

**PROGRAMA NACIONAL DE CARTAS GEOLÓGICAS  
DE LA REPÚBLICA ARGENTINA**

1:100.000

**HOJA GEOLÓGICA 2366-22, SIERRA DE AGUILAR**  
Provincia de Jujuy

Raúl E. Seggiaro<sup>1, 2</sup>, Raúl A. Becchio<sup>3, 4</sup>, Eulogio E. Ramallo<sup>1</sup>,  
M. Carolina Montero<sup>3, 4</sup> y Guillermo L. Albanesi<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Salta

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Salta

<sup>3</sup> Instituto de Bio y Geociencias del NOA

<sup>4</sup> Centro Científico Tecnológico CONICET Salta-Jujuy - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

<sup>5</sup> Centro Científico Tecnológico CONICET Córdoba - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional de Córdoba

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

2017  
Informe inédito

*Esta publicación debe citarse como:*

Seggiaro, R.E., Becchio, R.A., Ramallo, E.E., Montero, M.C., Albanesi, G.L.  
2017. Hoja Geológica 2366-22, Sierra de Aguilar, provincia de Jujuy. Escala  
1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero  
Argentino. Informe inédito, 60 pp. Buenos Aires.

## CONTENIDO

### RESUMEN

### ABSTRACT

#### 1. INTRODUCCIÓN

Ubicación de la Hoja y área que abarca  
Naturaleza y metodología de trabajo  
Investigaciones anteriores

#### 2. ESTRATIGRAFÍA

NEOPROTEROZOICO - CÁMBRICO INFERIOR  
Complejo Puncoviscana (1)

##### PALEOZOICO

Grupo Mesón (2)

Formación Lizoite (2a)  
Formación Campanario (2b)  
Formación Chahualmayoc (2c)

Grupos Santa Victoria y Guayoc Chico

Formación Lampazar (3)  
Formación Cardonal (4)  
Miembro inferior (4a)  
Miembro superior (4b)  
Formación Saladillo (5)  
Formación Parcha (6)  
Rocas ígneas de Guayatayoc (7)  
Formación Sepultura (8)

##### CRETÁCICO

Granito Toldo (9)  
Granitos Aguilar y Abra Laite (10, 11)  
Granito Aguilar (10a, 10b)  
Granito Abra Laite (11a, 11b, 11c)  
Granito Tusaquilla (12)  
Leucogranito (12a) - Granito porfídico (12b) - Monzogranito (12c)

Grupo Salta

Subgrupo Pirgua (13)  
Rocas ígneas básicas (13a)  
Subgrupo Balbuena (14)  
Formación Lecho (14a)

## PALEÓGENO

- Subgrupo Santa Bárbara (15)
  - Formación Mealla (15a)
  - Formación Maíz Gordo (15b)
  - Formación Lumbrera (15c)
  - Formación Casa Grande (16)
  - Formación Río Grande (17)
  - Formación Pisungo (18)
  - Ignimbrita Barrancas (19)

## CUATERNARIO

- Depósitos de abanicos aluviales (20)
- Depósitos fluviales (21)
- Depósitos glaciarios retrabajados (21a)
- Depósitos lacustres (22)
- Depósitos coluviales (23)
- Depósitos eólicos (24)
- Travertinos (25)
- Depósitos de colas de mina Aguilar (26)

### **3. TECTÓNICA**

- Estructuras
- Interpretación tectónica

### **4. HISTORIA GEOLÓGICA**

## **TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

## RESUMEN

La Hoja 2366-22 Sierra de Aguilar está localizada en la región central de la provincia de Jujuy, al oeste de la Quebrada de Humahuaca. Las localidades más importantes son el municipio de Aguilar, desarrollado alrededor de la planta y el campamento minero de Aguilar y el paraje Casa Grande ubicado al este. El área de la Hoja comprende parte de las provincias geológicas Puna y Cordillera Oriental.

La columna estratigráfica de la región comprende, de base a techo, las siguientes unidades:

- Complejo Puncoviscana, de edad paleozoica temprana, integrado por metagrauvacas intensamente plegadas con desarrollo de clivaje de plano axial;

- Grupo Mesón (Cámbrico) formado por depósitos de areniscas, cuarcitas y pelitas de colores rosados a rojizos;

- Grupo Santa Victoria, de edad ordovícica, constituido por un conjunto de unidades cuyos nombres formacionales fueron extrapolados de unidades definidas en la Cordillera Oriental y en la Puna;

- Grupo Salta, de edad cretácico-paleógena, aflora al este de la sierra de Aguilar, donde están representados los subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara;

- Granitoides cretácicos de Castro Tolay, Aguilar y Abra Laite, integrados por diferentes facies de granitos, granodioritas y sienitas calcoalcalinas;

- Formaciones Casa Grande y Río Grande, integradas por depósitos paleógenos fluviales grano y estrato crecientes;

- Formación Pisungo, asignada al Mioceno superior-Plioceno, representa los depósitos de abanicos aluviales originados durante la elevación de la sierra Aguilar en el Neógeno;

- Unidades Cuaternarias de coluvios, depósitos eólicos, lacustres, terrazas, valles fluviales y abanicos aluviales.

El relevamiento estructural realizado permitió identificar la secuencia deformacional ocurrida desde el Paleozoico inferior y caracterizar el posible evento tectónico relacionado genéticamente con la mineralización de El Aguilar. Se registraron cuatro eventos tectónicos superpuestos: 1- extensional en el Ordovícico Inferior, 2- contraccional a fines del Ordovícico, 3- extensional en el Cretácico y 4- contraccional andino.

## **ABSTRACT**

The Geological Sheet 2366-22 Sierra de Aguilar is located in the central region of the Jujuy province, west of the Quebrada de Humahuaca. The most important towns are the municipality of Aguilar, developed around the Aguilar plant and mining camp, and the Casa Grande area located to the east. The sheet area includes part of the Puna and Eastern Cordillera geological provinces.

From base to roof, the stratigraphic column of the region includes the following units:

- Puncoviscana Complex, of early Paleozoic age, composed of intensely folded metagraywackes with development of axial plane cleavage;

- Mesón Group (Cambrian), formed by sandstone, quartzite and pelite deposits of pink to reddish colors;

- Santa Victoria Group, of Ordovician age, made up of a set of units whose formational names were extrapolated from units defined in the Eastern Cordillera and in the Puna;

- Salta Group, of Cretaceous-Paleogene age, crops out east of the Aguilar mountain range, where the Pirgua, Balbuena and Santa Bárbara subgroups are represented;

- Cretaceous granitoids from Castro Tolay, Aguilar and Abra Laite, composed of different facies of granites, granodiorites and calc-alkaline syenites;

- Casa Grande and Río Grande Formations, consisting of Paleogene fluvial grain and increasing stratum deposits;

- Pisungo Formation, assigned to the upper Miocene-Pliocene, represents the deposits of alluvial fans originated during the elevation of the Aguilar mountain range in the Neogene;

- Quaternary units of colluvial, aeolian deposits, lacustrine deposits, terraces, river valleys and alluvial fans.

The structural survey carried out allowed us to identify the deformational sequence that occurred since the Lower Paleozoic and characterize the possible tectonic event genetically related to the mineralization of El Aguilar. Four superimposed tectonic events were recorded: 1- extensional in the early Ordovician, 2- contractional at the end of the Ordovician, 3- extensional in the Cretaceous and 4- Andean contractional.

## **1. INTRODUCCIÓN**

### **UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA**

La Hoja 2366-22 Sierra de Aguilar abarca parte del borde oriental de la Puna Septentrional y del borde occidental de la Cordillera Oriental en la provincia de Jujuy (departamentos Humahuaca y Cochinoca). Está comprendida entre los meridianos 65°30' y 66°00' de longitud oeste y los paralelos 23°00' y 23°20' de latitud sur. El acceso más importante es la ruta nacional 9, donde a la altura de la localidad de Tres Cruces se debe tomar el camino al sur que va hasta el campamento minero El Aguilar. A la zona del bajo de Guayatayoc se accede por la ex-ruta nacional 40 que empalma con la ruta nacional 9, entre las localidades de Tres Cruces y Abra Pampa.

El clima es continental desértico con temperaturas de invierno inferiores a los -20 °C, razón por la cual no es conveniente realizar trabajos de campo durante este período.

El área de la Hoja abarca dos provincias geológicas: la Puna, al oeste y la Cordillera Oriental, hacia el este. En el sector occidental, el bajo de Guayatayoc concentra el drenaje y los sedimentos provenientes de las serranías de Aguilar y Tusaquillas. Las cotas máximas del área se registran en la sierra Aguilar con altitudes que superan los 5000 m s. n. m. Junto a la sierra de Cajas, ubicada al sudeste, constituyen la mayor extensión de afloramientos cámbrico-ordovícicos.

Los cursos de agua que drenan la ladera oriental de la sierra Aguilar son colectados por el río Casa Grande, capturado a su vez por la quebrada de Yacoraité, afluente derecho del Río Grande de Jujuy, en la quebrada de Humahuaca. El cambio de drenaje, endorreico al oeste de la sierra Aguilar y exorreico al este, define a las cumbres de esta sierra como límite entre la Puna y la Cordillera Oriental.

En la parte central de la sierra Aguilar se encuentra en explotación el yacimiento estratiforme El Aguilar (Pb, Ag, Zn), de edad ordovícica.

Al este de la sierra de Aguilar, se erigen los cordones Huayra Huasi y Espinazo del Diablo y la sierra de Mal Paso integrados principalmente por rocas cretácicas del Grupo Salta.

### **NATURALEZA Y METODOLOGÍA DE TRABAJO**

La metodología empleada consistió en la descripción y mapeo de las unidades estratigráficas y de las estructuras principales y en el reconocimiento tanto de la sucesión estructural como de los registros sedimentarios sintectónicos para lo cual se contó con

imágenes satelitales ASTER procesadas en diferentes combinaciones de bandas. Se sintetizó la información recolectada tanto en el campo como de la bibliografía en un mapa confeccionado mediante un programa SIG.

La descripción de las unidades geológicas y estructuras fueron realizadas por diversos investigadores pertenecientes al SEGEMAR, a las universidades nacionales de Salta y de Córdoba y al CONICET.

## **INVESTIGACIONES ANTERIORES**

Se realizó una compilación de antecedentes y se tomó como base la Hoja Geológica, 1:250.000, Libertador General San Martín (González *et al.* 2002). Existen numerosos trabajos en la zona pero se enumeran una síntesis de ellos que brindan datos de estratigrafía, geología estructural, paleontología y geología de yacimientos, como los trabajos de Aceñolaza *et al.* (1968), Méndez (1973), Fernández *et al.* (1973), Pascual *et al.* (1978), Alonso *et al.* (1982), Boll y Hernández (1986), Martín (1989), Monaldi *et al.* (1993; 2008), Bond y López (1995), Rodríguez-Fernández *et al.* (1998), Deraco (2013), López-Steinmetz (2013) y Montero-López *et al.* (2016), entre muchos otros.

## **2. ESTRATIGRAFÍA**

### **NEOPROTEROZOICO - CÁMBRICO INFERIOR**

#### **Complejo Puncoviscana (1)**

##### *Antecedentes*

Los primeros antecedentes de esta unidad fueron descripciones hechas por Keidel (1910) y Nesossi (1950).

El nombre formacional fue otorgado por Turner (1960) en un trabajo regional realizado en la Sierra de Santa Victoria. Estos depósitos son equivalentes a los descritos por Harrington (1975) bajo la denominación de depósitos del Ciclo Pampeano.

Salfitty *et al.* (1975) consideran a esta formación como parte integrante del Grupo Lerma. Omarini (1982) realizó un análisis integral de la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca en la Cordillera Oriental y parte de la Puna, mientras que Mon y Hongn (1988) analizaron aspectos estructurales del basamento separándolo en fajas diferentes, donde el término Formación Puncoviscana se restringe sólo a la Faja Oriental. El área cubierta

por la Hoja se incluye en la Faja Occidental de metamorfitas de bajo grado (Mon y Hongn, 1988).

#### *Distribución areal*

Los afloramientos se restringen al extremo suroriental de la Hoja en una faja angosta y elongada, cortada transversalmente por la quebrada del río Yacoraite.

#### *Litología*

Está integrada por grauvacas y pelitas leptometamorfizadas de colores gris violáceo y gris verdoso oscuro. Los bancos arenosos intercalan con pizarras. El bajo grado metamórfico permite observar estructuras primarias entre las que dominan la laminación paralela y las ondulitas.

Se caracteriza por la presencia de pliegues apretados tipo chevron con desarrollo de clivaje de plano axial. Asociados a los pliegues se encuentran grietas extensionales rellenas con venas de cuarzo.

#### *Relaciones estratigráficas*

Constituye el basamento de la región, razón por la cual solo es posible observar la relación por discordancia angular con el Grupo Mesón.

#### *Edad*

Sobre la base del hallazgo de trazas fósiles Mirré y Aceñolaza (1972), Aceñolaza y Durand (1973) y Aceñolaza *et al.* (1999) propusieron una edad cámbrica temprana. En el mismo sentido, otros autores (Alonso y Marquillas, 1981; Omarini *et al.*, 1999; Buatois y Mangano, 2005) registraron trazas fósiles en el Grupo Mesón que indican edad cámbrica inferior, por lo que la edad de sedimentación del basamento alcanzaría la parte más baja del Cámbrico (Nemakitiano).

Dataciones realizadas en la localidad tipo de la Formación Puncoviscana sobre tobas intercaladas en las facies sedimentarias, obtuvieron edades de 536 Ma y 537 Ma (Escayola *et al.*, 2011).

## PALEOZOICO

### **Grupo Mesón (2)**

### *Antecedentes*

Las rocas del Grupo Mesón fueron presentadas en un mapa geológico elaborado por Hausen (1925) bajo el nombre informal de *cuarcitas de alta montaña*. Luego, Keidel (1943) las describió en la quebrada del Toro como areniscas inferiores (K1) medias (K2) y superiores (K3).

El Grupo Mesón y las formaciones Lizoite, Campanario y Chahualmayoc, que lo integran, fueron definidos por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria. Sánchez (1984) realizó un estudio sedimentológico y paleogeográfico de la cuenca a nivel regional.

### *Distribución areal*

Los afloramientos del Grupo Mesón se restringen al extremo sureste de la Hoja en la Sierra de Mal Paso, dispuestos en una faja angosta y alargada con rumbo nortesur ubicada próxima a las nacientes del río Yacoraite.

