casa Grande (Astini *et al.* 2014). En base a las características litológicas-composicionales y a la posición estratigráfica, la Formación Casa Grande, aflorante en el Valle de Punilla, se correlaciona con los depósitos de la Formación Estancia Belgrano del faldeo oriental de la Sierras Chicas (Astini *et al.* 2014).

2.3.1.3. PLIOCENO

Formación La Playa (19)

Calcáreos travertínicos

Antecedentes

El travertino ha sido descrito por Vullo (1951) y Olsacher (1960). Este último autor lo denominó Formación La Playa y mencionó la presencia de fragmentos de fósiles tales como impresiones de tallos de plantas y pequeños moluscos. Nebiolo y Juri (1984) estudiaron el travertino desde el punto de vista económico.

Distribución areal

Afloramientos de travertino aparecen en forma saltuaria a lo largo de unos 7 km sobre el camino que une Guasapampa y La Playa.

Litología y estructura

Los travertinos forman bancos que se disponen con rumbo N-S y ligero buzamiento al Este. La roca es de color blanco grisáceo, granulometría muy fina y presenta variedades compactas y porosas que alternan con bancos delgados de toscas con clastos de cuarzo y de rocas cristalinas. Presentan abundantes incrustaciones de macrófitas (fábricas tipo tufa), presencia de moluscos (gastropodos) y restos óseos de vertebrados. Se observa desarrollo de facies de travertino con oncolitos y estructuras tipo *shrubs* que constituirían evidencias de participación predominantemente abiótica a partir de fluidos hidrotermales saturados en carbonatos.

Relaciones estratigráficas

Estos depósitos son relictos erosivos que apoyan discordantemente sobre el basamento metamórfico. La unidad está cubierta por una delgada capa de tobas traquiandesíticas (Vullo 1951).

Edad y correlaciones

Los travertinos fueron considerados como el producto de la actividad del Complejo Volcánico Pocho, en sus etapas finales, entre los 7,9-4,5 Ma (Gordillo y Lencinas 1979). Esto coincide en líneas generales con la interpretación de Bondesio y Pascual (1981), quienes le asignaron una edad Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Huayqueriense-Montehermosense) basándose en fósiles de mamíferos. Sin embargo, algunas revisiones de los materiales fósiles del travertino La Playa permitieron interpretar que estarían vinculados con una etapa volcánica pliocena más tardía (Cruz *et al.* 2013).

Depósitos de similares características fueron descritos en la denominada mesa La Argentina de la zona volcánica de Pocho, inmediatamente al sur de la Hoja (Miró 1989, Sofía y Ferreira Centeno 1989).

2.3.2. CUATERNARIO

2.3.2.1. PLEISTOCENO

Formación Río Cruz del Eje (20)

Conglomerados gruesos a medianos, gravas limosas

Antecedentes

Estos depósitos fueron cartografiados por Rimann (1926), Bain Larrahona (1940) y Methol (1958). La denominación y descripción se debe a Carignano (1997).

Distribución areal

La Formación Cruz del Eje constituye el piedemonte que bordea al Bolsón de las Salinas cubriendo discordantemente depósitos terciarios o cretácicos. Los afloramientos principales tienen entre 5-30 m de espesor y se encuentran en los valles de los ríos mayores o en las lomas de cumbres achatadas y flancos pronunciados que bordean a las sierras (Fig. 21).



Figura 21. Formación Cruz del Eje. Afloramiento de conglomerados en una barranca próxima a la localidad de Cruz del Eje.

Litología y estructura

La secuencia comienza con un conglomerado arenoso clasto sostenido de granulometría gruesa a muy gruesa, con clastos subredondeados a redondeados. Está formado por capas de geometría lenticular o tabular con acuñamientos laterales. Por encima se dispone un conglomerado matriz sostenido de granulometría media, matriz arenosa media a fina y grano-decreciente hacia el techo. En la parte superior los lentes de conglomerados se intercalan con capas y lentes de arenas groseramente estratificadas de color gris blanquecino claro a castaño grisáceo. El depósito termina con una capa de conglomerado medio a fino con matriz limoarenosa cementada por carbonato, que culmina coronado por un nivel de calcrete de unos 60-70 cm de espesor. El calcrete está conformado por capas de conglomerado con intercalaciones irregulares de concreciones calcáreas, limos arenosos y limos arcillosos con alto contenido de carbonato.

En la zona del valle de Charbonier y dique Cruz del Eje, el nivel medio de la secuencia de estratos fluviales es reemplazado lateralmente por capas de sedimentos limo-arenosos a limo-arcillosos, con intercalaciones de capas de arenas finas carentes de estratificación. Estos sedimentos tienen grandes acumulaciones de carbonato, principalmente en forma de calcretes pulverulentos y calcretes compactos de varios centímetros de espesor.

Edad y correlaciones

Carignano (1997) consideró que la secuencia marca el comienzo del Cuaternario en la región y por lo tanto corresponde al Pleistoceno Temprano.

Por las características litológicas y posición estratigráfica, la Formación Cruz del Eje se correlaciona con las unidades aflorantes en el flanco oriental de la Sierras Chicas, como son las formaciones Estancia Belgrano y Río Primero (Santa Cruz 1978) y Alpa Corral (Cantú 1992); así como con las formaciones Las Rabonas (Sayago 1975, Carignano 1997) del Valle de San Alberto y Las Chacras de San Luis (Latrubesse *et al.* 1990).

Formaciones Toro Muerto y Charbonier (21)

Formación Toro Muerto

Limos arenosos, loessoides

Antecedentes y distribución areal

La Formación Toro Muerto fue definida por Carignano (1997).

Si bien la unidad se extiende ampliamente en la zona del piedemonte, sus afloramientos se presentan dispersos y de poca magnitud cuando la unidad asoma como elevaciones de un paleorelieve cubierto por depósitos más modernos. Se la puede observar en la base de las barrancas del borde de las Salinas Grandes por debajo del campo de dunas que contornea al salar.

En este trabajo se representa junto con la Formación Charbonier ya que no pueden separarse a la escala del mapa.

Litología y estructura

Está constituida por limos, limos arenosos y loess primario, masivos a débilmente laminados, que contienen un elevado porcentaje de arcillas. También contienen contenidos elevados de vidrio volcánico (Zamora 1990) y carbonato de calcio. Los espesores medidos, en todos los casos sin base expuesta y con el techo marcado por discordancia erosiva, oscilan entre los 0,60-5 metros.

La secuencia se caracteriza por el importante desarrollo de niveles de calcretes, entre los cuales se distinguieron calcretes masivos, globulares, nodulares, laminares, etc. Gran parte de estas concreciones calcáreas se habrían formado a partir de la acción pedogenética durante lapsos prolongados de estabilidad climática y sedimentaria, no obstante es posible que algunos niveles sean de origen freático, especialmente los del borde del salar (Carignano *et al.* 1996). La fracción clástica de los calcretes es escasa y se compone de granos de cuarzo y feldespatos, dispersos o flotando en una matriz muy fina limoarcillosa, cementada por calcita micrítica (dominante) y esparítica (formando coronas sobre los granos minerales y nidos que rellenan poros y huecos) o sílice opalina. Como minerales accesorios contiene micas, hornblenda, trizas de vidrio volcánico y minerales opacos. Como minerales secundarios se observa yeso, ceolitas, clorita y halita (Carignano *et al.* 1996).

Edad y correlaciones

Los sedimentos de esta formación fueron correlacionados por Lucero Michaut y Olsacher (1981) con aquellos de la llanura denominados "Pampeanos" (Ameghino 1885, Döering 1882, Bodenbender 1890). Aún no se realizaron dataciones o hallazgos de fósiles que permitan ubicar cronológicamente la unidad, pero se la puede considerar pleistocena media en función de su posición estratigráfica.

Formación Charbonier

Conglomerados, arenas y limos

Antecedentes y distribución areal

La Formación Charbonier fue definida por Carignano 1997. Tiene una amplia distribución areal, especialmente en la zona de la llanura pedemontana, pero los afloramientos están restringidos a los cortes de cursos fluviales y barrancas, pues están cubiertos por depósitos eólicos posteriores. La localidad tipo se ubica en el valle de Charbonier.

En este trabajo se representa junto con la Formación Toro Muerto ya que no pueden separarse a la escala del mapa.

Litología y estructura

En los valles fluviales y áreas pedemontanas, la unidad está constituida por depósitos de abanico aluvial, formada por conglomerados de rodados de tamaños muy variables incluidos en una matriz limo arenosa que contiene carbonato de calcio pulverulento o en forma de pequeños nódulos. En las zonas medias y distales del piedemonte, la formación está compuesta por sedimentos limo-arenosos y areno-arcillosos de origen fluvio-eólico (loess retransportados mezclados con arenas fluviales) y costras calcáreas o calcretes.

Paleontología

Se encontraron restos de mamíferos *Onohippidium sp.* y *Macrauchenia sp.* (Carignano 1997).

Relaciones estratigráficas

La Formación Charbonier se apoya discordantemente sobre sedimentos cretácicos, terciarios y pleistocenos inferior a medio.

Edad y correlaciones

A nivel regional es un nivel estratigráfico muy poco estudiado. Fue incluido con los sedimentos que lo recubren dentro de los depósitos "Pampeanos" (Lucero Michaut y Olsacher 1981) o cuaternarios en general (Rimann 1926, Bain Larrahona 1940, Pastore y Methol 1953, Methol 1958). Por sus relaciones estratigráficas y características litoestratigráficas, la Formación Charbonier es correlacionada con las formaciones Río La Granja, Pozo del Tigre (Santa Cruz 1972, 1978) y Chocanchavara (Cantú 1992), aflorantes en la ladera oriental de las Sierras Chicas, y con la Formación Alto Grande de San Luis (Latrubesse y Ramonell 1990), todas asignadas al Pleistoceno Superior.

2.3.2.2. PLEISTOCENO-HOLOCENO

Formaciones Chuña y Guanaco Muerto (22)

Formación Chuña

Limos loésicos arenosos

Antecedentes

La unidad ha sido estudiada y denominada Formación Chuña por Carignano (1997).

Distribución areal

La unidad está espacialmente asociada a la zona de influencia de los principales cursos de agua.

Se la ha cartografiado conjuntamente con las sedimentitas fluviales de la Formación Guanaco Muerto ya que no se pueden separar a la escala del mapa.

Litología y estructura

La Formación Chuña está compuesta por capas de limos arenosos y loess retrabajados por la acción fluvial (Carignano 1997) de color marrón amarillento a marrón amarillento-rojizo o marrón grisáceo, con un importante porcentaje de litoclastos en la fracción arenas finas. En las partes bajas y medias de los perfiles se observa una ligera estratificación compuesta por delgadas capas de arenas y ocasionales lentes de gravillas y gravas (todas con mala selección) que indican una importante acción hidráulica durante la sedimentación. El espesor de la unidad oscila entre los 2-6 metros.

Edad y correlaciones

La presencia de loess retransportado estaría marcando el final del Pleistoceno y se habría originado entre el Último Máximo Glacial y el Tardiglacial de la última gran glaciación. Es posible correlacionarlo con la Formación Tezanos Pinto de Santa Fe y este de Córdoba (Iriondo 1987), Formación Barranquita de San Luis (Latrubesse y Ramonell 1990) y Formación La Invernada del sur y sureste de Córdoba (Cantú 1992). Dataciones por termoluminiscencia realizadas en sedimentos del techo de la unidad dieron edades entre 13.200 ± 330 años AP y 11.700 ± 640 años AP (Pleistoceno Medio a Superior, Carignano 1997).

Formación Guanaco Muerto

Gravas, arenas finas, limos y arcillas

Antecedentes

La unidad ha sido denominada Formación Guanaco Muerto por Carignano (1997).

Distribución areal

Los sedimentos están asociados a la zona de influencia de los principales cursos de agua. Se los ha cartografiado conjuntamente con las sedimentitas de la Formación Chuña ya que no se pueden separar a la escala del mapa.

Litología y estructura

Se trata de sedimentos fluviales y fluvio-eólicos que rellenan depresiones y paleocauces de llanura y valles. En los sectores proximales predominan las arenas gruesas con intercalaciones de cuerpos lenticulares de gravas, que forman depósitos con estratificación grosera. En las zonas distales están compuestos por arenas finas a muy finas, limosas, con estratificación en delgadas capas y por mantos limo-arcillosos con estratificación laminar fina. El depósito tiene una coloración castaño grisácea y presenta una selección moderada. Se destaca el elevado contenido en minerales pesados.

Edad

Los datos arqueológicos confirman la ubicación de la unidad en el Holoceno Superior. En el sitio arqueológico denominado El Ranchito a 5 km al NE de Chuña, se realizaron fechados radiocarbónicos sobre material hallado en la base de la columna, que dieron una antigüedad de 2.950 ± 180 años AP. En los sedimentos del límite superior se encontraron restos de culturas agroalfareras prehispanas mezclados con fauna y loza europea (Laguens y Bonnín 1987, Carignano 1997).

2.3.2.3. HOLOCENO

Depósitos de playas, dunas y barreales (23)

Arenas medias y finas, limosas

Antecedentes

Las sedimentitas aquí agrupadas incluyen a playas y barreales y, por otro lado, a las dunas longitudinales que cubren el borde SE de las Salinas Grandes y a los mantos de arena que fueron agrupadas por Carignano (1997) bajo la denominación de Formación La Batea y Formación Las Ollas respectivamente.

Distribución areal

Los depósitos de barreales y playas aparecen como expresión distal de las llanuras pedemontanas en el entorno de las salinas que constituyen el nivel de base de los depósitos originados en las sierras (Sayago 1975). La unidad comprende también a los depósitos eólicos (dunas longitudinales) que cubren una amplia franja del borde sureste de las Salinas Grandes y los mantos de arenas que cubren parcialmente a las dunas rellenando los corredores de deflación que existen entre ellas.

Litología y estructura

Las dunas están constituidas casi exclusivamente por arenas medias a finas, limosas, muy friables de color pardo rojizo y con moderada selección. En general estas arenas son masivas pero en algunos sectores los cuerpos mayores presentan estratificación entrecruzada planar y laminación cruzada planar (Carignano 1997). Los espesores oscilan entre 1 y 10 metros. Los mantos de arena que cubren las dunas, son arenas no consolidadas y masivas, moderadamente seleccionadas y de colores pardo amarillentos. Los espesores oscilan entre 1-4 metros.

Relaciones estratigráficas y edad

La base de la unidad está marcada por una discordancia erosiva. Se apoya sobre los sedimentos de las formaciones Toro Muerto (o algunos de sus calcretes) y Chuña. Sobre el techo hay restos de hornos de barro construidos en épocas prehispanas, de edad 2.950 ± 180 AP sitio El Ranchito, datado con ^{14}C (Laguens y Bonnin 1987).

Depósitos evaporíticos (24)

Limos arenosos y sales

Distribución areal

Las Salinas Grandes ocupan una extensa depresión intermontana rodeada por los remanentes de grandes abanicos aluviales pleistocenos provenientes de las sierras de Córdoba, Amargasta, Brava y Ancasti. Las salinas se extienden unos 150 km con rumbo NE y un ancho promedio de 50 km, cubriendo una superficie de unos 6.000 km². El salar está aproximadamente circunscripto por la cota 190 m s.n.m. y su parte más baja se encuentra en el sector oriental, en las inmediaciones de Lucio V. Mansilla (Córdoba) donde alcanza una cota de 165 m de altura.

Dentro de la Hoja Cruz del Eje, las Salinas Grandes ocupan una gran extensión entre Serrezuela y San José de Las Salinas. En el extremo sur la depresión se adelgaza y orienta hacia el SE siguiendo un control

estructural. Al oeste de la sierra Brava, en La Rioja, una delgada depresión conocida como Salina La Antigua, se orienta siguiendo el mismo lineamiento estructural.

Litología y estructura

Los depósitos evaporíticos están constituidos por sales (cloruros y sulfatos) intercaladas entre sedimentos limo arenosos, formando una secuencia estratificada que representa diferentes estadios de colmatación y sequía (Dargám y Depetris 1995). Las salinas se formaron en condiciones climáticas similares a las actuales, donde predominan dos estaciones anuales con características bien contrastadas. Durante el verano se producen precipitaciones torrenciales que arrastran sedimentos finos impregnados de sales. Durante la estación seca, que abarca desde abril a noviembre, se produce la sedimentación de limos arcillas y se forma finalmente una costra salina a medida que se evapora el agua acumulada durante el verano.

Sobre las salinas se desarrollan extensos sistemas de dunas longitudinales cuyos ejes están orientados de suroeste al noreste, siguiendo la dirección de los vientos predominantes en la primavera.

