Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Grado

Geología y paleomagnetismo del Grupo Santa Victoria en la Sierra de Mojotoro, provincia de Salta

Rodriguez Piceda, Constanza

2017

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Rodriguez Piceda, Constanza. (2017). Geología y paleomagnetismo del Grupo Santa Victoria en la Sierra de Mojotoro, provincia de Salta. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001103_RodriguezPiceda

Cita tipo Chicago:
Rodriguez Piceda, Constanza. "Geología y paleomagnetismo del Grupo Santa Victoria en la Sierra de Mojotoro, provincia de Salta". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2017.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001103_RodriguezPiceda

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. **Contacto:** bibliotecadigital.exactas.uba.ar
Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

"Geología y paleomagnetismo del Grupo Santa Victoria en la Sierra de Mojotoro, provincia de Salta"

Constanza Rodriguez Piceda

Director: Augusto E. Rapalini

Co-directora: Mónica P. Escayola

Año 2017

Índice

1. Resumen 3

2. Introducción 4

2.1 Objetivos 4

2.2 Zona de estudio: Ubicación y caracterización 4

2.3 Metodología de trabajo 6

3. Antecedentes locales 8

4. Estratigrafía 11

4.1 Basamento 11

4.1.1 Formación Sancha (Ortiz, 1962) 11

4.1.2 Formación Las Tienditas (Ortiz, 1962) 11

4.1.3 Complejo Puncoviscana (Turner, 1960) 12

4.1.3.1 Formación Chachapoyas (Aparicio González *et al.,* 2010) 16

4.1.3.2 Formación Alto de la Sierra (Aparicio González *et al.,* 2010) 17

4.1.3.3 Formación Guachos (Moya, 1998) 18

4.2 Cobertura sedimentaria del Paleozoico Inferior 19

4.2.1 Grupo Mesón (Turner, 1960) 19

4.2.2 Grupo Santa Victoria (Turner, 1960) 21

4.3 Cobertura sedimentaria cretácica-paleógena 25

4.3.1 Grupo Salta (Turner, 1959) 25

4.4 Depósitos terciarios y cuaternarios 27

5. Estructura 28

6. Evolución Geológica 30

6.1 El Ciclo Pampeano 30

6.2 El Ciclo Famatiniano 31

6.3 El *rift* del Grupo Salta 34

6.4 El Ciclo Ándico 34

7. Geología de las áreas de estudio 36

7.1 Estratigrafía 38

7. 2 Petrografía y calcografía 41

8.1 Paleomagnetismo 44

8.1 Perfil de susceptibilidad magnética 45

8.2 Estudio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) 49

8.3. Estudio Paleomagnético 54

9. Conclusiones 69

10. Agradecimientos 71

11. Bibliografía 72

Apéndice 1: Análisis de facies 89

Apéndice 2: Descripción de cortes delgados 90

1. Resumen

El Grupo Santa Victoria de edad ordovícica corresponde a una de las unidades de mayor extensión areal en la Cordillera Oriental. Estudios geológicos, de magnetofábrica y paleomagnéticos fueron realizados en la sierra de Mojotoro, provincia de Salta, con el objetivo de contribuir al conocimiento general de la región, particularmente acerca de la posición del bloque de Pampia durante el Paleozoico temprano en relación al supercontinente de Gondwana. Se trabajó sobre 12 sitios distribuidos en 3 localidades (“Ruta”, “Gauchito Gil” y “Selva”). Los afloramientos del Grupo Santa Victoria relevados corresponden a depósitos de plataforma silicoclástica media a proximal, donde la composición es principalmente de areniscas cuarcíticas. La secuencia se encuentra deformada por fallas inversas producto de la Orogenia Andina.

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética, permitieron determinar en la localidad “Ruta” una fábrica pre-tectónica anterior al ciclo andino. En la localidad “Gauchito Gil” se observó una fábrica afectada por procesos de deformación tectónica, mientras que en la localidad “Selva”, los resultados fueron mixtos.

Los estudios paleomagnéticos, permitieron aislar componentes magnéticas confiables para los 12 sitios, pudiéndose obtener un polo paleomagnético para el Grupo Santa Victoria con ubicación Long=340,4°E Lat=38,3°N A95=8,8. Este polo no coincide con la curva de deriva polar aparente de Gondwana para el Paleozoico temprano, ni con otros polos obtenidos para el Grupo Mesón y la Formación Santa Rosita, al norte de la zona de estudio. Estas discrepancias se adjudican, en el primer caso, a la falta de corrección por compactación en las direcciones obtenidas, y en el segundo, a la posible presencia de rotaciones tectónicas según ejes verticales en las localidades ubicadas al norte de la zona de trabajo.

2. Introducción

2.1 Objetivos

Este trabajo tiene como objetivo, a partir de estudios geológicos, paleomagnéticos y de magnetofábrica, poder contribuir al entendimiento de la evolución del proto-margen de Gondwana en el Paleozoico Inferior. Para eso fue realizado un estudio en la sierra de Mojotoro, en la provincia de Salta. En dicha zona, se estudiaron afloramientos del Grupo Santa Victoria de edad ordovícica, definidos por Harrington (1957) y Turner (1960), los cuales forman parte del conjunto de unidades de edad neoproterozoica tardía a paleozoica temprana característico de la región. La historia geológica de este conjunto es compleja ya que estuvo sometida a diversos procesos tectónicos y magmáticos.

2.2 Zona de estudio: Ubicación y caracterización

La zona de trabajo se ubica al norte del valle de Lerma, sobre la sierra de Mojotoro. Esta zona corresponde a la provincia geológica de Cordillera Oriental. Se realizaron los estudios en tres localidades: dos en las cercanías de la ciudad de Salta, y un tercero al norte, cerca del límite con Jujuy (Figura 1 y Figura 2). El acceso al primero (“Gauchito Gil”) se realizó desde la ciudad de Salta, tomando la ruta 9, luego la ruta provincial 39 y por último, dos kilómetros sobre la ruta provincial 26 camino a La Quesera (24° 52' 28,50" S 65° 21' 30,30" O). El segundo lugar (“Ruta”) se encuentra sobre la ruta 39, a 20 kilómetros del empalme con la 26 (25° 1' 42,20" S 65°23'20,80"O). Por último, el tercer lugar (“Selva”) se ubica a 30 kilómetros de Salta sobre la ruta 9 (24°30'46,10"S 65°20'37,00"O).

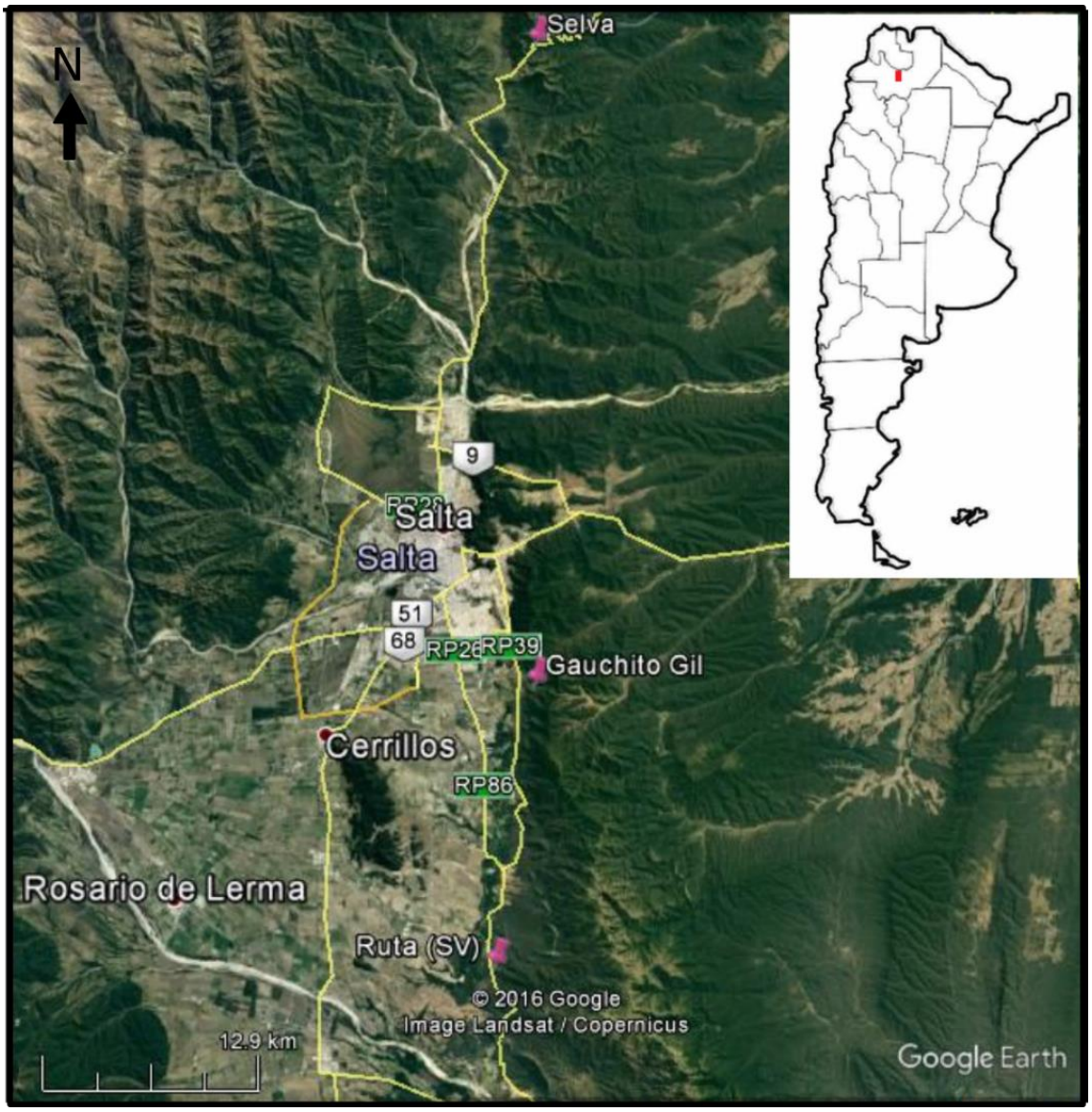


Figura 1: Ubicación geográfica de la zona de estudio. Los puntos color rosa indican las zonas de muestreo paleomagnético y de realización del perfil estratigráfico.

Figura 2: localidades de muestreo. (a) y (b) “Ruta”; (c) “Gauchito Gil”; (d) “Selva”

El principal poblado de la zona es la Ciudad de Salta, con 600000 habitantes. Otras localidades más pequeñas son Cerrillos (con 350000 habitantes) y San Lorenzo, Vaqueros y La Caldera, con menos de 5000 habitantes cada uno.
Los principales accesos a la zona son las rutas nacionales 9, 51 y 68 y las rutas provinciales 26, 86, 39 y 28.

2.3 Metodología de trabajo

Se realizó una recopilación bibliográfica de los antecedentes de la zona de estudio. Se analizaron también imágenes satelitales de Google Earth y Bing Maps. Éstas fueron interpretadas a partir de la bibliografía pertinente, como la hoja geológica de Metán 1:250000 relevada por Salfity y Monaldi (2006) y los mapas confeccionados por Aparicio González *et al.* (2010) y López de Azarevich *et al.* (2010a), siendo luego procesadas con el software QGIS.
En el mes de junio de 2016, se realizó un trabajo de campo cuya duración fue de 10 días. En el mismo, se efectuó el relevamiento geológico de la zona y se

recolectaron muestras para dataciones radimétricas, estudios petrográficos, paleomagnéticos y de magnetofábrica. Se recolectaron un total de 92 muestras orientadas.

Con esta información, se confeccionó, en primer lugar, un mapa geológico de la zona. En segundo lugar, un perfil estratigráfico y otro de susceptibilidad magnética de uno de los puntos de muestreo (localidad “Ruta”). A su vez se analizaron 12 cortes petrográficos. Por último, a partir de las muestras orientadas, se realizó un estudio paleomagnético y de magnetofábrica.

3. Antecedentes locales

La separación estratigráfica del basamento de la Cordillera Oriental resulta dificultosa. En su conjunto, está representado por unidades litoestratigráficas heterogéneas de tipo sedimentario, ígneo y metamórfico de bajo a muy bajo grado e intensidades de deformación tectónica diferentes. Inicialmente, Keidel (1943) describió un basamento compuesto por pizarras, filitas y esquistos en el centro-sur de la región. A este basamento le asignó una edad precámbrica por subyacer a otras unidades que consideraba cámbricas (Kambrium; K1, K2, K3), descritas con anterioridad por Hausen (1925) como “formación cuarcítica de altas montañas”. Posteriormente, Turner (1960) identificó formalmente las unidades en la Sierra de Santa Victoria (al norte de Cordillera Oriental), siguiendo el esquema planteado por Keidel (1943). Definió los nombres de Formación Puncoviscana (metamorfitas clásticas plegadas) y Formación Cañaní (intrusivo granodiorítico), ambas de edad precámbrica. A su vez, redefinió las unidades cámbricas K1, K2 y K3 como Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, respectivamente, y las consideró parte de una unidad de mayor jerarquía a la que denominó Grupo Mesón.

El hallazgo de *Oldhamia isp.* por Mirré y Aceñolaza (1972) llevó a cuestionar la edad precámbrica asignada primeramente a la Formación Puncoviscana. Estudios paleontológicos y radimétricos posteriores (Toselli, 1992; Becchio *et al.*, 1999; Mángano y Buatois, 2004; Hongn *et al.*, 2001; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005; Escayola *et al.*, 2011) permitieron asignarle a la unidad una edad ediacarana-cámbrica temprana.