### *Relaciones estratigráficas*

El Grupo Mesón se apoya sobre la Formación Puncoviscana por medio de una discordancia angular que marca la fase diastrófica Tilcárca. Los estratos ordovícicos suprayacentes están en contacto por medio de una discordancia erosiva marcada a escala de afloramiento por un cambio muy brusco de facies a partir de una superficie irregular.

### *Edad*

La relación estratigráfica discordante del Grupo Mesón sobre el Complejo Puncoviscana y la presencia de trazas fosiles (Alonso y Marquillas, 1981; Omarini *et al.*, 1999; Buatois y Mángano, 2005) indican una edad comprendida entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio.

### *Litología*

#### **Formación Lizoite (2a)**

Está integrada por un conglomerado basal con clastos de cuarzo y leptometamorfitas de la Formación Puncoviscana inmersos en una matriz arenosa de color rojo violácea con cemento silíceo. Debido al aspecto que le confieren los clastos de cuarzo bien

redondeados dispuestos en una matriz rojiza se la denomina informalmente como "conglomerado mortadela".

En la parte superior de esta formación se suceden cuarcitas y areniscas silicificadas de colores blancos, rosados y grisáceos dispuestas en estratificación mediana. Presentan estratificación interna entrecruzada y geometría de bancos acuñaados.

Según Sánchez y Salfity (1990), esta unidad corresponde a un ambiente de transición litoral marino con dominio de corrientes unidireccionales.

### **Formación Campanario (2b)**

Se compone de cuarcitas y areniscas silíceas finas a medianas de colores pardo rojizo, morado y gris verdoso. Estos bancos presentan arreglos de laminación paralela a entrecruzada y geometría externa sigmoidal.

Se intercalan niveles pelíticos de colores verdes y violáceos dispuestos en bancos de escasos centímetros a dos metros de espesor con laminación paralela fina. Los bancos arenosos se caracterizan por presentar una intensa bioturbación.

Corresponde a un ambiente marino de plataforma somera.

### **Formación Chahualmayoc (2c)**

Areniscas y cuarcitas medianas a finas, rosadas y blanquecinas, con escasas intercalaciones de pelitas. Presentan estratificación gruesa dispuesta en bancos acuñaados en los que se destaca la abundante presencia de skolithos.

Representa un ambiente marino litoral.

## **Grupos Santa Victoria y Guayoc Chico**

### **Formación Lampazar (3)**

#### *Antecedentes*

Keidel (1943) reconoció las unidades del Ordovícico Inferior en el área comprendida entre la quebrada de Barreal y el Gólgota. Esta unidad fue definida por Harrington (1957) en la quebrada de Lampazar, afluente del río Toro. Entre otros trabajos se destacan los estudios paleontológicos realizados por Tortello y Aceñolaza (1993) y sedimentológicos por Moya (1999).

### *Distribución areal*

Aflora en el ángulo suroriental de la Hoja sobre la quebrada de Yacoraite. Otros afloramientos de pelitas oscuras en la parte central de la sierra Aguilar y en la sierra de Cajas fueron adjudicados en trabajos anteriores a la Formación Saladillo. En este trabajo se los incorporó en la Formación Lampazar en base a relaciones estratigráficas y a hallazgos paleontológicos realizados por Rao y Flores (1998) que indican una posición más alta en la columna.

### *Litología*

Es una secuencia homogénea de limolitas y lutitas fangosas, limosas y limoarenosas con intercalaciones de grauvacas. Los colores de esta unidad son oscuros con abundancia de lutitas negras aunque existen bancos grises oscuros y verdosos. En algunas partes de la cuenca las facies negras presentan sulfuros autigénicos, sulfatos y carbonatos diseminados (Moya, 1999).

La base de la columna estratigráfica regional de esta unidad pertenece al Cámbrico superior tardío (Moya y Monteros, 2000).

### *Relaciones estratigráficas*

Se apoya sobre las cuarcitas de la Formación Chahualmayoc mediante una discordancia erosiva asignada a la Fase Iruya. Sobreyace a esta unidad la Formación Cardonal en relación concordante y transicional. La edad determinada por bioestratigrafía

### *Edad*

La edad de esta unidad fue determinada como Cámbrica superior alto a partir de registros fósiles (Tortello y Aceñolaza, 1992; Tortello *et al.*, 1999). Ortega y Rao (1995) ubicaron el límite Cámbrico-Ordovícico en la Formación Lampazar en base a la primera aparición de *C. lindstromi* sucedida de *J. Keideli* y *R. parábola*.

## **Formación Cardonal (4)**

### **Miembro inferior (4a)**

### **Miembro superior (4b)**

### *Antecedentes*

La Formación Cardonal, cuyo nombre formacional fue otorgado por Harrington (1975), está integrada en la región por una potente serie cuarcítica aflorante en las sierras de Cajas y Aguilar. Fueron descritas por Aceñolaza (1968) bajo el nombre de Formación Padrioc.

#### *Distribución areal*

La Formación Cardonal aflora en la parte cuspidal de la sierra de Cajas, donde ocupa el núcleo de un anticlinal, en las quebradas Padrioc, en la ladera oriental de la sierra Aguilar, de Agua Chica y Quera, en la ladera occidental y en el tramo superior de la quebrada de Yacoraite.

#### *Litología*

El miembro inferior (4a) de esta unidad está formado por litosomas de cuarcitas blanquecinas rosadas y grises de granulometría fina, dispuestas en estratificación mediana a gruesa. Los bancos tienen geometría lenticular de 1 a 2 m de espesor. Intercalan en forma esporádica areniscas laminadas de granulometrías variables dispuestas en lentes delgadas con abundantes trazas fósiles, especialmente skolithos. Las areniscas y cuarcitas presentan laminación interna entrecruzada, paralela y de espina de pez.

El ambiente de esta unidad corresponde a una plataforma inter a submareal.

El conjunto tiene una potencia de 525 m en la quebrada Padrioc.

En la quebrada La Vizcachera, el miembro inferior está integrado por potentes bancos de cuarcitas blanquecinas y areniscas cuarzosas de colores verdosos y grises, entre 30 cm a 50 cm de espesor. La geometría de los estratos es acuñada con superficies de base y techo planos. Tienen estructura interna paralela de alta energía. En el techo presentan rasgos de bioturbaciones.

La parte superior de las cuarcitas y areniscas se caracteriza por la presencia de un banco arenoso con estructuras lobuladas de arena en el techo, que en parte se asemeja a un conglomerado intraformacional en el que los clastos y la matriz son de la misma composición. En la parte superior los bancos de cuarcitas están deformados con escasas intercalaciones de pelitas, sobre los que se apoya un banco de coquina de 2 m de espesor.

El miembro superior (4b) de la Formación Cardonal, que aflora en la sierra de Cajas, está integrado en los primeros 20 m de la base por pelitas negro grisáceas, verdosas o amarillentas.

Entre los 20 y 50 m de espesor, dominan las pelitas oscuras e intercalan escasos bancos de areniscas verdosas laminadas y delgados horizontes calcáreos.

En la parte media de la secuencia hay lutitas micáceas que intercalan con abundantes bancos de cuarcitas. Hacia el tercio superior, las pelitas son de coloración verde oliva y presentan intercalaciones de areniscas y grauvacas. En los últimos 30 m aumenta la participación de cuarcitas blanco grisáceas con intercalaciones de areniscas laminadas verdosas que pasan lateralmente a calizas. El conjunto presenta un espesor de 178 m. Se destaca la abundante cantidad de trilobites, como *Parabolina argentina*, *Geragnostus vilonii*, *Gallagnostus bolivianus*, *Beltella ulrichi* (Cardonal medio), *Angelina hyeronimi*, *Parabolinella argentinensis* y *Plicatolina scalpata*.

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

La Formación Cardonal es concordante con la Formación Lampazar en la base y con la Formación Saladillo en el techo.

Las especies de trilobites y conodontos registrados en esta unidad permitieron acotarla entre el Cámbrico superior y el Tremadociano medio (Tortello *et al.*, 1999; Moya y Monteros, 2000).

### **Formación Saladillo (5)**

#### *Antecedentes y distribución areal*

El nombre formacional fue asignado por Harrington (1957).

Esta unidad ocupa la parte central de la sierra Aguilar comprendida entre los granitos de Abra Laite y Aguilar. En la sierra de Cajas la Formación Saladillo integra las partes basales de las laderas oriental y occidental.

#### *Litología*

Los niveles basales están representados por conglomerados polimícticos con abundantes clastos angulosos de pelitas negras y de cuarcitas muy redondeadas inmersos en matriz de arenisca gruesa a mediana. Están dispuestos en bancos lenticulares de espesores que varían entre 0,20 m y 2 m. En las quebradas Río Grande,

Despensa y Abra Toro, los conglomerados están asociados a olistostromas de cuarcitas provenientes de la Formación Cardonal que tienen decenas de metros de diámetro y estructuras de *slumps* que afectan a los bancos pelíticos que incluyen los olistolitos y olistostromas. En la quebrada Despensa, los bancos de conglomerados finos a medianos, los olistostromas y los *slumps* se intercalan en la estratificación de areniscas finas y pelitas en un espesor de aproximadamente 200 m que desaparecen lateralmente pasando a una secuencia granodecreciente de areniscas y pelitas negras. Los niveles conglomerádicos de la base de esta formación fueron utilizados como nivel guía en la correlación estratigráfica. Sobre los conglomerados basales, se disponen areniscas micáceas intercaladas con pelitas oscuras con frecuentes estructuras de *slumps*. Las areniscas finas presentan abundante pirita oxidada, tienen estructura interna de antidunas, laminación paralela de alto régimen y estructuras de espina de pez. Los bancos arenosos más potentes llegan a 50 cm de espesor. Se acuñan lateralmente, presentan base erosiva y, en algunos casos, ondas de fondo. Los niveles pelíticos próximos a la base de la Formación Saladillo contienen depósitos sedimentarios exhalativos (SEDEX) que integran la mina Esperanza del yacimiento El Aguilar (Martín, 1989). En el tercio superior de esta unidad dominan pelitas negras con intercalaciones de estratos arenosos más delgados que en el tercio basal y de escasos bancos de calizas. La secuencia observada está separada en ciclos grano y estrato decrecientes y presenta un espesor aproximado de 200 metros.

Esta unidad fue descrita en la quebrada Amarilla de la sierra de Cajas por Aceñolaza (1968) bajo el nombre de Formación Cardonal, donde observó que la secuencia se inicia con 10 m de areniscas gris verdosas laminadas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas blanquecinas. Estas tienen impresiones de cruzianas furcífera. Continúan 30 m de arenisca laminada gris verdosa en partes amarillentas en las que se intercalan bancos cuarcíticos blanquecinos. Tienen intercalaciones de espesores de hasta 50 cm de calizas fosilíferas gris oscuras que contiene *Lloidia douglasi*, *Oorthis christiana* y *Lingulella ferruginea*.

Continúan 10 m de areniscas finas laminadas, verde grisáceas que contiene abundantes restos de *Kainella meridionalis*, asignada a la Formación Saladillo por Moya y Monteros (2000).

Los 50 m superiores están integrados por areniscas laminadas verdosas con abundantes intercalaciones cuarcíticas más claras.

El espesor de esta unidad en la sierra de cajas alcanza los 100 m, pero la presencia de una falla en su parte superior impidió determinar el espesor total.

La presencia de *Kainella meridionalis* en estos sedimentos permite asignarle una edad tremadociana inferior según Moya y Monteros (2000), razón por la cual los autores sugieren incorporar esta secuencia en la Formación Saladillo.

En la quebrada Vizcachera, la Formación Saladillo está integrada por una secuencia rítmica de areniscas medianas a finas y pelitas verdes dispuestas en bancos de 3 a 15 centímetros. Los estratos tienen geometría plano paralela y presentan estructuras internas de laminación paralela y *hummockys*. Las estructuras *hummocky* abundan en la base de bancos arenosos los que en algunos casos erosionan los bancos inferiores. Intercalan estratos de coquinas integrados mayoritariamente por fragmentos de braquiópodos dispuestos en matriz de arenisca gruesa. Estos bancos están asociados a niveles arenosos con estructuras internas paralela de alta energía y *hummockys*.

El ambiente de depositación de esta formación corresponde a una plataforma proximal a distal dominada por tormentas.

#### *Relaciones estratigráficas*

Se apoya sobre la Formación Cardonal mediante una discordancia erosiva manifiesta a partir de un conglomerado de base y de potentes bancos con olistostromas. La Formación Parcha, suprayacente, es concordante.

#### *Edad*

La Formación Saladillo fue identificada en la quebrada Río Grande sobre la base del hallazgo de conodontes en calizas (Rao y Flores, 1998).

Ortega y Albanesi (2002) y Albanesi y Ortega (2002) mencionan asociaciones de conodontofaunas del Tremadociano inferior alto y superior bajo, en localidades cercanas de la quebrada del Toro.

### **Formación Parcha (6)**

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue descrita en la región con el nombre de Formación Acoite por diferentes autores (Martín, 1989; Aceñolaza, 1967). A la luz de las últimas interpretaciones de la columna estratigráfica regional realizada por Moya y Monteros

(2000), se reasignan los estratos descritos inicialmente como Formación Acoite en las sierras Aguilar y de Cajas, a la Formación Parcha (Harrington, 1957).

#### *Distribución areal*

La Formación Parcha aflora entre la sierra de Cajas y el Espinazo del Diablo, a lo largo del río Cajas y al pie de la ladera oriental de la sierra de Cajas.

#### *Litología*

Está integrada por areniscas y pelitas de colores grises, verdosos y amarillentos con abundante contenido de cubos de pirita y escasas intercalaciones de bancos carbonáticos oscuros y niveles interestratificados de baritina en las proximidades de la mina Blancaflor (Martín, 1989). Fue identificada en las nacientes del río Despensa y en los tramos austral y septentrional de la sierra Aguilar por medio de una variada fauna de edad arenigiana (Martín, 1989).

En el flanco oeste de la sierra de Cajas se observó la presencia de coquinas con braquiópodos y trilobites intercaladas en pelitas verdes y grises.

Aceñolaza (1968) describió esta unidad en la quebrada Amarilla como miembro lutítico inferior de la Formación Acoite. Tiene 165 m de espesor, está integrado por pelitas micáceas amarillentas y verdosas con laminación paralela en el que se intercalan escasas areniscas cuarcíticas verdosas dispuestas en bancos de geometría tabular.

Las areniscas son medianas a finas de coloración verde grisácea, tienen un espesor aproximado de 50 metros. Contiene restos de *Didimograptus deflexus*, *Tetragraptus quadribraquiatus* y *Tetragraptus bigsbyi*, entre otros.