3. Tectónica

Las rocas de basamento fueron afectadas por tres eventos principales de deformación y metamorfismo conocidos como Ciclo Pampeano del Cámbrico inferior, Ciclo Famatiniano del Ordovícico inferior y Ciclo Achaliano del Devónico-Carbonífero. El fallamiento y basculación de bloques comenzó durante el Mesozoico y se intensificó durante el Ciclo Andino del Cenozoico.

3.1. Ciclo Pampeano: Deformación y metamorfismo del Cámbrico inferior

Las estructuras sedimentarias originales tales como la estratificación están poco preservadas en las rocas metamórficas y son difíciles de reconocer. Regionalmente, la estructura más antigua (foliación S1) se preservó en rocas metamórficas de grado medio como el gneis pelítico de los complejos metamórficos La Falda, Cruz del Eje, Pichanas y en la Formación Quilpo. La S1 es una foliación gnéisica penetrativa que está definida por lentes y bandas leucosomáticas y bandas foliadas ricas en biotita y muscovita. En anfibolitas y rocas calcosilicáticas la foliación S1 forma bandas mineralógicas fuertemente diferenciadas, con lineación de hornblenda. Esta foliación tiene un rumbo predominantemente Noroeste, fácil de observar en fotografías aéreas e imágenes satelitales, con buzamientos fuertes al Este, en la Sierras Chicas, y más tendidos al oeste del Valle de Punilla. Las metacuarcitas del Complejo Metamórfico La Falda preservan un primer clivaje diferenciado por láminas espaciadas ricas en biotita, que es truncado por venillas leucosomáticas y la foliación gnéisica S1. Este clivaje puede representar también una superficie anterior obliterada por la foliación S1 durante el pico de metamorfismo o bien puede haberse generado durante el desarrollo progresivo de S1.

La asociación sillimanita-granate en gneises pelíticos indica que el metamorfismo M1 alcanzó la facies anfibolita superior. La presencia de abundantes pegmatitas muscovíticas y leucosomas (formando lentes subconcordantes con S1) sugieren que el evento produjo fusión parcial. La estimación de las condiciones del pico metamórfico para la Sierras Chicas es de mayormente 6 Kb y 700-800 °C (ver Cuadro 5). Dataciones U/Pb en circón y monacita que crecieron durante el pico metamórfico (M1) de los complejos metamórficos

Pichanas y Cruz del Eje, dan una edad de 530 Ma que es interpretada como la edad del evento M1/D1 del Ciclo Pampeano.

Lugar	Temperatura (°C)	Presión (Kb)	Referencia
Sierras de Córdoba	700 - 750	6,1 - 6,4	Toselli <i>et al.</i> 1992
Sierras Chicas	500 - 700	4 - 6	Pérez <i>et al.</i> 1996
Sierra del Totoralejo	700 - 800	6 - 8	Murra y Baldo 1996
Sierra de Comechingones	700 - 750	6,1 - 6,4	Gordillo 1984
Sierras Chicas	820	5,7	Baldo y Casquet 1996
San Carlos	650 - 700	4,5 - 5	Demange <i>et al.</i> 1993
Sierras Chicas y de Comechingones	800	8	Martino <i>et al.</i> 1994
Faja Guamanes	700	6	Martino y Simpson 1993

Cuadro 5. Metamorfismo M1, condiciones de pico metamórfico estimadas en el sur de Sierras Pampeanas. Modificado de Lyons *et al.* (1997).

3.2. Ciclo Famatiniano: Deformación y metamorfismo ordovícicos

Se atribuye al Ciclo Famatiniano el plegamiento isoclinal y los corrimientos hacia el oeste que afectaron toda la región. Las condiciones metamórficas alcanzadas fueron facies de anfibolita inferior y esquistos verdes superior (M2), generando clorita a partir de granate-cordierita y muscovita a partir de sillimanita.

Dentro de las unidades gnéisicas metasedimentarias, Lyons *et al.* (1997) observaron una foliación plano axial S2 subparalela a S1, que se corresponde con pliegues isoclinales F2. Los filones tonalíticos del Complejo Metamórfico La Falda (ortogneises), que se intruyeron subconcordantemente con la foliación anterior S1, fueron plegados por F2 con sus limbos frecuentemente desmembrados formando boudinage. Numerosos cuerpos de pegmatitas se localizan en zonas de bajo esfuerzo asociadas con esos pliegues, indicando un emplazamiento sintectónico, presentan foliación plano axial S₂, asociada a plegamiento F₂ famatiniano.

En áreas con desarrollo penetrativo de S2, todos los elementos de fábrica planares D1 fueron rotados hasta el paralelismo con la foliación S2, acompañados de una pronunciada lineación mineral (L2) observable en biotita, muscovita y cuarzo, con un ligero buzamiento en dirección al Este.

La antigüedad de la deformación D2 puede establecerse con las dataciones K/Ar y Rb/Sr en muscovita proveniente de una pegmatita emplazada durante D2, que dieron una edad mínima de 428 Ma (Camacho 1997). La deformación D2 fue entonces interpretada como parte del Ciclo Famatiniano del Ordovícico Inferior. Este evento también fue datado en la sierra de San Luis con una edad de 490 Ma (Camacho 1997).

3.3. Ciclo Achaiano: Deformación y metamorfismo devónicos

En la mayor parte de la región, los elementos de fábrica D1 y D2 de grado medio están localmente rotados al paralelismo por una fábrica de cizalla penetrativa D3 que inclina al ENE con ángulos bajos a moderados. Las fábricas D3 se encuentran asociadas con corrimientos hacia el Oeste, con desarrollo de milonita en las zonas de mayor deformación y facies metamórficas retrogresivas a esquistos verdes (M3). La deformación afectó, en mayor o menor medida, a todas las rocas de basamento de la región.

Las principales zonas miloníticas constituyen los límites de los complejos metamórficos. Dentro de estas zonas se define una foliación milonítica S3, plano axial, con pliegues F3 apretados hasta abiertos. En los pliegues abiertos la foliación S3 es un clivaje de crenulación.

Un sistema complejo de fallas de rumbo frágiles, subverticales, rectilíneas, izquierdas con rumbo NO y derechas con rumbo NE, zonas de brechas y pliegues *kink* (S4) afectan a todas las unidades del basamento de las Sierras Pampeanas. Edades Ar/Ar de muscovita en vetas de cuarzo, indican que este estadio comenzó a los 385 Ma, con un pico a los 370 Ma y continuó hasta los 355 Ma (Camacho 1997).

3.4. Fallamiento Mesozoico

En las sierras de Córdoba, las fallas de Punilla y La Calera fueron interpretadas como fallas extensionales buzantes al Este de edad cretácica inferior (Sánchez *et al.* 1990) que generaron cuencas (*hemigrabens*) donde se depositaron sedimentos continentales de las formaciones del Grupo El Pungo (Gordillo y Lencinas 1967a y b).

La falla de Punilla está bien expuesta en los cortes de la escarpa oeste de la Sierras Chicas. Consiste en una zona de falla de 2-3 km de ancho, donde las rocas de basamento, incluyendo al Granito Capilla del Monte, son brechadas y rotas en una *melange*. El gneis pelítico fue convertido en esquistos cloríticos y el ortogneis granítico fue fracturado y cizallado con una intensa alteración hematita-clorita-epidoto. Localmente, venas de cuarzo cortan los planos de cizalla frágil. Los indicadores cinemáticos sobre el plano de falla, tales como espejos de fricción, tienen un buzamiento fuerte a moderado hacia el Este.

Esta deformación puede ser atribuida al Cretácico Inferior (o anterior) ya que las formaciones del cretácico están relativamente indeformadas y cubren discordantemente las rocas falladas.

3.5. Ciclo Andino. Fallamiento Inverso

La compresión Este-Oeste que actuó durante el Levantamiento Andino neógeno produjo la inversión de las cuencas cretácicas (Schmidt 1993) y la basculación de los bloques de basamento, lo que formó a las sierras de orientación Norte-Sur y los valles intermontanos que las separan. Las sierras están limitadas por

escarpas que se desarrollaron por la acción de fallas inversas que buzan principalmente hacia el Este, con moderado a alto ángulo, muchas de las cuales muestran repetidas reactivaciones. Según Costa (1996) el movimiento más significativo en la región ocurrió durante el Plioceno Superior-Pleistoceno.

Las Sierras Chicas, sierra de San Marcos y sierra de Guasapampa son buenos ejemplos de bloques de basamento fallados y basculados. Los efectos del fallamiento cuaternario están limitados a zonas de harina de falla con hematita, de hasta 5 m de ancho, que buzcan 30-55° al Este. Estas fracturas cortan las fábricas de las fallas más inclinadas y antiguas.

3.6. Zonas de Cizalla

Las zonas de cizalla se disponen como anchas fajas de orientación meridiana que afectan las rocas metamórficas cámbricas y los granitoides ordovícicos. Un estudio de geofísica aérea identificó zonas de cizalla en base de su continuidad magnética, con una tendencia lineal a valores bajos, posiblemente por la destrucción de magnetita (Hungerford *et al.* 1996).

3.6.1. Zona de cizalla Guamanes

Se extiende como una ancha faja submeridional al sur del puesto El Quebracho, cerca de Soto.

La zona de cizalla Guamanes ha sido nombrada y descrita por Martino (1993) y Bonalumi y Gigena (1984). Caminos y Cucchi (1990) cartografiaron y describieron, dentro de la zona de cizalla, una serie de intrusivos granitoides de formas alargadas y paralelas a la foliación milonítica.

La cizalla tiene un rumbo Norte a Noroeste, buza moderada a fuertemente hacia al Este y sus límites corresponden a fallas tardías. Las rocas registran deformación dúctil en condiciones de facies anfíbolita que como un evento continuo retrogradaron las paragénesis de grado mayor a facies esquistos verdes, y generaron protomilonitas, milonitas hasta ultramilonitas, con superposición de deformaciones frágiles localizadas (Fig. 22).



Figura 22. Zona de cizalla Guamanes. Se observa la foliación y lineación milonítica 100/70. Los indicadores cinemáticos dan un movimiento inverso con vergencia al Oeste. Afloramiento en el río Candelaria, vista al Sur.

Según Lyons *et al.* (1997), la zona de cizalla Guamanes preserva una larga historia de episodios deformativos. Aunque la cizalla puede haberse iniciado durante la deformación pampeana del Cámbrico temprano, las determinaciones de edad isotópica Ar/Ar de biotita y muscovita que crecieron durante el último evento, dan edades de alrededor de 360 Ma, que corresponden al Devónico, indicando además condiciones de temperatura de alrededor de 300 °C (Camacho 1997). El movimiento durante el Devónico, claramente mostrado por indicadores cinemáticos, fue un empuje del bloque este sobre el Oeste. No hay dataciones para los cuerpos granitoides, sin embargo, ellos se intruyeron antes del cizallamiento, las deformaciones se localizan alrededor de sus márgenes y fueron desmembrados y estirados en la dirección del movimiento.

3.6.2. Zona de cizalla Guasapampa

La zona de cizalla Guasapampa aflora a lo largo del sector oeste de la sierra homónima y es la continuación norte de la zona de cizalla Los Túneles (Martino *et al.* 2003). Dentro de la Hoja, la faja de deformación se dispone en dirección Norte-Sur a lo largo de 39 km, con un ancho de hasta 5 kilómetros. Está limitada al Oeste por la falla de Guasapampa y hacia el Este presenta contactos tectónicos con el Complejo Metamórfico Pichanas.

Parte de esta unidad ha sido mapeada como gneis tonalítico (Lucero Michaut y Olsacher 1981) y denominada Gneis Los Túneles (Gordillo 1984). El último autor describió rocas de grano grueso con "ojos" y lentes de oligoclasa, cuarzo y escaso granate, inmersos en una matriz constituida por biotita, muscovita,

plagioclasa y fibras de sillimanita.

La cizalla tiene una firma radiométrica distintiva entre las granodioritas Charquina y Aguas de Ramón, con respuestas más elevadas en K y Th que las unidades adyacentes, posiblemente por la presencia de mayor cantidad de cuerpos pegmatíticos o el metasomatismo asociado a la milonitización. La foliación regional es en general N-S, pero localmente tiene un rumbo E-O. Al norte de Aguas de Ramón la foliación es subhorizontal a moderadamente buzante al Oeste, con pliegues intrafoliares comunes. Un clivaje de crenulación, con buzamiento moderado a fuerte hacia el naciente, se desarrolla en algunos lugares y se acentúa hacia el Este, cerca del río Guasapampa donde se torna más penetrativo. Las rocas afectadas por la cizalla tienen una composición muscovita, biotita, \pm feldespato potásico, \pm cordierita, \pm granate y desarrollaron abundante muscovita y cuarzo a partir de plagioclasa y biotita, y también sillimanita. Las condiciones físicas de la deformación habrían comenzado en facies de anfibolitas superiores y finalizado en facies de esquistos verdes con la generación de clorita y sericita. En algunos sectores se intercalan cuerpos desmembrados de anfibolitas plegadas, gneises cuarzosos, cuarcitas calcosilicáticas, escasos mármoles y rocas ultramáficas.

La roca milonítica, descrita por Gómez (2003), posee una fábrica anisótropa donde predomina la deformación plástica. La roca tiene una textura porfiroclástica con cristales de plagioclasa redondeados, rotados y fracturados envueltos por cintas de cuarzo, y una matriz afanítica que ocupa entre el 50-90 % de la roca. Los porfiroclastos de plagioclasa tienen sombras de presión asimétricas como producto de una deformación rotacional. El cuarzo ha recristalizado con texturas en cinta y como agregados microcristalinos de hábito poligonal. La muscovita posee textura fusiforme y también forma una matriz afanítica junto con cuarzo.

Los indicadores cinemáticos de esta región dan movimiento Este sobre Oeste. En el extremo norte la roca es más micácea, observándose formación de clorita posiblemente como un efecto retrógrado causado por la deformación (Fig. 23).



Figura 23. Zona de cizalla Guasapampa, al sur de Serrezuela (30°39'26"S; 65°23'33"O).

La zona de cizalla Guasapampa yuxtapone complejos metamórficos cámbricos sobre rocas metamórficas ordovícicas, como los Esquistos Las Lomitas.

3.6.3. Zona de cizalla La Higuera-Dos Pozos

Se extiende por casi 50 km con la misma orientación NO de la sierra de La Higuera y continúa, fuera de la Hoja, con dirección ESE hasta la localidad de Corral del Carnero.

La faja de deformación afecta rocas del Complejo Metamórfico Pichanas donde generó gneises miloníticos, blastomilonitas, ultramilonitas y pseudotaquilitas (Fig. 24).

La foliación milonítica tiene una dirección de buzamiento hacia el Noreste. Se reconocieron fabricas S-C, clivaje de crenulación extensional y feldespatos rotados que muestran en general un sentido inverso. Dentro de la faja de cizalla se emplazaron cuerpos pegmatoides turmaliníferos que suelen estar plegados con desarrollo de clivaje plano axial con turmalina asociada.

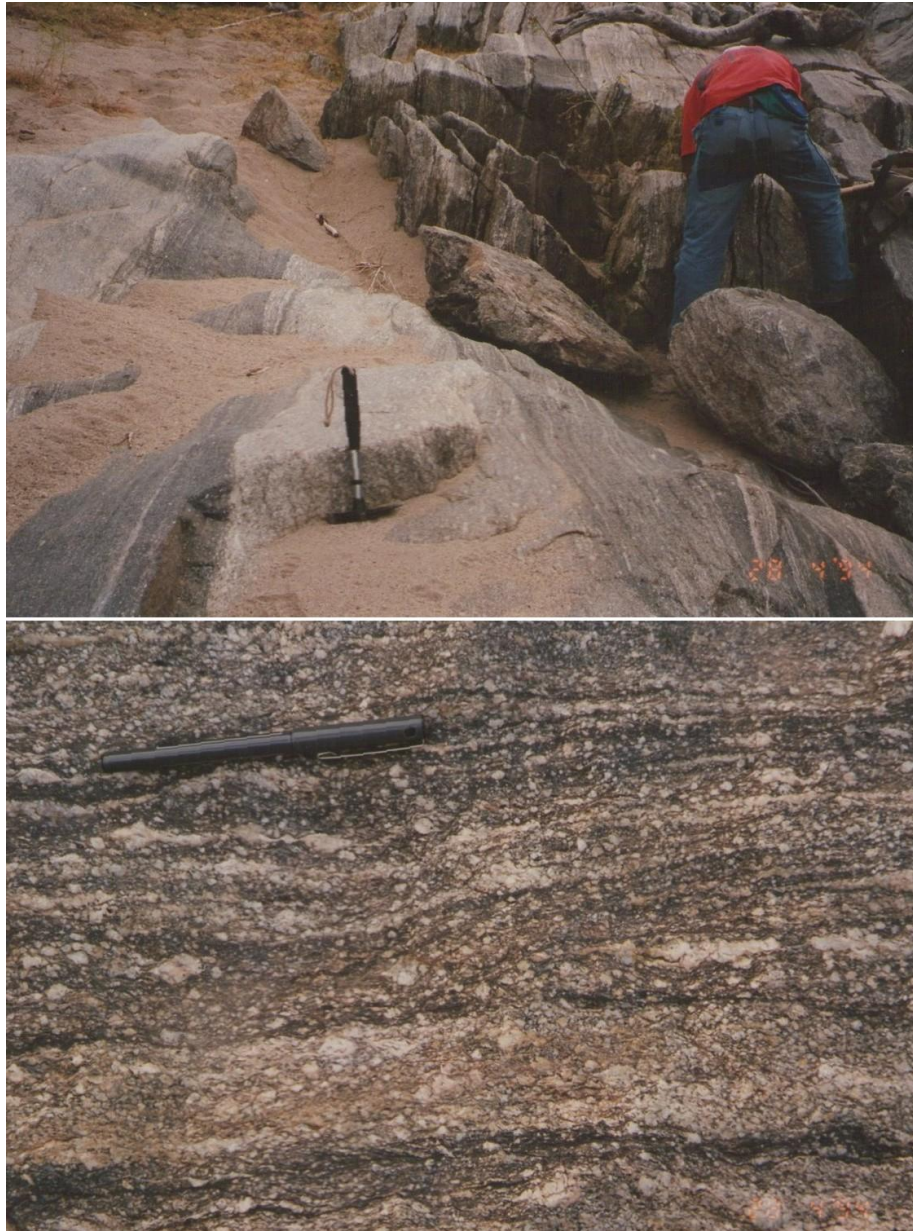


Figura 24. Zona de cizalla La Higuera-Dos Pozos. Se observan milonitas de hasta 6 m de ancho afectando gneises y filones de granodiorita porfírica. En el lugar la foliación milonítica es 210/75. Afloramiento y detalle textural en el río Pichanas.