Aceñolaza *et al.* (1988) y Aceñolaza y Aceñolaza (2005) identificaron a todo el basamento de la Cordillera Oriental como un grupo heterogéneo de rocas afectado por un metamorfismo de bajo grado y lo denominaron Formación Puncoviscana *s.l..* Zimmermann (2005) le asignó al conjunto el nombre de Complejo Puncoviscana siguiendo la nomenclatura propuesta por Caminos (1979), Aceñolaza y Toselli (1976), Pankhurst y Rapela (1998), entre otros, y lo correlacionó con el basamento de mediano y alto grado metamórfico de las Sierras Pampeanas Orientales.

La primera división litoestratigráfica del basamento fue presentada por Salfity *et al.* (1975), quienes definieron en las sierras de Castillejo y Sancha (al sur de la zona de estudio) a la Formación Sancha (*sensu* Ortiz, 1962; pelitas plegadas) y al Grupo Lerma. Éste último, compuesto por las Formaciones Las Tienditas (calizas negras *sensu* Ortiz, 1962), Puncoviscana (como había sido definido por Turner, 1960) y Corralito (conglomerados). Baldis y Omarini (1984) incluyeron dentro del Grupo Lerma a la Formación Sancha porque encontraron una continuidad sedimentaria entre ésta y la Formación Las Tienditas y excluyeron la Formación Corralito ya que la consideraban una facies proximal de la Formación Puncoviscana. Además, señalaron la importancia de la Formación Las Tienditas para poder diferenciar entre sí a las formaciones Sancha y Puncoviscana. Estos autores, al igual que Aceñolaza y Toselli (1981), consideraban que la depositación ocurrió en una única cuenca.

Moya (1998), a partir de estudios sedimentológicos más detallados, identificó una nueva unidad de edad cámbrica con el nombre de Formación Guachos. Posteriormente, Aparicio González *et al.* (2010) realizaron una nueva subdivisión dentro de basamento aflorante en la Sierra de Mojotoro, proponiendo la Formación Chachapoyas y la Formación Alto de la Sierra. Al conjunto de formaciones Volcán (no aflorante en la zona de estudio), Sancha, Las Tienditas, Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos las incluyeron dentro del Complejo Puncoviscana.

El Grupo Santa Victoria fue definido por primera vez en la sierra homónima al Oeste de la provincia de Salta. Está constituido por las Formaciones Santa Rosita (Harrington, 1957) y Acoite (Turner, 1960). Otros autores (Ruiz Huidobro y González Bonorino, 1953; Ruiz Huidobro, 1968) definieron en la sierra de Mojotoro a las sedimentitas paleozoicas como Formación Mojotoro. La sección basal de estas unidades fue posteriormente asignada al Cámbrico del Grupo Mesón, mientras que la superior, al Ordovícico. Dentro de esta última sección, Harrington (1957) nombró a las unidades, de base a techo, como Formaciones San José (y su equivalente Pingüinyal), Caldera, Áspero, San Bernardo, Mojotoro y Santa Gertrudis. Luego, se agregaron dos nuevas unidades: Formación La Pedrera en la base y Formación Floresta, intercalada entre las unidades Caldera y Áspero (Moya, 1998). Debido a que estos últimos trabajos

fueron realizados específicamente en la sierra de estudio, se utilizará, en este trabajo, la división estratigráfica local propuesta por Moya (1998) para referirse al Grupo Santa Victoria.

En cuanto a los estudios paleomagnéticos previos, los trabajos realizados sobre rocas del Paleozoico Inferior de Cordillera Oriental son escasos. Spagnuolo *et al.* (2008a, 2012) obtuvieron los primeros polos paleomagnéticos del Cámbrico medio a tardío y del Ordovícico basal, a partir de estudios sobre el Grupo Mesón, particularmente la Formación Campanario, y la Formación Santa Rosita, respectivamente. Debido a las diferencias entre la ubicación del polo más antiguo y la curva de deriva polar aparente (APWP) de Gondwana de la misma edad, los autores propusieron un desplazamiento dextral del bloque Pampia en relación al cratón del Río de la Plata y los otros bloques que conformaban el supercontinente Gondwana. Sin embargo, no descartaron de modo definitivo que la anomalía fuese producto de rotaciones tectónicas horarias asociadas al desarrollo del Oroclino Boliviano en el Cenozoico (ej. Somoza *et al.*, 1996; Arriagada *et al.*, 2008), aunque lo consideran menos probable. Franceschinis *et al.* (2016) realizaron otro estudio sobre las Formaciones Puncoviscana y Campanario. En el caso de la unidad más antigua, los autores obtuvieron polos geomagnéticos virtuales (PGVs) no coincidentes con la curva de deriva polar aparente de Gondwana de la misma edad. Lo mismo sucede con el polo paleomagnético obtenido a partir de la Formación Campanario, que no coincide estrictamente tampoco con los polos obtenidos con anterioridad por Spagnuolo *et al.* (2012). Los resultados tienen, según los autores, dos posibles interpretaciones: o bien, rotaciones andinas diferentes entre las distintas localidades de muestreo o bien, un desplazamiento dextral rápido a lo largo del margen del cratón del Río de la Plata en el Cámbrico.

4. Estratigrafía

4.1 Basamento

4.1.1 Formación Sancha (Ortiz, 1962)

Litología

La base de la unidad corresponde a sedimentos conglomerádicos con matriz pelítica (Seggiaro, 1980). De forma suprayacente, se ubica una secuencia pelitíco-arenosa (Ortiz, 1962; Salfity *et al.* 1975). En sectores, la secuencia está integrada por pelitas laminadas de color verde grisáceo que gradan a calizas, las cuales constituyen la transición con la Formación Las Tienditas

Interpretación paleoambiental

Las unidades corresponderían a turbiditas depositadas en un ambiente marino profundo (Salfity *et al.*, 1975; Baldis y Omarini, 1984).

Relaciones estratigráficas

No se conoce la base y es cubierta concordantemente por la Formación Las Tienditas

Edad

La edad de esta unidad sería proterozoica tardía en base a relaciones estratigráficas, al subyacer a la Formación Las Tienditas.

4.1.2 Formación Las Tienditas (Ortiz, 1962)

Litología

Está conformada por calizas metamorfizadas de color gris oscuro a negro con estructura masiva o laminada (Ortiz, 1962; Seggiaro, 1980; Omarini, 1983). Según Esteban y Aceñolaza (2010) el color se debería en parte al alto contenido de materia orgánica (4% de carbono orgánico total). Producto de la deformación, tiene fracturas rellenas de calcita blanca en forma de venillas, las cuales le otorgan a la unidad valor como roca ornamental (Tapia Viedma, 1998). El

metamorfismo es de muy bajo a bajo grado, indicado por la recristalización de carbonatos (Tapia Viedma, 1998). El espesor varía desde los 160 m (Seggiaro, 1980) hasta los 240 m (Omarini, 1983). Esta variación en espesor puede ser producto en realidad de repeticiones por causas tectónicas (Salfity y Monaldi, 2006)

Interpretación paleoambiental

En base a las características petrográficas y sedimentarias, las calizas corresponderían a facies de ritmitas depositadas en plataformas estables y en condiciones de poca profundidad (Omarini *et al.*, 2008). A partir del contenido de carbono, se estima que la depositación ocurrió en un ambiente de aguas frías con influencia de corrientes de upwelling. Esto habría provocado la proliferación de cianobacterias con alta productividad en un contexto de circulación de agua limitada (Esteban y Aceñolaza, 2010)

Relaciones estratigráficas

El pasaje entre la Formación Sancha y las calizas Las Tienditas es transicional y concordante (Ortiz, 1962; Omarini, 1983). Sin embargo fueron descriptas discordancias locales (Seggiaro, 1980; Baldis y Omarini 1984). Por encima, se apoyan en forma discordante los depósitos basales del Subgrupo Pirgua.

Edad

A partir de su posición estratigráfica, interpretación paleoambiental (depositación en aguas relativamente frías en latitudes medias-altas) y estudios isotópicos de C y O sobre la unidad (los cuales indican una excursión negativa de isótopos de C), la edad podría corresponder al Ediacariano, durante una etapa post-glacial (Sial *et al.*, 2000, 2001; Toselli *et al.*, 2005; Esteban y Aceñolaza, 2010; López de Azarevich *et al.,* 2010b).

4.1.3 Complejo Puncoviscana (Turner, 1960)

Litología

El Complejo o Formación Puncoviscana consiste en una sucesión de pelitas de colores gris, gris verdoso y morado y areniscas intercaladas con cuarcitas finas

de color verde oscuro, por sectores morados. Estas sedimentitas aparecen interdigitadas con pizarras y filitas y conforman bancos de espesor decimétrico (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). Los estratos arenosos tienen 30 a 50 cm de potencia y normalmente presentan laminación paralela y ondulítica. El conjunto está afectado por un metamorfismo de bajo grado (hasta facies esquistos verdes) que no alcanza a obliterar las características sedimentarias originales. Por otra parte, las grauvacas y pelitas verdes están interdigitados con bancos tufíticos delgados de color rosáceo y amarillento (Escayola *et al.*, 2011) (Figura 3)

Uno de los elementos característicos de la Formación Puncoviscana es la presencia de vetas de cuarzo lechoso de espesor entre 10 y 20 cm y que en algunas ocasiones llega incluso al metro.

Esta formación se encuentra intruida por cuerpos plutónicos de edad cámbrica inferior (Toselli, 1990; Hongn *et al.*, 2001), entre ellos, Santa Rosa de Tastil, Cañaní y La Paya, los cuales se encuentran ubicados fuera de la zona de estudio.

En cuanto al contenido fosilífero se reconocen trazas fósiles (como *Archaeonassa fossulata y Asaphoidichnus isp.,* entre otras) y estructuras microbiales, también llamadas *wrinkle structures* (Aceñolaza y Durand, 1973; 1986; Durand y Aceñolaza, 1990; Aceñolaza *et al.*, 2005; Aceñolaza y Aceñolaza, 2001, 2003, 2005; Aceñolaza, 2004)

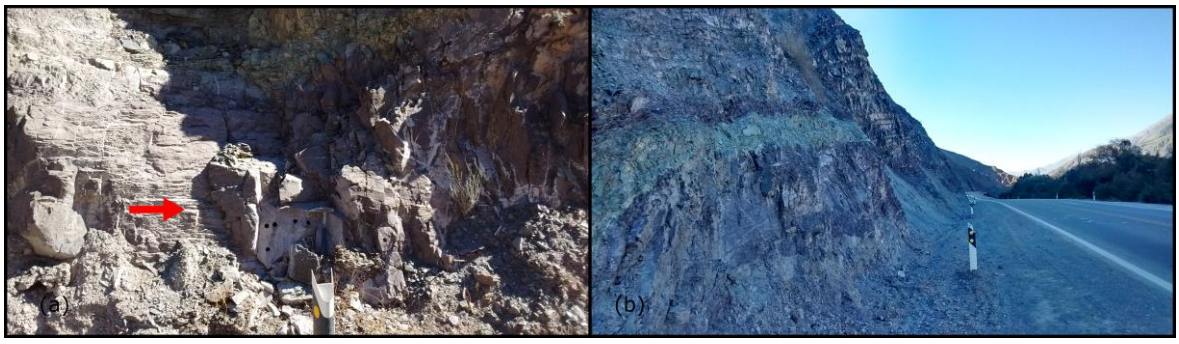


Figura 3: Afloramiento sobre la Ruta 9 (Jujuy) de la Formación Puncoviscana. (a) tobas; (b) intercalación de pelitas y tobas

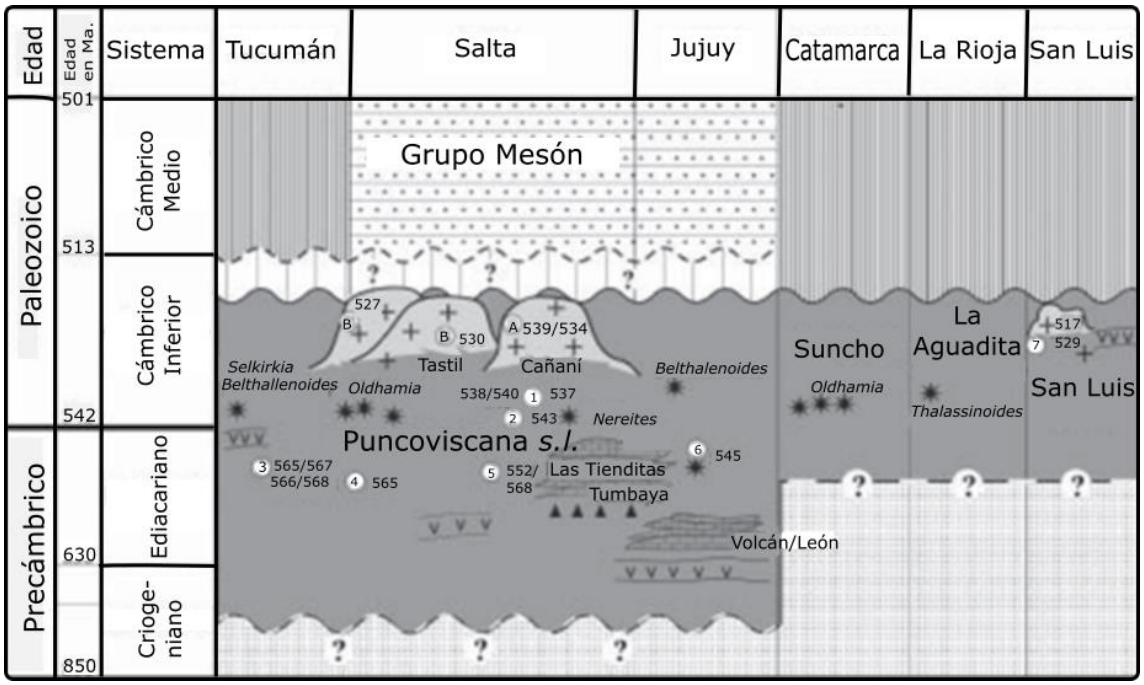


Figura 4: Esquema estratigráfico sintetizando la posición de la Formación Puncoviscana, sus intrusivos, litologías y discordancias. Los valores numéricos señalan edades radimétricas en Ma obtenidas sobre plutonitas y metamorfitas. A. Plutón Cañaní, B. Plutón Tastil, 1. Quebrada Don Bartolo, 2. Quebrada del Toro, 3. Choromoro, 4. San Javier, 5. Cuesta del Obispo, 6. Purmamarca. *(Modificado de Aceñolaza y Aceñolaza, 2005)*

Interpretación paleoambiental

En sentido amplio, la Formación Puncoviscana se interpreta como integrada por depósitos de plataforma y talud continental. Los depósitos de ambiente profundo corresponden a secuencias turbidíticas (posiblemente un abanico submarino) (Omarini y Baldis, 1984, Jézek, 1986, 1990; Willner, 1990), mientras que en algunas localidades, a partir de estudios sedimentológicos, se determinó que la depositación ocurrió bajo la influencia de oleaje y ciclos de marea en un ambiente de aguas someras (López de Azarevich y Omarini, 2008; Omarini *et al.*, 2008, López de Azarevich *et al.*, 2010a-c; Buatois y Mángano, 2012). López de Azarevich y Omarini (2008) y López de Azarevich *et al.* (2010c, 2012) reinterpretaron localmente los sedimentos como ritmitas de plataforma somera y costa con influencia periódica de tormentas.