El espesor total estimado para esta unidad es de 165 metros.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Parcha es concordante con la Formación Saladillo infrayacente y con la Formación Sepultura con la cual presenta un pase transicional hacia el techo.

#### *Edad*

En base a la graptofauna encontrada en la sierra de Cajas, Toro (1993) le asigna una edad arenigiana temprana a los niveles basales de la Formación Acoite, la cual fue posteriormente asignada a la Formación Parcha por Moya y Monteros (2000).

## **Rocas ígneas de Guayatayoc (7)**

### *Antecedentes*

Corresponde a las rocas magmáticas incluidas en la Faja eruptiva de la Puna por Méndez *et al.* (1973) y a las facies magmáticas de la Formación Acoite descritas por Coira (1979).

### *Distribución areal*

Se distribuye al oeste de la sierra Aguilar integrando un conjunto de pequeños cerros elongados en dirección norte-sur dispuestos en la parte central de la depresión de Guayatayoc.

### *Litología*

Están integradas exclusivamente por rocas subvolcánicas de composición dacítica con abundantes fenocristales de cuarzo, en algunos casos azulados, plagioclasas bien desarrolladas y biotitas alteradas, inmersos en una matriz microcristalina. Se destaca la presencia de fragmentos de rocas de caja sedimentaria y de hialoclastos de la misma roca integrando *pseudofiammes*. Las *pseudofiammes* ponen en evidencia un proceso de fragmentación de masas lávicas incandescentes en contacto con agua.

El conjunto presenta una foliación secundaria muy marcada que le imprime un aspecto marcadamente anisótropo. La foliación dominante es disyuntiva grosera anastomosada suavemente plegada. Los planos de foliación están cortados por venas de cuarzo.

### *Relaciones estratigráficas*

Las relaciones con unidades circundantes no han sido observadas en el área de la Hoja dado que esta unidad se encuentra aislada en la depresión de Guayatayoc. No obstante, se infiere su carácter intrusivo a partir de litoclastos de la roca de caja incorporados en la masa ígnea.

### *Edad*

Por su similitud con los granitoides que integran la Formación Oire, datados por Bahlburg *et al.* (2016) en áreas cercanas, se le asigna a estas rocas una edad ordovícica media a superior.

## **Formación Sepultura (8)**

### *Antecedentes*

El nombre de esta unidad proviene de la descripción de Harrington y Leanza (1957) como Calizas Sepultura en la quebrada de Purmamarca. Aceñolaza (1969) describe sedimentitas verdes y rojizas en las proximidades del Espinazo del Diablo adjudicándole el nombre de Formación Sepultura.

### *Distribución areal*

Se restringe a pequeños afloramientos a lo largo del río Cajas, en el tramo comprendido entre la sierra de Cajas y el Espinazo del Diablo.

### *Litología*

Areniscas micáceas finas y pelitas de coloración morada rojizo borravino. Intercalan bancos calcáreos amarillentos. La estratificación es fina con bancos tabulares continuos. Presenta rasgos de oleaje de interferencia en forma de caja de huevo y bioturbaciones de skolithos. Algunos bancos presentan estructuras de *hummockys*. Esta unidad corresponde a un ambiente de plataforma intermareal media.

El espesor estimado para esta unidad es de 80 metros.

### *Relaciones estratigráficas*

La formación Sepultura es concordante con la infrayacente Formación Parcha. Se apoyan sobre la Formación Sepultura los estratos conglomerádicos del Subgrupo Pirgua mediante una discordancia suavemente angular.

## CRETÁCICO

## **Granito Toldo (9)**

### *Antecedentes y distribución areal*

Fue estudiado por Martín (1989), quien le dio el nombre de Granito Toldo.

Aflora en la cumbre del cerro Toldo, ubicado al norte de la quebrada Vicuñaayoc en el extremo norte de la Hoja.

### *Litología*

Se trata de un cuerpo intrusivo con textura porfírica integrado por fenocristales euhédricos bien desarrollados de plagioclasas, feldespatos rosados, piroxenos y cumulatos de mafitos dispuestos en una matriz microcristalina.

Al norte de la quebrada Vicuñayoc aflora una aureola de skarn con alteración de sílice y feldespatos que pasan a caolinita y desarrollo secundario de cristales de cuarzo.

Martín (1989) caracterizó a este cuerpo como un stock granítico cuarzo monzonítico alcalino.

### *Relaciones estratigráficas*

El cuerpo subvolcánico intruye sedimentitas ordovícicas de la Formación Parcha.

### *Edad*

Turner y Salfity (1977) determinaron varias edades para estas rocas que según Martín (1989) dan un promedio de  $118 \pm 10$  Ma.

## **Granitos Aguilar y Abra Laite**

### *Antecedentes*

Los granitos de Aguilar y Abra Laite fueron mencionados en trabajos realizados por Brackebusch (1883), Hausen (1925), Sgrosso (1943), Spencer (1950), Angelelli (1950), Groeber (1952), Reverberi (1968), Turner (1970), Méndez (1974), Méndez *et al.* (1979) y Galliski y Viramonte (1988). Estudios detallados sobre la petrografía y distribución de distintas facies en el granito de Aguilar se presentan en Lanfranco (1972), Brodtkorb *et al.* (1978) y Zappettini (1989).

### *Distribución areal*

Ambos cuerpos afloran en la parte media de la sierra de Aguilar, separados por un tabique de rocas metamórficas de contacto. El cuerpo granítico de Aguilar, forma un stock de 8 km de largo, se ubica en la ladera oriental de la sierra, está limitado al este por la falla de Aguilar Este y hacia el oeste por secuencias sedimentarias y metasedimentarias del Ordovícico inferior.

El granito de Abra Laite, de mayor superficie (70 Km<sup>2</sup>), se emplaza en la ladera occidental de la sierra, el borde oriental llega hasta el filo de la sierra de Aguilar, donde

intruye unidades de las formaciones Cardonal y Saladillo, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto.

### **Granito Abra Laite (10)**

Según Zapettini (1989), las facies del granito de Abra Laite son equivalente en forma general con las del batolito Compuesto de Tusaquillas. Las facies presentes son (Zapettini, 1989): b2 leucogranito de dos micas, b1 monzogranito biotítico, microgranítico (en diques menores de estructura granosa fina), lamprófiros (diques de color gris castaño oscuro), sienogranito fayalítico, granito granatífero y granito rapakivi.

El leucogranito es de color blanco amarillento, equigranular a levemente porfírico, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita y andalusita con bordes transformados en agregados de mica blanca.

La facies de monzogranito constituye la facies principal del stock de Abra Laite. Es de grano grueso, con textura porfírica a levemente porfírica, color amarillento a marrón claro. Compuesta por fenocristales de cuarzo, ortoclasa perfitica, oligoclasa y biotita en microfenocristales. Son comunes nódulos de turmalina, con disposición radial (soles), con tamaños que varían entre 5 a 20 cm de diámetro. En algunos sectores la concentración de los nódulos es muy alta, llegando a conformar una facies de borde que se puede discriminar del monzogranito normal. La turmalinización es importante en el borde occidental del stock.

Los microgranitos conforman diques de distintos tamaños, son de grano fino, equigranular y color rosado claro. Están compuestos por abundante cuarzo, ortoclasa perfitica, oligoclasa y cristales pequeños de biotita. Como accesorios son notables la sillimanita y andalusita, asociados con muscovita.

Zapettini (1989) menciona la presencia de sienogranito fayalítico, roca porfírica de color rosado verdoso, textura porfírica, compuesta por fenocristales de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y biotita, inmersos en una matriz afanítica integrada por los mismos minerales. Asociado con la biotita hay olivinos parcialmente serpentinizados.

Los granitos granatíferos se encuentran como enclaves en la facies de monzogranito biotítico, son equigranulares de grano fino. A su vez incluyen enclaves de microdioritas.

Los granitos rapakivi, tienen textura porfírica y algunos presentan aspectos subvolcánicos con una matriz afanítica de grano muy fino.

### *Edad*

Dataciones publicadas para el granito de Abra Laite por Méndez *et al.* (1974) de  $220 \pm 10$  y  $80 \pm 5$  Ma y de  $147 \pm 10$  Ma en biotita (K-Ar) y por Turner y Salfity (1977) permiten integrar los dos stocks graníticos de la sierra a un mismo ciclo magmático, con distintos pulsos de intrusión.

### **Granito Aguilar (11)**

El stock granítico presenta diferentes facies (Brodtkorb *et al.*, 1978): granodiorita hornblendo - biotítica; granito Rapakivi - granitos porfíricos - microgranitos; monzonitas, dioritas, gabros, tonalitas; granito alcalino, aplitas, pegmatitas y diques de lamprófiros. La granodiorita hornblendo - biotítica es la facies 11 principal, presenta una amplia variedad textural, tiene pasajes transicionales a facies de granito biotítico y otras de composición más básicas. Es intruída por facies de granito biotítico. La textura varía entre equigranular a porfírica. Está compuesta por ortoclasa perítica, oligoclasa, cuarzo y hornblenda y biotita.

El granito biotítico, levemente porfírico, está compuesto por microclino, cuarzo, oligoclasa y biotita.

Las facies 11b más básicas se distribuyen en forma discontinua a lo largo de la zona media del stock, conformando una faja submeridional. Está conformada por monzonitas, dioritas, gabros y tonalitas, son cuerpos irregulares, intruídos en un estadio sinmagmático en las facies de granodiorita y granito biotítico. Entre ambas facies se producen fenómenos de mezcla mecánica de los magmas de composiciones contrastantes.

La facies 11c de granito rapakivi - granitos porfíricos - microgranitos conforman el borde oriental y norte del intrusivo. La característica principal es la presencia de fenocristales de microclino perítico rodeados por un manto continuo de oligoclasa y de ovoides de feldespato potásico. La facies de rapakivi tiene una distribución irregular y pasa transicionalmente a microgranitos y granodioritas. En algunos sectores se encuentra bastante alterada.

Al norte del viejo campamento minero El Molino, el sector sudeste del stock, aflora un pequeño cuerpo de granito alcalino, que es una variedad facial del granito biotítico.

Es importante la presencia de diques de rocas lamprófiros de 2-4 m de espesor, intruyen todas las facies mencionadas anteriormente, al igual que los diferenciados aplíticos y escasas pegmatitas. El emplazamiento de estos diques está controlado por estructuras con desplazamiento subhorizontal. Los diques de pegmatita son ricos en

minerales accesorios, tales como fluorita, pirita, molibdenita, helvina, turmalina, granate, rubelita, flogopita, apatita y calcopiritita (Brodtkorb *et al.* 1978; Martín, 1989).

### *Edad*

Existen varias edades obtenidas para el granito de Aguilar, por los métodos K-Ar y Rb-Sr, que varían entre 110 y 200 Ma (Halpern y Latorre, 1973; Stipanovic y Linares, 1975; Linares y Latorre, 1975; Linares 1981; Turner 1977). Se toma como edad de emplazamiento del granito Aguilar la de  $144 \pm 10$  Ma obtenida por Linares (1981) mediante el método K-Ar sobre biotita.

## **Granito Tusaquilla (12)**

### *Antecedentes*

Fue descrito parcialmente por Kittl y Kittl (1965), estudiando las mineralizaciones de tungsteno de Tusaquillas y Linquinaste. Las rocas granitoideas fueron definidas formalmente por Méndez (1974). Durante el desarrollo del plan NOA I, se realizaron algunas descripciones petrográficas y se describió al intrusivo de Tusaquillas como un cuerpo granítico de edad silúrica de composición subalcalina. Turner *et al.* (1979) mediante dataciones K-Ar determinaron edades de  $147 \pm 10$  y  $96 \pm 5$  Ma y consideraron al stock de Castro Tolay como una variación de facies del granito de Tusaquillas del Cretácico Inferior.

La CNEA realizó trabajos de exploración con muestreos y determinaciones radimétricas.

Galliski y Viramonte (1988) definieron al cuerpo principal de Tusaquillas como un granito asociado a cuerpos menores dioríticos a monzodioríticos.

El primer estudio de detalle de los granitoides de Tusaquillas fue realizado por Zappettini (1989), con un mapa detallado, datos de petrografía, geoquímica y geocronología. En este trabajo se diferencian las rocas del batolito granítico de Tusaquillas de las del Stock de Castro Tolay y se definen dos fases magmáticas principales, seguidas por un importante cortejo filoniano.

Cristiani *et al.* (1999) describieron dos cuerpos que conforman este complejo; a) Stock Castro Tolay: datado en  $152 \pm 2$  Ma, constituido por gabro-norita y cuarzomonzonita, cuyo quimismo indica una serie transicional metaluminosa a alcalina. b) Batolito Tusaquillas: posee mayores dimensiones que el anterior intrusivo y lo componen rocas graníticas de

carácter peraluminoso ( $145 \pm 1$  Ma a  $140 \pm 1$  Ma, Rb/Sr sobre roca total – plagioclasa y biotita). Los datos petrográficos, químicos e isotópicos, indican que las rocas del Stock Castro Tolay tienen origen mantélico, en tanto que para el Batolito Tusaquillas indican una fuente de características corticales (Cristiani *et al.*, 1999).

En este trabajo la denominación de granito Tusaquillas se corresponde con las de Batolito Compuesto de Tusaquillas (Méndez, 1974) y Batolito de Tusaquillas (Cristiani, 1998).

#### *Distribución areal*

Los afloramientos componen el cuerpo principal de la sierra de Alfar o sierra de Tusaquillas. Están limitados hacia el este por la laguna de Guayatayoc y hacia el oeste, fuera de la Hoja, por sedimentitas ordovícicas. Hacia el norte constituye afloramientos menores, conformando cerros aislados.

#### **Leucogranito (12a) - Granito porfídico (12b)**

Se integran tres facies principales; monzogranito, monzogranito porfídico y un granito alcalifeldespático.

*El monzogranito* es una roca de grano medio, color blanco a levemente marrón, textura equigranular xenomórfica, compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa, forma intercrecimientos gráficos con los feldespatos potásicos e inclusiones en los otros minerales. La ortoclasa es perfitica y está fuertemente alterada a caolín. La plagioclasa es oligoclasa ( $An_{20-25}$ ), alterada a sericita y caolín, la sericita se concentra en el núcleo de la plagioclasa. El único mafito presente es la biotita alterada a clorita, incluye minerales opacos según el clivaje. Los accesorios son apatita, zircón y opacos.