3.6.4. Zona de cizalla Cuniputo

Las rocas del Complejo Metamórfico La Falda fueron afectadas por una deformación dúctil, y dieron como resultado milonitas que se reconocieron con el nombre de Faja de Deformación Cuniputo (Bellone y Murra 2014).

La zona de cizalla está constituida por franjas discretas de espesores variables y distribuidas en un área de 3-5 km de ancho y por más 18 km de largo. En conjunto definen una faja de rumbo submeridional con buzamiento moderado al Este, con una cinemática inversa y una componente sinistral.

4. Geomorfología

La Hoja Geológica Cruz del Eje abarca una porción de las Sierras Pampeanas Orientales, unidad que es considerada geomorfológicamente como un macizo antiguo, fracturado y elevado diferencialmente en bloques basculados, separados por depresiones (González Bonorino 1950, Cuerda 1973, Gordillo y Lencinas 1979).

Esta configuración genera un paisaje que se caracteriza por sierras con elongación Norte-Sur que delimitan amplios bolsones. En un esquema simplificado, se destacan dos regiones geomorfológicas de primer orden: Sierras Pampeanas de Córdoba y Bolsón de las Salinas Grandes.

4.1. Sierras Pampeanas de Córdoba

Las sierras de Córdoba tuvieron una prolongada y compleja evolución geomorfológica con alternancia de extensos períodos de estabilidad, donde las rocas estuvieron expuestas a los agentes de meteorización, y lapsos con una actividad tectónica que motorizó los procesos de erosión. De esta manera se generó un paisaje de bloques de basamento elevados y basculados tectónicamente que conservan restos de antiguas superficies de erosión disectadas que contienen núcleos de rocas profundamente meteorizadas (Rabassa *et al.* 1996).

En la región se disponen cordones montañosos orientados Norte-Sur. Hacia el Este, el cordón de la Sierras Chicas y su continuación en la sierra de La Higuera y el cordón de Pajarillo-Copacabana-Masa, tiene la máxima altura de 1.426 m s.n.m. en la sierra de Copacabana. La sierra de Cuniputo y Cumbres del Perchel, ubicados más al Oeste, luego del valle de Charbonier y el extremo norte del valle de Punilla, tiene una altura media de 1.000 m s.n.m. y, en los valles de Punilla y Charbonier, la media se acerca a los 900 metros sobre el nivel del mar. Más al Oeste, se encuentra la porción septentrional de las Sierras Grandes y del sistema serrano Pocho-Guasapampa. Aquí las mayores alturas están en el orden de 1.000 m s.n.m (sierra de Guasapampa), mientras que las alturas medias se ubican entre los 550-750 metros sobre el nivel del mar. Finalmente, en el extremo noroeste de la Hoja se destaca la sierra del Tigre que no sobrepasa los 450 metros sobre el nivel del mar.

El clima en las sierras no es uniforme, se pueden definir tres franjas que parcialmente coinciden con los principales cordones serranos, cuyas diferencias se deben a las precipitaciones y temperaturas. Algunos datos tomados de Vázquez *et al.* (1979) y Dargám (1994) indican precipitaciones y temperaturas medias anuales de 639 mm y -17 °C (Copacabana), 580 mm y - 18 °C (Quebrada de Luna, San Marcos, cuenca del Río Cruz del Eje); y 553 mm y - 18,5 °C (cuenca del río Guasapampa).

Los ambientes geomorfológicos reconocidos en el sector de la Hoja son: sierras de bloques basculados, macizo de las Sierras Grandes, valles estructurales, cuevas y sierras sedimentarias.

4.1.1. Sierras de bloques basculados

Como la mayor parte de Sierras Pampeanas, las sierras de Guasapampa, Serrezuela, Cumbres del Perchel y Cuniputo tienen una típica morfología asimétrica, es decir que presentan una vertiente suavemente

inclinada hacia el Este y un escarpe de falla pronunciado al Oeste.

Los escarpes se originan por la acción de las fallas inversas que elevan las sierras. La máxima altura se corresponde con la parte central considerando la longitud de la sierra, donde se observan empinados paredones, y la altura va disminuyendo progresivamente hacia los extremos. Los escarpes se encuentran disectados por ríos y torrentes que generaron un facetado trapezoidal o triangular en su frente, con algunas acumulaciones de pie de talud en las partes bajas.

El flanco oriental suele mostrar restos de superficies de erosión que se manifiestan por la alineación regular de cimas de cerros y lomas con formas convexas muy suaves o casi aplanadas, definiendo un plano que suele tener inclinaciones entre los 8-12 grados. Una excepción a este esquema de basculación es el caso de la sierra de Las Higuieritas donde el escarpe de falla se ubica en la vertiente oriental.

4.1.2. Macizo de las Sierras Grandes

Las Sierras Grandes constituyen una unidad morfoestructural muy particular en el entorno de las sierras de Córdoba. Es un macizo que hacia el Norte y Sur pierde altura paulatinamente hasta desaparecer bajo la cubierta sedimentaria cenozoica y lateralmente está limitado por un conjunto de fallas inversas buzantes hacia el Oeste y hacia el Este. Esto produce un escalonamiento más o menos simétrico de los bloques de basamento que van siendo progresivamente más elevados hacia el centro de la unidad.

Los bloques están truncados por superficies de erosión (Pampa de Achala, Pampa de San Luis, Pampa de Olaen, Potrero de Gero). Estas superficies fueron consideradas fragmentos de una peneplanicie paleozoica dislocada durante el Cenozoico.

La unidad es interpretada como el resto de un antiguo *horst* que ha permanecido elevado desde principios del Mesozoico, como resultado de la tectónica distensiva cretácica, y que en el Cenozoico fue afectado por la tectónica compresiva andina que lo ascendió y basculó hasta su posición actual. Las superficies de erosión, por lo tanto, serían de edades diferentes (Rabassa *et al.* 1996).

4.1.3. Valles estructurales

Entre los cordones principales de las sierras hay grandes valles longitudinales de origen estructural que pueden agruparse en dos categorías: a) las *depresiones tectónicas* producidas por fallas inversas, como por ejemplo los valles de San Marcos, Charbonier, río Copacabana y Punilla (este último funciona como cuenca de sedimentación al menos desde el Eoceno); y b) los *valles monoclinales* comprendidos entre un escarpe de falla y el flanco tendido de un bloque basculado, como son los valles Guasapampa, San Carlos y el del Río Pintos.

4.1.4. Cuestas

La porción de la sierra del Tigre constituida por sedimentitas neógenas (Formación Los Llanos) y el Monte de las Barrancas en la zona de las salinas, formado por sedimentos cuaternarios (Formación Toro Muerto), presentan sus estratos ligeramente inclinados por efecto de la tectónica cenozoica. Las secuencias

comprenden capas de rocas friables y niveles cementados por carbonato y yeso. Estas características geológicas condicionan el relieve disimétrico de ambas elevaciones generando una típica morfología de cuesta magnificada por la presencia de estratos resistentes (calcretes) en el techo de cada sucesión. El frente de la cuesta se ubica al Oeste y la superficie estructural inclina ligeramente al Este.

4.1.5. Sierras sedimentarias

Este ambiente abarca las grandes acumulaciones sedimentarias pre-cuaternarias que constituyen los cordones serranos de Pajarillo-Copacabana-Masa, las lomas de El Durazno, El Simbolar, Saguión y Chuña.

Los conglomerados (Los Terrones) del sistema orográfico de sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa, constituyen cerros y colinas elongadas de vertientes muy pronunciadas, rectas y lisas, con cimas de filo muy marcado, separadas entre sí por valles en "V" de fondo plano. Poseen un diseño de avenamiento subparalelo de colectores largos y cortos afluentes, de tipo en "espina de pez" (subparalelo). Las pendientes medias de la unidad son elevadas, mayores de 30 % en general. Los procesos que se verifican son reptación de vertientes y remoción en masa.

En la zona del río Saguión y oeste de la sierra de La Higuera la morfología de las sedimentitas es muy diferente a la del cordón de Pajarillo-Copacabana-Masa. Allí se desarrollan colinas convexas, bajas y suaves que ocasionalmente presentan crestas ligeramente marcadas que se combinan con lomadas elongadas, suaves, de cimas redondeadas o algo achatadas y vertientes ligeramente convexas. Están constituidas por los conglomerados de la Formación Saguión.

4.2. Bolsón de las Salinas Grandes

Constituye una extensa depresión intermontana en cuyo interior se sitúan la Salinas Grandes, una de las mayores de Sur América, y uno de los sistemas hipersalinos más grandes del mundo, como lo es el conjunto de los salares de Salinas Grandes, Ambargasta, San Bernardo y La Antigua (Dargám 1994, 1995, Dargám y Depetris 1995, 1996). Esta región está limitada al este por la Sierra Norte de Córdoba y sierra de Ambargasta, al sur por la Sierra Grande de San Luis, sierras de Pocho-Guasapampa y Sierra Grande de Córdoba, y al oeste por las sierras de Ulapes, Las Minas, Chepes, Malanzán, de Los Llanos y Brava, finalmente, por el norte linda con las sierras de Velazco, Ambato, Ancasti y Guasayán.

El bolsón de las salinas constituye el área de sedimentación del drenaje de las sierras arriba mencionadas, conformado por inmensos y muy extendidos abanicos aluviales. Sus extremos altitudinales se ubican entre 175-550 m s.n.m. y las pendientes se disponen con dirección al salar.

El sistema muestra en las zonas proximales la presencia de remanentes de los grandes abanicos aluviales pleistocenos, mientras que en las zonas bajas la morfología se suaviza y se convierte en un terreno extremadamente plano con escasa o nula inclinación, excepto en algunos sectores ocupados por campos de dunas.

Las escasas precipitaciones (medias anuales de 500 mm en el piedemonte y menores a 300 mm en

el salar), los vientos secos y fuertes, la gran evapotranspiración (más de 1.000 mm anuales) y las elevadas temperaturas (medias anuales de 18,9-20,5 °C) condicionan la dinámica geomorfológica actual, propia de ambientes semiáridos y áridos. Los procesos dominantes son la erosión eólica en los bajos y la erosión hídrica por arroyada en regueros y mantos, con cárcavamiento subordinado en el piedemonte. Ambos procesos están muy favorecidos por la desaparición del bosque original que cubría la zona, a causa del desmonte irracional realizado en los dos últimos siglos.

En la región del Bolsón de las Salinas Grandes, se reconocen los siguientes ambientes geomorfológicos: piedemonte, mantos de arenas y dunas, planicies y terrazas fluviales, barreales y playas salinas.

4.2.1. Piedemonte

Es la zona de transición entre la región de sierras y la planicie del salar que se extiende desde los últimos afloramientos de las sierras hasta aproximadamente los 250 m s.n.m. donde la pendiente regional tiende a la horizontal. El piedemonte tiene una altitud media es de 350 m s.n.m. El paisaje está caracterizado por suaves ondulaciones del terreno separadas por valles amplios de fondo plano.

En este ambiente se pueden diferenciar los remanentes de dos generaciones de abanicos aluviales que se acumularon durante el Pleistoceno Temprano y el Pleistoceno Medio a Tardío y una tercera generación de abanicos activos. Los dos primeros están compuestos por sedimentos fluvio torrenciales (Formación Río Cruz del Eje y Formación Charbonier) entre los que se intercalan limos y arenas fluvio-eólicas y materiales loessoides (Formación Toro Muerto). Estos abanicos se encuentran muy disectados en el pie de las sierras y forman terrazas en algunos lugares. Ocasionalmente forman lomas muy amplias, achatadas y de escasa altura. En las zonas media y distal, están cubiertos por loess, loess retransportado o materiales fluvio-eólicos, donde se observa un relieve suavemente ondulado o ligeramente plano. Los abanicos aluviales activos se superponen a los anteriores, ocultándolos total o parcialmente; los mayores pertenecen a los ríos Cruz del Eje, Soto, Pichanas, Guasapampa y Copacabana.

Las pendientes son suaves a moderadas, los valores medidos en sentido longitudinal se encuentran en un rango 6 - 8 % en la zona apical, 2 - 4 % en la zona media y menor al 1 % en la zona distal. El proceso geomórfico predominante es la arroyada en manto con erosión laminar moderada y ocasionalmente erosión en regueros o en cárcavas.

4.2.2. Mantos de arenas y dunas

Este ambiente está representado por los depósitos eólicos constituidos por mantos de arena y dunas longitudinales o transversales que ocupan casi toda la periferia del salar. Los depósitos se originaron durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, por la deflación de los sedimentos de las formaciones Toro Muerto y Charbonier. Las formas originales están disipadas y sólo se observan dunas bien preservadas en pocos lugares, siendo los médanos alargados, irregulares y muy erosionados la morfología más común.

El borde sudeste del salar está ocupado por un campo de dunas longitudinales de orientación variable NO-SE a N-S, mientras que borde noroeste presenta un campo de dunas transversales de orientación

NE-SO. En ambos casos las dunas tienen centenares de metros de longitud, una altura media de 2-6 m y están separadas por bajos arenosos de 500 m a más de 2 km de ancho. En los bajos y corredores de interdunas suelen aflorar los sedimentos que subyacen a la unidad, particularmente en la zona de las dunas longitudinales.

Alrededor de las agrupaciones mayores de dunas se encuentran mantos de arenas de 1-3 m de espesor que presentan morfología plana o muy suavemente ondulada. Estos depósitos provienen de la degradación de los campos de dunas acontecida durante el Holoceno Tardío.

Las pendientes son menores al 1 % en sentido longitudinal a la duna y raramente superan el 2 % en los flancos. El proceso predominante es la erosión laminar moderada a severa y en menor medida deflación, intensificados donde la cubierta vegetal fue destruida.

4.2.3. Planicies y terrazas fluviales

Agrupación de los valles de los ríos Pichanas, Soto, Cruz del Eje y Copacabana, en sus tramos medio-inferior, desde la salida del río, en la zona del piedemonte serrano, hasta las proximidades de los campos de dunas. En estos valles se reconocen dos niveles principales de terrazas: uno superior de terrazas altas planas y uno inferior de terrazas bajas no inundables. Ambas terrazas están labradas sobre los sedimentos aluviales de las formaciones Río Cruz del Eje y Charbonier. En general todas están recubiertas por el manto limo-loésico de la Formación Chuña, aunque en forma discontinua.

Las terrazas tienen una morfología de lomadas planas a ligeramente convexas, muy suaves y extendidas, elongadas en el sentido de escurrimiento del río, en cuya dirección se van convirtiendo gradualmente en un relieve ondulado a casi plano, ocasionalmente interrumpido por alguna discreta depresión alargada. Las pendientes son variables, según se trate de las terrazas o los taludes de las mismas. Las terrazas no superan el 2 %, mientras que sus taludes tienen pendientes de 12-20 %, aunque en muchos sitios se registran valores superiores e incluso llegan a estar casi verticales.

En las partes bajas y distales de los valles, los ríos esparcieron un espeso manto de arena y grava (facies gruesas de la Formación Chuña) y generaron algunas terrazas bajas inundables y una amplia planicie de derrames aluviales proximales, parcialmente cubierta de limo y arena, que inclina al NO con una pendiente media de 0,5-1 %.