Relaciones estratigráficas

La base de la unidad es desconocida. De forma suprayacente se ubica el Grupo Mesón (Figura 4). Ambas unidades están separadas por una discordancia angular (Discordancia Tilcárica)

Edad

La edad de la Formación Puncoviscana *s.l* ha sido sujeto de debate durante varias décadas y lo sigue siendo en la actualidad. Keidel (1943) le asignó una edad precámbrica al subyacer unidades que consideraba cámbricas. Esta edad fue posteriormente cuestionada a partir del hallazgo de los icnofósiles *Oldhamia* y *Trepichnus (=Phycodes)* (Mirré y Aceñolaza, 1972; Aceñolaza y Durand, 1973, 1982, 1986, 1987; Aceñolaza *et al.* 1976), a partir del cual determinaron una edad cámbrica temprana. A su vez, dataciones radimétricas sobre los sedimentos metamorfizados indican una edad neoproterozoica a cámbrica temprana inclusive (Lork *et al.,* 1990; Do Campo *et al.,* 1994; nso, 2000; Hongn *et al.*, 2001). Ramos (2000) infiere edades entre los 700 y los 535 Ma en base a estudios radimétricos sobre esquistos, circones detríticos y de icnofauna.

La interpretación clásica ha sido asignarle a la unidad una edad precámbrica superior-cámbrica inferior (Aceñolaza y Toselli, 1981). Sin embargo, estudios posteriores fueron realizados con el objetivo de acotar este intervalo. Algunos autores restringen la edad al: i) Vendiano-Tommotiano (siguiendo la nomenclatura rusa) (Omarini y Baldis, 1984; Durand y Aceñolaza, 1990; Durand *et al.*, 1994; Aceñolaza y Alonso, 2001). ii) Neoproterozoico-Cámbrico Temprano (Hongn *et al.*, 2001). iii) Nemakitiano-Daldyniano (Buatois y Mángano, 2003). Aceñolaza y Aceñolaza (2005) señalan que todavía subsiste esta ambigüedad en los resultados ya que no se cuentan con datos complementarios a los fósiles con cierto valor cronológico, la gran variedad de dataciones radimétricas sobre pizarras y granitos y los escasos datos de isotopía de C, Sr y O.

Posteriormente, Escayola *et al.* (2011) realizaron dataciones en circones de bancos tufíticos intercalados en la unidad, sugiriendo que la depositación tuvo lugar principalmente durante el Cámbrico Temprano (540-535 Ma), continuando luego de la Orogenia Pampeana-Tilcárica, a partir de los 530 Ma. Esta última edad es determinada a partir de la intrusión de cuerpos graníticos entre los 536

y 519 Ma., como los de Santa Rosa de Tastil, Cañaní y La Paya (Lork *et al.*, 1990; Adams *et al.*, 1989, 1990; Do Campo *et al.*, 1994).

En la zona de estudio, se identificaron las siguientes unidades dentro del Complejo Puncoviscana

4.1.3.1 Formación Chachapoyas (Aparicio González *et al.,* 2010)

Litología

Son metapelitas y metafangolitas laminadas de colores verde, gris y morado. Aparece intercalada, de forma esporádica, otra facies de metaarenisca fina y mediana, gris y verde, formando bancos macizos. La formación se extiende desde un poco al norte del arroyo Gallinato, hasta aproximadamente la latitud de La Merced hacia el sur (véase Lámina 1). En los afloramientos relevados por Aparicio González *et al.* (2010), la unidad presenta un marcado plegamiento, con clivaje de ‘plano axial de rumbo ENE e inclinación SE. Se encuentra intruída por diques ácidos sobre el camino Salta-Güemes (ruta nacional n°9).

Interpretación paleoambiental

Debido al intenso plegamiento observado en los afloramientos, resulta dificultoso realizar una interpretación paleoambiental de esta unidad (Aparicio González *et al.*, 2010).

Relaciones estratigráficas

Subyace discordantemente al Grupo Mesón y hacia el este tiene contacto por falla con la Formación Guachos. Se desconoce la relación estratigráfica con la Formación Puncoviscana (Aparicio González *et al.*, 2010).

Edad

A partir del estudio de circones detríticos (Aparicio González *et al.*, 2014), se le ha asignado una edad máxima depositacional de 569 ± 3 Ma, mientras que la

intrusión de diques graníticos definen su edad mínima en 533 ± 2 Ma (Aparicio González *et al.*, 2011).

4.1.3.2 Formación Alto de la Sierra (Aparicio González *et al.,* 2010)

Litología

La unidad está conformada por metagrauvacas con estratificación gruesa interdigitados con escasos y delgados intervalos de metalimolitas y metafangolitas laminadas. La facies de metagrauvacas contiene material volcaniclástico de color gris rojizo, violáceo, y gris. Las sedimentitas de color gris rojizo, se presentan en forma de bancos tabulares masivos, con una alteración pervasiva y atravesados por numerosas venas de cuarzo. Las metapelitas conforman bancos menos potentes con clivaje de crenulación y desarrollo más acotado. Por otro lado, las facies de sedimentitas grises son de grano grueso, mediano y fino, con laminación horizontal bien marcada. Los de tamaño de grano más grueso son los menos frecuentes, tienen laminación plana horizontal, óndulas de corriente y, en ciertos casos, con gradación a una facies heterolítica de metaarenisca-metapelita. Las facies de grano fino son las más abundantes y poseen estratificación bien marcada (Aparicio González *et al.*, 2010).

Interpretación paleoambiental

Aparicio González *et al.* (2010) interpretan que la depositación tuvo lugar en condiciones de rápida acumulación y alta disponibilidad de material (probablemente canales submarinos). En este contexto, la facies heterólitica sería el resultado de la depositación por flujos de menor energía. En síntesis, el conjunto correspondería a una unidad arenosa depositada en canales y lóbulos en la parte intermedia de un abanico submarino (Aparicio Gonzalez *et al.*, 2010)

Relaciones estratigráficas

En el flanco occidental de la sierra de Mojotoro, se separa del Grupo Mesón por una discordancia angular, mientras que en el flanco oriental, el contacto entre ambas unidades es tectónico. (Aparicio González *et al.*, 2010).

Edad

En base a su posición estratigráfica (subyaciente al Grupo Mesón), la edad debe ser mayor al Cámbrico Medio-Tardío. A partir de estudios de proveniencia con circones detríticos (Aparicio González *et al.*, 2014), se estableció como edad máxima de depositación 543 Ma.

4.1.3.3 Formación Guachos (Moya, 1998)

Litología

Los depósitos consisten en grauvacas de grano fino y pelitas con estratificación granodecreciente, de color pardo verdoso y gris azulado. Los bancos presentan gradación positiva, laminación horizontal de alto régimen, estratificación entrecruzada o son masivos. Se encuentran intercalados en algunos sectores bancos pelíticos de hasta 1 m de espesor (Figura 5). Se reconocen icnogéneros como *Nereites*, *Treptichnus, Helminthoidichnites* y *Helminthopsis.* Por otro lado, presentan metamorfismo de muy bajo grado (Moya, 1998, Aparicio González *et al.*, 2010).

Figura 5: (a) Afloramiento de la Formación Guachos sobre la Ruta Provincial 26; (b) intercalación arenisca fina-pelita

Interpretación paleoambiental

La Formación Guachos es interpretada por Moya (1998) y Aparicio González *et al.* (2010) como turbiditas. Estas sedimentitas se correlacionarían con la facies distal de la Formación Puncoviscana *s.l.*, definida en el área de Cachi por Jézek (1990) en donde el aporte provendría de áreas tectónicamente elevadas. Por su

parte, Buatois y Mángano (2004), interpretan que las corrientes de turbidez son tempestitas depositadas en un ambiente marino somero, inmediatamente por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo y por encima del nivel de base de olas de tormenta. Seilacher *et al.* (2005), consideran que son turbiditas distales, cuya depositación ocurrió en la zona de talud.

Relaciones estratigráficas

Hacia el este, subyace tectónicamente al Grupo Mesón y al Grupo Santa Victoria y hacia el oeste está separada por fallas de la Formación Chachapoyas (Moya, 1998; Aparicio González *et al.*, 2010).

Edad

En base a la ausencia de venas de cuarzo que sí atraviesan a las Formaciones Sancha y Puncoviscana y la presencia de la ichnofauna *Trepichnus*, Moya (1998) y Aparicio González *et al.* (2010) interpretan una edad cámbrica inferior más joven que el resto del basamento en la sierra de Mojotoro para la Formación Guachos. A partir del análisis de circones detríticos, Aparicio González *et al.* (2014) establecieron como edad depositacional máxima 517 Ma.

4.2 Cobertura sedimentaria del Paleozoico Inferior

4.2.1 Grupo Mesón (Turner, 1960)

Litología

El Grupo Mesón ha sido subdividido en tres formaciones que de abajo hacia arriba estratigráficamente son las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc. Es una unidad silicoclástica compuesta por: conglomerados y areniscas cuarzosas intercaladas con limolitas (Formación Lizoite); cuarcitas interdigitadas con limolitas (Formación Campanario) y de areniscas finas y limolitas interestratificadas (Formación Chalhualmayoc). La forma de los bancos es tabular y la estructura sedimentaria típica es la estratificación entrecruzada, tanto tangencial (Formación Lizoite y Chalhualmayoc), como tabular planar tipo *herringbone,* en artesa y *hummocky* (Formación Campanario) (Figura 6). Por otro

lado, los colores varían de rosado y blanquecino (Formación Lizoite y Chalhualmayoc) a verdoso y morado (Formación Campanario) (Sánchez y Salfity, 1999).

La Formación Lizoite y Chalhualmayoc carecen de restos fósiles. Por el contrario, la Formación Campanario presenta trazas fósiles. Las trazas más abundantes son los tubos de *Skolithos sp*. (Figura 6), como así también otras estructuras de escape y de morada: *Diplocraterion sp*., *Arenicolites sp., y Monocraterion sp.*; huellas de alimentación: *Planolites sp*. y huellas de reposo: *Rusophycus sp.* (Alonso y Marquillas, 1981; Fernández y Lisiak, 1984; Manca, 1986; Sánchez, 1994).

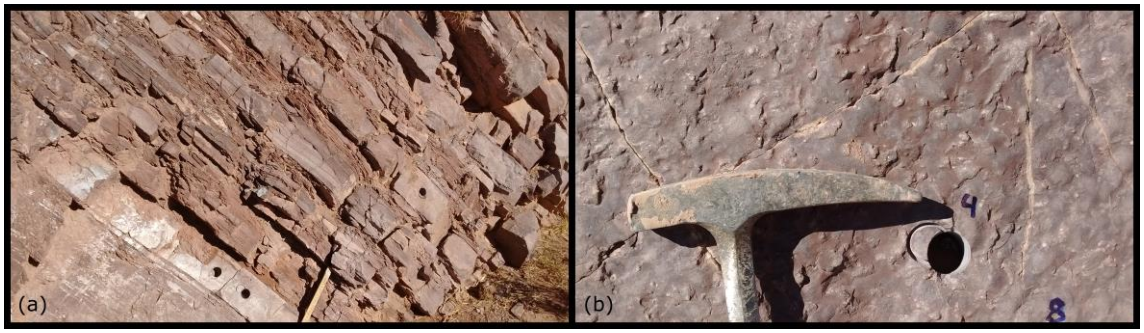


Figura 6: afloramiento de la Formación Campanario sobre el margen del Río Grande, al norte de Tilcara (Jujuy). (a) sucesión de bancos arenosos cuarcíticos intercalados con otros de granulometría más fina. (b) *Skolithos sp.*

Interpretación Paleoambiental

Turner (1960) considera que el conjunto del Grupo Mesón representa una etapa de estabilidad cortical luego de un período orogénico. Autores posteriores, como Bahlburg y Hervé (1997), sostienen que la unidad es resultado de la inundación progresiva de una plataforma epicontinental en un contexto de margen pasivo. En este contexto, los depósitos se habrían originado en un ambiente estuarino con influencia de fuertes corrientes de marea (Astini, 2008).