*El monzogranito porfídico* tiene color blanco a gris con tonalidades marrones, es de grano medio, textura porfídica con megacristales de plagioclasa. Está compuesto por fenocristales de oligoclasa ( $An_{20}$ ) inmersos en una matriz de cuarzo, feldespatos y biotita. La ortoclasa en la matriz está fuertemente alterada a caolín, también hay escasos individuos de microclino. La biotita se altera a muscovita y clorita. Se observan escasos agregados de epidoto de grano fino. Los minerales accesorios son zircón, topacio y andalusita.

*El granito alcalifeldespático* se localiza próximo al contacto con el Stock Compuesto Castro Tolay, que se correspondería con la zona de techo del batolito (Zappettini, 1989).

Es una roca de color blanco, con tonos marrones, textura equigranular, de grano medio a grueso, compuesta por abundante cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa, presenta fracturamiento e indicios de deformación dúctil con generación de subgranos y nuevos granos. El microclino es perfitico y está fuertemente alterado. La plagioclasa es de composición albítica ( $Ab_5$ ) también está muy alterada a sericita y caolín. Los accesorios, son zircón, apatita, minerales opacos y turmalina.

Otro granitoide presente es un *Pórfiro granítico* (Zappettini, 1989), que se localiza en el núcleo del batolito, constituye aproximadamente el 15 % del total de los afloramientos. Corresponde a una roca compacta, de color gris mediano, textura porfírica donde se destacan fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. Los fenocristales de cuarzo son límpidos, con fracturamiento y trenes de inclusiones fluidas secundarias. El feldespato potásico es ortoclasa perfitica, alterada a caolín y en parte sericitizada; los bordes de los fenocristales están corroídos por la matriz donde están inmersos. Es posible observar en algunos afloramientos, escaso fenocristales de plagioclasa (oligoclasa,  $An_{23}$ ). La matriz del pórfiro es microgranuda xenomórfica, constituida por cuarzo, oligoclasa, ortoclasa con textura gráfica y biotita que pasa a muscovita. Los accesorios son zircón, abundante apatita y titanita, turmalina y andalusita con bordes sericitizados.

Intrusivos menores y diques micrograníticos ampliamente distribuidos en toda la sierra, intruyen al leucogranito de dos micas y al monzogranito biotítico. Es una roca de color blanco a gris claro, de grano fino, textura equigranular, compuesta por abundante cuarzo, microclino perfitico con fuerte alteración a caolín, escasa ortoclasa oligoclasa ( $An_{15}$ ) con alteración a sericita, biotita y muscovita. La biotita en algunos casos está ausente. Los minerales accesorios son zircón, apatita, baritina intersticial y cristales subhedros de andalusita.

### *Edad*

Turner *et al.* (1979) mediante dataciones K-Ar determinaron edades de  $147 \pm 10$  y  $96 \pm 5$  Ma y consideraron al Stock de Castro Tolay como una variación de facies del granito de Tusaquillas al que le atribuyen edad cretácica inferior.

Cristiani *et al.* (1999a, 1999b) mediante isócronas Rb/Sr en roca total, determinan edades de  $145 \pm 1$  Ma a  $140 \pm 1$  Ma para el Granito de Tusaquillas. Estos autores vinculan al Stock Castro Tolay, datado en  $152 \pm 2$  Ma, al mismo evento magmático que generó el batolito granítico de Tusaquillas.

## **Grupo Salta**

### **Subgrupo Pirgua (13)**

#### *Antecedentes*

Fue identificado originalmente por Bonarelli (1913) con el nombre de Areniscas Inferiores. Vilela (1951) las denominó Formación Pirgua y posteriormente Reyes y Salfity (1973) le asignaron rango de Subgrupo, en el que agruparon a las formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos. Las facies características de estas unidades no se identifican en el área de la Hoja, razón por la cual se trata al conjunto a nivel de Subgrupo.

#### *Distribución areal*

Se dispone en la ladera occidental del Espinazo del Diablo e integrando los núcleos de los anticlinales de la sierra Colorada y la sierra de Mal Paso.

#### *Litología*

La secuencia está integrada de base a techo por:

-30 m de conglomerado grueso

-15 m de areniscas fluviales gruesas con intraclastos de pelitas

-25 m de areniscas eólicas finas friables de color anaranjado, muy bien seleccionadas.

Los bancos son masivos con desarrollo de estructuras internas entrecruzadas de gran tamaño.

-50 m de conglomerados polimícticos masivos, clastosoporte, con escasa matriz de arenisca gruesa. Los clastos que lo integran tienen cierta selección ya que abundan los tamaños de 1 a 4 cm y los más grandes no exceden los 10 cm.

-20 m de conglomerados muy gruesos con intercalaciones de bancos de areniscas de espesores que varían entre 0,20 m y 1 m disminuyendo hacia la base. Los bancos arenosos son conglomerádicos de color anaranjado, tienen techo ondulado y base planar.

En la parte inferior de este sector de la columna afloran escasos bancos laminares de pelitas bien preservadas. Gran parte de estas pelitas se encuentran como intraclastos en los bancos arenosos.

-8 m de intercalaciones de areniscas y conglomerados. Los conglomerados son más gruesos en la base con clastos que llegan a los 50 cm de diámetro. Los componentes

clásticos de los conglomerados están integrados por corneanas de la sierra de Aguilar y cuarcitas.

-10 m de conglomerados morados intercalados con areniscas anaranjadas dispuestos en estratificación mediana. Los conglomerados erosionan suavemente a las areniscas. La proporción de conglomerados es del 60 % con relación a las areniscas. Los clastos que integran los conglomerados son areniscas, cuarcitas rosadas y blancas, calizas ordovícicas. Hacia los niveles basales aumenta el contenido de cuarcitas

-20 m de areniscas conglomerádicas gruesas moradas con matriz limosa. Presentan abundantes clastos angulosos de areniscas moradas de la Formación Sepultura y de pelitas verdes. Se disponen en bancos de estratificación fina de 15 a 20 cm de espesor con base plana y estructura interna entrecruzada.

-2 m de conglomerados integrado por clastos planares y angulosos de areniscas rojas de tamaños variables entre 20 cm y 0,5 cm inmersos en una matriz de arenisca limosa. Los clastos presentan disposición imbricada.

El banco conglomerádico presenta base erosiva canalizada.

-20 m de areniscas medianas a gruesas con matriz de arena fina, con abundantes clastos de cuarzo y de areniscas micáceas. Se disponen en bancos acuñados con estructura interna estratificada. Los sets de bancos de areniscas terminan con láminas finas de areniscas finas limosas. La estratificación es mediana a gruesa con espesores de bancos que no superan los 40 cm. Los bancos presentan base plana.

El espesor parcial tomado en la sierra del Espinazo del Diablo es de 200 m.

La secuencia presenta características de sistema fluvial de tipo entrelazado o anastomosado con escaso desarrollo de llanura aluvial. Son rellenos de canales y barras arenosas granodecrecientes con pulsos marcados de reactivación. En su parte inferior se desarrolló un campo eólico que podría indicar condiciones climáticas semidesérticas.

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

Se apoya sobre la Formación Sepultura mediante discordancia erosiva marcada por la presencia de un conglomerado de base. La relación de techo está marcada por un abrupto cambio de facies a partir de un plano de discordancia erosiva.

Edad Cretácico inferior – límite Santoniano – Campaniano.

### **Rocas ígneas básicas (13a)**

### *Antecedentes*

Martín (1989) destaca la presencia de vulcanitas intercaladas en sedimentitas rojas en el cerro Bola, asignándole una ubicación temporal coetánea con el Subgrupo Pirgua.

### *Distribución areal, litología y edad*

Se trata de un pequeño afloramiento de color oscuro localizado en las nacientes del arroyo Pabellón en la sección noroeste de la sierra de Aguilar, detectado a partir de imágenes satelitales. Estas rocas son aparentemente discordantes con las sedimentitas ordovícicas.

Se infiere que se trata de rocas volcánicas básicas atribuibles al Cretácico por la proximidad con afloramientos similares en el cerro Bola y la presencia de bloques de lamprófiros junto a otros de sedimentitas cretácicas en la Formación Pisungo.

## **Subgrupo Balbuena (14)**

### **Formación Lecho (14a)**

### *Antecedentes*

El nombre formacional de esta unidad fue otorgado por Turner (1964). Fue descrita bajo el nombre de Areniscas Calcáreas por Schlagintweit (1941) y Xi por Hagerman (1931).

### *Distribución areal*

Aflora en las sierras de Mal Paso y Colorada y en el Espinazo del Diablo, al este de la sierra Aguilar.

### *Litología*

Areniscas blancas, amarillentas y grisáceo amarillentas de granulometría variada, aspecto sacaroide y cemento carbonático.

En la quebrada de Yacoraite, la Formación Lecho está integrada por areniscas rosadas de granulometría mediana a gruesa, medianamente seleccionadas y fuertemente cementadas con cemento carbonático en las que se destaca la presencia de nódulos de manganeso. En la base afloran paquetes masivos de areniscas conglomerádicas con matriz de arenisca fina compuesta por clastos de cuarzo bien redondeados, feldespatos,

litoclastos del basamento e intraclastos de pelitas de poco tamaño. La composición es bimodal muy homogénea.

La estratificación tiene geometría sigmoide con acuñamiento lateral y laminación interna entrecruzada de bajo ángulo.

El espesor aproximado es de 200 m.

#### *Relación estratigráfica*

Se apoya concordantemente sobre el Subgrupo Pirgua. El pasaje hacia la Formación Yacoraite es concordante y gradual.

### **Formación Yacoraite (14b)**

#### *Antecedentes*

Bonarelli (1913) la denominó Horizonte Calcáreo Dolomítico, Hagerman (1933) Xs y Schlagintweit (1941) Horizonte calcáreo. Posteriormente, Groeber (1952) agrupó a las formaciones Lecho y Yacoraite bajo el nombre de Formación Yacoraite, hasta que finalmente Turner (1959) la restringió a la unidad actual.

#### *Distribución areal*

Constituye los flancos de los anticlinales de Mal Paso y sierra Colorada. Se encuentra en fajas elongadas en el Espinazo del Diablo y en la quebrada de Yacoraite.

#### *Litología*

Calizas, calizas dolomíticas y calizas arenosas intercaladas con lutitas y margas. Dominan las coloraciones gris, blanco amarillento y amarillo en las calizas, y verde a verde azulado en las lutitas y margas.

En la parte inferior dominan las areniscas calcáreas, en la parte media las calizas y en la parte superior las pelitas intercaladas con calizas. La presencia de potentes bancos estromatolíticos es notable en la parte media. Abundan calizas oolíticas y gasterópodos en casi toda la secuencia.

La estratificación es mediana dominan bancos tabulares con base y techo planos. Se identificaron grietas de desecación y ondulitas como estructuras primarias.

Se estima un espesor de 250 m.

### *Relaciones estratigráficas*

La relación con la Formación Lecho es concordante y transicional mientras que con la suprayacente Formación Mealla es concordante.

### *Edad*

La presencia de *Gasteroclupea branisai sineux* (Leanza, 1969) fue considerada en diversos trabajos (Russo y Rodrigo, 1965; Lencinas y Salfity, 1973 y Donato y Vergani, 1988) para asignarle edad Campaniano – Maastrichtiano.

## PALEÓGENO

### **Subgrupo Santa Bárbara (15)**

#### *Antecedentes*

El primer nombre asignado a las unidades integrantes del Subgrupo fue "Margas Multicolores" propuesto por Bonarelli (1913). Schlagintweit (1937) definió tres unidades con el nombre de Margas Coloradas inferiores, Margas Verdes y Margas Coloradas superiores, las que por su parte Hagerman (1933) separó en Wi, Ws y V. Posteriormente Moreno (1970) le otorgó los nombres actuales del Subgrupo y de las Formaciones que lo integran.

#### *Distribución areal*

Las unidades integrantes de este Subgrupo se distribuyen ampliamente entre las sierras de Mal Paso y su continuidad hacia el sur y la Sierra de Colanzulí. Ocupan las partes basales de las laderas de las sierras de Mal Paso, Colorada y Espinazo del Diablo formando parte de los flancos de anticlinales.

### **Formación Mealla (15a)**

#### *Litología*

Compuesta por pelitas moradas mayormente arcilitas con intercalaciones de areniscas finas de color blanco a blanco verdoso, en bancos de 5 a 10 cm de espesor. Se observan venillas rellenas con yeso que cruzan en diferentes direcciones.

Los bancos de areniscas remueven las pelitas y tienen estructuras flaser propias de intrusiones de arenas en un lago. La secuencia es estratificada fina planoparalela, con geometría tabular. Los bancos de arcilitas tienen fractura concoidea y marcas de bioturbación. Intercalan escasos bancos laminares verdosos con nódulos de carbonatos y formas de algas. Hay rasgos de oleaje, ondas simétricas con estructuras flaser y lenticulares de arena. Estas estructuras corresponden a ingresos de areniscas finas al lago. Hay estructuras de escape de agua.

#### *Relaciones estratigráficas*

Tanto su contacto basal con la Formación Yacoraite como el de techo con la Formación Maíz Gordo son concordantes.

#### *Edad*

En base a restos fósiles Riochiquense y Casamayorense, Pascual *et al.* (1978) asignan a esta Formación al Paleoceno inferior.

### **Formación Maíz Gordo (15b)**

#### *Litología*

Está integrada por margas moradas y verdes con estratificación fina intercalaciones de bancos carbonáticos competentes de color grisáceos a gris-verdosos. En la base presenta un banco brechoso de 30 cm de espesor, tabular, integrado por fragmentos de calizas de pocos milímetros. Continúan 20 m de margas de colores violáceos a verdosos con abundantes concreciones de carbonatos (muñecos de tosca). Sigue un banco integrado por estromatolitos bien desarrollados de 1 m de largo por 0,5 m de alto. En la parte media se destaca la presencia de un banco de 50 cm de espesor con abundantes bioturbaciones en tubos carbonáticos de raíces lo cual indica el desarrollo de un paleosuelo. Se suceden varios niveles similares en los que se observa una disminución en el desarrollo de los bancos con raíces hacia el techo. Se observó una sucesión de bancos con tubos de paleoraíces, bancos brechosos carbonáticos y estromatolíticos que se repite en el tramo medio a superior de la secuencia. En síntesis, el tercio inferior está dominado por margas oscuras con un banco brechoso, el tercio medio es transicional de margas a banquitos con estromatolitos y nódulos de carbonatos y el tercio superior presenta bancos estromatolíticos más potentes cada 2 m y aumenta la presencia de bancos con nódulos y

muñecos de tosca. La Formación Maíz Gordo culmina con un banco de muñecos de tosca de 1 m de espesor. El espesor estimado es de 50 m. Preserva restos fósiles de caparazones de tortugas.