Los procesos predominantes en el interior del valle están relacionados con la fuerte acción hidráulica desarrollada durante las crecidas periódicas del río. En las zonas distales la dinámica geomorfológica está dada por flujos mantiformes.

4.2.4. Barreales

Los barreales son planicies limo arcillosas ocupadas por escasa vegetación halófila o carente de ella. Se encuentran entre los campos de dunas y el borde del salar. Este ambiente se caracteriza por la presencia de grietas y polígonos de desecación.

4.2.5. Playas salinas

Las playas salinas se forman en una cuenca endorreica donde la evaporación del agua ha dejado depósitos de sal y otros minerales. Son áreas planas que se forman como resultado de la acumulación de sedimentos y la posterior evaporación del agua en ambientes áridos o semiáridos. En las Salinas Grandes hay dos tipos de playas, una relacionada con el ascenso capilar de salmuera de la freática y otra producida por el desecamiento de las lagunas (temporarias). La precipitación de sales da lugar a costras que alcanzan espesores decimétricos.

5. Historia Geológica

Sedimentación del Cámbrico inferior

Las rocas más antiguas de la región son los paragneises que constituyen gran parte de los complejos La Falda, Cruz del Eje y Pichanas. Dentro de los complejos metamórficos se presentan unidades ricas en carbonato (Formación Quilpo) que fueron interpretadas como depósitos de plataforma submarina acumulados sobre el margen pasivo desarrollado durante el *rifting* intracontinental y la separación entre Laurentia y Gondwana durante el Cámbrico inferior, alrededor de los 540 Ma (Dalziel *et al.* 1994). Similitudes litológicas y edades comparables indicaron que los metasedimentos podían ser correlacionados con la Formación Puncoviscana del Cámbrico inferior (Aceñolaza y Toselli 1981), como lo postulan Willner y Miller (1986).

Ciclo Pampeano

Deformación cámbrica inferior, metamorfismo, intrusiones máficas y félsicas.

Luego de la intrusión de escasos diques máficos toleíticos, las sedimentitas que se encontraban en un nivel medio de la corteza, fueron deformados por un evento compresivo (D1) y metamorfizados hasta alcanzar la facies anfíbolita y localmente granulita, lo que formó gneises bandeados y en algunos lugares migmatitas. Los diques máficos fueron convertidos en anfíbolitas y se generaron filones subconcordantes de pegmatitas muscovíticas. Las condiciones de pico metamórfico estimadas para el área son en general de 6 Kb y 700-800 °C. Las rocas muestran una foliación penetrativa junto con una lineación mineral (sillimanita), buzante al Este y de amplia distribución, que representan un evento de empuje progresivo hacia Oeste. Dataciones U/Pb de bordes de circón, crecidos durante el evento metamórfico (M1) en Córdoba, dieron una edad de 530 Ma (Camacho e Ireland 1997).

Algunos granitos peraluminosos, como el Granito El Pílon, fueron producto de anatexis local de paragneises durante el metamorfismo regional y la migmatización.

Los granitoides calcoalcalinos tipo-I, asociados con los estadios finales del Ciclo Pampeano (Complejo Magmático Ascochinga), de amplia distribución en la Sierra Norte de Córdoba y Ambargasta, formaron parte del arco magmático que se habría generado casi simultáneamente con la yuxtaposición transpresional-dextrógira del terreno Pampeano con el Cratón del Río de La Plata (Rapela *et al.* 2007). Esta deformación habría actuado en el intervalo 528-538 Ma como se inferió por las dataciones U/Pb en granitoides sin a post

miloníticos (Iannizotto *et al.* 2011). Dataciones U/Pb de granodioritas, monzogranitos y rocas volcánicas asociadas, indicaron que el magmatismo calcoalcalino estuvo activo a lo largo de unos 30 millones de años, desde 555-525 Ma, y terminó al mismo tiempo que comenzó el magmatismo peraluminoso y el metamorfismo de alto grado de los complejos metamórficos adyacentes (525-515 millones de años).

La deformación pampeana fue interpretada como la primera de una serie de eventos deformacionales asociados con la convergencia del margen Pacífico de Gondwana (Dalziel *et al.* 1994).

Ciclo Famatiniano

Deformación ordovícica inferior, metamorfismo, intrusiones máficas y ultramáficas.

El cierre del océano Iapetus y la colisión de Precordillera con el margen pampeano de Gondwana, durante el Ordovícico (Dalla Salda *et al.* 1992, 1996, Dalziel *et al.* 1994), produjeron la amalgamación de una cuña acrecionaria con el Terreno Pampeano. Este evento ampliamente deformativo, metamórfico y magmático, es conocido como Ciclo Orogénico Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976), Orógeno Famatiniano (Dalla Salda *et al.* 1992) o Ciclo Famatiniano (Dalla Salda 1987). La deformación compresiva en facies de anfibolita superior fue acompañada por el desarrollo de zonas de cizalla dúctil de longitud kilométrica y buzamiento al Este, con movimiento de empuje ortogonal dirigido al Oeste (Martino 1993, Martino *et al.* 1994). Las fábricas tempranas fueron plegadas apretadamente con un desarrollo local de clivaje de crenulación de plano axial, subparalelo a las fábricas pampeanas D1 de alto grado. Dalla Salda (1987) y Toselli *et al.* (1992) atribuyeron esta deformación al dominio D2. Los circones que crecieron durante este evento dieron una edad de 480 millones de años.

La compresión famatiniana fue seguida, posiblemente como un evento continuo, por una deformación extensional en facies de anfibolita a esquistos verdes. La deformación estuvo principalmente confinada a las ya existentes zonas de cizalla dúctil y fue acompañada por retrogradación de asociaciones metamórficas de alto grado y por la intrusión de numerosos cuerpos granítico-tonalíticos y pegmatitas turmaliníferas. Esta fase de magmatismo corresponde a los granitos G2 de Rapela *et al.* (1992). Dataciones U/Pb de circones procedentes de granitos de las sierras de San Luis y de Chepes (La Rioja) indican edades de cristalización de unos 470 Ma (Camacho e Ireland 1997).

Las sierras de Córdoba conformaron el antepaís de la Orogenia Famatiniana y los complejos metamórficos cámbricos fueron intruidos en el Ordovícico Inferior por plutones de composición tonalítico-trondhjemitico-granodiorítica con características geoquímicas distintivas (Bonalumi y Baldo 2002), entre ellos los plutones La Fronda, Charquina y Aguas de Ramón.

Ciclo Achaliano

Intrusiones graníticas y deformación devónico carbonífera

La reanudación de la convergencia sobre el margen oeste de Gondwana en el Paleozoico medio se hizo evidente por la amplia deformación compresiva D3 sobre los dominios famatiniano (D2) y pampeano

(D1) y por el desarrollo de un arco magmático en el Devónico-Carbonífero. La deformación consistió en corrimientos ortogonales dirigidos al Oeste y el desarrollo regional de extensas zonas de cizalla dúctil con fábricas retrogresivas a facies de esquistos verdes. Localmente, fuera de las principales zonas de cizalla, las rocas metamórficas fueron plegadas abierta e isoclinalmente con una crenulación axial.

Fundidos félsicos peraluminosos a peralcalinos generados a partir de la fusión parcial de rocas de corteza empobrecidas en MgO (Dalla Salda *et al.* 1995) intruyeron a las metamorfitas en forma interrumpida durante y luego del desarrollo de las zonas de cizalla. Dataciones U/Pb de circones de granitos emplazados en Sierras Pampeanas, enmarcaron la cristalización de los magmas félsicos y la formación de zonas de cizalla en un período de 20 Ma entre los 404-384 millones de años. El nombre de Ciclo Achaliano derivó del Batolito de Achala, el más grande de los batolitos devónicos del sur de Sierras Pampeanas, y fue sugerido por el Dr. Roberto Caminos. El ciclo corresponde probablemente a la Fase Precordilleránica (Astini 1996) en la Precordillera.

Los estadios finales del Ciclo Achalinano correspondieron al desarrollo de un complejo sistema de fallas y fracturas rectilíneas y verticales, frágil-dúctiles, de rumbo NO y NE. La orientación y las relaciones de conjugación de las fracturas indican una continuación del régimen compresivo Este-Oeste. Localmente, las estructuras están asociadas con mineralización Au ± Cu vetiforme resultantes de la actividad mesotermal vinculada con los últimos estadios del arco magmático (Ramos *et al.* 1986). Edades Ar/Ar sobre muscovita indican que este estadio comenzó a los 385 Ma, alcanzando el pico a los 370 Ma y habría continuado hasta los 355 Ma (Camacho 1997).

Sedimentación pérmico carbonífera

Las sierras de Córdoba, como parte de la región pampeana en general, estuvieron cubiertas por una calota glacial durante gran parte del Mississippiano como consecuencia de la etapa fría que afectó Gondwana durante el Carbonífero y Pérmico (Astini 2009, Astini y Del Papa 2014).

En conjunto indican una historia en común en relación con la retracción de la glaciación Gondwánica y un mejoramiento climático sostenido para las series rojas. Esta glaciación de gran magnitud es bien conocida en el ámbito de Gondwana (Fielding *et al.* 2008). La génesis para algunas calotas glaciales alejadas de la región polar, que pudieran generar grandes espesores de depósitos glaciogénicos y paleovalles, como los que se registran en esta región, fue planteada por Astini (2009), con la hipótesis de un alzamiento (domamiento cortical) asociado a una anomalía térmica regional desencadenante de un proceso de *rifting*.

Sedimentación y magmatismo mesozoicos

El fallamiento extensional durante el Cretácico Inferior, probablemente acompañado por la reactivación de algunas fallas del basamento, produjo una serie cuencas donde se acumularon sedimentos continentales clásticos junto con magmas basálticos intercalados (Grupo El Pungo de Gordillo, Lencinas 1967a y b). Estas litologías están asociadas a un episodio de extensión regional, con la generación *grábenes* y *hemigrábenes* asociados con la etapa de *rifting* y apertura del océano Atlántico (Astini y Oviedo 2014).

Ciclo Ándico

La compresión Este-Oeste durante el levantamiento cenozoico andino dio como resultado la inversión de las cuencas cretácicas (Schmidt 1993) y el basculamiento de los bloques de basamento que formó sierras de orientación N-S separadas por valles. Las sierras están limitadas por escarpas desarrolladas sobre fallas inversas de moderado a alto ángulo (Jordan y Allmendinger 1986), muchas de las cuales muestran repetida reactivación. Costa (1996) interpretó que el último y más significativo movimiento de la región tuvo lugar durante el Plioceno Superior-Pleistoceno con la continuación de algún movimiento durante el Cuaternario.

EN PRENSA

6. Recursos Minerales

6.1. Introducción

Dentro de la Hoja Cruz del Eje existe una variedad de manifestaciones y ocurrencias de minerales metalíferos e industriales. Entre los no metalíferos, que son los de mayor importancia económica, se destacan las rocas de aplicación (mármoles y granitos en general) y los depósitos salinos. Los metalíferos corresponden a los yacimientos de oro de los distritos Candelaria y San Ignacio, los yacimientos polimetálicos de El Guaico (Ag-Pb-Zn) y los yacimientos de tungsteno de Agua de Ramón y la mina El Zinqui.

EN PRENSA

Cuadro-Resumen de indicios y ocurrencias minerales. Hoja 3166-II, Cruz del Eje.

ID	Sustancia	Nombre	LONG	LAT	LOCALIDAD	1:100.000	LITOLOGIA	CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA
1	Cloruro de Sodio	Sol de Mayo	-64,689598	-30,037001	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
2	Cloruro de Sodio	Córdoba Salinas	-64,693604	-30,048800	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
3	Cloruro de Sodio	Vigo	-64,739899	-30,073601	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
4	Cloruro de Sodio	Pintoresca	-64,713997	-30,071501	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
5	Cloruro de Sodio	Cordobesa	-64,705704	-30,071400	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
6	Cloruro de Sodio	San Antonio 2°	-64,734703	-30,076201	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
7	Cloruro de Sodio	Patía	-64,711899	-30,076901	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
8	Cloruro de Sodio	El Porvenir	-64,716400	-30,085100	Salinas Grandes	3168-18	Evaporitas	Depósitos salinos	Cámbrio inf	Hal
9	Arcilla	Los Tártagos	-64,602898	-30,522200	Río Copacabana	3168-17	Arenisca limo-arc.	Grupos salinos	Neógeno	Ilm Sme
10	Yeso	El Brote	-64,596901	-30,566099	Sierra de Masa	3168-17	Arcilla, limo, yeso	Fm. Fajón	Cretácico	Yes
11	Cuarzo	La Suerte	-65,379204	-30,703199	Sa. de Serrezuela	3168-17	Granito, milonita	Cuerno silíceo	Carbonífero inf	Qz
12	Cuarzo	Ormaechea o Piedras Anchas	-65,373703	-30,712400	Sa. de Serrezuela	3168-17	Granito	Granito Serrezuela	Carbonífero inf	Qz
13	Cuarzo	Eidej	-64,619499	-30,713200	Charbonier	3168-17	Chognéis	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Qz
14	Granito	Cantera Serrezuela	-65,332901	-30,731800	Sa. de Serrezuela	3168-17	Granito	Granito Serrezuela	Devónico	Devónico
15	Benlío	La Inés	-65,354202	-30,771200	Sa. de Serrezuela	3168-17	Pegmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ber
16	Cuarzo	Cerro Blanco	-64,587997	-30,796301	Sa. de Cuniputo	3168-17	Pegmatita	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Qz Fld Mos
17	Cobre	Cuniputu o Ascensión	-64,622299	-30,811100	Sa. de Cuniputo	3168-17	Gneis	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Cop
18	Plomo plata	La Cordobesa	-64,675003	-30,812901	Quilpo	3168-17	Gneis leucotonalit.	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Ag Sp
19	Aragonita	Cerro Azul N1	-65,378999	-30,803600	Agua de Ramón	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg
20	Cuarzo	El Tala	-65,413498	-30,812599	Piedra Blanca	3168-17	Granito, milonita	Cuerno silíceo	Carbonífero inf	Qz
21	Wolframio	Dora Inés, El Carmen, Emma, Mercedes, Pepta	-65,373802	-30,825800	Sa. de Guaspampa	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Wol
22	Wolframio	San Antonio, Abundancia, Esperanza	-65,373901	-30,836500	Sa. de Guaspampa	3168-17	Granito	Grandiorita Aguas de Ramón	Ordovícico	Wol
23	Wolframio	San Vicente, Esmeralda, María Laura	-65,373200	-30,846399	Sa. de Guaspampa	3168-17	Granito	Grandiorita Aguas de Ramón	Ordovícico	Wol
24	Granito	Los Altos	-64,563904	-30,830601	Sa. de Cuniputo	3168-17	Monzogranito	Granito Cap. del Monte	Devónico	Wol
25	Mármol	Pampa de los Guanacos	-64,617203	-30,839001	Sa. de Cuniputo	3168-17	Gneis, Mármol, anfibolitas, migm.	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Qz Mic Fld
26	Cuarzo-Mica	Estrella de Don Basilio, Olga	-64,578400	-30,845699	Sa. de Cuniputo	3168-17	Pegmatita	Comp Met La Falda	Cámbrio inf	Sch
27	Wolframio	El Zinqui	-64,595001	-30,855900	Sa. de Cuniputo	3168-17	Gneis leucotonalítico	Complejo San Marcos	Ordovícico	
28	Granito	Rojo Bella Vista, Rojo Príncipe, Malambo	-65,247200	-30,860399	Páez Viejo, La Aguadita	3168-17	Granito	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	
29	Mármol	Quilpo	-64,606803	-30,866900	Quilpo	3168-17	Mármol, gneis	Fm. Quilpo	Cámbrio inf	
30	Wollastonita	Quilpo	-64,647400	-30,873200	Quilpo	3168-17	Mármol, leucotonalita	Fm. Quilpo	Cámbrio inf	Wol Gm Ep
31	Granito	Tonalita Campo La Playa	-64,646698	-30,880800	La Playa	3168-17	Granodiorita	Granodiorita Charquina	Ordovícico	
32	Mármol	Cantera La Fronda	-64,633904	-30,881399	Cumbres del Perchei	3168-17	Mármol, gneis	Fm. Quilpo	Cámbrio inf	
33	Mármol	Totora Huasi	-65,126099	-30,894800	Totora Huasi	3168-17	Mármol	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	
34	Hierro	San Marcos Sierra o La Fronda, Bety, La Santiago	-64,620201	-30,900200	La Fronda	3168-17	Gneis, anfibolita, mármol	Fm. Quilpo	Cámbrio inf	Mag
35	Granito	Las Flores	-64,658302	-30,905600	La Fronda	3168-17	Tonalita	Tonalita La Fronda	Ordovícico	
36	Plata, plomo, zinc	Santa Rita, Santa Teresa, Uluvar	-65,189796	-30,914200	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Cuarzos, gneis	Fm. Tudams	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
37	Plata, plomo, zinc	Del Molle	-65,184700	-30,922199	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
38	Plata, plomo, zinc	Gallinita de Plata, Paganzo, El Espejo	-65,170403	-30,924000	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
39	Plata, plomo, zinc	La Aguadita, Tronco del Mogote, Judith, Guissel	-65,180496	-30,926201	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
40	Granito	Bella Vista	-65,132301	-30,924400	Bella Vista	3168-17	Granito	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	
41	Plata, plomo, zinc	Brackebusch	-65,163696	-30,928101	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
42	Plata, plomo, zinc	La Casualidad, London	-65,202797	-30,929100	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Arg Apy Sp Gn
43	Oro	Niño Dios o Pique Verde	-64,831902	-30,924900	La Puerta	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Cruz del Eje	Cámbrio inf	Au
44	Cuarzo	Róber Ale	-64,709800	-30,928600	La Fronda	3168-17	Pegmatita	Comp Met Cruz del Eje	Cámbrio inf	Qz
45	Oro	Don Raúl	-64,832802	-30,936701	La Puerta	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Au
46	Oro	Bañado	-64,841898	-30,940399	La Puerta	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Au
47	Estestita	El Talco	-65,360901	-30,940800	Totora Huasi	3168-17	Gneis milonítico	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Tal
48	Plata, plomo, zinc	Del Moro, San Ignacio	-65,187403	-30,948500	Sa. Ciénaga del Coro	3168-17	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
49	Plata, plomo, zinc	Santo Domingo	-65,219200	-30,953100	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
50	Cuarzo	Yegua Muerta	-65,127602	-30,953100	La Higuera	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Qz
51	Plata, plomo, zinc	Agua del Río, Doering, ElGringo	-65,170601	-30,957100	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
52	Plata, plomo, zinc	Garibaldi, Garibaldi Chica	-65,219803	-30,964399	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
53	Plata, plomo, zinc	Clemente Verite	-65,235901	-30,966300	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
54	Plata, plomo, zinc	Carmen, San Fermín, San José, Bienvenida	-65,195501	-30,967800	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn
55	Plata, plomo, zinc	San Melitón	-65,225403	-30,970100	Sa. Ciénaga del Coro	3168-18	Gneis, migmatita	Comp Met Pichanas	Cámbrio inf	Ag Apy Sp Gn