Relaciones Estratigráficas

El Grupo Mesón se apoya sobre el basamento de la zona (Grupo Lerma/Complejo Puncoviscana). Ambas unidades se encuentran separadas por una superficie erosiva bien definida (Discordancia Tilcárica) originada a partir de la orogenia de mismo nombre. Esta orogenia produjo un intenso plegamiento de las unidades previas y favoreció la intrusión de cuerpos plutónicos. El valor angular de la discordancia es de 30°, aunque en algunos lugares alcanza los 90° (Sánchez y Salfity, 1999).

Suprayacente al Grupo Mesón, se ubica el Grupo Santa Victoria. La relación entre ambos grupos es discutida. Por un lado, diversos autores (Russo, 1954; Salfity *et al.*, 1975; Russo y Barcat, 1978; Moya, 1988) consideran que entre ambos grupos existe una discordancia regional (Discordancia Irúyica). Se trata de una discordancia suave, a diferencia de la Tilcárica y no llega a observarse una diferencia angular superior a los 5°. Por otro lado, existen autores (Ruíz Huidobro, 1975; Aceñolaza *et al.*, 1982; Fernández *et al.*, 1982; Bordonaro, 1992) que afirman que se trata de una relación estratigráfica transicional, produciéndose una sedimentación ininterrumpida hasta el Ordovícico Medio.

Edad

La edad del Grupo Mesón se asigna entre el Cámbrico Medio y Superior sobre la base de un criterio estratigráfico ya que yace por encima de la Formación Puncoviscana de edad máxima Cámbrico Temprano y por debajo de la Formación Santa Rosita de edad Cámbrica Tardía-Tremadociana (Turner, 1960). Estudios sobre circones detríticos (Adams *et al.*, 2008; Augustsson *et al.*, 2011; Aparicio González *et al.*, 2014) sugieren una misma edad depositacional máxima (500 Ma, 510 Ma y 513 Ma, respectivamente). De acuerdo a los icnofósiles hallados, la unidad es de edad cámbrica temprana a cámbrica media (Mángano y Buatois, 2004).

4.2.2 Grupo Santa Victoria (Turner, 1960)

Está conformado a escala regional por las Formaciones Santa Rosita (Harrington, 1957) y Acoite (Turner, 1960). En este trabajo se utilizará la nomenclatura local propuesta por Moya (1998) para la Sierra de Mojotoro, quien

subdivide al grupo en ocho formaciones, de base a techo: La Pedrera, San José, Caldera, Floresta, Áspero, San Bernardo, Mojotoro y Santa Gertrudis (Figura 7).

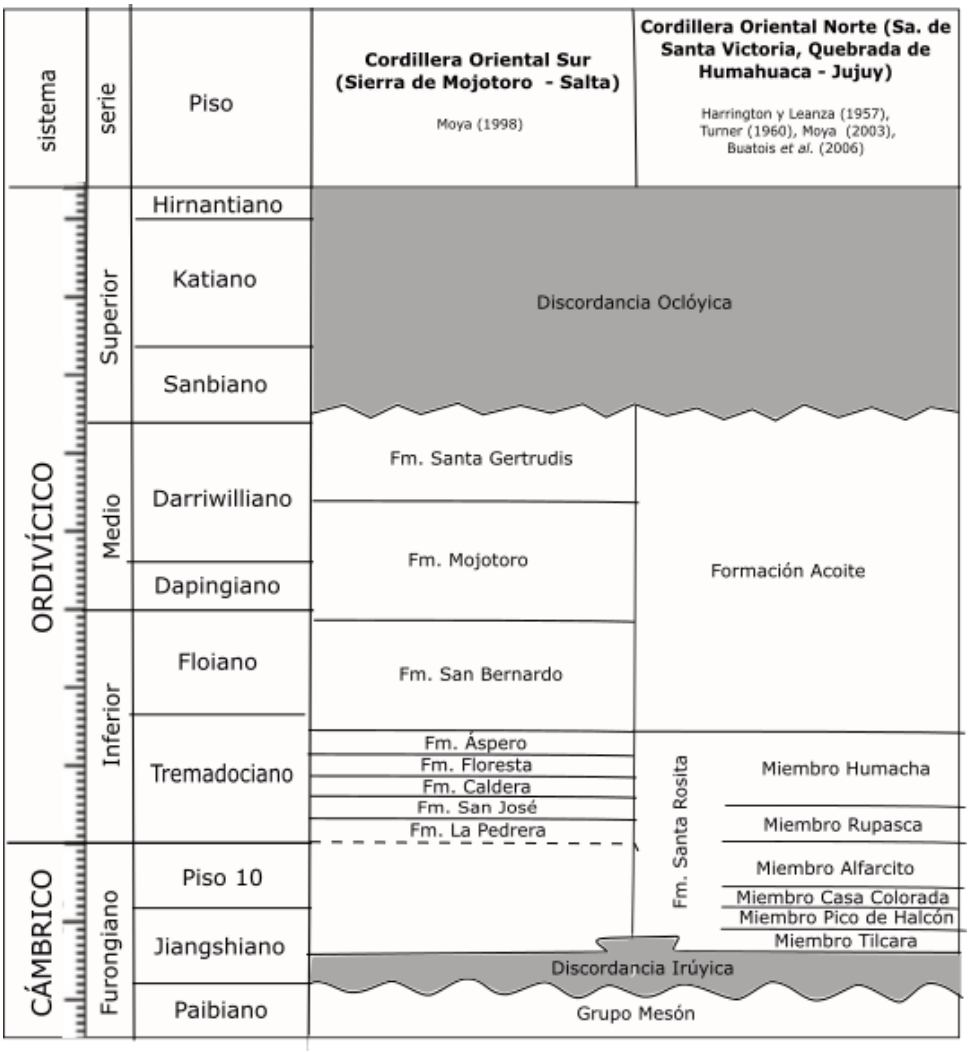


Figura 7: Cuadro estratigráfico del Grupo Santa Victoria, comparando las nomenclatura de la sierra de Mojotoro y la de la región norte.

Litología

Estudios sedimentológicos de detalle fueron realizados en relación a estas formaciones (Moya, 1998). La Formación La Pedrera está conformada por un conglomerado basal y una sucesión de areniscas finas y medianas de colores blanco amarillento y gris blanquecino hacia el techo. El conglomerado es de grano medio a grueso. Las areniscas se disponen en bancos tabulares con laminación paralela o planar de bajo ángulo, separados por paquetes de arenisca fina y lutitas laminadas.

Por encima, de forma transicional se ubica la Formación San José. Consiste en lutitas arcillosas de color pardo amarillento y lutitas limosas gris ceniza y gris verdoso. Aparecen intercaladas grauvacas finas de color gris oscuro. Contiene trilobites (*jujuyaspis keideli* y *parabolinella argentinensis* kobayashi).

La Formación Caldera suprayace a la Formación San José. Son bancos tabulares de areniscas entrecruzadas separadas por interlaminaciones de grauvacas finas bioturbadas. Algunos bancos presentan estratificación *hummocky*. A su vez aparecen intercaladas coquinas con abundante fauna tremadociana.

Por encima, se ubica la Formación Floresta, que corresponde a depósitos de lutitas arcillosas y limosas gris verdosas y pardo verdosas. Están intercaladas hacia la base con bancos compuestos de limo y arcilla y hacia el techo, con bancos de areniscas finas laminadas.

La Formación Áspero consiste en: facies de areniscas cuarzosas rosadas con estratificación *hummocky* y facies de areniscas cuarzo-micáceas formando bancos lenticulares con entrecruzamiento intercalada con areniscas rosadas, moradas y pardo-verdosas con laminación ondulítica y presencia de *Skolithos*.

Transicionalmente, se ubica la Formación San Bernardo. Son bancos lutíticos, limolíticos y de grauvacas color verde oliva intercalados con bancos de areniscas finas con laminación y con estratificación *hummocky*.

Por encima, se coloca la Formación Mojotoro que consiste en areniscas cuarzosas de color blanco, rosado y morado formando bancos amalgamados con laminación paralela, entrecruzamiento y presencia de conglomerado fino en la base. Hacia el tramo intermedio, consiste en intercalaciones de areniscas-pelitas, mientras que hacia el techo, en areniscas con estructuras tipo *hummocky*.

La última unidad del Grupo es la Formación Santa Gertrudis que consiste en grauvacas finas y medianas intercaladas con limolitas con laminación ondulítica de colores gris y gris verdoso. También, aparecen facies de calizas gris oscuro interestratificadas con areniscas cuarzosas

El contenido fósil en la formación es abundante. Se registran graptolites, trilobites, conodontes, braquiópodos, gastrópodos, cefalópodos, equinodermos y quitinozoarios (Harrington y Leanza, 1957; Aceñolaza, 1983; Rao *et al.*, 1994;

Moya *et al.*, 1994; Tortello y Aceñolaza, 1999; Aceñolaza *et al.*, 1999; Albanesi *et al.*, 2001; De la Puente, 2010)

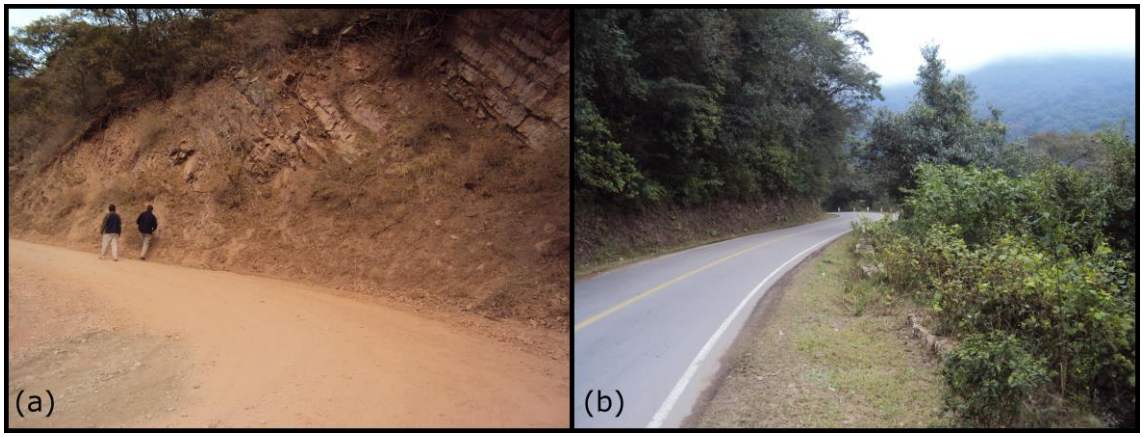


Figura 8: Afloramientos del Grupo Santa Victoria. (a) camino a La Pedrera; (b) sobre la Ruta 9

Interpretación Paleoambiental

El Grupo Santa Victoria representa un conjunto complejo de ambientes, que comienza en la base con depósitos de tipo fluvial (sistema de ríos entrelazados), correspondientes a la Formación La Pedrera. A nivel regional, la base de la Formación Santa Rosita representa un estuario dominado por mareas (Buatois y Mángano, 2003; Buatois *et al.*, 2006), si bien esos niveles no estarían representados en nuestra área de estudio (Figura 7). A nivel local, la Formación La Pedrera grada progresivamente a depósitos de plataforma silicoclástica, donde se reconocen múltiples eventos de profundización (representados por las formaciones Caldera, Áspero y Mojotoro) y somerización (representados por las formaciones San José, Floresta, San Bernardo y Santa Gertrudis) (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas

El contacto entre el Grupo Santa Victoria y el subyacente Grupo Mesón es discutido. Por un lado, algunos autores proponen la existencia de una discordancia regional (Discordancia Irúyica) producto de la orogenia del mismo nombre (Turner, 1960; Turner y Méndez, 1975; Moya, 1988). Por otro, existen estudios que apoyan la hipótesis de que se trata de una discordancia de origen eustático (Moya, 1998; Buatois *et al.*, 2000; Buatois y Mángano, 2003). En este

contexto, la base del Grupo Santa Victoria representaría un límite de secuencia producido por una caída relativa del nivel del mar (Moya 1998; Buatois *et al.* 2000). Durante la fase transgresiva se habría producido el relleno de los valles fluviales (Buatois y Mángano, 2003).

Edad

La integración de evidencias estratigráfico-secuenciales, bioestratigráficas y sedimentológicas indica la depositación de un considerable espesor de sedimentos durante el Furongiano superior, extendiéndose hasta la base del Ordovícico Superior (Figura 7) (Moya 1998; Buatois *et al.* 2000; Buatois y Mángano 2003).

Un estudio sobre los circones detríticos (Di Cunzolo y Pimentel, 2008) del paquete arenoso inferior de la Formación Santa Rosita indica diversas fuentes proterozoicas, compatibles con procedencias cratónicas típicamente gondwánicas, e incluye edades mínimas de depositación de ca. 520 Ma.

4.3 Cobertura sedimentaria cretácica-paleógena

4.3.1 Grupo Salta (Turner, 1959)

La unidad está conformada por tres subgrupos: Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970; Reyes y Salfity, 1973). A su vez, cada subgrupo está dividido en las siguientes formaciones, de base a techo: La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos (Subgrupo Pirgua); Lecho y Yacoraite (Subgrupo Balbuena) y Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara).

Litología

El Grupo Salta consiste en una potente secuencia sedimentaria silicoclástica con escasos niveles carbonáticos y volcaniclásticos. En la base, la Formación La Yesera corresponde a conglomerados con intercalaciones de pelitas y areniscas. Por encima, la Formación Las Curtiembres corresponde a limolitas intercaladas con delgados niveles de areniscas. La Formación Los Blanquitos consiste en areniscas con algunas intercalaciones de paleosuelos carbonáticos. La Formación Lecho correponde a areniscas y limolitas. A continuación, se ubica la

Formación Yacoraite, cuya litología consiste en conglomerados y areniscas que gradan a niveles carbonáticos y que culminan con calizas arenosas y areniscas calcáreas. La Formación Mealla constituye una sucesión granodecreciente que grada de conglomerado a pelita. La Formaciones Maíz Gordo y Lumbrera consisten en areniscas y limolitas, areniscas limosas y areniscas finas, respectivamente (Sánchez y Marquillas, 2010).