#### *Relaciones estratigráficas*

Es concordante con las Formaciones Mealla en la base y Lumbrera en el techo. El pasaje de la Formación Mealla es transicional mientras que hacia la Formación Lumbrera es neto.

#### *Edad*

Se asigna ésta formación al Paleoceno tardío Eoceno temprano en base a restos fósiles de mamíferos (Pascual *et al.*, 1981).

### **Formación Lumbrera (15c)**

#### *Litología*

Arcillitas rojas, moradas y en partes rosadas con decoloraciones, bien consolidadas que se fracturan en forma concoidal. Contiene venillas de yeso y nódulos de carbonato de calcio irregularmente distribuido. Hacia el techo presenta delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino, levemente calcárea con estratificación fina a mediana. Presenta restos de peces, quelonios y mamíferos por encima y por debajo de la faja verde. Próximo a la confluencia del río Casa Grande con el río Yacoraite, la Formación Lumbrera está integrada por lutitas rojo moradas con intercalaciones de bancos pelíticos verdes. El conjunto es homogéneo con estratificación muy fina.

El espesor de la Formación Lumbrera en el ámbito de la Hoja es muy delgado alcanzando como máximo unos 20 m de espesor. El ambiente de esta unidad fue caracterizado como fluvial meandroso con gran desarrollo de llanura aluvial.

#### *Relaciones estratigráficas*

La relación con la Formación Maíz Gordo es neta y está representada por un banco con abundantes muñecos de toscas que podría representar una superficie de exposición o un nivel freático. La relación con la Formación Casa Grande suprayacente es por medio de discordancia erosiva.

### *Edad*

Fueron halladas gran cantidad de placas dentarias de *Lepidosiren paradoxa* (Fernández *et al.*, 1973) y restos de mamíferos y quelonios, en base a lo cual se le asignó una edad eocena (Pascual *et al.*, 1981).

## **Formación Casa Grande (16)**

### *Antecedentes*

Fue definida por Fernández *et al.* (1973) y corresponde parcialmente a las areniscas Casa Grande de Stingl (1947). Posteriormente, Montero-López *et al.* (2016) separan a esta formación en dos secuencias denominadas Casa Grande 1 y Casa Grande 2 de acuerdo a sus características litológicas y ambiente deposicional. La unidad Casa Grande 1 es equivalente a la Formación Lumbrera superior (o Lumbrera 2, del Papa 2006).

### *Distribución areal*

Aflora siguiendo las márgenes de los ríos Casa Grande y Laguna en el sector este y sudeste de la Hoja, y hacia el oeste de la Sierra Colorada, en las márgenes de los ríos Vicuñayoc, Pisungo y Grande (sector centro y norte de la Hoja).

### *Litología y ambiente*

La secuencia Casa Grande 1 está compuesta por una sucesión de pelitas de color rojo oscuro donde predominan las limolitas arenosas a arcillosas, en paquetes estratificados horizontalmente. Intercalados con los bancos pelíticos hay niveles delgados de areniscas finas de color blanquecino de entre 8-10 cm de espesor. Contiene nódulos de yeso primario y concreciones de carbonato, además de restos de raíces y marcas de bioturbación. Hacia la base se presentan delgados niveles de peloides carbonáticos característicos de esta unidad que fueron interpretados como un depósito de aguas hidrotermales por del Papa *et al.* (2012). En los afloramientos que se disponen hacia el norte de Mina Aguilar, se encuentra un paquete arenoso cuarcítico de color blanco y muy buena selección, de unos 15 m de espesor, el cual se puede seguir como nivel guía. Montero-López *et al.* (2016) midieron un espesor de 160 m en una de las quebradas afluentes al río Casa Grande. El ambiente fue interpretado como transicional entre marismas vegetadas con zonas pantanosas a lagos poco profundos con deltas (Montero-López *et al.*, 2016).

La secuencia Casa Grande 2 es una sucesión grano y estratocreciente hacia el techo. En la zona de los ríos Casa Grande y Lagunas (sector este y sureste de la Hoja) comienza en la base con potentes niveles de pelitas que alternan con bancos de areniscas finas a medias, masivas y en algunos casos con laminación paralela. Toda la sucesión es de color rojo anaranjado; las areniscas se disponen en bancos tabulares a lenticulares, con estratificación cruzada, formando el relleno de paleocanales. Desde la mitad de la secuencia hacia arriba comienzan a predominar los bancos de areniscas sobre los de pelitas, los que se hacen cada vez menos frecuentes. Hacia el techo predominan las areniscas gruesas con bancos de conglomerados hacia la base (depósitos de lag). Los bancos de areniscas presentan acuñamiento lateral. En el área hacia el norte de mina Aguilar, que comprende las quebradas de Vicuñayoc, Pisungo y Río Grande, la secuencia comienza con areniscas gruesas que alternan con bancos conglomerádicos, organizados en un paquete bien estratificado, de coloración pardo anaranjada a pardo claro. Los conglomerados corresponden principalmente a clastos del basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de la región (Formación Puncoviscana, Grupo Mesón y Grupo Santa Victoria) y en menor proporción volcanitas ordovícicas. Se midió un espesor parcial de 700 m (Montero-López *et al.*, 2016) en el área del río Casa Grande. La asociación de facies indica un ambiente fluvial de alta sinuosidad con llanuras de inundación cohesivas (Montero-López *et al.*, 2016).

#### *Relaciones estratigráficas*

Se apoya sobre diferentes unidades del Grupo Salta (formaciones Lumbrera y Maíz Gordo) mediante una discordancia angular suave. Además, se registró una discordancia intraformacional entre las secuencias Casa Grande 1 y Casa Grande 2, lo cual evidencia los movimientos paleógenos de la orogenia Andina.

#### *Edad*

En la sección inferior de la unidad (Secuencia Casa Grande 1) fueron hallados restos fósiles de mamíferos asignados a la familia *Leontiniidae* (Bond y López, 1995; Deraco *et al.*, 2008) y un *Dasypodidae* (Herrera *et al.*, 2012) lo cual indica una edad eocena media.

### **Formación Río Grande (17)**

#### *Antecedentes*

Fue definida por Pascual *et al.* (1978) en la cuenca de Tres Cruces.

#### *Distribución areal*

Esta unidad aflora al este de la sierra Aguilar siguiendo el camino que conduce del campamento minero Aguilar a Tres Cruces. Las serranías ubicadas entre la sierra Aguilar y el camino a Tres Cruces se encuentran cubiertas en casi toda su extensión, los afloramientos solo son visibles a lo largo de las quebradas que nacen en la sierra Aguilar.

#### *Litología*

Conglomerados finos a medianos con matriz arenosa de color castaño rojizo, medianamente consolidado dispuestos en estratificación gruesa. Los clastos son subangulosos a subredondeados de cuarcitas cámbricas, sedimentitas y volcanitas ordovícicas, granitoides, y escasa presencia de areniscas rojas pertenecientes al Subgrupo Pirgua y de limolitas, areniscas calcáreas y calizas oolíticas amarillas de la Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena).

La base es erosiva e intercalan niveles lenticulares de areniscas conglomerádicas con matriz limosa. Corresponden a un ambiente fluvial de alta energía.

El espesor aproximado de esta unidad es de 1000 metros.

#### *Relaciones estratigráficas*

Es concordante en la base con la Formación Casa Grande, el pasaje entre ambas formaciones es gradual. El contacto con la Formación Pisungo en el techo es neto.

#### *Edad*

No existen registros fósiles documentados al presente ni edades absolutas para los afloramientos ubicados en la Hoja. González *et al.* (2002) le asignan una edad oligocena. Siks y Horton (2011) en depósitos del valle de Cianzo (al este de la quebrada de Humahuaca) dataron niveles de ceniza volcánica entre Mioceno inferior a superior.

## NEÓGENO

### **Formación Pisungo (18)**

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue descrita por Pascual *et al.* (1978), quienes le otorgan el nombre formacional. Descripciones posteriores fueron realizadas por Boll y Hernández (1986).

#### *Distribución areal*

Integra las lomadas suaves parcialmente cubiertas que se encuentran entre la ladera oriental de la sierra Aguilar y el camino asfaltado que comunica el campamento Aguilar con la localidad de Tres Cruces.

#### *Litología*

En la ladera oriental de la sierra Aguilar sobre la quebrada del río Grande, está integrada por conglomerados gruesos polimícticos, matriz soportados, de color pardo grisáceo, bien consolidados. La fracción fina es de arenisca mediana de color rojizo a arenisca conglomerádica. La fracción gruesa está integrada por clastos y bloques de areniscas rojas del Subgrupo Pirgua de hasta 80 cm de diámetro y calizas amarillas de la Formación Yacoraite que llegan a 1 m de diámetro, en menor tamaño abundan clastos de la Faja Eruptiva con diámetros que no exceden los 7 cm, cuarcitas y areniscas paleozoicas y en escasas proporciones fragmentos de lamprófiros que posiblemente correspondan a diques cretácicos mencionados por Martín (1989) en la sierra de Aguilar algunos kilómetros más al norte. Los clastos se encuentran imbricados con una orientación que indica procedencia desde el oeste.

En las proximidades de la falla Aguilar este, la composición de los clastos y bloques del conglomerado varían aumentando el contenido y tamaño de bloques de Pirgua que llegan a 3 m de diámetro. Se destaca la presencia de grandes bloques de granitos procedentes del granito Aguilar y en menor tamaño abundantes clastos prolados y angulosos de filitas negras de la Formación Saladillo. Junto a la falla Aguilar Este, se encuentran bloques de lamprófiros de 50 cm de diámetro. Espesor aproximado 1000 m.

#### *Relaciones estratigráficas*

El pasaje de la Formación Río Grande a la Formación Pisungo está marcado por un abrupto aumento en el tamaño de los clastos y por la inclusión de grandes bloques de composición diferente.

Sobreyacen a esta Formación abanicos aluviales cuaternarios mediante una pronunciada discordancia angular.

### *Edad*

Los depósitos alforantes al este, en el valle de Cianzo, fueron asignados al Mioceno superior-Plioceno (Siks y Horton, 2011).

## **Ignimbrita Barrancas (19)**

### *Antecedentes*

Los extensos campos de ignimbritas que afloran al oeste de la Hoja fueron asignados a la Formación Zapaleri por Turner (1964) y Coira (1979). Posteriormente, Zappettini (1989) realizó una descripción y mapeo de esta unidad bajo el nombre de Toba Barranca. López Steinmetz (2015) describe los afloramientos ignimbríticos aflorantes en Agua de Castilla y Abra Laite, donde describe dos flujos ignimbríticos separados por un nivel de caída tobáceo.

### *Distribución areal*

Solo se encuentran dos afloramientos pequeños en el extremo sudoccidental de la Hoja dispuestos en un bajo encerrado entre afloramientos del granito Tusaquillas.

### *Litología*

Ignimbrita de composición dacítica, textura porfírica y color gris claro. Es friable y poco soldada. Está compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita inmersos en una matriz vítrea. Se destaca la presencia de pómez blancas redondeadas y litoclastos de sedimentitas y granitos paleozoicos.

### *Relaciones estratigráficas*

Las ignimbritas se encuentran cubiertas parcialmente por depósitos de abanicos aluviales modernos.

### *Edad*

Mendez *et al.* (1979) le asignó edad terciario - cuaternaria y Schwab y Lippolt (1974) realizaron dataciones que dieron edad miocena - pliocena.

CUATERNARIO

## **Depósitos de abanicos aluviales (20)**

### *Antecedentes*

Streit *et al.* (2017) describen estos depósitos aterrizados y le asignan una edad plio-pleistocena.

### *Distribución areal*

Los abanicos aluviales de piedemontes se ubican hacia las vertientes inferiores de los frentes montañosos ocupando una gran extensión. Marginan perimetralmente la laguna de Guayatayoc.

Al este de la sierra Aguilar y sierra Colorada, se presentan paisajes pedemontanos de largas bajadas interrumpidos por los ríos Casa Grande y Vizcarra.

### *Litología*

Los abanicos aluviales identificados como a, b y c, se diferencian en base a edades relativas y composiciones. Están compuestos en las partes proximales a las sierras por aglomerados y conglomerados gruesos con bloques y clastos subangulosos. En las partes distales los clastos disminuyen su tamaño alcanzando granulometrías de matriz limosa con fragmentos de 10 a 20 cm de diámetro.

El relieve elevado proporcionó los materiales que se depositaron en las partes más bajas de sus vertientes. Estos campos de bloques, cantos rodados y arenas se han formado por el transporte y depósito que se arrastran en períodos de crecientes.

Streit *et al.* (2017) midieron un espesor de 120 m en los depósitos al oeste del río Casa Grande.

### *Relaciones estratigráficas*

La última generación de abanicos aluviales de estas cuencas se sobrepone a los anteriores. Estos depósitos más abajo se interdigitan entre sí conformando la transición hacia los depocentros.

### *Edad*

Existen edades absolutas entre  $3,74 \pm 0,04$  Ma y  $0,80 \pm 0,02$  Ma (U/Pb en zircón) de las tobas intercaladas en las terrazas (Streit *et al.*, 2017).

## **Depósitos fluviales (21)**

Los depósitos originados por los ríos, se los encuentra hacia las zonas bajas de los valles fluviales, distribuyéndose en ambos márgenes de la circulación de los mismos constituyendo rellenos bastante significativos.

Lo integran materiales clásticos de tamaños arenas y cantos rodados con participación de finos. Existen también componentes piroclásticos de variado tamaño en la constitución de estos depósitos.

Se los encuentra en arreglo horizontal, cubriendo en forma discordante el anterior relieve, especialmente los situados en quebradas.

## **Depósitos glaciares retrabajados (21a)**

Fueron descritos por Turner y Salfity (1977) en las cabeceras del río Padrioc.

Están integrados por morrenas dispuestas a lo largo del valle del río mencionado.

Consiste en acumulaciones de bloques estrados integrados por granitos, pizarras y cuarcitas ordovícicas con disposición longitudinal al valle que fueron interpretados como remanentes de morrenas laterales por Turner y Salfity (1977). Las morrenas de fondo se encuentran retrabajadas en forma de lomadas suaves aguas abajo del río Padrioc.

## **Depósitos lacustres (22)**

Se las ubica en la depresión de Guayatayoc, delimitada por el este por la sierra de Aguilar y al oeste por la de Tusaquillas. A continuación del pie de monte distal, se forman depósitos de playas que en algunos casos acumulan delgadas capas de sales.