56	Plata, plomo, zinc	Mogote Blanco	-65,207901	-30,971600	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
57	Plata, plomo, zinc	Pilar, Venus	-85,196701	-30,971201	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
58	Plata, plomo, zinc	Algarrobbitos, Mercedesías	-65,230103	-30,974800	Sa. Ciénaga del Coro	3166-17	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
59	Granito	Rosa Beavero, Beige Puma	-65,077103	-30,968801	El Cajón	3166-6	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
60	Plata, plomo, zinc	Zapallar, Liverpool	-85,146896	-30,976999	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
61	Plata, plomo, zinc	La Eufemia	-85,207001	-30,977200	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
62	Plata, plomo, zinc	Bella Tapada	-65,225403	-30,978901	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
63	Plata, plomo, zinc	Veta Rica Sur	-85,220001	-30,979799	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
64	Plata, plomo, zinc	Rara Fortuna	-85,229897	-30,960400	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
65	Plata, plomo, zinc	San Jorge	-65,239601	-30,965600	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
66	Plata, plomo, zinc	San Carlos, La Golondrina, Pascualito	-85,217003	-30,963900	Sa. Ciénaga del Coro	3166-6	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
67	Plata, plomo, zinc	Dos Amigos, La Peregrina	-85,202301	-30,963700	Sa. Ciénaga del Coro	3166-17	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
68	Plata, plomo, zinc	La V'ibora, San Agustín	-65,194603	-30,962599	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
69	Granito	El Cajón	-65,131887	-30,962500	Paso de Las Chacras	3166-18	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
70	Plata, plomo, zinc	La Ballena, Cola de la Ballena, San Miguel, Overo Muerto	-85,190399	-30,966300	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
71	Plata, plomo, zinc	Asunción, Ana María	-85,172203	-30,966601	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
72	Plata, plomo, zinc	La Escopeta	-65,160400	-30,968600	Sa. Ciénaga del Coro	3166-12	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
73	Plata, plomo, zinc	Buenaaventura	-85,243103	-30,991600	Sa. Ciénaga del Coro	3166-17	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
74	Plata, plomo, zinc	Piedras Coloradas	-85,149002	-30,995100	Sa. Ciénaga del Coro	3166-18	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Ag Apy Sp Gn
75	Cuarzo	Nemecio	-65,130997	-30,998501	Las Higueras	3166-17	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Oz
76	Granito	Cueva del Tigre	-65,126403	-30,998900	Las Higueras	3166-17	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Oz
77	Cuarzo	Santa Clara	-64,977402	-30,963200	La Represa, Soto	3166-17	Gneis; migmattita	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Oz
78	Oro	Clementina o Matilde, ElCacique, Piedra de la Iglesia, Santander	-64,849800	-30,960300	La Puerta	3166-17	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
79	Oro	San Martín	-64,833901	-30,958201	La Laguna	3166-17	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
80	Oro	Chita o El Torno, Mimi, Cortaderas	-64,833000	-30,964600	La Laguna	3166-17	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
81	Mica-Cuarzo	San Benito	-64,937698	-30,966400	Las Totoras	3166-17	Gneis; migmattita	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
82	Granito	Rojo Mar, Marrón Orocyana	-64,975700	-30,967600	La Represa, Soto	3166-12	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Oz Mos
83	Cordierita	Tamain	-64,966602	-30,969299	Orocyana (C° Negro)	3166-18	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Crd
84	Cordierita	C°Negro	-64,996803	-30,968800	Orocyana (C° Negro)	3166-18	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Crd
85	Oro	La Higuera Nueva	-64,853897	-30,970200	La Laguna	3166-18	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
86	Oro	Elvirita	-64,834000	-30,972799	La Puerta	3166-17	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
87	Oro	Nene	-64,863297	-30,974800	La Laguna	3166-18	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
88	Oro	Las Candelarias, Agua Blanca, Mesa, Quebrada de Cristo	-64,832398	-30,975901	La Laguna	3166-18	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
89	Granito	Orcollana I	-64,991689	-30,983299	La Represa, Soto	3166-18	Granito	Compl Met Pichanas	Cámbrico inf	Au
90	Oro	Las Varitas o La Suerte	-64,833801	-30,989901	La Laguna	3166-17	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
91	Oro	Cabeza de Novillo	-64,851502	-30,994600	La Laguna	3166-18	Gneis milonítico	Complejo Cruz del Eje	Devónico	Au
92	Oro	Pumaguasa-Cañada del Novillo	-64,552902	-30,944700	Sa. de Cuniputo	3166-18	Gneis bandeado	Compl Met La Falda	Cámbrico inf	Au
93	Mica-Cuarzo	La Blanquita	-64,629097	-30,952700	Pintos	3166-18	Pegmatita, gneis, anfibolita	Complejo Cruz del Eje	Cámbrico inf	Mos Oz
94	Oro	San Ignacio-Veta N5	-64,531899	-30,948900	Sa. de Cuniputo	3166-18	Gneis bandeado	Complejo Cruz del Eje	Cámbrico inf	Au
95	Cuarzo	San Gregorio	-64,664898	-30,993099	Paso de Pablo	3166-18	Pegmatita	Complejo Cruz del Eje	Cámbrico inf	Oz Fid Mos
96	Cobre	Cuchi Corral	-64,566398	-30,996201	Cuchi Corral	3166-18	Gneis; mármol	Complejo San Marcos	Ordovícico	Ccp
97	Mármol	El Centenario	-64,525597	-30,999500	La Cumbre	3166-18	Gneis; mármol	Compl Met La Falda	Cámbrico inf	Ccp
98	Granito	Canteras La Playa	-65,362301	-30,963200	La Playa	3166-18	Granodiorita	Granodiorita Charquina	Ordovícico	Ccp
99	Travertino	La Lima	-65,362999	-30,966000	La Playa	3166-18	Travertino	Fm La Playa	Neógeno	Ccp

Abreviaturas: Ag: plata; Apy: arsenopirita; Arg: aragonita; Au: oro; Ber: berilo; Ccp: catopirita; Crd: cordierita; Ep: epidoto; Fid: feldespato; Gn: galena; Hst: halita; Ill: illita; Mag: magnesita; Mic: mica; Mos: moscovita; Oz: cuarzo; Sch: scheelita; Sme: esmectita; Sp: esfalerita; Tal: talco; Wol: wollastonita; Yes: yeso.



6.2. Yacimientos Metalíferos

6.2.1. Oro

Distrito Candelaria

El distrito Candelaria está ubicado a aproximadamente 20 km al sureste de Villa de Soto. Dentro de la Hoja se encuentran las minas Niño Dios, Chita, Mimí, La Higuera Nueva, Elvirita, Las Candelarias, Las Varitas, etc.

La mineralización aurífera se localiza dentro de la zona de cizalla Guamanes, en vetas de cuarzo con rumbos variables entre 330° y 30°, buzantes 20-45° al Este. Las vetas alcanzan potencias de 1,5 m y presentan una morfología lentiforme o se disponen en *echelon* dando formas suavemente sigmoidales. La orientación, morfología y mayor ángulo de las vetas con respecto a la foliación del gneis de la caja, indican que podrían haberse formado en zonas de extensión dentro de la zona de cizalla.

Las vetas están constituidas por cuarzo macizo recristalizado, de coloración blanco lechoso. En algunos casos, la fracturación posterior del cuarzo origina bordes brechados con diseminados de hematita y goethita. Asociados al cuarzo aparecen cantidades menores de pirita y trazas de esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita. La roca de caja metamórfica sufrió alteración hidrotermal evidenciada por la intensa sericitización que llega hasta 1 m de distancia de las vetas. La mineralización de oro está asociada a los sulfuros en zonas de mineralización primaria y como oro grueso libre en zonas de mineralización secundaria, cerca de la superficie. La ley promedio en la zona secundaria es de 0,2 a 2 g/t de oro, aunque excepcionalmente hay tenores de oro entre 15 y 70 g/t (Petrelli 1989).

Distrito San Ignacio

El distrito se ubica a unos 9 km al sur de Capilla del Monte. El yacimiento está formado por cuatro vetas principales de cuarzo aurífero, con rumbos variables entre NE y E-O y altos buzamientos al NO y S. Las vetas se alojan en un granitoide foliado rico en muscovita y gneises del Complejo San Marcos.

Las vetas alcanzan 0,50 m de ancho, se presentan desmembradas y dispuestas en *echelon* con formas sigmoidales. En algunos lugares se observa brechamiento. El cuarzo más temprano es masivo a débilmente bandeado y se presenta con una granulometría media y color blanco lechoso, está parcialmente recristalizado y contiene algunas cavidades. La fracturación posterior e inyección de nuevos fluidos dieron como resultado un entramado de cuarzo gris claro cortando al anterior. Pirita y otros sulfuros parecen estar asociados con la primera fase del cuarzo (Skirrow 1997). Los accesorios son galena, calcopirita, bornita, cerusita, vanadinita, descloizita y raramente wolframita (Miró y Torres 1987). La goethita, como producto de alteración secundaria de los sulfuros de Fe, es muy común. La alteración sericitica se observa en zonas adyacentes a las vetas hidrotermales y en restos de roca de caja dentro de las vetas y brechas.

La morfología de las vetas, texturas, paragénesis y alteración de los depósitos de este distrito son muy similares a la del distrito aurífero de Candelaria. Los sectores enriquecidos tienen leyes entre 6 y 14 g/t Au.

6.2.2. Plata-Plomo-Zinc

Distrito El Guaico-Dos Pozos

El distrito El Guaico-Dos Pozos está ubicado aproximadamente a unos 22 km al SO de Villa de Soto y a unos 10 km de La Higuera.

Las vetas de cuarzo con mineralización polimetálica (Ag-Pb-Zn-V-Au) se alojan en rocas del Complejo Metamórfico Pichanas y de la Formación Tuclame. La mayoría de yacimientos se encuentran dentro de largas estructuras con rumbo NE. Los principales depósitos aparecen en las adyacencias del contacto entre el esquisto de la Formación Tuclame y los gneises y migmatitas del Complejo Pichanas.

Las vetas son tabulares y alcanzan longitudes de entre 150 y 700 metros. Forman cuerpos simples o redes de vetas con anchos de 0,2 a 1 m y alcanzan, en el caso de Rara Fortuna, un ancho máximo de 2,5 metros. Las leyes promedio, obtenidas en un muestreo sistemático sobre unos 500 m de labores en la mina Rara Fortuna, resultaron 280 g/t de Ag, 1,7 % de Pb y 2,6 % de Zn (Candiani *et al.* 1988).

El cuarzo es de color blanco y se presenta con granulometría gruesa a fina, con crecimiento zonado, textura de corteza y de peine. Está bandeado paralelamente al rumbo de las vetas y en algunos lugares está brechado. También se observan redes de vetas en la roca de caja. La mineralización consiste en pirita, arsenopirita, esfalerita, galena y sulfosales de Ag, Pb, Sb y Sn (Sureda 1978). El cuarzo bandeado es cortado por redes de venillas de cuarzo gris claro que contienen sulfuros.

Venas de calcedonia atraviesan a los dos tipos de cuarzo mencionados. Contienen argentita, sulfuros de Cu, minerales secundarios de V, carbonatos de Cu y Pb y óxidos de Mn y Fe (Sureda 1978). La plata se presenta como argentita y en sulfosales de As, Sb y Pb y raramente como Ag nativa. Sureda (1978) describió oro nativo en diversos depósitos del distrito. Los valores de oro de hasta 0,41 g/t en escombreras (Torres y Leynaud 1994) estarían indicando que las zonas enriquecidas en este metal se presentan en la parte central del distrito, entre Santo Domingo y La Víbora.

La alteración hidrotermal dentro de las estructuras y en los fragmentos de caja incluidos en las vetas consiste en reemplazo de sericita - pirita. La cloritización puede estar presente en algunos depósitos, como en Asunción (Skirrow 1997).

6.2.3. Wolframio

Distrito Agua de Ramón

El distrito wolframífero está situado a unos 20 km al sur de Serrezuela, próximo a la localidad de Agua de Ramón. Comprende tres zonas mineralizadas que suman 20 vetas principales y numerosas secundarias. La roca de caja consiste en migmatitas, anfibolitas y mármoles afectados por cizallamiento, un intrusivo granodiorítico y algunos diques de lamprófito.

Lapidus y Rossi (1959) describieron dos tipos de mineralización: a) vetas de cuarzo-muscovita-turmalina con wolframita, scheelita y sulfuros y b) reemplazo metasomático formado por scheelita diseminada en pequeños cuerpos de anfibolita-mármol que no superan 60 m de largo.

Las vetas de cuarzo alcanzan longitudes de 800 m con anchos entre 0,15 y 0,5 metros. Los rumbos oscilan entre 70° y 110° con buzamientos de intensidad variable hacia el Sur. Presentan típicas zonas con bordes de muscovita de grano grueso, pasan a una zona de cuarzo de grano grueso blanco lechoso, con sulfuros diseminados y wolframita en algunos lugares, hasta una zona central con cuarzo-turmalina de grano fino. Junto con la wolframita también aparece scheelita, pirita, calcopirita, esfalerita, calcita, bismutinita, fluorita, apatita y ferrocacita. En las zonas de oxidación se desarrollaron óxidos de Fe, W y Bi y carbonatos de Cu.

La alteración hidrotermal se observó en las adyacencias de las vetas, particularmente en la granodiorita. Se trata de aureolas blanqueadas de hasta 0,5 m de ancho, con sericitización y silicificación pervasiva. Una investigación detallada sobre la génesis de la mineralización de wolframio del distrito fue realizada por Tourn (2000) y posteriormente por Biglia et al. (2016).

Las labores principales son El Carmen, Dora Inés, Emma, Mercedes, Pepita, San Antonio, Abundancia, Esperanza, San Vicente, Esmeralda y María Laura.

El Zinqui

El yacimiento El Zinqui se ubica a unos 6 km al oeste de Capilla del Monte. Consiste en mineralización de scheelita asociada con rocas calcosilicatadas pertenecientes al Complejo Metamórfico La Falda. En la zona de contacto con las intrusiones graníticas se producen los *skarns* scheelíticos (Kleine-Hering 1986, Skirrow 1997).

Las metamorfitas del área consisten en gneis con cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita, abundantes diques de pegmatitas y anfibolitas bandeadas de hasta 7 m de potencia. Las pegmatitas compuestas por cuarzo, feldespato potásico, muscovita y granate están intensamente cizalladas. Las zonas calcosilicatadas están asociadas con anfibolitas bandeadas y pegmatitas.