En el Grupo Salta, la evidencia paleontológica es variada. Hay registros de tortugas marinas (*Pelomedusidae*) y mamíferos (*Notoungulata, Simpsonotus praecursor sp)* en la Formación Mealla (Pascual *et al.*, 1981); insectos (Cockerell, 1926), peces (Cockerell, 1925) y palinomorfos, quistes de dinoflagelados no marinos y algas (Quattrocchio y del Papa 2000) en la Formación Maíz Gordo. En la Formación Lumbrera, se hallaron marsupiales, ungulados (Bond y López 1993) y otros vertebrados (Gasparini, 1984; Donadio, 1985).

Interpretación paleoambiental

La depositación del Grupo Salta ocurre en una cuenca de rift intracontinental (Salfity y Marquillas 1994, 1999, Hernández *et al.* 1999). Los depósitos de synrift corresponden al Subgrupo Pirgua, mientras que los de postrift, a los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Salfity y Marquillas 1994, Marquillas *et al.* 2005). La Formación La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos corresponden a: depósitos de abanicos aluviales y ríos entrelazados, depósitos lacustres y a ríos arenosos, respectivamente (Sabino, 2002; Marquillas *et al.* 2005). Por otro lado, la Formación Lecho se depositó en un contexto de corrientes de crecidas efímeras, mientras que la Formación Yacoraite lo hizo bajo condiciones mixtas, que habrían variado desde un ambiente marino y litoral a sublitoral (Sánchez y Marquillas, 2010). Por último, los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara corresponden a ambientes de tipo fluvial entrelazado (Sánchez y Manquillas, 2010).

Relaciones estratigráficas

La relación de base y de techo del depósito es de discordancia erosiva con el Grupo Santa Victoria y angular con acumulaciones terciarias y cuaternarias, respectivamente.

Edad

El inicio de la depositación se adjudica al intervalo Neocomiano-Albiano (Bossi y Wampler, 1969; Reyes *et al.*, 1976; Valencio *et al.*, 1976), a partir de dataciones radimétricas de unidades volcánicas intercaladas en el Subgrupo Pirgua. La edad mínima de esta unidad está acotada por el Subgrupo Balbuena, cuya depositación se ubica en el Campaniano Tardía-Maastrichiano, siendo esta determinada a partir del contenido fósil (Bonaparte *et al.*, 1977; Alonso, 1980). El subgrupo Santa Bárbara se asigna al Paleoceno-Eoceno, también en base al contenido fósil de vertebrados (Fernández *et al.*, 1973; Gasparini y Báez, 1975; Báez y Gasparini, 1977; Pascual *et al.*, 1978, entre otros) y palinomorfos (Volkheimer *et al.*, 1984).

4.4 Depósitos terciarios y cuaternarios

Corresponden a depósitos de areniscas y conglomerados de bajadas, abanicos aluviales (en algunos casos aterrazados), sistemas fluviales entrelazados y depósitos de remoción en masa, como conos de deyección. La relación con las unidades de edad más antigua es de tipo discordante angular.

5. Estructura

La sierra de Mojotoro es un anticlinal complejo de orientación norte-sur que termina al Norte a la latitud de San Antonio en la provincia de Jujuy y es cortado hacia el sur por la falla de San Agustín. La estructura se caracteriza por pliegues y sobrecorrimientos de vergencia este. Las fallas inversas de orientación meridiana afectan el basamento y la cobertura sedimentaria paleozoica sobre el flanco oriental.

El corrimiento principal se ubica en la sección media de la sierra, donde el flanco oriental está invertido. Allí sólo aparecen depósitos post-tremadocianos, dado que la falla provocó la supresión de unidades más antiguas. Sin embargo, en el flanco oeste del anticlinal, los afloramientos de Grupo Mesón y Santa Victoria están bien representados.

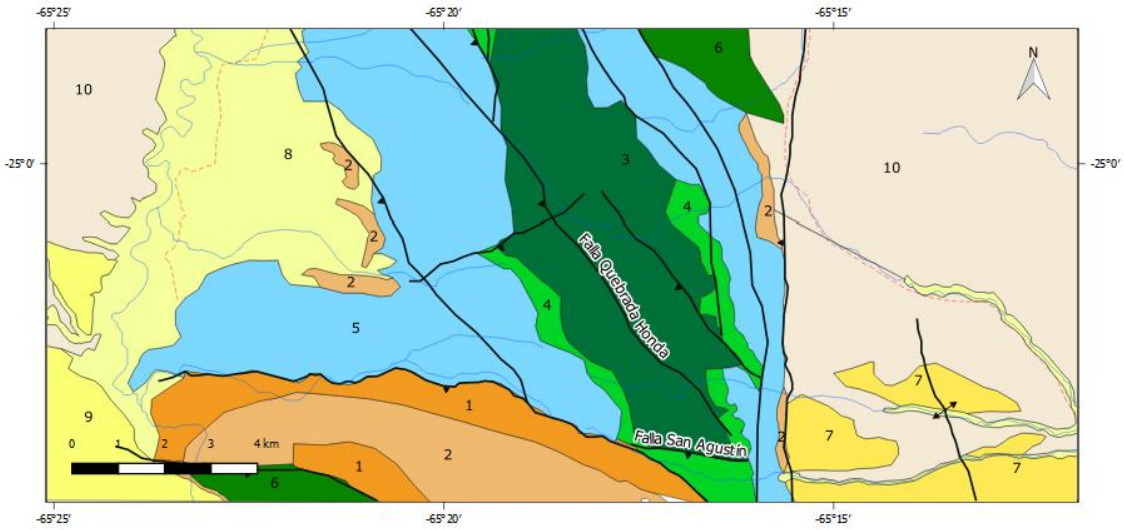


Figura 9: Fallas San Agustín y Quebrada Honda al sur de la zona de estudio. (1) Formación Sancha; (2) Formación Las Tienditas; (3) Formación Guachos; (4) Grupo Mesón; (5) Grupo Santa Victoria; (6) Grupo Salta; (7) Depósitos Terciarios; (8) Depósitos cuaternarios fluviales; (9) depósitos cuaternarios aterrazados; (10) depósitos indiferenciados.

Existe un sistema de fallas de orientación NO-SE que corta transversalmente a la sierra, interrumpiendo la continuidad lateral de las rocas paleozoicas. Estas discontinuidades probablemente estén relacionadas con la dinámica del

Lineamiento del Toro (Moya, 1988). No obstante, por lo menos dos de estas fallas, llamadas San Agustín y Quebrada Honda (Figura 9) tendrían actividad precretácica. La falla Quebrada Honda habría controlado el borde sur de la cuenca ya que los depósitos del Grupo Mesón se acuñan hacia la misma. La falla San Agustín sería un borde de erosión de la cuenca ordovícica anterior a la depositación del Grupo Salta (Moya, 1998).

En su conjunto, la Sierra de Mojotoro pertenece a la faja menos deformada de la región, el cinturón Lules-Puncoviscana (Mon y Hongn, 1996). Hongn y Moya (1993) postulan que el basamento está formado por una serie de láminas o bloques orientados con diferentes actitudes estructurales y de litología heterogénea. Según Hongn (1996) esta complejidad estructural sería producto de la existencia de una discontinuidad de origen tectónico (falla) o sedimentaria (discordancia). Esta discontinuidad habría funcionado como superficie de despegue durante los últimos movimientos de la Orogenia Tilcárica, dando como resultado corrimientos que modificaron el arreglo estratigráfico primario y que dieron lugar a la compleja estructura del basamento de la sierra (Moya, 1998). Por otra parte, lo que Moya (1998) considera como una discordancia habría separado dos conjuntos clásticos claramente diferenciados de la zona. Por un lado, un conjunto con ausencia de trazas fósiles, correspondientes a las Formaciones Sancha (Salfity *et al.* 1975) y Puncoviscana *s.s.* (Turner, 1960). Por otro lado, una unidad correspondiente a turbiditas distales con trazas fósiles que parecerían más jóvenes que el conjunto antes mencionado, identificada como Formación Guachos (Moya, 1998).

6. Evolución Geológica

Las rocas de la sierra de Mojotoro han sido afectadas por sucesivos episodios de acortamiento y extensión, los cuales se encuentran representados en toda la región de Cordillera Oriental. A continuación se describen estos eventos, lo cuales dieron como resultado el complejo y heterogéneo conjunto de unidades litológicas aflorantes.

6.1 El Ciclo Pampeano

Previa a este evento, tuvo lugar la formación de la cuenca donde se depositaron los sedimentos de la Formación Puncoviscana y sus equivalentes. El origen de la cuenca es controvertido. A continuación se sintetizan los modelos propuestos para explicar la evolución de la unidad:

- La depositación tuvo lugar en una cuenca de antepaís formada a partir de la faja plegada y corrida pampeana ubicada hacia el este, producto de la colisión del terreno Pampia con el Cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.*, 1995; Keppie y Bahlburgh, 1999 y Zimmermann 2005)
- La cuenca formaba parte del margen pasivo de Gondwana (Jezek *et al.*, 1985; Adams *et al.*, 2008, 2010). El área de proveniencia sería el cratón de Amazonas y el Cinturón Brasiliano en Brasil.
- La sedimentación tuvo lugar durante el *rifting* de Pampia y el terreno parautóctono Arequipa-Antofalla, contemporáneo con la apertura del aulacógeno de Chiquitos-Tucavaca. La cuenca se cerró durante el ciclo orogénico pampeano, que volvió a unir Arequipa-Antofalla con Pampia. Los batolitos cámbricos serían los remanentes del arco volcánico formado durante la instauración de la zona de subducción en el margen oriental, previo a la colisión y cierre de la cuenca oceánica. Durante este evento, la Formación Puncoviscana fue incluida dentro del complejo acrecional (Ramos, 1988, 2008; Omarini *et al.*, 1999).
- Collo *et al.* (2009) también proponen un contexto de cuenca de rift pero entre el arco de Córdoba en el Este y Pampia en el Oeste. El rift no habría generado corteza oceánica.

- Rapela *et al.* (2007) postulan que la Formación Puncoviscana y el Cinturón Pampeano Oriental representan la misma cuenca sedimentaria y son correlativas al Cinturón de Saldana depositado en el Cratón de Kalahari. El área de proveniencia serían los orógenos de Dom Feliciano-Gariep y del Este Africano-Antártico (EEAAO).
- Escayola *et al.* (2011), proponen que la depositación de la Formación Puncoviscana continúa después de la instauración del arco magmático sobre el margen gondwánico. Las rocas anteriores a los 530 Ma, se habrían depositado entre la trinchera y el arco pampeano y/o en la trinchera misma, mientras que la depositación de las rocas más jóvenes habría tenido lugar en un contexto de cuenca de antepaís sin-colisional. Las mismas habrían pasado a formar parte del complejo acrecional del orógeno, producto de su deformación.

La Orogenia Pampeana fue un evento deformacional que afectó al basamento del noroeste argentino hacia el Cámbrico temprano (Omarini, 1983). Como resultado, las sedimentitas sufrieron plegamiento y metamorfismo, como así también la intrusión de plutones graníticos como los de Santa Victoria y La Quesera, no aflorantes en la zona de estudio. En el caso particular de la sierra de Mojotoro, se produjo la intrusión de diques graníticos de edad cámbrica en la Formación Chachapoyas (Aparicio González *et al.*, 2011). El basamento se encuentra separado de los depósitos cámbricos por una discordancia angular fuerte (Keidel, 1943; Ramos, 1973), la cual correspondería a los últimos movimientos del Ciclo Pampeano (Omarini, 1983; Salfity *et al.*, 1984a). Estos movimientos, llamados Movimientos Tilcáricos, también habrían producido el metamorfismo de muy bajo a bajo grado descripto por Omarini y Do Campo (1993) y Do Campo (1999).

6.2 El Ciclo Famatiniano

Durante el Paleozoico temprano, tuvo lugar una serie de eventos deformacionales en la región norte y central de Argentina, conocida como Orogenia Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1973). Pankhurst *et al.*, (2000) y Viramonte *et al.* (2007) asignan a estos eventos edades entre los 490 y los 460

Ma. Dentro de esta orogenia, se reconocen dos pulsos: el Irúyico y el Oclóyico. El primero, marca la depositación de los sedimentos predominantemente ordovícicos del Grupo Santa Victoria por encima del Grupo Mesón. La separación entre ambas unidades es una discordancia de bajo ángulo denominada Discordancia Irúyica (Turner, 1960, 1972; Turner y Méndez, 1975; Astini, 2008). La misma, en base a evidencias paleontológicas (Rao y Hünicken, 1995; Moya y Albanesi, 2000), fue labrada durante el Furonginiano. Hacia el oeste, fuera de la zona de estudio, estos depósitos se interdigitan con vulcanitas y piroclastitas y son intruidos por plutones graníticos (Coira y Koukharsky, 1994), correspondientes a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1972). Paralelamente, en el sector occidental de la Puna, se desarrolla una faja de rocas volcánicas y granitoides de edad ordovícica, conocida como la Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.*, 1987; Niemeyer, 1989). Esta última estaría relacionada con un arco magmático que sigue hacia el sur en el Sistema de Famatina, mientras que la Faja Eruptiva de la Puna Oriental, estaría asociada a un ambiente de trasarco (Coira *et al.,* 1999a-b, 2009).