Se formaron por evolución de cuencas endorreicas en combinación con una fuerte aridez y gran altitud; consisten en depósitos pelíticos y lagunas actuales. El volcanismo activo durante el desarrollo de estas cuencas, aportó distintos iones al sistema, el cual hoy se expresa en importantes volúmenes de sales diversas, con predominio de las cloruradas sódicas. En la parte central de la depresión de Guayatayoc existen fuentes termales activas que aportan sales y carbonatos a la cuenca.

En estos bajos se acumularon sedimentos finos y sales, que muestran una superficie agrietada en polígonos de bordes levantados, por la cristalización de soluciones salinas.

Las cuencas endorreicas ya se habían conformado durante el Terciario superior continuando hasta la actualidad. Igarzabal (1984, 1991) considera un origen como lagos de agua dulce durante el Pleistoceno, los cuales se salinizan y desecan durante el Holoceno.

### **Depósitos coluviales (23)**

Son materiales inconsolidados desde tamaño bloques, hasta cantos rodados y arenas. Estos detritos se originaron en los interfluvios montañosos.

Aparecen distribuidos ampliamente en forma discordante con el sustrato, de espesores variables, aumentando su potencia hacia las zonas bajas.

### **Depósitos eólicos (24)**

Se localizan en la ladera oriental de sierra Colorada y en una pequeña quebrada afluente del río Yacoraite en las proximidades del paraje Portillo Chico.

Son arenas sueltas cuarzo feldespáticas procedentes del oeste. El color es amarillo intenso. Se acumulan en dunas trepadoras que superan la barrera orográfica que continúa hacia el sur de la sierra de Mal Paso.

### **Travertinos (25)**

En la parte central del bajo de Guayatayoc afloran depósitos de travertinos asociados a fuentes termales actuales. La surgencia de las aguas termales está alineada con una falla de rumbo que corta los abanicos aluviales cuaternarios.

### **Depósitos de colas de mina Aguilar (26)**

Material suelto altamente contaminante integrado por los desechos de la planta de tratamiento de la mina Aguilar.

Este material está integrado por polvo de granulometría limo arcillosa de coloración blanquecina verdosa con alto contenido de plomo y compuestos químicos. Los depósitos son arrojados en un área abierta muy ventosa lo que provoca su permanente migración en forma de nubes de polvo según la dirección dominante de los vientos hacia el sudeste

afectando los puestos y casas de pastores que se encuentran sobre los ríos Casa Grande y Vizcarra.

Se ha observado que cuando los vientos soplan hacia el oeste, el polvo de las colas alcanza el campamento de la mina Aguilar donde habitan más de 2000 personas.

En épocas de lluvias los diques de colas drenan hacia el río Casa Grande, escasos kilómetros río arriba de la localización de la escuela rural donde habitan de lunes a viernes aproximadamente 20 niños. El río Casa Grande desemboca a su vez en el río Yacoraite, afluente del río Grande que recorre la quebrada de Humahuaca.

Kirschbaum *et al.* (2011) realizaron un estudio sobre muestras de agua y sedimentos de los ríos Casa Grande, Vizcarra y Lagunas (zona abarcada por la Hoja) y ríos Yacoraite y Grande (hacia el este de la Hoja). Los resultados indican anomalías elevadas de ciertos metales lo cual genera una alta contaminación de las aguas y sedimentos. Se recomienda la urgente rectificación de esta situación mediante el uso de métodos que fijen y neutralicen el efecto contaminante de estos desechos.

### **3. TECTÓNICA**

#### **Estructuras**

En el ámbito de la Hoja Sierra de Aguilar coexisten estructuras de diferentes estilos y orientaciones representativas de las diferentes fases tectónicas acontecidas a lo largo de su historia geológica. Existen en la Hoja dos provincias geológicas con características estructurales diferenciadas en base al nivel estructural aflorante. El sector occidental corresponde a la Puna septentrional hasta la sierra de Cajas. De la sierra de Cajas al este el ambiente constituye una transición hacia la Cordillera Oriental.

#### *Borde Oriental de la Puna*

Las estructuras más representativas se encuentran en la sierra de Aguilar donde se destaca la presencia de: 1- fallas normales, 2- pliegues con desarrollo de clivaje, 3- fallas inversas de alto ángulo y 4- cabalgamientos y pliegues asociados.

#### *1- Fallas normales*

Fueron reconocidas en las quebradas Despensa y Río Grande. En la margen derecha de esta última, se observaron juegos de fallas directas asociadas a los olistostromas intercalados en la base de la Formación Saladillo en una zona de 400 m de espesor.

Estas fallas se disponen en sistemas escalonados que desplazan bancos de cuarcitas de la Formación Cardonal y generan fajas de brechas que van de pocos centímetros a 100 m de ancho. Los niveles basales de la Formación Saladillo están involucrados en la parte superior de la zona de falla. Los niveles medios y superiores de dicha formación sobreyacen a las zonas de fallas sin rasgos de haber sido afectadas por las mismas, lo cual permite acotar su origen al inicio de la depositación de esta unidad. La zona fallada tiene disposición N20°E/40° e integra la nariz de un anticlinal de amplio radio de curvatura. Al rotar los estratos a la horizontal, para eliminar el efecto del plegamiento, las fallas normales adoptan una inclinación de aproximadamente 80° al sudoeste. En la entrada de la quebrada Despensa, se observaron olistostromas de más de 30 metros de diámetro inmersos en estructuras de *slumpings* asociadas a fallas directas que cortan la Formación Cardonal.

## 2- *Pliegues con desarrollo de clivaje de plano axial*

Se restringen exclusivamente a las unidades ordovícicas. Son pliegues tipo *chevron* e isópacos apretados, con radios de curvatura del orden de metros y fallas menores en los núcleos. Los ejes buzan 10° a 20° en dirección variable entre N10° y N30°. Los planos de clivaje continuo desarrollados en las rocas ordovícicas son coincidentes con disposiciones N310°/70°O a N280°/45°O de los planos axiales.

## 3- *Fallas inversas de alto ángulo*

*Falla Alto Grande* (Martín, 1989): Su traza tiene rumbo norte-sur e inclina 50°E. Se encuentra en la parte central de la sierra Aguilar. Esta falla pone en contacto a la Formación Saladillo en el bloque colgante con la Formación Cardonal en el bloque yaciente, en el tramo norte de la traza. En el tramo sur, la Formación Saladillo cabalga sobre la Formación Acoite. En la parte central de la sierra, esta falla se transfiere a un anticlinal. La polaridad del tramo norte de la falla Alto Grande, donde los estratos ordovícicos más jóvenes cabalgan sobre los más antiguos, respecto del tramo sur, constituye un posible efecto de inversión tectónica.

*Falla Aguilar Este*: Pone en contacto rocas ordovícicas y cretácicas con sedimentitas terciarias de la Formación Pisungo. A lo largo de la quebrada Río Grande, el bloque colgante describe un anticlinal con núcleo en la Formación Saladillo, mientras que en el yaciente la Formación Pisungo forma un sinclinal asimétrico con el flanco occidental

buzante 84°E y el oriental 45°O. La traza de la falla tiene rumbo meridiano e inclina entre 71-75°O.

#### *4- Cabalgamientos y pliegues asociados*

Entre las fallas Alto Grande y Aguilar Este se desarrolló un sistema de cabalgamientos asociado a pliegues con radios de curvatura que varían entre 200 y 1000 metros. Este tipo de pliegues, con curvatura de amplio radio, involucra en la región tanto rocas ordovícicas como terciarias.

En la parte central de la sierra Aguilar emerge el cabalgamiento Esperanza con rumbo norte-sur e inclinación 30°O. El bloque colgante está integrado por un pliegue vergente al este, fuertemente asimétrico, con su flanco oriental inclinado desde 70°E a rebatido. En el bloque yacente, se desarrolló un sistema menor de dúplex de tipo normal (*hinterland deeping duplex*, Boyer y Elliott, 1982) a partir del punto en que la falla Esperanza cambia su inclinación de 55°O en su tramo inferior (Marquina, com. verb.) a 30°O en su tramo superior.

El cabalgamiento Esperanza converge con la proyección de la falla Alto Grande hacia niveles más profundos.

#### **Interpretación tectónica**

En base a las estructuras descritas, las unidades estratigráficas involucradas y el registro y distribución de los depósitos sedimentarios sintectónicos, se propone para la sierra Aguilar una secuencia de cuatro fases tectónicas ocurridas desde el Paleozoico inferior hasta el Paleógeno. El reconocimiento de los eventos deformacionales en la región, no implica necesariamente el registro completo de los mismos, ni el conocimiento preciso acerca del inicio y/o finalización de cada uno de ellos.

#### *Tectónica extensional del Paleozoico inferior*

Las estructuras más antiguas encontradas en la sierra Aguilar son las fallas extensionales contemporáneas con el inicio de la depositación de la Formación Saladillo, descritas en las quebradas Despensa y Río Grande. Estas fallas están comúnmente asociadas a la presencia de olistostromas y depósitos conglomerádicos gruesos. Las posiciones de los olistostromas en relación con las orientaciones de las fallas, permiten deducir que los mismos se habrían deslizado desde los bloques yacentes.

Los rasgos estructurales y sedimentarios mencionados ponen en evidencia un evento tectónico extensional en el que la Formación Cardonal constituye la unidad pre-extensional, la base de la Formación Saladillo es contemporánea con el evento extensional (sin-extensional) y la parte media a superior de la Formación Saladillo integra los depósitos pos-extensionales.

La presencia de olistostromas en los bloques colgantes y la ausencia de los mismos en los yacientes fueron utilizadas como criterio para identificar las fallas paleozoicas. De esta forma se caracterizó a la falla Alto Grande como extensional de edad tremadociana, ya que separa un bloque occidental con abundantes olistostromas del bloque oriental donde los mismos están ausentes.

La distribución de los bloques yacente y colgante de falla normal indica que la superficie de la falla Alto Grande se habría originado con inclinación al oeste. La inclinación actual de esta falla, contraria a la original, se explica por movimientos de traslación y rotación producidos durante la tectónica andina (véase más abajo).

Se destaca la importancia del hallazgo de fallas extensionales contemporáneas con la mineralización de los sulfuros exhalativos estratiformes alojados en la Formación Saladillo, ya que de acuerdo con los modelos genéticos de los SEDEX (Goodfellow *et al.*, 1993), podrían haber sido los conductos de circulación de los fluidos mineralizados que alimentaron el yacimiento El Aguilar.

Desde el punto de vista geodinámico regional, este evento extensional podría atribuirse a la fase Tumbaya (Moya, 1997), definida en la Cordillera Oriental, para el Tremadociano superior tardío a partir de evidencias sedimentarias. En este caso, las evidencias estructurales y sedimentarias encontradas en la sierra Aguilar serían atribuibles a una etapa temprana de la fase tectónica Tumbaya.

### *Tectónica Oclóyica*

Los pliegues con desarrollo de clivaje de plano axial arriba mencionados presentan características geométricas que afectan a toda la columna litológica ordovícica. Esta particularidad y el estilo similar al descrito en áreas aledañas (Mon y Hongn, 1987) permite asimilarlos a la deformación Oclóyica (Turner y Méndez, 1975), de carácter contraccional, ocurrida a fines del Ordovícico.

### *Tectónica cretácica*

Durante el Cretácico se desarrolló en la región un rift intracontinental caracterizado por la configuración de estructuras de grábenes y hemigrábenes (Bianucci *et al.*, 1981).

La falla Aguilar Este, de alto ángulo, constituye un testimonio de la extensión cretácica obliterado por la tectónica andina. El rasgo diagnóstico a partir del cual se analiza la etapa extensional de esta estructura es la distribución que presentan los depósitos cretácicos de sin-rift y post-rift (Williams *et al.*, 1989) a ambos lados de la falla. Los depósitos de post-rift (Subgrupo Balbuena) apoyados discordantemente sobre rocas ordovícicas o sobre depósitos de sin-rift de poco espesor, ubicados al naciente de la falla Aguilar Este, indican que este sector fue un alto (*horst*) durante el desarrollo del rift. Por el contrario, al poniente de la falla Aguilar Este afloran relictos de depósitos gruesos del sin-rift (Subgrupo Pirgúa) en la parte norte de la sierra, fuera del área mapeada. Además, la presencia de un gran volumen de bloques de hasta dos metros de diámetro, pertenecientes al Subgrupo Pirgúa, contenidos en la Formación Río Grande, indica que los mismos fueron aportados desde la sierra Aguilar durante su levantamiento. Sobre la base a estas observaciones, se infiere que la falla Aguilar Este constituyó durante el Cretácico un borde de graben o hemigraben que controló la distribución de los depósitos de sinrift hacia el oeste.

La presencia del granito Aguilar emplazado en rocas ordovícicas anquimetamórficas, a lo largo de la falla Aguilar Este, es otro argumento a favor de la existencia de esta estructura desde las etapas iniciales del rifting, teniendo en cuenta que en niveles de la corteza superior dominan mecanismos de ascenso magmático asistido por fallas (Hutton, 1988).

La interpretación de la falla Aguilar Este está basada en argumentos indirectos debido a que la inversión positiva total producida durante la compresión andina no dejó registros de la relación de desplazamiento normal y quizás, el único rasgo geométrico heredado es el alto ángulo de la superficie de falla.

### *Tectónica Andina*

Durante la tectónica andina, se produjo la elevación de la sierra Aguilar mediante la reactivación de fallas cretácicas con vergencia hacia el este y el desarrollo de un sistema de cabalgamiento bivergente. El rechazo stratigráfico de mayor magnitud en el área fue proporcionado por la falla Aguilar Este, que como se mencionara, habría sufrido una inversión pasando de falla directa en el cretácico a inversa en la etapa andina. La inversión positiva a lo largo del mismo plano de falla habría generado un anticlinal en la

pared colgante (Mc Clay y Buchanam, 1992) con el núcleo integrado por el granito Aguilar.

Existen datos de termocronología que indican una exhumación y levantamiento acelerado en el Eoceno superior para el Granito Aguilar (Insel *et al.*, 2012), lo cual conllevó a la exhumación, erosión y transporte de las rocas cretácicas de sin-rift. La expresión sedimentaria de los primeros estadios de la inversión está representada por los depósitos fluviales sintectónicos de la Formación Río Grande integrada, entre otros, por clastos y bloques de los subgrupos Pirgua y Balbuena y del granito provenientes de la pared colgante de la falla Aguilar Este.