Los calcosilicatos formaron agregados no foliados de grano medio a grueso, que cortaron el bandeado en la anfibolita. Los agregados calcosilicáticos discordantes tienen unos pocos metros de ancho, presentan una zona externa de anfíbol, y pasan a través de una zona epidoto±granate, hasta un núcleo de diópsido-cuarzo. Los estudios petrográficos indicaron que la asociación diópsido-granate fue reemplazada por tremolita/actinolita-carbonato-clorita. Otros minerales presentes en menor proporción son carbonato, pirita, esfalerita, calcopirita, biotita y muscovita. La mineralización de sheelita está asociada a sulfuros que forman núcleos diseminados dentro de las zonas calcosilicatadas (Skirrow 1997).

6.2.4. Cobre

Cuchi Corral

Una manifestación de cobre, citada por Pastore y Methol (1953), se encuentra en la zona de Cuchi Corral a unos 6 km al oeste de la ciudad de La Cumbre.

La mineralización estaría asociada a una zona de falla de algunos decímetros de ancho donde aparecen carbonatos de cobre junto a limonita, calcopirita, pirita y magnetita. El laboreo consistió en una trinchera

de unos 40 m de largo que sigue el contacto fallado entre un dique de granito y el gneis milonítico. Los cuerpos de anfibolita, las asociaciones de alteración, texturas y fábricas, tienen características similares a las observadas en el *skarn* de scheelita del yacimiento El Zinqui, donde la calcopirita es un mineral secundario de la mena (Skirrow 1997).

Cuniputo

La manifestación de cobre de Cuniputo se encuentra a unos 11 km al NO de Capilla del Monte. En ese lugar, Pastore y Methol (1953) describieron pequeños cuerpos de anfibolita y diorita de hasta 1 m de ancho y longitud desconocida que contienen calcopirita, pirita, calcosina y magnetita, encajados en un gneis cuarzo-feldespático contenido en el Complejo San Marcos.

La alteración hidrotermal está representada por magnetita, epidoto, calcita y clorita reemplazando anfibolita (Skirrow 1997).

6.2.5. Hierro

La Fronda

Algunas manifestaciones de mineralización de hierro fueron citadas en las proximidades de La Fronda, a 15 km al sur de San Marcos Sierra (Fernández Aguilar 1942, Angelelli 1984). La mineralización consiste en zonas ricas en magnetita de hasta 0,9 m de ancho, asociadas a bancos de anfibolita, gneises y mármoles de la Formación Quilpo. En la zona se realizaron sólo pequeñas labores de exploración.

6.3. Yacimientos No Metalíferos

6.3.1. Cuarzo, feldespato, berilo y mica

Un gran cuerpo de cuarzo hidrotermal explotado en las canteras La Suerte, se encuentra emplazado en la zona de fractura entre el Granito Serrezuela y el Complejo Metamórfico Pichanas, a 6 km al SSE de Serrezuela (coordenadas centrales 30°42'15"S; 65°22'38"O). El cuerpo forma una lente de 400 m de largo por 100 m de ancho y está afectado por cataclasis. De acuerdo con Gómez (2003), el emplazamiento de venas de cuarzo y el cuerpo silíceo de La Suerte se realizó a temperaturas entre 231-285 °C, y aprovechó la fracturación regional de rumbo N-S, a la que siguió una alteración de tipo greisen. El cuarzo tiene un contenido de SiO₂ mayor a 99,5 % en promedio. En el año 1996 se produjeron entre 1.300 y 1.500 t/mes de cuarzo de primera y segunda calidad. A la fecha la explotación se encuentra paralizada.

Otro yacimiento de similares características, conocido como El Tata, se localiza a 2,5 km al SE de Piedrita Blanca, en el faldeo occidental de la sierra de Guasapampa (coordenadas 30°48'47"S; 65°24'45"O). Es un filón de unos 100 m de largo por 2 m de ancho, emplazado en una fractura con orientación N-S. El cuarzo contiene turmalina como mineral accesorio y hematita rellenando fisuras. Se estimaron reservas inferidas de 10.000 t de mineral de mediana calidad (Rubio *et al.* 2001).

Los yacimientos de cuarzo pegmatítico que se presentan dentro del Complejo Metamórfico Pichanas

se explotaron en las canteras San Benito, La Potranca, Yegua Muerta y Estrella Don Basilio. Son de pequeño volumen y junto con el cuarzo se extrajo de ellos feldespato, berilo y mica (Rubio *et al.* 2001).

6.3.2. Mármol

Numerosos yacimientos de mármol se encuentran en la región. Los más trabajados corresponden a los distritos Quilpo y La Fronda.

Los yacimientos de Quilpo se encuentran ubicados a unos 10 km al SO de San Marcos Sierra, ocupando una superficie de 8.000 hectáreas. El mármol está plegado y afectado por fallas de bajo ángulo. El material tiene coloraciones blanco rosáceas y granulometría mediana a gruesa. Los bancos alcanzan potencias promedio de 20 metros. El contenido de silicatos es bajo, aunque se observa diópsido y wollastonita como minerales accesorios. Este yacimiento es la fuente de materia prima de cales de primera calidad (dato de producción: 400 t/día de piedra). En una zona del yacimiento se trabajó una amplia cantera para la obtención de bloques de mármol, entre ellos mármoles de tonalidad rosada conocidos como Rosado Quilpo. Las reservas totales estimadas fueron 70.976.000 t (Sfragulla *et al.* 1999).

El yacimiento de La Fronda se encuentra a unos 5 km al ESE de Quilpo. El mármol se presenta con granulometría mediana a gruesa y de color gris claro. Son mármoles cálcicos con tenores de óxido de magnesio inferiores a 2,5 % y porcentajes elevados de insolubles hasta 30 %. Estos cuerpos se explotaron para producir bloques, aunque tienen particularidades favorables para su utilización como áridos. Los mármoles conocidos como Gris Punilla y Azul Plata provienen de esta cantera. El color gris suave, su grano uniforme y la profundidad que adquiere en las superficies pulidas, le otorga condiciones de gran belleza. Sin embargo, la frecuencia del diaclasado del yacimiento dificulta una buena recuperación para la obtención de bloques para aserrado. Un dato de producción indicó unos 20 m³/mes. Las reservas estimadas fueron calculadas en 3.827.000 t (Sfragulla *et al.* 1999).

6.3.3. Travertino-aragonita

En el sector S-SO de la Hoja afloran calcáreos travertínicos provenientes del derrame de aguas termales vinculadas a la actividad hidrotermal de baja temperatura del vulcanismo Mio-Plioceno de Pocho. La ubicación de estos depósitos se corresponde con fracturas de actividad reciente, como la falla de Guasapampa (Miró 1989).

En la cantera La Lima, los bancos travertínicos cubren una superficie de 400 m por 2.000 m y alcanzan 6 m de potencia; se apoyan discordantemente sobre el gneis del basamento (Lucero Michaut y Olsacher 1981). El material es compacto de color castaño claro a blanco puro. En la base presentan nódulos y venillas de travertino (Angelelli *et al.* 1980).

Un yacimiento de aragonita, conocido como Cerro Azul N° 1, se localiza en el faldeo occidental de la sierra de Serrezuela, en el Antiguo Rodeo de Auti, hoy Cerro Azul. Ha sido descrito como un manto de aragonita de 1 m de potencia, de color blanco o incoloro, en forma de aglomerados cristalizados que en la parte superior del banco se presentan estratificados, alternando a veces con capas rojizas y que en su parte

inferior muestra concreciones de aragonita, oquedades, drusas y nódulos de grano fino a grueso. El material es calcítico con bajos tenores de insoluble (3 %) y MgO (3 %). Se estimaron reservas de 150.000 t (Sfragulla *et al.* 1999).

6.3.4. Granitos y cordierita

Numerosos yacimientos de rocas graníticas se explotan con fines ornamentales en el ámbito de la Hoja.

Los granitos cámbricos del Complejo Metamórfico Pichanas se explotan en varios lugares. En las canteras Orcoyana, a 13 km al sur de Villa de Soto (coordenadas 30°58'48"; 64°58'57"O) se explotó un granito anatóctico, gris oscuro, con fenocristales de feldespatos potásicos. En las proximidades, en las canteras Tamaín-Cerro Negro (coordenadas 30°58'10"S; 64°59'13"O), se explotaron varios cuerpos cordieríticos que alcanzan potencias de entre 5 y 10 metros. En el sector Tamaín hay 4 cuerpos de 70-80 m por 20-40 m y en el sector de Cerro Negro, un cuerpo de 60 por 80 metros. La cordierita aparece tanto en la variedad masiva como en la orbicular y contiene pequeños enclaves provenientes del paragneis regional. Es homogénea, de dureza mayor que el cuarzo y posee buenas características para el pulido. Los afloramientos individuales son ovoides, de unos 150 m de largo por 10 m de ancho, y fueron descritos por Gordillo (1974, 1979), Schreyer *et al.* (1979) y Rapela *et al.* (1995). En los alrededores del paraje conocido como Bella Vista, a unos 12 km al OSO de Villa de Soto (coordenadas 30°55'27"S; 65° 07'56"O), hay varias canteras donde se explota otro granito anatóctico, conocido comercialmente como granitos Rojo Bella Vista, Rojo Príncipe y Malambo. Las tareas de explotación al presente están paralizadas en algunas canteras y en otras la producción oscila entre 20 y 30 m³/mes.

En el sector SO de la Hoja se explota la Granodiorita Charquina. La roca es de color gris claro, de grano medio a fino, bastante uniforme, compacto y poco fracturado, lo que permite obtener bloques de buenas dimensiones. La explotación se realiza en canteras en forma de bancos escalonados y sobre grandes "bochas". La producción alcanza aproximadamente 200 m³/mes (Jerez *et al.* 1987).

Más al norte, en la zona de Serrezuela se explota un granito equigranular de grano medio de color rosado pálido con alto contenido de turmalina. Las canteras conocidas como Piedras Anchas-Ormaechea y Serrezuela, a la fecha están inactivas.

En el extremo norte del intrusivo ordovícico denominado Tonalita La Fronda se extrae un "granito" de grano grueso, color blanco moteado por la mica. La cantera es conocida como Campo La Playa-Las Flores.

También se hicieron pequeñas explotaciones del granito Capilla del Monte, como el caso de la cantera Los Altos.

6.3.5. Arcilla

Varias canteras de arcilla se ubican a unos 25 km al norte de Cruz del Eje, entre Chuña y Huascha. Las principales son conocidas como canteras Los Tártagos y Cruz del Eje.

En las labores es posible observar niveles arcillosos con espesores de entre 4 y 7 m, sin base expuesta. Según Bertolino y Murray (1996), las pelitas contienen 87,4 % < 44 μm y 19,4 % < 2 μm y la asociación mineral característica de la fracción arcilla es I/S (15-20 % illita), I/S (50-60 % illita), menor proporción de esmectitas e illita, trazas de clorita, acompañadas por calcita, cuarzo y feldespatos. Las arcillas expandibles (I/S y esmectitas) son de neoformación, con texturas típicas de precipitación subácua. La calcita presenta sobrecrecimientos. Las arcillas contienen en general una elevada relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (entre 2,57-3,81). Durante el proceso de secado y cochura poseen una elevada contracción. El alto contenido de Fe_2O_3 (entre 4,47 y 6,2 %) produce pastas cocidas de color rojizo. El contenido de CaCO_3 y Mg es escaso o nulo. Por otro lado el alto contenido de álcalis le confiere una baja temperatura de cochura (entre 850 y 900 °C), siendo fusibles a mayores temperaturas.

La producción está destinada a la fabricación de cerámica roja y de ladrillos cerámicos, tanto macizos como huecos.

6.3.6. Halita (sal común)

La producción de cloruro de sodio (halita) o sal común es de gran importancia en la provincia de Córdoba. Los centros proveedores se encuentran en las Salinas Grandes (Salar de San José) que se divide en tres sectores; el sector sur o Las Cañas es el que abarca esta Hoja.

Se trata de cuerpos evaporíticos en los que la explotación es del tipo "cosecha" y se encuentra limitada a las condiciones climáticas imperantes. A la fecha, las empresas más importantes en la provincia de Córdoba son El Retumbadero S.R.L. y La Industrial Salinera S.A., a las que se agregan al menos cuatro pequeños productores.

6.3.7. Wollastonita

Cuerpos de *skarn* wollastoníticos (coordenadas 30°52'23"S; 64°38'49"O) se desarrollaron en los mármoles de la Formación Quilpo que se encuentran en contacto con el intrusivo tonalítico de La Fronda. El *skarn* está constituido por wollastonita y diópsido junto a grandes cristales de granate grosularia. La asociación mineral es wollastonita, grosularia, diópsido, con calcita, cuarzo, vesubiana, apatita y plagioclasa como accesorios, indicadora de *skarns* de alta temperatura.

Cabanillas y Jerez (1998, 1999) estimaron, para el grupo Quilpo-La Fronda, recursos posibles de alrededor de 1.000.000 t, con 35 % de wollastonita.

6.3.8. Esteatita

Una manifestación de esteatita, conocida como mina El Talco, se ubica a unos 5 km al sur de Totora Huasi (coordenadas 30°56'32.67"S, 65°21'35.07"O). La roca se generó por alteración de un pequeño cuerpo ultramáfico ubicado dentro de la zona de cizalla Guasapampa.

6.3.9. Berilio

Algunas ocurrencias de pegmatitas berilíferas se registraron en las sierras de Serrezuela y Guasapampa. Las pegmatitas tienen longitudes de hasta 200 m y una potencia que alcanza 6 metros. Ningún depósito tiene importancia económica.

EN PRENSA

7. Sitios de interés geológico

7.1. Transecta Pichanas

En la transecta sobre el camino que conduce al dique Pichanas, desde la ruta nacional 38 (entre Villa de Soto y Paso Viejo) se pueden observar niveles de esquistos pelíticos nodulares que alternan con metapsamitas que se caracterizan por su bandeo rítmico, formado por la alternancia de capas oscuras ricas en micas (menores a 1 cm) y capas de color gris, ricas en cuarzo y plagioclasa (de 2-3 cm). El bandeo composicional puede ser asignado a una estructura primaria (S0) de origen sedimentario, o a una estructura por diferenciación metamórfica (*pressure solution cleavage*, Simpson y Northrup 1998) que es considerado como la evidencia de la deformación más antigua registrada en las sierras de Córdoba. Un estudio detallado de estas rocas puede consultarse en Verdecchia y Baldo (2004).

7.2. Transecta Soto-La Puerta

La transecta geológica sobre el camino entre Villa de Soto y la localidad de La Puerta, próxima al río de La Candelaria, corta una faja de cizalla de alrededor de 5 km de ancho, conocida como Cizalla Guamanes. La deformación afectó rocas de los complejos metamórficos Pichanas y Cruz del Eje produciendo varios tipos rocas miloníticas resultantes de la actividad de varios episodios de deformación compresiva dúctil a frágil. La cizalla representa una importante zona de despegue que posibilitó el cabalgamiento del bloque Cruz del Eje sobre el bloque Pichanas.

7.3. Cordieritita Cerro Negro

El sitio está ubicado a 12 km al sur de Villa de Soto (coordenadas 30°58'51"S; 64°59'05"O). En la zona hay varias canteras donde se explota granito y una roca negro violácea denominada cordierita por su elevado contenido de cordierita. La roca está genéticamente asociada con los granitos anatéticos del Complejo Metamórfico Pichanas.

La petrogénesis de estas rocas es algo extraordinario, involucra la anatexis de una roca pelítica en condiciones de baja presión y alta temperatura con un flujo magmático que permita su acumulación.

7.4. Distrito Minero El Guaico

El distrito minero comprende numerosos yacimientos hidrotermales consistentes en vetas de cuarzo con mineralización polimetálica de plata, plomo, zinc y cantidades menores de V, Cu, Sb, As, Cd y Sn. Se destacan por su importancia las minas Rara Fortuna, Garibaldi y Santo Domingo. El distrito se explotó con regular intensidad en el siglo XIX. En la zona quedan las ruinas de dos fundiciones y los escoriales, conocidas con el nombre de Santa Bárbara (En La Higuera, coordenadas 31°00'58"S; 65°06'58"O) y Dos Pozos (a orillas del río homónimo, coordenadas 30°58'26"S; 65°10'01"O).