Los modelos que intentan explicar la Orogenia Famatiniana en la zona de estudio (con el desarrollo previo de las fajas eruptivas de la Puna) y al sur de la misma (en el Sistema de Famatina y en las Sierras Pampeanas Occidentales) son variados. Por un lado, Conti *et al.* (1996), en base a estudios paleomagnéticos, proponen la existencia de un terreno parautóctono que colisionó con anterioridad al terreno Cuyania, cuya colisión tuvo lugar en el Ordovícico Tardío. Los autores no observan anomalías latitudinales importantes, pero sí en declinación, por lo cual sugieren que antes de la colisión el terreno rotó aproximadamente unos 50° en sentido horario. En este contexto, se habría instaurado una cuenca de trasarco con desarrollo de corteza oceánica. Otros autores (Spagnuolo *et al.* 2008b y Rapalini *et al.,* 2010) también identifican rotaciones en otras localidades. No obstante, estos autores remarcan que el modelo de Conti *et al.* (1996) no es compatible con la evidencia geológica. Estas evidencias incluyen (ver referencias en Spagnuolo *et al.*, 2012): i) la existencia de un arco magmático sobre corteza continental que continuaría hacia el norte en la Puna Occidental, y no en la Puna Oriental tal como planteaba Conti *et al.* (1996). Esta última se habría desarrollado en un ambiente de trasarco (Coira *et al.*, 1999a-b, 2009). ii)

no se identifica una amplia cuenca de trasarco hacia el este de la Faja Eruptiva de la Puna Occidental. Iii) el magmatismo de la Puna Oriental no tiene una signatura geoquímica de arco. iv) no hay metamorfismo de alta presión-baja temperatura que sea consistente con un régimen tectónico de subducción-acreción.

Alternativamente, Spagnuolo *et al.* (2012), proponen rotaciones sistemáticas en "efecto dominó" que afectaron el cinturón magmático de Famatina y la Puna Oriental, producto de la colisión del terreno Cuyania. Este evento habría causado el desplazamiento abrupto del arco de Famatina hacia el este respecto de la Faja Eruptiva de Puna Oriental (también observado por Astini, 2003), como así también el cierre de la cuenca de trasarco famatiniana y el acortamiento de la corteza.

Hacia el Ordovícico Tardío, el área se vio nuevamente afectada por un pulso deformacional, denominado Orogenia Oclóyica (Ramos, 1986). Este evento habría causado la primera deformación importante de los depósitos ordovícicos, produciendo el levantamiento de la Protopuna (Bonarelli, 1913- 15; Salfity *et al.*, 1984b), como así también la discordancia que separa estas unidades de los depósitos silúricos, cuya representatividad en la Cordillera Oriental es más bien puntual. La estructuración de la Protopuna dio como resultado la apertura de una cuenca al oeste de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, la cual es interpretada como una cuenca de antepaís (Milani y Ramos, 1999) o como un rift con enfriamiento posterior (Vistalli, 1999). Trabajos más recientes (Moya, 2015) restringen el hiato al intervalo Sandbiano tardío-Katiano y consideran que la discordancia Oclóyica no es una discontinuidad de tipo angular, sino más bien erosiva, dado que no se observa angularidad manifiesta. Por otro lado, la autora indica que el plegamiento descripto por Turner y Méndez (1975) de los depósitos tremadocianos de la Formación Santa Rosita no necesariamente correspondería al intervalo Ordovícico Superior-Silúrico Inferior, dado que el hiato que separa las unidades más viejas de las más jóvenes abarca prácticamente todo el Ordovícico. Esto implica que la deformación podría haber ocurrido en cualquier punto de ese intervalo temporal y no correspondería necesariamente al evento deformacional oclóyico. Más específicamente, asigna la ocurrencia de este evento al Ordovícico Tardío, donde señala dos discordancias angulares: la Discordancia Tumbaya y la Discordancia Guandacol. A su vez, propone que la

erosión producida durante el Ordovícico Superior es producto de un evento climático global, cuyo testimonio son los depósitos glacigénicos de distribución intercontinental.

Según Ramos (1999), la estructuración de la Protopuna y el sector más occidental de la Cordillera Oriental dio origen a la formación de dos cuencas de antepaís, una perisférica y otra de retroarco. La primera se extiende desde el Salar del Rincón hasta el norte de Chile (Palma e Yrigoyen, 1987), mientras que la segunda, al este de la Cordillera oriental, extendiéndose hasta la Cuenca del Paraná (Milani y Ramos, 1999). La depositación ocurrió durante el Silúrico y el Devónico, dando lugar a la acumulación de más de 5000 metros de sedimentos. Estos depósitos se encuentran bien representados en las Sierras Subandinas.

6.3 El *rift* del Grupo Salta

En el Cretácico, se produjo una reactivación tectónica extensional producto de la relación de convergencia entre la placa de Farallones y la de América del Sur (Grier *et al.*, 1990). Este evento, característico de todo el margen pacífico sudamericano, dio lugar a la depositación de espesas secuencias de sedimentitas continentales y marinas intercaladas con vulcanitas, correspondientes al Grupo Salta (Turner, 1959; Rubiolo, 1992). La extensión fue propiciada por la existencia de discontinuidades en el basamento resultado de los sucesivos eventos de deformación, metamorfismo y magmatismo producidos hasta el Ordovícico (Hongn y Seggiaro 2001, Riller y Hongn, 2003, Hongn *et al.* 2006, 2010). Como consecuencia, se originaron una serie de hemigrábenes de rumbo N-S o NNE-SSO. La depositación ocurre hasta el Eoceno Medio, donde se produce una nueva reacitivación tectónica (Sempere *et al.*, 2002).

6.4 El Ciclo Ándico

A partir del Eoceno Medio, comenzó una nueva etapa de deformación tectónica conocida como Ciclo Ándico, el cual está compuesto por dos subciclos: el subciclo paleógeno y el subciclo neógeno, cuyas fases más importantes son la Fase Incaica (Steinmann, 1919) y la Fase Quechua (Ramos, 1988), respectivamente. En esta última se produjo una reactivación del proceso

compresional, transfiriéndose la deformación hacia las Sierras Subandinas. Esta fase provocó la mayor parte de la estructuración observable en la actualidad, constituída principalmente por corrimientos, fallas normales y pliegues de orientación meridional con vergencia este y oeste (Boll y Hernández, 1986; Bianucci *et al.*, 1987; Aramayo Flores, 1989; Grier *et al.,* 1990; Kley y Reinhardt, 1993; Stark y Schulz, 1996). La deformación se produjo por reactivación tectónica del rift cretácico, como así también aprovechando las debilidades del basamento (Hongn *et al.*, 2010). Como resultado, se formó una faja plegada y corrida de piel gruesa hacia el oeste de la región y una cuenca de antepaís hacia el este de la misma y en Sierras Subandinas (Boll y Hernández, 1986; Heredia *et al.*, 1997). El proceso de migración de la deformación comenzó a ocurrir en el Mioceno temprano, producto de la somerización progresiva de la losa subducida por debajo de la placa sudamericana. Además se produjo un corrimiento del arco magmático hacia el este junto con la canibalización de la cuenca de antepaís hacia el sector oriental, quedando estructuradas las regiones de Puna, Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. La deformación continuaría hasta el Cuaternario, debido a la existencia de registros de reactivación tectónica al Oeste de la Cordillera Oriental (Heredia *et al.*, 1997). Con anterioridad, a partir del Plioceno, se habría producido una nueva migración del arco hacia la trinchera. Ésta habría sido el resultado según Kay *et al.* (1999) de un empinamiento de la losa, el cual habría detonado también el importante vulcanismo ácido del Plioceno registrado en la Puna.

7. Geología de las áreas de estudio

Se realizó un estudio geológico en tres localidades ubicadas en el flanco occidental de la Sierra de Mojotoro, a las cuales se denominaron “Ruta”, “Gauchito Gil” y “Selva” (Figura 10).

En el área de estudio “Ruta”, las principales unidades aflorantes son el Grupo Santa Victoria, el Grupo Mesón y la Formación Guachos, como así también afloramientos reducidos de la Formación Las Tienditas hacia el norte. Hacia el sur, a unos tres kilómetros aproximadamente, se encuentra la sierra de Castillejo, donde afloran la Formación Sancha y la Formación Las Tienditas. Los afloramientos cercanos a los accesos (caminos y rutas) son escasos ya que en general se encuentran cubiertos por vegetación. Las unidades se encuentran afectadas por fallas de orientación principalmente N-S y NO-SE.

A 15 kilómetros hacia el norte aproximadamente, camino a La Pedrera se encuentra la localidad “Gauchito Gil”. Los principales afloramientos corresponden al Grupo Santa Victoria, la Formación Chachapoyas y la Formación Guachos hacia el oeste. Al igual que la localidad anterior las principales fallas son de orientación N-S y NO-SE (Figura 10). Los afloramientos son de reducida extensión a causa de la vegetación.

Hacia el norte, a 5 kilómetros aproximadamente del Dique Campo Alegre, se definió la localidad “Selva”. Allí las principales unidades que afloran son el Grupo Santa Victoria, el Grupo Mesón y la Formación Alto de la Sierra. Las fallas más importantes tienen orientación N-S, NO-SE y NE-SO (Figura 10).

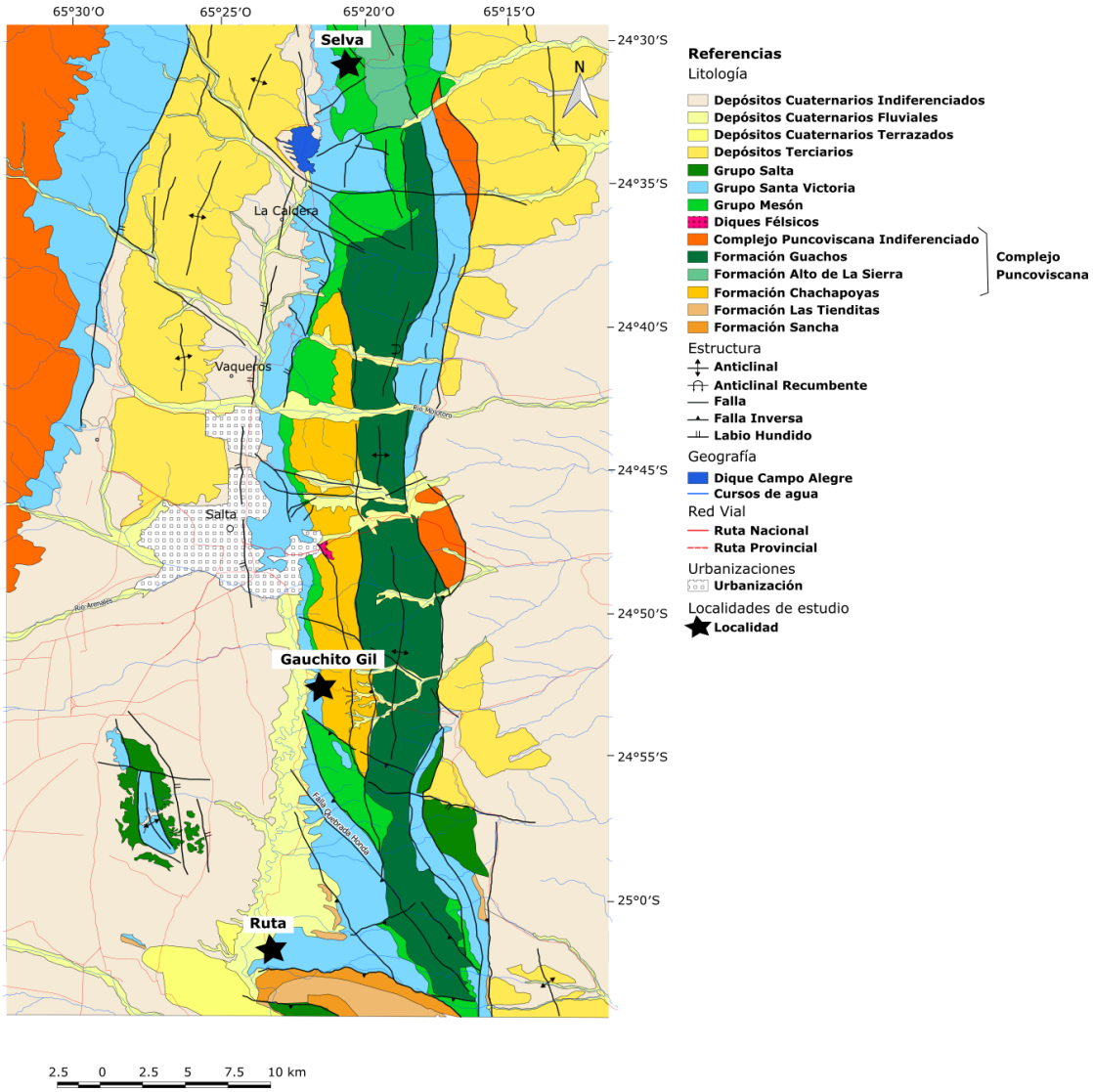


Figura 10: Mapa geológico de las áreas de estudio

7.1 Estratigrafía

Un perfil estratigráfico de detalle fue levantado sobre el costado de la ruta 39 (Localidad “Ruta”) donde los afloramientos del Grupo Santa Victoria están bien expuestos (véase Lámina 2). En este lugar, se realizó también el muestreo paleomagnético de los sitios SV 1 a SV 7, como así también un registro de la susceptibilidad magnética de los bancos cada 10 cm (aproximadamente), en los primeros 8 metros del perfil (véase capítulo de Paleomagnetismo). A partir de la ubicación del mismo y del análisis estratigráfico y sedimentológico, se arribó a la conclusión de que el depósito corresponde a la sección superior de la Formación La Pedrera, según la nomenclatura propuesta por Moya (1988).

Se trata de una sucesión de bancos tabulares y, en menor medida, lentiformes, de areniscas y pelitas de color castaño y castaño rosado. Las areniscas son de grano medio a fino con algunos niveles gruesos, mientras que las pelitas son limosas. Los bancos son centimétricos y forman una secuencia que llega a los 13 metros aproximadamente de espesor aflorante. Hacia la parte más alta del perfil la participación de los bancos de grano más grueso se va haciendo cada vez más importante, pasando a ser los mismos de tamaño decimétricos. Los contactos entre estratos son netos.