Al poniente de la falla Aguilar Este se produjo un sistema de cabalgamientos imbricados entre los que se destaca el cabalgamiento Esperanza, que converge en profundidad con la falla Alto Grande generando una geometría de estructura *pop-up*. La falla Alto Grande, originalmente tremadociana, normal y buzante al este, habría sido rotada y trasladada sobre una rampa de atajo de pared yacente (*footwall short cut*, Williams *et al.*, 1989) vergente al este, que integra el cabalgamiento Esperanza.

Los atajos de inversión tectónica positiva se producen comúnmente en el tramo superior de fallas normales lítricas, como consecuencia de su elevado ángulo de inclinación (Williams *et al.*, 1989).

Al restituir la inclinación actual de la falla Alto Grande de 50°E, desplazada sobre la rampa del cabalgamiento Esperanza de 55°O, se obtuvo que la inclinación del tramo superior de la falla Alto Grande previa a la rotación fue de 85° O. El tramo superior del cabalgamiento Esperanza adoptó una inclinación de 30°O, acorde con el rango de ángulos teóricos para rampas de cabalgamientos (Dahlstrom, 1969).

### *Cordillera Oriental*

Abarca desde la falla Aguilar Este hasta la sierra de Mal Paso. Las estructuras más significativas son pliegues braquianticlinales con núcleos en el Subgrupo Pirgua asociados a cabalgamientos. Este sector presenta una marcada diferencia en los trenes de cabalgamientos y en las vergencias a partir de un rasgo transversal de rumbo NO - SE denominado lineamiento Casa Grande (Boll y Hernández, 1986) que pasa por las quebradas Casa Grande y Río Grande.

Al sur del lineamiento Casa Grande, las estructuras están dominadas por un sistema de cabalgamientos imbricados con vergencia tanto oriental como occidental. En base a la interpretación estructural elaborada en el perfil BB, entre la sierra de Cajas y la sierra de

Aguilar existiría una zona triangular con un nivel de despegue principal a 9000 m de profundidad en el basamento precámbrico. Las fallas inversas con geometría lítrica presentan alto ángulo en superficie y se suavizan en profundidad hasta hacerse asintóticas al nivel de despegue principal. Otra superficie de despegue menos profundo se encuentra en las leptosedimentitas ordovícicas o cámbricas asociados a niveles pelíticos. Dominan pliegues de amplio radio de curvatura integrantes de un sistema imbricado de piel gruesa. Sobre las mismas se disponen las rocas del paleozoico inferior mediante una pronunciada discordancia angular.

Los primeros movimientos Andinos en el Eoceno medio produjeron la reactivación de fallas con vergencia oriental de la Sierra de Mal Paso y la inversión de la falla normal del Espinazo del Diablo, originando en el valle de Casa Grande un sinclinal abierto (sinclinal de Mal Paso) conformado en sus flancos por las sedimentitas del Grupo Salta y de la Formación Casa Grande. Se destaca que el sinclinal definido por las secuencias del Grupo Salta es más apretado que aquel definido por los sedimentos paleógenos, lo cual sumado al contacto discordante entre ambas unidades y a los registros de estratos de crecimiento y estructuras en sedimento blando en la Formación Casa Grande, indican un evento de deformación coetáneo a la depositación de esta unidad eocena (Montero López *et al.*, 2016). Al norte del lineamiento, dominan grandes pliegues braquianticlinales con núcleo en el subgrupo Pirgua. La geometría cómica de los pliegues y la presencia de fracturas laterales y el desmembramiento lateral de los pliegues indica la posible presencia de rampas laterales que habría provocado el desborde de los potentes espesores de las sedimentitas cretácicas de sinrift integradas por el subgrupo Pirgua.

#### **4. HISTORIA GEOLÓGICA**

El basamento de la región, está integrado por metagrauvas y metapelitas del Complejo Puncoviscana, sobre las que se apoyan sedimentitas cámbrico–ordovícicas.

El Complejo Puncoviscana, fue depositada durante el ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1973) en un ambiente de abanico turbidítico intermedio con áreas de aporte lejanas o muy erosionadas (Durand y Rossi, 1999). La cuenca habría evolucionado a partir de un régimen extensional con materiales procedentes de masas cratónicas integradas por los escudos de Guyana-Amazonia, Pampia y Río de la Plata. Esta hipótesis está basada en edades de circones que reflejan una amplia dispersión que va desde 1800 Ma a 550 Ma (Omarini *et al.*, 1999; Becchio *et al.*, 1999). El significado de las

edades más antiguas es atribuido a la erosión de las metamorfitas de los escudos cratónicos, mientras que las edades que van de 750 Ma a 540 Ma son atribuidas al desarrollo de un arco magmático en la cuenca de la Formación Puncoviscana (Omarini *et al.*, 1999).

El cierre del ciclo Pampeano se produjo como consecuencia de la **fase Tilcárica** atribuida a un proceso de subducción que culminó con un orógeno (Omarini *et al.*, 1999). La separación entre los ciclos Pampeano y Famatiniano tiene su expresión en la discordancia Tilcárica, entre el Complejo Puncoviscana y las sedimentitas cámbricas del Grupo Mesón.

El ciclo Famatiniano, comprendido entre el Cámbrico medio y el Devónico tardío, se inició en el noroeste argentino con el Grupo Mesón. Los registros paleogeográficos del Grupo Mesón indican la existencia de una plataforma somera dominada por barras de arenas intermareales a submareales extendida hacia el este de la actual Cordillera Oriental y abruptamente limitada en el borde oriental de la Puna. Se infiere en base a la distribución de la cuenca y a los registros de paleocorrientes obtenidos por Sanchez (1984) la presencia de un alto estructural en la franja comprendida entre la Puna y la Cordillera Oriental en el inicio de la cuenca cámbrica.

El Grupo Mesón se separa del Grupo Santa Victoria por medio de una discordancia erosiva atribuida por Moya (1997) a la Fase Iruya del Cámbrico superior.

Las características sedimentarias de las secuencias ordovícicas en la Puna septentrional reflejan tres ambientes de depositación diferenciados de oeste a este en: Complejo Volcanosedimentario o de plataforma altiplánica u occidental, Complejo turbidítico y Complejo de plataforma Chaqueña u Oriental. La plataforma Chaqueña o plataforma Oriental abarca la actual Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas con secuencias deposicionales y asociaciones faunísticas diferenciadas de las encontradas en la Puna.

La Plataforma Chaqueña habría recibido aportes procedentes del Umbral de Lipán, propuesto por Moya (1988) como un alto estructural subemergente en la actual Cordillera Oriental que subdividió la plataforma Chaqueña desde el Tremadociano hasta el Llanvirniano inferior.

Entre los rasgos que evidencian la existencia de un alto en la región se destacan depósitos de ríos entrelazados de edad tremadociana inferior encontrados por Moya (1980) en la quebrada de Humahuaca y la separación de la fauna arenigiana-lanvirniana (Formación Sepultura) en la asociación faunística oriental al este de Purmamarca,

caracterizada por la presencia de *Hoekaspis schlagintweiti* (Salfitty *et al.*, 1984) y la asociación faunística occidental al oeste de la quebrada Coquena, en la quebrada Los Colorados y en el Espinazo del Diablo.

La cuenca ordovícica registra una sucesión de eventos tectonoestratigráficos representados por las fases Iruya en el Cámbrico superior tardío, Tumbaya en el Tremadociano, Guandacol en el Arenigiano medio y Ocloya (Turner y Méndez, 1975) en el Ashgilliano.

Los movimientos oclóyicos deformaron las sedimentitas y rocas ígneas ordovícicas (Hongn, 1994) generando pliegues con clivaje de plano axial vergentes al oeste (Mon y Hongn, 1987) que produjeron un acortamiento del 50 % en la Puna (Hongn, 1992). La fase Ocloya exhibe evidencias claras de un evento tectónico compresivo interpretado como producto del amalgamamiento del sudoeste del Gondwana. Este evento produjo más deformación en la Puna que en el borde este de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas, donde las sedimentitas ordovícicas están separadas de las unidades paleozoicas suprayacentes por una suave discordancia angular.

Mientras que las estructuras generadas por la fase Oclóyica se encuentran bien expuestas en gran parte de la cuenca, las estructuras correspondientes a las fases Iruya, Tumbaya y Guandacol fueron definidas de forma indirecta en base a cambios bruscos de facies en la cuenca, razón por la cual su naturaleza tectónica y/o eustática es motivo de discusión.

La Formación Saladillo del Grupo Santa Victoria está representada por conglomerados y olistolitos de cuarcitas y estructuras de slumpings que denotan condiciones de inestabilidad en la cuenca.

En la sierra de Aguilar los registros tectonosedimentarios indican una fase tectónica extensional desarrollada durante el Tremadociano inferior, atribuible a las etapas iniciales de la fase Tumbaya.

Las fallas directas habrían originado cuencas de tercer orden con potentes acumulaciones de pelitas correspondientes a la Formación Saladillo en las que se intercalan manifestaciones metalíferas de Pb, Zn, Cu, Ag, Sb y Cd que dieron origen a los depósitos de sulfuros exhalativos de Aguilar.

Las fallas extensionales ubicadas al oeste del umbral de Lipán generadas durante un proceso continuo de deformación desde la fase Iruyica (Tremadociano inferior) hasta la fase Guandacol del Arenigiano superior - Llanvirniano inferior, habrían constituido las vías de ascenso de los fluidos mineralizados y de los cuerpos graníticos alineados en el borde

oriental de la Puna con edades que van de los 490 Ma (Hongn *et al.*, 2002) hasta 450 Ma representados en la Hoja por escasos afloramientos en el bajo de Guayatayoc (rocas ígneas de Guayatayoc).

En el Llandeillano finalizó la deformación extensional y el magmatismo bimodal por la aproximación del frente de deformación compresivo proveniente del oeste.

Durante el Caradociano se produjo el plegamiento y el cierre de la cuenca ordovícica por efecto de la tectónica Oclóyica. En este tiempo, el sector oriental de la Puna concentró el mayor acortamiento, probablemente debido a la influencia del alto de Lipán como contrafuerte de la faja plegada vergente al este.

En el Cretácico la actividad se inició con el emplazamiento de los cuerpos graníticos de Tusaquillas, Aguilar y Abra Laite. Esta actividad ígnea estuvo acompañada desde sus inicios por estructuras extensionales que favorecieron su ascenso y emplazamiento dando origen a un sistema de hemigrábenes que formaron parte de un rift intracratónico de carácter regional. La expresión sedimentaria de las etapas iniciales del rift (rift mecánico) está representada por el Subgrupo Pirgua integrado por depósitos fluviales y eólicos bien expuestos en el cordón del Espinazo del Diablo.

A la extensión mecánica sobrevino la etapa de subsidencia térmica del rift representada por el Subgrupo Balbuena. Las formaciones Lecho y Yacoraite integradas por depósitos de clásticos y carbonáticos traslaparon las fosas rellenas por el Subgrupo Pirgua.

El subgrupo Balbuena presenta facies proximales con desarrollo de campos eólicos, facies fluviales y facies carbonáticas marinas.

Durante el Paleógeno se desarrollaron cuencas de sag representadas por depósitos lacustres de las Formaciones Mealla y Maíz Gordo como expresión final de la etapa de rift, y secuencias fluviales de la Formación Lumbrera.

Los primeros movimientos andinos produjeron la deformación de los depósitos iniciales de antepaís de la Formación Casa Grande (Eoceno medio-superior), con registros de discordancias intraformacionales y estructuras de crecimiento, y el desarrollo de sinclinales.

Los depósitos fluviales paleógenos se inician con facies de ríos de alta sinuosidad con secuencias grano y estratocrecientes de la Formación Casa Grande que continúan en el Neógeno con los depósitos fluviales de ríos entrelazados y aluviales de las formaciones Río Grande y Pisungo como expresión estratigráfica del avance del frente orogénico andino.

Finalmente, el paisaje actual fue modelado a partir de la erosión de sierras angostas y elongadas en sentido meridiano, desde donde se generan aportes de abanicos aluviales y ríos efímeros hacia la cuenca evaporítica de Guayatayoc al oeste de la sierra de Aguilar. Al este de la misma sierra, el drenaje es exorreico, el colector principal es el río Casa Grande capturado en el Pleistoceno por el río Yacoraite, afluente derecho del Río Grande de Jujuy en la quebrada de Humahuaca.

## **TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

- Aceñolaza, F.G. 1968. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas. Departamento Humahuaca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 207-224.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del noroeste argentino. 2º Congreso Latinoamericano. Geológico, Actas 2: 755-763, Venezuela.
- Aceñolaza, F.G., 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. Acta Geológica Lilloana, 23: 91-108.
- Aceñolaza, F.G. y Durand, F.R. 1973. Trazas fósiles del basamento cristalino del noroeste argentino. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 2: 45-55.
- Aceñolaza, F.G. 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. En Gutiérrez, J.C. (Ed.), El Paleozoico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura: 85-118, Extremadura.
- Aceñolaza, F.G. y Esteban, S. 1999. Bioestratigrafía de la Formación Puncoviscana y unidades equivalentes en el NOA. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.), 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 91-114. Salta.
- Albanesi, G.L., Ortega, G. 2002. Advances on conodont-graptolite biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En Aceñolaza, F.G. (Ed.), Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, 16: 143-165. San Miguel de Tucumán.
- Alonso, R., Marquillas, R. 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el Norte Argentino. Consideraciones ambientales y cronológicas. Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy 4: 32-41, Jujuy.
- Angelelli, V. 1950. Recursos minerales de la República Argentina. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia.

- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. and Wemmer, K. 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S) - Metamorfismo y Geocronología. En González Bonorino, G, Omarini y Viramonte, J. (Eds.), 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 58-72.
- Bianucchi, H.A., Acevedo, O. y Cerdan, J. 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la subcuenca de Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 159-172. Buenos Aires.
- Boll, A. y Hernández, M. 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces. Revista Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, Año 2: 2-14.
- Bonarelli, G. 1913. Las sierras subandinas del Alto Aguarague y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. Anales Mineralógico y Agronómico, Sección Geológica 4: 4. Salta.
- Bond, M., López, G.M. 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana 32: 301-309.
- Boyer, S.E. y Elliott, D. 1982. Thrust systems. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 66: 1196-1230.
- Brackebush, L. 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 5: 137-252. Córdoba.
- Brodtkorb, M., Ametrano, S. y Otermann, J. 1978. Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento El Queva, provincia de Salta. Revista Asociación Mineralogía, Petrología y Sedimentología 9: 75-88.
- Buatois, L.A., Mángano, G. 2005. Discussion and reply: The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework discussion. Geologica Acta 3: 65-72.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy, Argentina. Servicio Geológico Nacional. Boletín 170.
- Cristiani, CH. 1998. Studio petrografico e geochimico del Complesso intrusivo giurassico di Tusaquillas (Altiplano della Puna, NW Argentina). Tesi di Laurea. Facolta di Scienza Matematiche, Fisiche e Naturali. Universita' delgi Studi di Pisa 1: 1-111.
- Cristiani, CH., del Moro, A., Mattieni, M., Mazzuali, M. y Omarini, R. 1999. The Tusaquilla plutonic complex. Central Andes. Age, petrology and geodynamic significance. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas 1: 34-35. Carlos Paz.
- Dahlstrom, C.D. 1969. Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Science 6: 743-757.