7.5. Valle de Tasa Cuna

Los remanentes de sedimentos fluvio lacustres del Paleozoico superior son preservados en un paleovalle glacial de varios kilómetros de largo que fue activo durante una glaciación carbonífera (coordenadas 30°49'55"S; 65°20'19"O)

La unidad basal muestra muy buenos ejemplos de diamictitas y tillitas macizas y estratificadas con bloques y clastos estriados, facetados y pulidos por acción glacial, además de una profusa deformación sin-sedimentaria. Ritmitas lacustres con espectaculares marcas de base y limo-pelitas laminadas con clastos caídos complementan las asociaciones de diamictitas y conglomerados de bloques en la unidad basal. La unidad superior, conocida como Formación Tasa Cuna, es representativa del Pérmico basal y posee un abundante registro florístico y de conchostracos lacustres preservados en pelitas negras y areniscas tabulares. Aflora en varios asomos a ambos lados del camino que transita Norte-Sur por el eje del valle. La Formación Tasa Cuna preserva niveles con importante concentración de materia orgánica leñosa carbonizada (pelitas carbonosas) y se habría formado en pantanos y llanuras fluviales de ríos meandriformes que surcaron el valle durante la etapa postglacial (Astini 2014).

7.6. Pictografías La Playa

Los aleros que forma la Granodiorita La Playa, al oeste de la localidad homónima (coordenadas 31°00'36"S; 65°22'21"O) conservan pictografías en varios sitios cercanos entre sí, que conviven con la explotación del denominado comercialmente "granito gris mara". Los motivos más comunes en las pinturas del lugar son los zoomorfos y algunos motivos geométricos. La superposición de motivos y colores evidencian una ocupación prolongada por distintos grupos de indígenas. En el sitio se hallaron algunos objetos, como puntas de proyectil, raspadores y raederas, semejantes a los pertenecientes a grupos cazadores pre-cerámicos (Uribe y Ochoa 2008).

7.7. Fuente mesotermal El Quicho

Corresponde a una perforación realizada en el año 1997 por la Dirección Provincial de Hidráulica para abastecer de agua potable a una escuela rural (Fig. 25). Está ubicada a unos 20 km al norte de la localidad de Serrezuela (coordenadas 30°27'37"S; 65°23'30"O).



Figura 25. Surgente termal El Quicho.

El agua surge a una presión de 4 atmósferas, a una temperatura de 40 °C, con un caudal 200.000 l/h y contiene 2 g/l de sales totales. El acuífero está ubicado a 212 m de profundidad (Cornaglia *et al.* 1992).

Trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. Memoria, II Congreso Latinoamericano de Geología (Venezuela), 2: 755-764.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación especial Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 1287, 212 pp.
- Álvarez, L.A., Fernández Seveso, F., Pérez, M.A., Bollati, N.D. 1988. Interpretación del subsuelo de los bolsones de Sierras Pampeanas en base a la información geofísica disponible y geológica de superficie. Informe Interno YPF, 24 pp. Buenos Aires.
- Álvarez, L.A., Fernández Seveso, F., Pérez, M. A, Bolatti, N.D. 1990. Estratigrafía de la cuenca saliniana. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), 2: 145-148.
- Ameghino, F. 1885. Informe sobre el Museo Antropológico y Paleontológico de la Universidad Nacional de Córdoba durante el año 1885. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 7: 347-360.
- Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, Vol. 1 y 2: 704 pp. La Plata.
- Angelelli, V., Schalamuk, I.B., Fernández, R. 1980. Los Yacimientos de Minerales no Metalíferos y Rocas de Aplicación de la Región Centro-Cuyo (Provincias de Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan). Ministerio de Economía. Secretaría de Estado de Minería, Anales 19, 266 pp. Buenos Aires.
- Archangelsky, A. 2000. Estudio sobre semillas neopaleozoicas de Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 64: 79-115.
- Archangelsky, S., Cúneo, N.R. 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles. III Congreso Latinoamericano de Paleontología (México), Memoria: 143-153.
- Archangelsky, S., Cúneo, N.R. 1991. The neopaleozoic succession from northwestern Argentina. A new perspective. En Ulbrich, H., Rocha-Campos, A.C. (Eds.). Gondwana Seven Proceedings, 7º International Gondwana Symposium (São Paulo, 1989), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo: 469-481.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., González, C.R., Sabbatini, N., Aceñolaza, G. 1987. Paleontología, bioestratigrafía y paleoecología de las Cuencas Paganzo, Callingasta-Uspallata y Río Blanco. En Archangelsky, S. (Ed.). El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba): 133-151.
- Asef, M. 2006. Petrología y geoquímica de la Granodiorita Cruz del Eje, Córdoba. Trabajo Final. Carrera de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 60 pp.
- Astini, R. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico Medio en la Precordillera del oeste argentino. Eviden-

- cias estratigráficas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526.
- Astini, R. 2009. El marco tectónico de la Glaciación carbonífera. XII Congreso Geológico Chileno (Santiago), Abstract Extendidos S10-003 (1-4): 22-26.
- Astini, R. 2014. El paleovalle de Tasa Cuna: Excepcional registro de la Glaciación Gondwánica (carbonífera). XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Relatorio 2: 1314-1316.
- Astini, R., Del Papa, C. 2012. Conclusiones del Relevamiento Geológico de Superficie sobre unidades sedimentarias Cretácicas – Neógenas de las Sierras Pampeanas de Córdoba (inédito) YPF, 121 pp. Buenos Aires.
- Astini, R, Del Papa, C. 2014. La cubierta sedimentaria paleozoica superior. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Relatorio 1: 393-419.
- Astini R., Oviedo, N. 2014. Cubierta Sedimentaria Mesozoica. Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Relatorio 1: 435-472.
- Astini R., Pezzi, L., Massei, G.A. 1993. Paleogeografía y paleoambientes del Cretácico de la Sierra de Pajarillo-Copacabana-Maza, Noroeste de Córdoba. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Tomo 1: 170-176.
- Astini R., Tauber, A., Marengo, H., Oviedo, N. 2014. Cubierta sedimentaria cenozoica (Paleógeno-Neógeno). Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Relatorio 1: 539-590.
- Azcuy, C.L., Morelli, J.R. 1970. Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo: formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(4): 405-459.
- Bain Larrahona, H.G. 1940. Estudios geológicos en la Provincia de Córdoba. YPF, Boletín 192. Buenos Aires.
- Baldo, E.G., Casquet, C. 1996. Garnet zoning in migmatites, and regional metamorphism, in the Sierra Chica (Sierras Pampeanas, Argentina). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: p. 507.
- Bellone, D.N. 2013. Geología del basamento metamórfico de la Sierra del Cuniputo-Totoralejo (Sierras Pampeanas de Córdoba), entre los 30°45' y 30°54' LS. Trabajo Final, Escuela de Geología. Universidad Nacional de Córdoba, 216 pp.
- Bellone, D.N., Murra, J. 2014. Cartografía y Petrología del Basamento Ígneo-Metamórfico del norte de la Sierra del Cuniputo, Provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 8 (3): 346-347.
- Beltramone, C.A. 2004. Caracterización estructural del piedemonte occidental de las sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana entre la Cumbre y Las Lajas, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación

Geológica Argentina 59(3): 423-432.

- Bertolino, S., Murray, H. 1996. Clasificación mineralógica y genética de los depósitos de arcillas de la provincia de Córdoba, Argentina. VI Reunión Argentina de Sedimentología y I Simposio de Arcillas (Bahía Blanca), Actas: 331-336.
- Bertolino, S.R., Poiré, D.G., Carignano, C., Dargam, M. 1997. Paleoambientes sedimentarios de los depósitos de arcillas de Los Tártagos-El Simbolar, Provincia de Córdoba, Argentina. I Congreso Latinoamericano de Sedimentología (Venezuela), Tomo 1: 73-80.
- Bertolino, S., Poiré, D.G., Carignano, C. 1999. Sedimentología de la Formación Saguión (Terciario), Córdoba. XIV Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 57-58.
- Bertolino, S.R., Poire, D.G., Carignano, C. 2000. Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55: 121-124.
- Biglia, M., Lira, R., Sfragulla, J. 2016. Nuevos datos mineralógicos, petrográficos y metalogenéticos del distrito minero Agua de Ramón, departamento Minas, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73(2): 225-241.
- Bodenbender, G. 1890. La cuenca del valle del Río Primero en Córdoba. Descripción geológica del valle del Río Primero desde la Sierra de Córdoba hasta la Mar Chiquita. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 12: 5-55.
- Bodenbender, G. 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación 1(2): 1-150. Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 19(1): 1-220.
- Bonalumi, A., Baldo, E. 2002. Ordovician Magmatism in the Sierras Pampeanas of Córdoba. En Aceñolaza, F.G. (Ed.). Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 243-256. Tucumán.
- Bonalumi, A., Gigena, A. 1984. Estudio petro estructural de la zona de La Puerta en el distrito aurífero del Río Candelaria, Dpto. Cruz del Eje, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(3-4): 161-173.
- Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J., Carignano, C., Kraemer, P., Escayola, M., Tauber, A., Cabanillas, A., Juri, E., Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores, provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 250, 123 pp. Buenos Aires.
- Bondesio, P., Pascual, R. 1981. Un *Cartiatheriinae* (Mammalia, Rodentia, Hydrochoeridae) de los calcáreos travertínicos de La Playa (Córdoba), edad y correlaciones. Ameghiniana 18(3-4):169-175.

- Brackebusch, L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha. Publicación. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cabanillas, A.M., Jeréz, D.G. 1998. Resultados de la prospección preliminar de yacimientos de wollastonita en la provincia de Córdoba, Argentina. X Congreso latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires), 3: 112-117.
- Cabanillas, A.M., Jeréz, D.G. 1999. Yacimientos de wollastonita de Córdoba. En Zappettini E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 415-417. Buenos Aires.
- Caffe, P. 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, departamentos Punilla y Cruz del Eje, provincia de Córdoba. Trabajo Final, Escuela de Geología. Universidad Nacional de Córdoba.
- Caffe, P., Baldo, E.G. 1994. El plutón trondjemítico La Fronda. Borde Occidental de la Sierra de Cuniputo. Córdoba. Argentina. VII Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2: 972-976.
- Camacho, A. 1997. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb/Sr geochronologie, final report. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.
- Camacho, A., Ireland, T.R. 1997. U-Pb Geochronology, final report. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.
- Caminos, R. 1979a. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Leanza, A.F. (Ed.). Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba: 41-80.
- Caminos, R. 1979b. Descripción geológica de la Hojas 21f, Sierra de las Minas, y 21g, Ulapes, provincias de La Rioja, Córdoba, San Juan y San Luis. Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 172.
- Caminos, R., Cucchi, R.J. 1990. Levantamiento geológico estructural de la región situada entre Villa de Soto y La Candelaria, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Córdoba. Inédito.
- Candiani, J.C., Miró, R.C., Segal, S.J. 1988. Exploración de la mina Rara Fortuna. Provincia de Córdoba, Argentina. III Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires), Tomo 3: 141-156.
- Candiani, J.C., Gaido, F., Miró, R., Carignano, C., Lopez, H. 2008. Hoja Geológica 3163-I Jesús María, provincia de Córdoba. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 314. Buenos Aires.
- Cantú, M.P. 1992. Provincia de Córdoba. En Iriondo M. (Ed.). El Holoceno en La Argentina. Tomo 1: 1-16.
- Carignano, C. 1997. Caracterización y evolución de los ambientes geomorfológicos extraserranos del noroeste de la Provincia de Córdoba durante el Cuaternario Superior. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

- Carignano, C., Dargám, R., Bertolino, S. 1996. Caracterización y probable origen de los calcretes del sector sudoriental de las Salinas Grandes de Córdoba (Argentina). XIII Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 2: 43-44.
- Césari, S.N., Gutiérrez, P.R. 2001. Palynostratigraphy of the Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24(2000): 113-146.
- Césari, S.N., Gutiérrez, P.R., Martínez, M., Popridkin, C. 1999. Primer registro palinológico de la Formación Tasa Cuna (Pérmico Inferior), provincia de Córdoba, Argentina. X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Mendoza), Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 19-22.
- Coira, B., Koukharsky, M. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 17f, Sierra Brava, provincias de La Rioja y Catamarca. Carta geológico-económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 171. Buenos Aires.
- Cornaglia, J., Jerez, D., Mosconi, G. 1988. Yacimientos de rocas de aplicación de la provincia de Córdoba, principalmente granitoideos y migmatitas graníticas. Granitos. Parte I. Departamento de Evaluación y Proyectos Mineros. Dirección Provincial de Minería, Córdoba. Inédito.
- Cornaglia, J., Millone, H., Moreno, R., Lis, E. 1992. Proyecto de investigación de la anomalía térmica de El Quicho, Serrezuela, Piedrita Blanca y su potencialidad de aprovechamiento económico. Instituto de Geología Aplicada, Córdoba. Inédito.
- Costa, C.H. 1996. Análisis neotectónico en la Sierra de San Luis y Comechingones, problemas y métodos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 2: 285-300.
- Cruz, L.E., Vucetich, M.G., Deschamps, C.M., Carignano, C.G. 2013. Primer registro de carpinchos (Rodentia, Hydrochoeridae) en la Formación Brochero, Córdoba, Argentina. Reunión Comunicaciones Asociación Paleontológica Argentina, Resúmenes: 24-25.
- Cuerda, A.J. 1973. Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(3): 293-303.
- Dalla Salda, L.H. 1987. Basaments tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics* 6(3): 249-260.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani C., Varela R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani C., Varela, R., Lopez De Luchi, M. 1995. The Famatinian Orogenic Belt in southwestern South America: granites and metamorphism: an Appalachian similitude? IX Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Resúmenes.
- Dalla Salda, L.H., Lopez De Luchi, M., Cingolani C., Varela, R. 1996. A Laurentia-Gondwana fit: Lower Paleozoic tectonics and granitoids. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración

de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 2: 435-440.

- Dalziel, I.W.D., Dalla Salda, L.H., Gahagan, L.M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian - Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 243-252.
- Dargám, R.M. 1994. Dinámica evolutiva y geoquímica de aguas y salmueras del ambiente evaporítico de las Salinas Grandes, Provincia de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 279 pp.
- Dargám, R.M. 1995. Geochemistry of waters and brines from Salinas Grandes basin, Córdoba, Argentina. I - Geomorphology and hydrochemical characteristics. *International Journal of Salt Lake Research* 3: 137-158.
- Dargám, R.M., Depetris, P.J. 1995. Mecanismos de control hidroquímico en aguas y salmueras de las Salinas Grandes, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 87-102.
- Dargám, R.M., Depetris, P.J. 1996. Geochemistry of waters and brines from the Salinas Grandes basin, Córdoba, Argentina. II. Gypsum dissolution calcite precipitation, and brine evolution. *International Journal of Salt Lake Research* 5: 81-101.
- Demange, M., Baldo, E.G., Martino, R. 1993. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). Second Symposium of Andean Geodynamic. Oxford (United Kingdom).
- D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Vegas, N., Tubía, J.M., Coniglio, J. 2006. Pliegues magmáticos en el plutón trondjemítico de La Fronda, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Geogaceta* 39: 15-18.
- Döering, A. 1882. Geología. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia).
- Drobe, M., López de Luchi, M., Steenken, A., Wemmer, K., Naumann, R., Frei, R., Siegesmund, S. 2010. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm-Nd, Pb-Pb and SHRIMP data. *International Journal of Earth Sciences* 100: 631-657.
- Ezpeleta, M., Dávila, F., Astini, R. 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Los llanos (La Rioja): una secuencia condensada Miocena en el antepaís fragmentado andino central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 171-186.
- Fagiano, M. 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comchingones, Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto, 380 pp.
- Fernández Aguilar, R. 1942. Acerca del descubrimiento de mineral de hierro en el departamento Punilla, Córdoba. Dirección de Minería y Geología. Buenos Aires. Inédito.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. 2008. The late Paleozoic ice age- A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. En Fielding, C.R., Frank, T.D. Isbell, J.L. (Eds.). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper* 441: 343-354.

- Flores, M.A. 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 1: 311-327.
- Franchini, M., Lira, R., Sfragulla, J.A. 1999. Los skarns San Marcos Sierras y La Falda: geología, mineralogía y composición de los fluidos hidrotermales. Comparación con otros skarns de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(4): 420-435.
- Furque, G. 1968. Bosquejo geológico de la Sierra de Malanzán, La Rioja. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia), Actas 1: 111-120.
- Geuna, S. 1997. Geología y paleomagnetismo de unidades cretácicas de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 263 pp.
- Gómez, G. 1998. Geología de los plutones graníticos de La Playa y Serrezuela y de manifestaciones post-magmáticas asociadas. Sierras de Guasapampa y Serrezuela, Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 186 pp.
- Gómez, G. 1999. Procesos de albitización y greisenización en el plutón La Playa, Sierra de Guasapampa, Córdoba. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1: 96-97.
- Gómez, G. 2003. El plutón de Serrezuela: Evento magmático del Carbonífero en el sector norte de la sierra de Pocho, Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(3): 283-297.
- González, R., Kawashita, K. 1972. Edades K/Ar de rocas básicas de las sierras de la Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27(2): 259-260.
- Gómez, G, Lira, R. 1994. Estudio de feldspatos potásicos del stock granítico de Serrezuela, provincia de Córdoba. II Reunión de Mineralogía y Metalogénesis (La Plata): 167-173.
- Gómez, G., Lira R. 1998. Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, Sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina 53 (3): 291-305.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista Asociación Geológica Argentina 16(1-2): 61-106.
- Gordillo, C.E. 1974. Las rocas cordieríticas de Orcoyana y Cerro Negro-Soto. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 2: 3-4.
- Gordillo, C.E. 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Tomo 53: 1-2.
- Gordillo, C.E. 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Miscelanean 68(40).
- Gordillo, C.E., Lencinas, A. 1967a. Geología y Petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. Boletín de la Acadademia Nacional de Ciencias, Córdoba 46(1).