No se observan los contactos superior e inferior con otras formaciones, ni tampoco la presencia de restos fósiles.

Los bancos de areniscas son principalmente masivos, aunque algunos presentan laminación paralela o entrecruzada, como así también laminación ondulítica poco clara. Algunos niveles presentan estratificación tipo *hummocky*. Por otro lado, los bancos de pelitas son masivos o con laminación paralela (Figura 11).

En base al análisis del perfil estratigráfico levantado y la bibliografía, se identificaron tres facies, a las cuales se dominó F1, F2 y F3 (Apéndice 1). F1 está conformada por areniscas masivas, con laminación horizontal o estratificación *hummocky* y pelitas masivas o laminadas. Corresponde a depósitos de transición al *offshore*, donde los bancos de arena se habrían depositado en condiciones de tormenta, mientras que la pelita, en períodos de buen tiempo. La presencia de estratificación *hummocky* es también un indicador de eventos de tormenta. La ausencia de laminación ondulítica, junto con la menor granulometría de los

bancos indica una posición más profunda y por debajo del nivel de olas de buen tiempo. Por otro lado, F2 presenta las mismas litofacies que F1, pero incluye a su vez una granulometría un poco más gruesa y bancos con laminación ondulítica, lo cual indica una posición por encima del nivel de olas de buen tiempo, característica del *shoreface*. Los depósitos de tormenta son, en algunos casos, lentiformes, los cuales representarían canales de retorno. La presencia de pelitas por decantación y depósitos de tormenta señalan una posición inferior del *shoreface*. Por último, F3 está conformada por depósitos de granulometría más gruesa que las anteriores (arena media a gruesa) de tipo masivos o con estratificación entrecruzada tabular planar o laminación horizontal. Estos depósitos corresponderían a barras de *longshore*. En su conjunto, las facies F1, F2 y F3, representan una sección de un ambiente de plataforma silicoclástica.

Por otro lado, el afloramiento expuesto en la localidad “Gauchito Gil” tiene una longitud aproximada de 20 metros. La sucesión consiste en paquetes arenosos de color castaño, castaño morado y pardo amarillento. El tamaño de grano varía desde medio a fino. Por sectores, se intercalan con niveles centimétricos de pelitas rojizas laminadas. La potencia de los bancos arenosos varía desde los 5 cm hasta llegar a los 20 cm en la parte media del perfil. Los estratos son masivos, con laminación horizontal u ondulítica y en ciertos casos, con base erosiva.

Por último, en la localidad “Selva” los afloramientos son más reducidos que las zonas de trabajo expuestas anteriormente, sin llegar a superar los 3 metros. Son areniscas de grano medio y, en menor medida, fino de color castaño y castaño morado. Los bancos son tabulares y, en algunos casos, lenticulares de tipo masivos, con laminación horizontal, ondulítica o estratificación entrecruzada en el caso de los bancos más potentes. También se observan otras estructuras, como calcos de carga. El tamaño de los bancos varía desde 5 a 20 cm. Aparecen por sectores intercalados con pelitas color castaño con laminación horizontal. La proporción arenisca-pelita es menor que en los casos de las localidades anteriores.

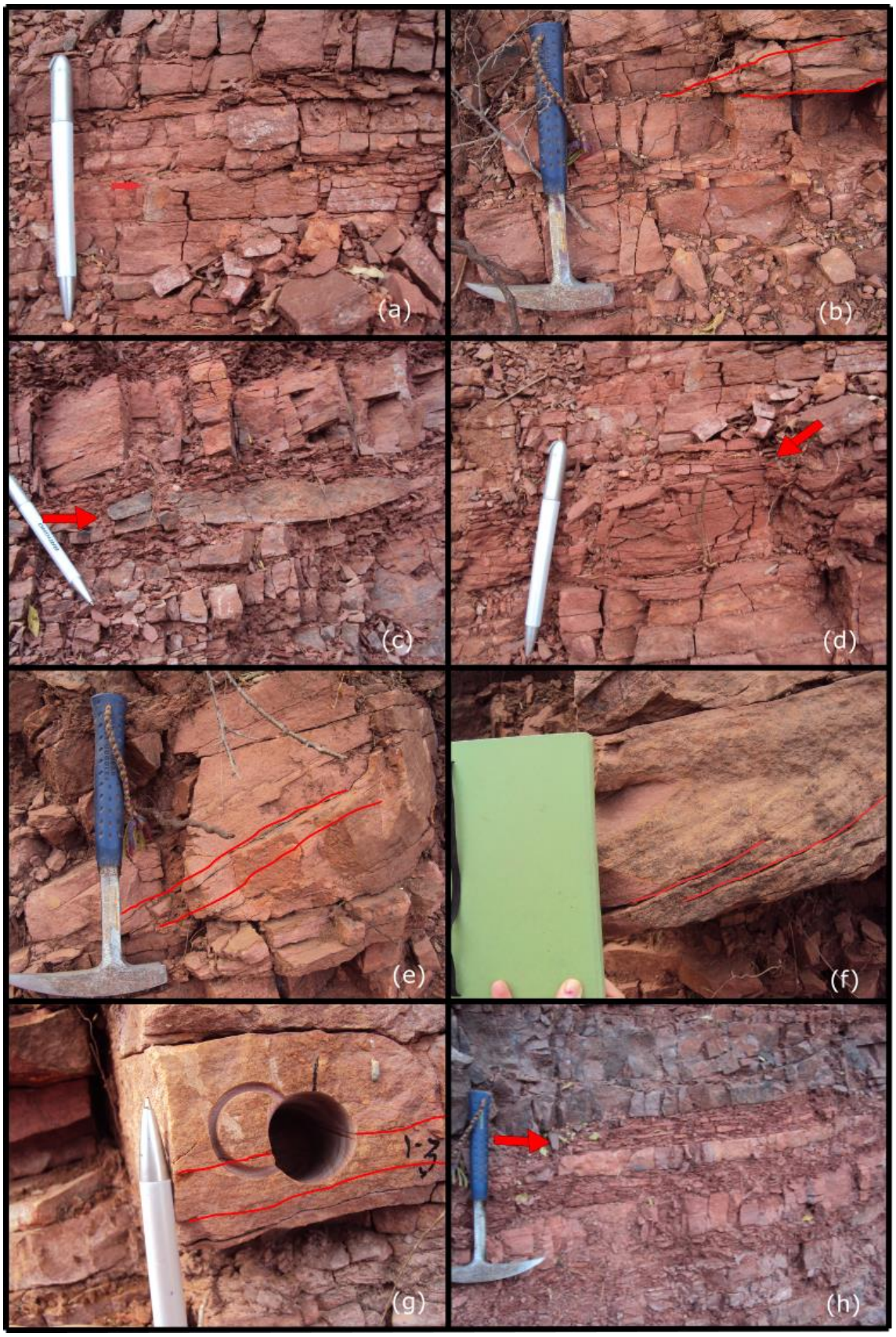


Figura 11: estructuras sedimentarias. (a) ondulitas; (b), (c) y (d) estratificación *hummocky*; (e) y (f) estratificación entrecruzada tabular planar; (g) laminación horizontal; (h) pelitas con laminación horizontal

7. 2 Petrografía y calcografía

Se analizaron un total de 12 cortes bipulidos, los cuales se pudieron observar en microscopio petrográfico y calcográfico. Se realizó un corte por sitio paleomagnético. La observación en el microscopio petrográfico permitió la identificación de los minerales principales, como así también la textura de la roca. De esta forma, se pudo realizar una clasificación de la misma, como así también inferir procesos genéticos. Por otro lado, la observación en microscopio calcográfico, permitió la identificación de minerales opacos, los cuales resultan de vital importancia para el estudio paleomagnético ya que son los portadores de la remanencia. Los rasgos texturales de los mismos dan información acerca de su origen, es decir, puede inferirse si estos minerales son primarios o secundarios. Esto es importante para realizar inferencias acerca de la edad de la magnetización, lo cual le da mayor o menor validez, según el caso, al resultado paleomagnético.
Las descripciones de los cortes pueden consultarse en el Apéndice 2.

A grandes rasgos, las rocas estudiadas son areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, con buena selección y una baja proporción de matriz (Figura 12). La composición de los clastos es principalmente monomineral (cuarzo), aunque, en algunos casos, se observan feldespatos, micas, fragmentos líticos pelíticos (SV 7 y SV 10) y mayor participación de matriz, lo cual indica una menor madurez textural que el resto de las rocas (Figura 12). Otro rasgo distintivo en varios sitios (SV 3, SV 4, SV 5, SV 6, SV 9, SV 12) es la orientación que presentan los granos en dirección NO-SE (Figura 12), la cual, al no evidenciarse otras texturas deformacionales, estaría asociada a un fenómeno depositacional y no tectónico. Por otro lado, no se observan evidencias significativas de deformación, salvo en el sitio SV 11, donde algunos clastos de cuarzo presentan contactos triples y un empaquetamiento más compacto en comparación con los otros sitios. Cabe destacar que también se observan evidencias de deformación en el elipsoide de susceptibilidad magnética para el caso de este sitio (véase capítulo de Paleomagnetismo). Esta característica general de los sitios favorece la confiabilidad de los resultados paleomagnéticos, ya que las rocas no habrían

sufrido procesos significativos deformacionales y/o de metamorfismo que pudieran haber afectado la magnetización primaria.

En relación a los minerales opacos, se observó que las rocas presentan magnetita primaria detrítica, en general alterada a hematita. La presencia de hematita se extiende a los contactos entre los clastos cuarzosos (Figura 12), formando parte de la matriz y el cemento. Esta observación coincide con los resultados obtenidos a partir de los métodos de desmagnetización (véase capítulo de Paleomagnetismo).

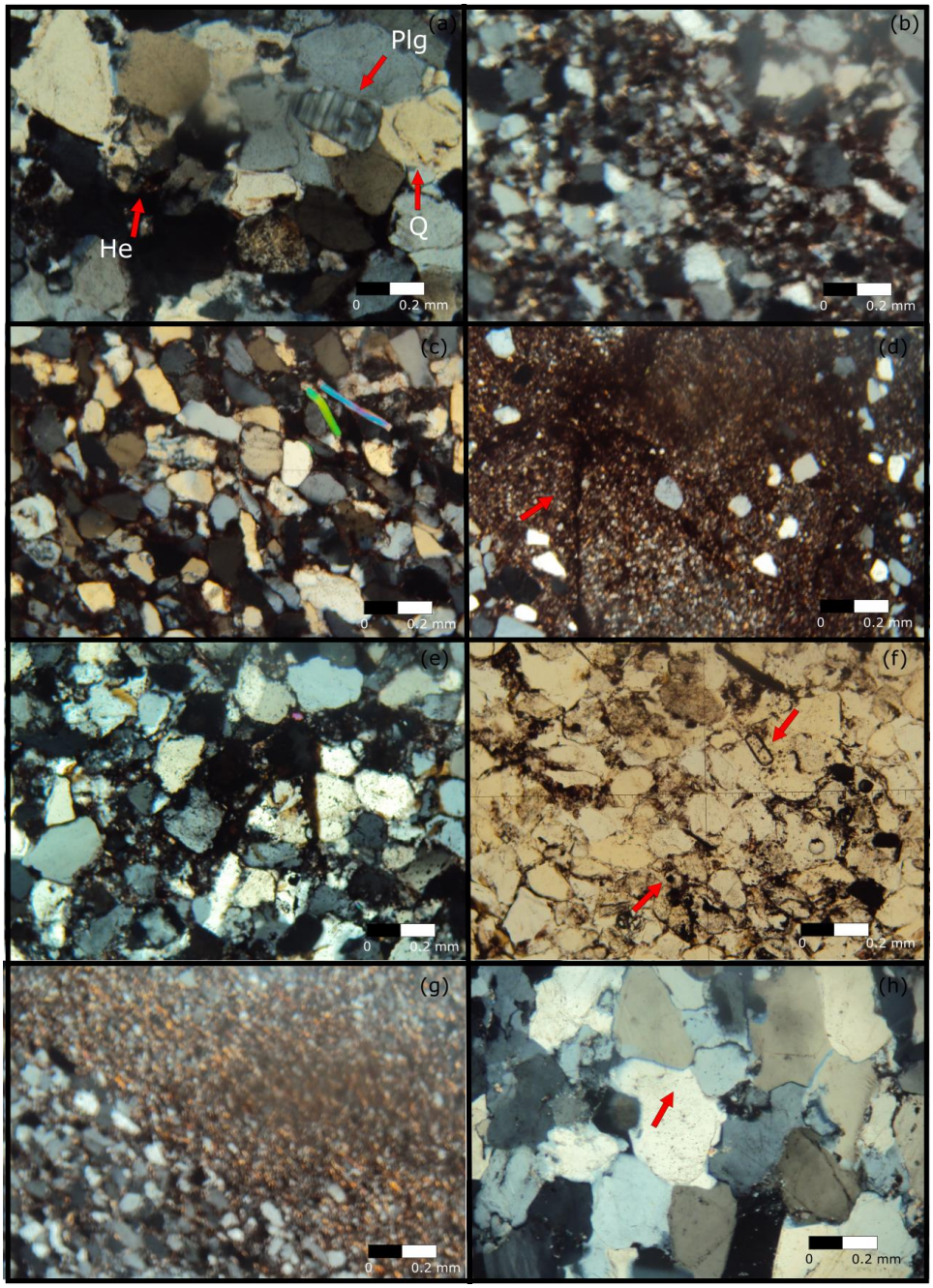


Figura 12: Fotomicrografías de muestras del Grupo Santa Victoria tomadas con microscopio petrográfico con nicoles cruzados salvo la imagen (f), que fue tomada con nicoles paralelos. (a) SV1-5C grano medio con buena selección: cuarzo con crecimiento secundario, plagioclasa y hematita entre los contactos; (b) SV 4-3B bandeamiento con variaciones en el tamaño de grano (de grano fino a medio); (c) SV 6-7C clastos orientados, hematita entre los contactos (d) SV 7-4B fragmento lítico de grano fino muy alterado. Sublitoarenita con moderada a baja selección; (e) SV 9-6B hematita entre los contactos; (f) SV 9-6B magnetita alterada a hematita, hematita entre los contactos y circón euhedral; (g) SV 12-1B bandeamiento con variaciones en el tamaño de grano. Notar alteración de las bandas más finas; (h) SV11-1B textura compacta. Notar el empaquetamiento, el crecimiento secundario del cuarzo, los contactos triples y suturados entre clastos y la escasez de matriz fina.