- del Papa, C.E. 2006. Estratigrafía y Paleoambientes de la Formación Lumbreira, Grupo Salta, Noroeste Argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61: 15-29.
- del Papa, C.E., Do Campo, M., Hongn, F., Santos, R.V. y Nieto, F. 2012. Registro de actividad hidrotermal a partir del estudio de peloides en la cuenca de antepaís eocena, noroeste argentino. 13º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 66.
- Deraco, M.V., Powell, J.E., López, G. 2008. Primer leontínido (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta-Paleógeno) del Noroeste argentino. *Ameghiniana* 45: 83-91.
- Donato, E. y Vergani, G. 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 5: 83-101.
- Durand, F.R. y Rossi, J.N. 1999. Metamorfismo del Ciclo Pampeano (zona oriental): Noreste de Cumbres Calchaquíes, Sierra de San Javier y Serranías del Noreste de Tucumán. En González Bonorino *et al.* (Eds.), *Geología del Noroeste Argentino*. 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 52-57.
- Escayola, M. P., Van Staal, C.R. y Davis, W.J. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 438-459.
- Fernandez, J.P., Bondesio y Pascual, R. 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbreira (Eógeno Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas. *Ameghiniana* 10: 152-172.
- Gallisky, M. y Viramonte, J. 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South America Earth Sciences* 1: 329-342.
- Goodfellow, J.W., Lydon, J.W. y TURNER, R.J. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment – hosted (SEDEX) zinc – lead – silver sulphide deposits. En Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. y Duke, J.M. (Eds.), *Mineral Deposit Modeling* 40:201-251. Geological Association of Canada.
- Gonzales, A., Tchilingurian, P., Pereyra, F., Ramallo, E. 2002. Hoja Geológica 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín, Boletín N°274. Secretaria de Minería de la Nación, 132 pp, 2 mapas. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1952. Mesozoico, Ándico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estratigrafía y Geografía, 2: 349-521. Buenos Aires.

- Hagerman, T. 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. Boletín de informaciones Petroleras 57: 1-35.
- Halpern, M. y Latorre, C.D. 1973. Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28: 195-205.
- Harrington, H.J. 1957. Ordovician formations of Argentina. En Harrington, H.J. y A.F. Leanza (Eds.), Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology University Kansas Press, Special Publication 1: 1-59.
- Harrington, H.J. 1975. South America. En Fairbridge, R.W. (Ed.), The Encyclopedia of World Regional Geology. Western Hemisphere, Part I: 456-465.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1: 1-276.
- Herrera, C.M., Powell, J., del Papa C. 2012. Un nuevo *Dasypodidae* (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana 49: 267-271.
- Hongn, F.D. 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta (inédito), 228 pp., Salta.
- Hongn, F.D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. Asociación Geológica Argentina, Revista 49: 256-268.
- Hongn, F.D., Turbia, J.M., Aranguren, A. y Mon, R. 2002. La Monzodiorita Las Burras: Un plutón mioceno en el Batolito de Tastil, Cordillera Oriental Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, CD-ROM: 220. Santa Cruz.
- Hutton, D.H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Transaction of the Royal Society of Edimburgh, Earth Sciences 79: 245-255.
- Hausen, J. 1925. Borde oriental de la Puna de Atacama. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 28: 1-95. Córdoba.
- Igarzábal, A.P. 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuartáricas de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 595-607. San Carlos de Bariloche.
- Igarzábal, A.P. 1991. Evaporitas cuaternarias de la Puna Argentina. En Pueyo, J.J. (Ed.), Génesis de formaciones evaporíticas: Modelos andinos e ibéricos. Universidad de Barcelona, 333-374.

- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J.B., Schmitt, A.K. y Strecker, M.R. 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics* 31: TC6006.  
DOI:10.1029/2012TC003168.
- Keidel, J. 1910. Estudio Geológico en la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. *Anales de Minería y Agricultura. Sección Geológica* 2: 76-77. Buenos Aires.
- Keidel, J. 1943. El ordovícico inferior de los Andes del Norte Argentino y sus depósitos marino glaciares. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 36: 140-229. Córdoba.
- Kirschbaum, A., Murray, J., Lopez, E., Equiza, E., Arnosio, M., Boaventura, G. 2011. The environmental impact of Aguilar mine on the heavy metal concentrations of the Yacoraite River, Jujuy province, NW Argentina. *Environmental Earth Sciences, Special issue* 65: 493-504.
- Kittl, E., Kittl, P. 1965. Sobre las wolframitas de Liquinaste, Jujuy. *Revista Minera*: 29: 42-46. Buenos Aires.
- Lanfranco, C. 1972. Estudio de la intrusión en la falda oriental de la sierra Aguilar y metamorfitas del área de contacto. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 120 pp., Córdoba.
- Leanza, A.M. 1969. Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo Dolomítico y con las calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 393-407.
- Lencinas, A. y Salfity, J.A. 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la cuenca Andina, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 253-267. Córdoba.
- Linares, E. 1981. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B: 1-63. Buenos Aires.
- Linares E. y Latorre, C.O. 1975. La edad del granito Aguilar provincia de Jujuy, Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Buenos Aires 1: 91-98.
- López Steinmetz, R., Galli, C. 2015. Hydrological change during the Pleistocene-Holocene transition associated with the Last Glacial Maximum-Altithermal in the eastern border of northern Puna. *Andean Geology* 42: 1-19.
- Stipanich, P.N. y Linares, E. 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. En *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias.

- Stingl, W. 1947. Estudio geológico de la zona de Casa Grande, Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), Córdoba.
- Martín, J.L. 1989. Estudio geológico en los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar. Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 178 pp., Salta.
- Mc Clay, K.R. y Buchanam, P.G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En Mc Clay (Ed.), Thrust Tectonics, 93-104. Londres.
- Méndez, I., Viviers, M. 1973. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy). 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 467-470.
- Méndez, V. 1974. Estructuras de las Provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29: 391-424.
- Mendez, V., Turner, J.C., Navarini, A., Amengual, R., Viera, O. 1979. Geología de la región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares.
- Mirré, J.C. y Aceñolaza, F.G. 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp. (Traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. Ameghiniana 9: 72-78.
- Mon, R. y Hongn, F. 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42: 31-38.
- Mon, R. y Hongn, F. 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Noroeste Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43: 124-127.
- Montero-López, C., del Papa, C., Hongn, F., Strecker, M.R., Aramayo, A. 2016. Synsedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentina: New evidence from regional to centimeter-scale deformation features. Basin Research, DOI: 10.1111/bre.12112.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 9-44.
- Moya, M.C. 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern cordillera. En Bahlburg, H., Breikreuz, Ch., Giese, P. (Eds.) The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences 17: 55-69.

- Moya, M.C. 1997. La Fase Tumbaya (Ordovícico inferior) en los Andes del norte argentino. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 185-189. Antofagasta.
- Moya, M.C. 1999. El Ordovícico en los Andes del norte argentino. En González, G., Bonorino, R., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.). 14° Congreso Geológico Argentino. Geología del Noroeste Argentino, Relatorio 1: 134-152.
- Moya, M.C. y Monteros, J.A. 2000. El angosto del Moreno (Cordillera Oriental Argentina), un área clave para analizar el límite Cámbrico – Ordovícico y la discordancia Iruya. 14° Congreso Geológico Boliviano, Memorias: 142-147. La Paz.
- Nesossi, D. 1950. Estudio geológico de los departamentos de Santa Victoria (Salta) y Yavi (Jujuy). Informe interno YPF (inédito), Buenos Aires.
- Omarini, R.H. 1982. Caracterización Litológica Diferenciación y Génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 202 pp., Salta.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Gbze, H.J., Seilacher, A. and Pflüger, F. 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and preGondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 76-97.
- Ortega, G. y Albanesi, G.L. 2002. Bioestratigrafía de graptolitos y conodontes del Tremadociano tardío de la Cordillera Oriental argentina. En Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (Eds.). 15° Congreso Geológico Argentino, CD Rom 119: 542- 547.
- Ortega, G. y Rao, R.I. 1995. Nuevos hallazgos de graptolitos (Ordovícico Inferior) en la sierra de Cajas, departamento Humahuaca, provincia de Jujuy, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Actas 60: 293-316.
- Pascual, R., Vujetic, M.G. y Fernández, J. 1978. Los primeros mamíferos (Notangulata, Hericosornidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara) su implementación filogenética, taxonómica y cronológica. *Revista Ameghiniana* 15: 366-390.
- Pascual, R., Bond, M., y Vucetic, M. 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 743-178.
- Rao, R. y Flores, F. 1998. Conodontes ordovícicos (Tremadociano superior) de la sierra de Aguilar, Provincia de Jujuy, República Argentina, Bioestratigrafía y Tafonomía. *Revista Española de Micropaleontología* 20: 5-20.
- Reverberi, O. 1968. Contribución al estudio de los Yacimientos de boratos en la Argentina. Laguna de Guayatayoc. Departamentos de Cochinoca y Tumbaya. Jujuy.

- Reyes, F.C. y Salfity, J.C. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía de Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385.
- Russo, A. y Rodrigo, L. 1965. Estratigrafía y paleogeografía del Grupo Puca en Bolivia. Boletín del Instituto Boliviano del Petróleo 5: 3-4. La Paz, Bolivia.
- Salfity, J.A., Omarini, R., Baldis, B., Gutiérrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 341-362, Buenos Aires.
- Salfity, J.A. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología 1: 11-26. Argentina.
- Salfity, J., Malanca, S., Brandan, E., Monaldi, C. y Moya, C. 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S., Gonzales, R.E., Monaldi, C.E., Marquillas, R., Galli, C. y Alonso, R.N. 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas1: 453-471. Buenos Aires.
- Sánchez, M.C. 1984. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el extremo austral de la quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta (inédita), Salta.
- Sánchez, M.C. y Salfity, J.A. 1987. Litofacies del Grupo Mesón en el oeste del Valle de Lerma (Cordillera Oriental Argentina). 10° Congreso Geológico Argentino 2: 129-132. Tucumán.
- Sánchez, M.C. y Salfity, J.A. 1990. Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) en el Oeste del Valle de Lerma, Cordillera Oriental Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 129-132. Bariloche.
- Sandruss, A. 1978. Estudio geológico-minero del yacimiento boratífero de Laguna de Guayatayoc. Distrito Quebraleña. Departamentos Cochino-Tumbaya. Dirección Provincial de Minería (inédita). Jujuy.
- Shlagintweit, O. 1941. Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte calcáreo dolomítico del noroeste argentino. Universidad Nacional de La Plata, Notas del Museo, Geología, 14: 337-354. La Plata.
- Schlagintweit, O. 1942. La posición estratigráfica del yacimiento de Fe de Zapla en Argentina. Bolivia. Revista Minera 13: 115-127.
- Schwab, K. y Lippolt, H. 1974. K-Ar mineral ages and Late Cenozoic history of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). International Association Volcanism Geochem Earth Interior Proceedings: 697-714, Santiago de Chile.

- Sgrosso, P. 1943. Contribución al conocimiento de la minería y Geología del Noroeste Argentino. Ministerio de Agricultura de la Nación 53: 180.
- Siks, B.C., Horton, B.K. 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics* 30, TC6017, Doi:10.1029/2011TC002944.
- Spencer, F.N. 1950. The geology of the Aguilar lead - zinc mine, Argentine. *Economic Geology* 45:405-433. New Jersey.
- Stipanovic, P.N. y Linares, E. 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria) 3: 1-42.
- Streit, R., Burbank, D.W., Strecker, M.R., Alonso, R.N., Cottle, J.M. y Kylander Clarck, A.R.C. 2017. Controls on intermontane basin filling, isolation and incision on the margin of the Puna Plateau, NW Argentina (~23°S). *Basin Research*, 29: 131-155.
- Sureda, R.J., Gallisky, M. Argañaraz, P. y Daroca, J. 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Revista Capricornio* 1: 39-95. Salta.
- Sureda, R.J. y Martín, J.L. 1990. Mina Aguilar, Jujuy, Argentina: un depósito sedex ordovícico, con metamorfismo de contacto sobreimpuesto, en la Provincia Metalogénica Quiaqueña. Asociación Argentina de Geología Económica. Publicación Especial. Homenaje al 80º Aniversario del Profesor Ingeniero V, Angelelli. Buenos Aires.
- Sureda, R.J., Pérez, H., Martín, J.L y Flores, F. 1992. Exploración y desarrollo de un depósito SEDEX en la sierra de Aguilar: mina Esperanza, Jujuy, Argentina. 4º Congreso Geológico Económico, 1º Congreso Latinoamericano Geológico Económico. Córdoba.
- Sureda, J.R. 1999. Los yacimientos sedex de plomo y zinc en la Sierra de Aguilar. Jujuy. En Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Anales 35: 459 - 485, Buenos Aires.
- Toro, B.A. 1993. Graptofauna arenigiana de la quebrada del río Cajas (Formación Acoite), Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana* 30: 69-76.
- Tortello M.F y Aceñolaza G.F. 1993. Trilobites agnóstidos del límite Cámbrico – Ordovícico de la Formación Lampazar, sierra de Cajas. Provincia de Jujuy, Argentina. *Revista española de paleontología*, 8: 177-184.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39. Jujuy.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencia. *Academia Nacional de Ciencias* 41: 163-196. Córdoba.

- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 104.
- Turner, J.C., Méndez, M., y Lurgo, C.S. 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 367- 387. Neuquén.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 51: 11-24. Córdoba.
- Turner, J.M.C., Salfity, J.A. 1977. Perfil geológico Humahuaca - pueblo Abra Laite (Jujuy, República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 32: 111-121.
- Vilela, R.C. 1951. Acerca del hallazgo del horizonte calcáreo dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6: 101-107.
- Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M.A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. En Cooper, M. y Williams, G.D. (Eds.), Inversion Tectonics. The Geological Society by Blackwell Scientific Publications, 3-15. London.
- Zappettini, E.O. 1989. Geología y Metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincia de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 180 pp., Buenos Aires.