- Gordillo, C.E., Lencinas, A. 1967b. El Basalto nefelínico de El Pungo, Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba 66(1): 109-115.
- Gordillo, C.E., Lencinas, A.N. 1972. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Leanza, A.F. (Ed.). Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1-39.
- Gordillo, C.E., Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. II Simposio de Geología Regional Argentina, Tomo 1: 577-650.
- Hungerford, N., Pieters, P.E. 1996. Magnetic interpretation: Sierra de Chepes y de Las Minas. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project, Report 29. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Hungerford, N., Lyons, P., Stuart-Smith, P.G. 1996. Magnetic interpretation - Sierras Septentrionales de Córdoba. Australian Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization, unpublished report 28. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Hünicken, M.A., Pensa, M.V. 1980. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Formación Chancaní) y de las filitas (Formación La Mermela) del bode occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 53(1-4): 255-286.
- Hünicken, M.A., Azcuy, C.L., Pensa, M.V. 1981. Sedimentitas paleozoicas. En Yrigoyen, M. (Ed.). VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis: 55-87.
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G.A. 2011. Nuevos datos geocronológicos, geoquímicos e isotópicos del batolito de Sierra Norte-Ambargasta en su sector más austral, Provincia de Córdoba. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas: 190-191.
- Iriondo, M. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina). D'orbignyana 4: 1-54.
- Jerez, D., Juri, E.A., Sofia, D. 1987. Evaluación de reservas de tonalita, Charquina, La Playa. Departamento de Evaluación y Proyectos Mineros. Dirección Provincial de Minería, Córdoba. Inédito.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science 286: 737-764.
- Kleine-Hering, R. 1986. Investigaciones geológicas, estimación de potencial minero y planificación de la explotación futura de la mina El Zinqui, Departamento Punilla, provincia de Córdoba. Banco Nacional de Desarrollo, Estudio 4: 11. Inédito.
- Laguens, A.M., Bonnin, S. 1987. Espacio, paisaje y recursos. Estrategias indígenas alternativas y complementarias en la cuenca del río Copacabana. (Dto. Ischilín, Córdoba Arg.) Sitio el Ranchito. 1.000 a.c. 1.600 d.c. Publicaciones del Instituto de Antropología. Facultad de Filosofía y Humanidades Universidad Nacional de Córdoba. XLV Nueva Época: 159-201.

- Lapidus, A., Rossi, N. 1959. Las minas de tungsteno de Aguas de Ramón, Departamento Minas, Provincia de Córdoba. Anales X, Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Latrubesse, E., Ramonell, C. 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Prov. de San Luis, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 109-112.
- Latrubesse, E., Ramonell, C., Pessio, D. 1990. La formación Las Chacras (Pre-Pleistoceno Superior): depósitos pedemontanos de la Sierra Grande de San Luis. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 105-107.
- Leguizamón, R. 1972a. Contribución al conocimiento de la Tafloflora de Glossopterídeas de Tasa Cuna, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Leguizamón, R. 1972b. Estudio Paleobotánico de la Formación Tasa Cuna, Pérmico Inferior de la Provincia de Córdoba. Ameghiniana 9(4): 305-342.
- Leguizamón, R. 1975. Hallazgo del género *Leaia* (Conchostraco) en el Pérmico Argentino. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Buenos Aires), Actas 1: 357-369.
- Leguizamón, R. 1980. Chancaní: una nueva localidad plantífera del Paleozoico de la Provincia de Córdoba, Argentina. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología (Buenos Aires). IV Simposio Carbónico-Pérmico: 103-111.
- Lencinas, A.N. 1963. Estudio geológico del flanco occidental de la Sierra Chica y del fondo del Valle de Punilla entre Biale Massé y La Cumbre. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales de Salta.
- Lencinas, A.N. 1971. Geología del Valle de Punilla entre Biale Massé y La Cumbre, Provincia de Córdoba. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 1(2): 61-70.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M., Moreno, R.S. 1996. Granitoides calcoalcalinos de arco magmático en la Sierra Norte de Córdoba. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 497.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M., Moreno, R.S. 1997. Calc-alkaline activity in the Sierra Norte-Amargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2): 157-177.
- Lira, R., Gómez, G.M., Ripley, E.M., Johnson, T.W. 1999. Regional occurrence of meteoric water alteration-mineralization systems in Devonian-Carboniferous granitoides of eastern Sierras Pampeanas of Central Argentina. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (Carlos Paz), Actas: 474-480.
- Lucero Michaut, H., Olsacher, J. 1981. Descripción geológica de la Hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 179. Buenos Aires.
- Lyons, P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. 1997. Geology and Metallogeny of the Sierras Septentrionales

de Córdoba. 1:250.000 Map Sheet, Province of Córdoba. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 27: 1-131.

- Martino, R.D. 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 174 pp.
- Martino, R.D. 1993. La faja de deformación Guamanes: petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sa. Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(1): 21-32.
- Martino, R.D., Simpson, C. 1993. Taconic (Ocoyic) age west directed ductile thrusts in basements rocks of the Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society of America, Annual General Meeting, Boston, Abstracts A-233.
- Martino, R.D., Simpson, C., Law, R.D. 1994. Ductile thrusting in Pampean Ranges: its relationship with the ocoyic deformation and tectonic significance. GCP Projectss 319/376, Nova Scotia, Abstracts.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B., Sfragulla, J.A. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la faja de deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(2): 233-247.
- Massabié, A.C. 1975. Investigaciones geológicas entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Massabié, A.C. 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina 37(2): 153-173.
- Methol, E.J. 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i, Dean Funes, provincia de Córdoba. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 88, 86 pp. Buenos Aires.
- Miró, R. 1989. La mesa La Argentina, su vinculación con fenómenos hidrotermales. Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Córdoba. Inédito.
- Miró, R., Gromet, L.P. 2005. The Famatinian orogeny in the Sierras de Córdoba, Argentina: new tectonic insights. XVI Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas en CD-ROM, trabajo N° 724, 8 pp.
- Miró, R., Torres, B. 1987. Proyecto San Ignacio. Etapa de formulación. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional de Minería y Geología, Región Centro. Centro de Exploración Córdoba. Inédito.
- Murra, J.A., Baldo, E.G. 1996. El granito de Capilla del Monte y su encajonante ígneo-metamórfico. Sierras Pampeanas de Córdoba. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 3: 499-505.
- Nebiolo, J., Juri, E. 1984. Evaluación de reservas de travertino y tonalita. Lugar: La Playa. Biblioteca de la

- Dirección de Minería. Informe Inédito, Carpeta I-18, 102 pp. Córdoba.
- Olsacher, J. 1960. Descripción geológica de la Hoja 20h, Los Gigantes, provincia de Córdoba. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 90, 57 pp. Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R., Nullo, F.E. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 265-279.
- Pankhurst, R., Rapela, C.W., Fanning, H. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-and S-Type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91: 151-168.
- Parker, G. 1968. Relevamiento de perfiles sobre las Sierras de Los Llanos (La Rioja) y faldeo noroccidental de las Sierras de Córdoba. YPF. Inédito. Buenos Aires.
- Pastore, F., Methol, E.J. 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte, provincia de Córdoba. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Minería, Boletín N° 79, 84 pp. Buenos Aires.
- Pérez, M.B., Rapela, C.W., Baldo, E.G. 1996. Geología de los granitoides del sector septentrional de la Sierra Chica de Córdoba. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 493-505.
- Petrelli, H. 1989. Prefase de Exploración. Proyecto Puigari-Monserrat. Evaluación económica. Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Córdoba. Inédito.
- Pezzi, L.I. 1992. Análisis estratigráfico y paleoambiental de las secuencias clástico evaporíticas aflorantes al noroeste de Córdoba. (Entre Copacabana Ea. El Simbolar, Ea. El Brete, Ea. de Maza). Trabajo Final de Grado. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales.
- Pieters, P., Lyons, P. 1997. Geology of the Sierras de Chepes y Las Minas. Mapa 1:250.000, Provincia de La Rioja. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 26: 1-102.
- Pinotti, L.P., D'Eramo, F.J., Demartis, M., Coniglio, J.E., Tubía, J.M. 2010. Estructuras magmáticas en granitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(4-5): 562-572.
- Prieri, A.E. 1996. Estudio petrográfico de las sierras Las Higuieritas y Copacabana, provincia de Córdoba. Dirección Nacional Servicio Geológico. Delegación Regional Centro. Inédito.
- Rabassa, J., Zárate, M., Cioccale, M., Carignano, C., Partridge, T., Maud, R. 1996. Paisajes relictuales Gondwánicos (Cretácico-Paleoceno) en áreas cratónicas de Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 4: 219.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J.M., Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.

- Rapela, C.W., Baldo, E. 2014. Las cordieritas orbiculares y masivas cámbricas del complejo El Pilón, Sierra de Córdoba: ejemplo único a nivel mundial de acumulación de cordierita vinculada a procesos magmáticos. XIX Congreso Geológico Argentino(Córdoba), Relatorio: 169-182.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A., Saavedra, J. 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwest Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. *International Geological Review* 34(11): 1081-1143.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J. 1995. Cordierites in S-type granites: restites following low pressure, high degree partial melting of metapelites. The origin of granites and related rocks, Third Hutton Symposium Abstracts. U.S. Geological Survey Circular 1129.
- Rapela, C.W., Saavedra J., Toselli A., Pellitero, E. 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 337-353.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes Cambrian continental collision in The Sierras de Córdoba. In Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.). "The Proto-Andean Margin of Gondwana". Geological Society Special Publication N° 142.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J., Fanning, C.M. 1999. U/Pb shrimp ages of Famatinian granites: New constraints on the timing, origin and tectonic setting of I- and S- Type magmas in an ensialic arc. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 264-267.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83(1-2): 49-82.
- Reguero, M.A., Candela, A.M. 2011. Late Cenozoic mammals from the northwest of Argentina. En Salfity, J.A, Marquillas, R.A. (Eds.). *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina* 411-426. Salta.
- Rimann, E. 1918. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 23: 129-202. Córdoba.
- Rimann, E. 1926. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín Academia Nacional Ciencias* 23: 9-198. Córdoba.
- Rubio, M., Bonalumi, A., Pérez, R., Sfragulla, J., Badini, R., Cuffini, S. 2001. Investigación petromineralógica de cuarzo y feldspatos alcalinos de la Provincia de Córdoba. Proyecto BID 802/OC.AR.PICT N° 1004059. Versión Digital.
- Ruskin, B.G., Dávila, F.M., Hoke, G.D., Jordan, T.E., Astini, R.A., Alonso, R. 2011. Stable isotope composition of middle Miocene carbonates of the Frontal Cordillera and Sierras Pampeanas: Did the Paranaense seaway flood western and central Argentina? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308: 293-303.

- Saavedra, J., Baldo, E.G., Pankhurst, J., Rapela, C.W., Murra, J. 1998. El granito de Capilla del Monte (Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina). Edad, geoquímica, génesis y especialización metalogénica. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica 2: 372.
- Sánchez, M.L., Villegas, M.B., Poiré, D.G. 1990. Paleogeografía del Cretácico inferior en el área de la Sierra de Los Cóndores, Provincia de Córdoba, Argentina. III Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), Actas: 235-246.
- Santa Cruz, J. 1972. Geología al este de la sierra Chica (Córdoba). Valle del Río Primero. Boletín Asociación Geológica de Córdoba I(3-4): 102-109. Córdoba.
- Santa Cruz, J. 1978. Aspectos sedimentológicos de las formaciones aflorantes al este de la Sierra Chica, Provincia de Córdoba. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23(3): 232-244.
- Sayago, J.M. 1975. Geomorfología aplicada del Valle de San Alberto (provincia de Córdoba). Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 131 pp.
- Schmidt, C.J. 1993. Neogene inversion of the cretaceous basins, Sas. Pampeanas, Argentina. Abstracts of Geological Society of America, 1993 Annual Meeting, Boston, Massachusetts.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E., Kraemer, P.E. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. In Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.). Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 341-358.
- Schreyer, W., Gordillo, C.E., Werding, G. 1979. A new sodian beryllian cordierite from Soto, Argentina, and the relationship between distortion index, Be content, and state of hydration. Contribution to Mineral Petrology 70: 420-428.
- Sesana, F.L. 1978. Contribución al conocimiento de la migmatización y sus productos. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito.
- Sfragulla, J., Jeréz, D., Bonalumi, A. 1999. Mármoles y otras rocas carbonáticas de Córdoba. En Zappettini, E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35, Vol. 1: 271-295. Buenos Aires.
- Simpson, C., Northrup, C.J. 1998. Diffusional Mass Transfer in the formations of banded gneisses: examples from the Sierras Pampeanas of central Argentina. EOS Transactions, American Geophysical Union, 79: S350.
- Sims, J.P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P., Lyons, P. 1997. Report on Geology and Metallogeny of the Sierras de San Luis and Comechingones, mapa 1:250.000, provincias de San Luis y Córdoba. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 28.

- Skirrow, R. 1997. Metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba. Mapa 1:250.000, Provincia de Córdoba. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine - Australia Cooperative Project, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Sofía, D., Ferreira Centeno, J.P. 1989. Evaluación preliminar de las manifestaciones de mineral de manganeso Mina María Rosa y roca travertínica de la Mesa La Argentina, Dto. Minas, Pcia. de Córdoba. Dirección Provincial de Minería de Córdoba. Inédito.
- Stelzner, A. 1923-1924. Contribuciones a la Geología de la República Argentina, con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° S. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (República Argentina). Tomo VIII: 1-227. Traducción: G. Bodenbender de: 1885.
- Sureda, R. 1978. Las vetas de plomo plata y cinc del distrito minero El Guaico, en la provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(4): 299-324.
- Tasch, P. 1987. Fósil Conchostraca of the Southern Hemisphere and Continental Drift. Paleontology, Biostratigraphy, and Dispersal. Geological Society of America, Memoir 165, 290 pp.
- Torres, B., Leynaud, F. 1994. Evaluación económica de las escombreras del Distrito Minero El Guaico. Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras. Inédito.
- Toselli, A.J. 1971. Petrología de los granitos al Oeste de Capilla del Monte, Provincia de Córdoba. Acta Geológica Lilloana, Tomo 11: 13. Universidad Nacional de Tucumán.
- Toselli, A.J., Dalla Salda, L.H., Caminos, R. 1992. Evolución Metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior en Argentina. En Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero América. Universidad de Extremadura, 279-309.
- Tourn, S. 1995. Informe de datación radiométrica K/Ar N° 3518. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica. Buenos Aires (inédito).
- Tourn, S. 2000. Estudio geológico del distrito wolframífero Agua de Ramón, departamento Minas, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 337 pp.
- Uribe, A., Ochoa, S. 2008. Representaciones rupestres en el noroeste de Córdoba, Argentina. Valoración patrimonial de la localidad arqueológica de La Playa. Arqueoweb. Revista sobre arqueología en internet.
- Vázquez, J.B., Capitanelli, R.G., Robles, A., Sosa, D., Sáez, M. 1979. Geografía Física de la Provincia de Córdoba. Ed. Boldt. Córdoba.
- Verdecchia, S., Baldo, E. 2004. Los esquistos con nódulos cordieríticos de la Formación Tuclame, Sierras Pampeanas de Córdoba: Relaciones de blástesis – deformación. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 415-420.
- Vullo, L.O. 1951. Informe geológico sobre la cantera de calcáreo travertínico de La Playa. Pedanía Guasapampa, Departamento Minas. Provincia de Córdoba. Dirección de Minería Córdoba. Inédito.

Willner, A.P., Miller, H. 1986. Structural division and evolution of the lower Paleozoic basement in the NW Argentine Andes. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: 1245-1255.

Yrigoyen, M.R. 1975. La edad cretácica del Grupo El Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (San Miguel de Tucumán), Actas 2: 29-56.

Zamora, E. 1990. Cartografía, génesis y clasificación de los suelos del noroeste de la Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 174 pp.

Segunda edición

Entregado: abril 2025

Validado: octubre 2025

EN PRENSA