8.1 Paleomagnetismo

El paleomagnetismo constituye una de las herramientas más importantes para realizar reconstrucciones paleogeográficas ya que permite cuantificar el desplazamiento de las placas litosféricas y determinar sus paleocoordenadas, siendo éstas referidas al eje de rotación terrestre coincidente con el eje geomagnético. La zona de estudio, tal como se mencionó anteriormente, está comprendida en una región que sufrió múltiples eventos de compresión y deformación, lo cual dificulta el análisis de su historia geológica. Por esa razón, un estudio paleomagnético y de magnetofábrica en las rocas ordovícicas del Grupo Santa Victoria, puede realizar un aporte al conocimiento que se tiene de la región.

Se realizó un muestreo paleomagnético en las tres localidades denominadas “Ruta”, “Gauchito Gil” y “Selva”, donde se determinaron 7, 3 y 2 sitios paleomagnéticos respectivamente (véase Lámina 1 y Figura 10). Se recolectó con la ayuda de una perforadora portátil un total de 92 muestras, las cuales fueron orientadas con brújula magnética e inclinómetro (Figura 13).

Una vez en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio, del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y CONICET, se prosiguió con la preparación de los especímenes. Se rebanaron los testigos según el tamaño estándar requerido por los equipos de medición (2.54 cm de diámetro por 2.2 cm de altura). Como resultado, se obtuvo una colección superior a los 100 especímenes.

Por otro lado, se realizó un perfil de susceptibilidad magnética sobre la localidad “Ruta”.

Figura 13: Muestreo Paleomagnético: (a) y (b) sitios en la localidad “Ruta”; (c) sitio en localidad “Gauchito Gil” y (d) sitio en la localidad “Selva”. Observar inclinómetro en (a) y perforadora portátil en (d)

8.1 Perfil de susceptibilidad magnética

Fue confeccionado un perfil de susceptibilidad magnética sobre los primeros 830 cm del perfil estratigráfico realizado sobre la localidad “Ruta”. Para ello, se midió la susceptibilidad con un susceptibilímetro SM 30 cada 10 cm para ´poder detectar si existían variaciones significativas en el perfil (véase lámina 2).

Se observan valores de susceptibilidad bajos (hasta $2x10^{-5}$ SI), sin grandes variaciones a lo largo del perfil, a excepción de tres sectores: en primer lugar, en la base del perfil los valores de susceptibilidad varían desde 4 $x10^{-5}$ SI hasta $1x10^{-4}$ SI; en segundo lugar, desde los 3,20 m a los 3,50 m también se observan valores de susceptibilidad mayor (~6 $x10^{-5}$ SI y ~1 $x10^{-5}$ SI) y en tercer lugar, a los 7,60 m donde se observa un pico de ~1 $x10^{-5}$ SI. Estas variaciones observadas a lo largo del perfil coinciden con variaciones litológicas importantes. Por ejemplo, la base corresponde a bancos arenosos compactos, de grano un

poco más grueso que los estratos suprayacentes; a los ~3 m los bancos con susceptibilidades más altas corresponden a areniscas de grano medio intercaladas entre bancos pelíticos, mientras que hacia la parte superior del perfil, el pico de ~1 $x10^{-6}$ SI corresponde también a un banco arenoso de grano medio. Sin embargo, este último resultado no puede considerarse representativo puesto que los valores de susceptibilidad medidos en los bancos inmediatamente por encima con las mismas características granulómetricas y texturales son de un orden menor al medido en este banco.

Con el objetivo de determinar la posible existencia de periodicidad en la depositación, se realizó un análisis de espectros de frecuencias, empleando el método de autocorrelación. Para ello, se definieron dos funciones: s_n y $f_n(\omega,\varphi)$, las cuales corresponden a la señal medida (perfil de susceptibilidad magnética) y la señal modelada, respectivamente. Como los valores de susceptibilidad medidos son siempre positivos, se consideró para la señal modelada el módulo de una función sinusoidal, que puede describirse como:

$$f_n(\omega, \varphi) = |\mathrm{sen}(\omega * a_n + \varphi)|$$

Siendo ω, φ y a_n la frecuencia, la fase y la altura del perfil, respectivamente. Se realizó el modelado con un *script* en Python, para encontrar la función que mejor ajustara al perfil confeccionado. Para determinar cuál era la función con la mejor correlación, se calculó el índice de correlación de Pearson dado por el cociente entre el producto vectorial de las dos funciones y el producto de los módulos de las mismas:

$$\xi_{s,f} = \frac{\sum S_n * f_n(\omega, \varphi)}{\sqrt{\sum {S_n}^2} * \sqrt{\sum f_n(\omega, \varphi)^2}} \quad \epsilon\ [0,1]$$

Si la correlación es máxima (es decir, $S_n=f_n$), $\xi_{s,f}$ es 1, mientras que cuanto menor es la correlación, $\xi_{s,f}$ tiende a cero (no alcanza valores negativos porque las señales medida y modelada son siempre positivas). El objetivo es entonces encontrar ω y φ tal que $\xi_{s,f}$ sea máximo ($\xi_{s,f\text{-}max)}$ (Figura 14).

Por otro lado, se establecieron dos umbrales, uno vertical y otro horizontal, de forma tal de descartar para el modelado los valores anómalos de susceptibilidad

en la base del perfil como así también los picos observados hacia los 350 y 800 metros (Figura 15).

Si bien el espectro obtenido no marca una frecuencia absolutamente dominante, se identificó como más probable (máxima correlación) a un sistema de 5 ciclos de longitud de onda de 148 cm (Figura 15).

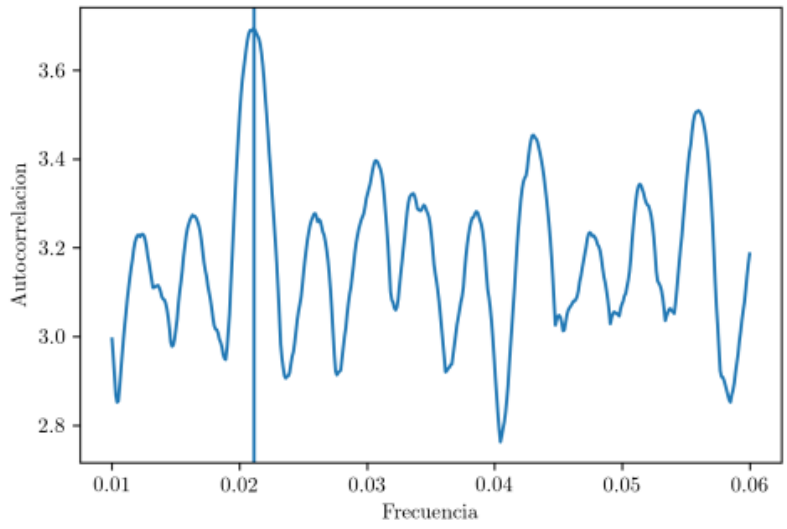


Figura 14: Correlación entre la susceptibilidad medida y la onda sinusoidal modelada

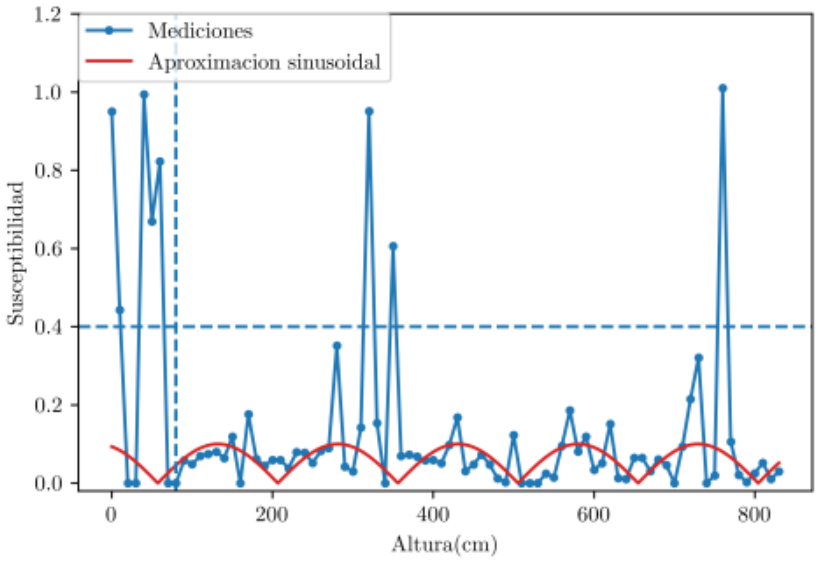


Figura 15: perfil de susceptibilidad medido (línea azul) y aproximación sinusoidal modelada (línea roja)

Uno de los aspectos a estudiar es determinar si existe una relación entre la ritmicidad del perfil y los ciclos de Milankovitch (Milankovitch, 1930). Éstos se definen como intervalos de tiempo de 400 y 100 ka (excentricidad de la órbita), de 41 ka (precesión del eje de rotación) y 23 ka (inclinación del eje de rotación) relacionados con cambios en el movimiento de la Tierra. Si se considera que alguno de estos ciclos aparece representado en el perfil, la tasa de sedimentación alcanzaría un valor de 0.38 cm/ka o 1.5 cm/ka (para los ciclos de 400 y 100 ka), 3.68 cm/ka (para el ciclo de 41 ka) y 6.5 cm/ka (para el ciclo de 23 ka). Extrapolando estos valores a la sucesión aflorante (13 metros), implicaría un tiempo total representado que podría ir desde 200 mil años (ciclo de 23 ka) a 2.4 Ma (ciclo de 400 ka). Sadler y Jerolmack (2015) realizaron una compilación de decenas de miles de determinaciones de tasas de acumulación sedimentaria en diferentes ambientes marinos. Para ambientes de plataforma y extensión de registros del orden de la decena de metros, como es el caso de estudio, las tasas más probables se ubicarían entre 10 y 100 cm cada mil años. Considerando una potencial y no determinada disminución del espesor de la sucesión producto de la compactación postdepositacional y diagénesis, el ciclo de 23 ka (6.5 cm/ka) y eventualmente el de 41 ka (3.68 cm/ka) aparecen como los más realistas. Por otro lado, considerar los ciclos de excentricidad orbital (400 y 100 ka) implicaría tasas de acumulación extraordinariamente bajas y poco probables. Según esta especulación, entonces, la sucesión aflorante en la localidad Ruta podría abarcar un tiempo aproximado entre 200 y 400 mil años. Esto es compatible con los espesores propuestos para la Formación Santa Rosita, fuera del área de estudio, de centenares a miles de metros (Harrington y Leanza, 1957).

Moya (1998) acota la unidad de estudio (Formación La Pedrera) al Tremadociano Inferior en base a su contenido fósil. Ante la ausencia de edades más precisas para esta formación y la escasez de afloramientos continuos más extensos, el análisis de ciclicidades a través de la medición de susceptibilidad magnética en conjunto con relevamientos cicloestratigráficos más detallados y distribuidos geográficamente puede aportar importante información sobre la cronología y cinemática de relleno de esta cuenca.

8.2 Estudio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS)

La susceptibilidad magnética de un mineral varía según la dirección en la que la misma se mida. La susceptibilidad se describe entonces como un tensor simétrico de segundo orden que varía en el espacio. El análisis de AMS consiste en reconstruir el tensor y su posición espacial. De este modo, quedan determinados los tres ejes principales del tensor, los cuales describen un elipsoide. Estos tres ejes son el eje principal máximo (K1), el intermedio (K2) y el mínimo (K3) (Tarling y Hrouda, 1993). La forma del elipsoide y la magnitud de anisotropía dependen de la relación entre los ejes principales. De esta forma, el estudio de AMS permite determinar la petrofábrica y examinar los efectos de la deformación (grado y orientación) en rocas con baja a moderada perturbación tectónica.

Por un lado, la magnitud o grado de anisotropía está determinado por la relación entre el eje máximo y mínimo:

$$\text{Grado de anisotropía} = P = K1/K3$$

Por otro, los parámetros de forma están definidos por las siguientes relaciones:

$$\text{Lineación} = L = K1/K2$$

$$\text{Foliación} = F = K2/K3$$

Jelinek (1977,1978) definió otros parámetros que se utilizan de forma universal en estos estudios:

$$\text{Parámetro de forma} = T = [2\ln (K2 / K3) / \ln (K1 / K2)] - 1$$

Al graficar L vs. F, se determina la forma del elipsoide:

K1~K2>K3: elipsoide oblado (foliación significativa), T>0

K1>K2~K3: elipsoide prolado (lineación significativa), T<0

Si K2 es muy distinto de K1 y K3 el elipsoide es denominado triaxial (tiene lineación y foliación significativas).

Para este estudio, se midió la AMS de los especímenes colectados en los 12 sitios de muestreo con un susceptibilímetro MKF1-A (Agico). Los resultados se exponen a continuación.

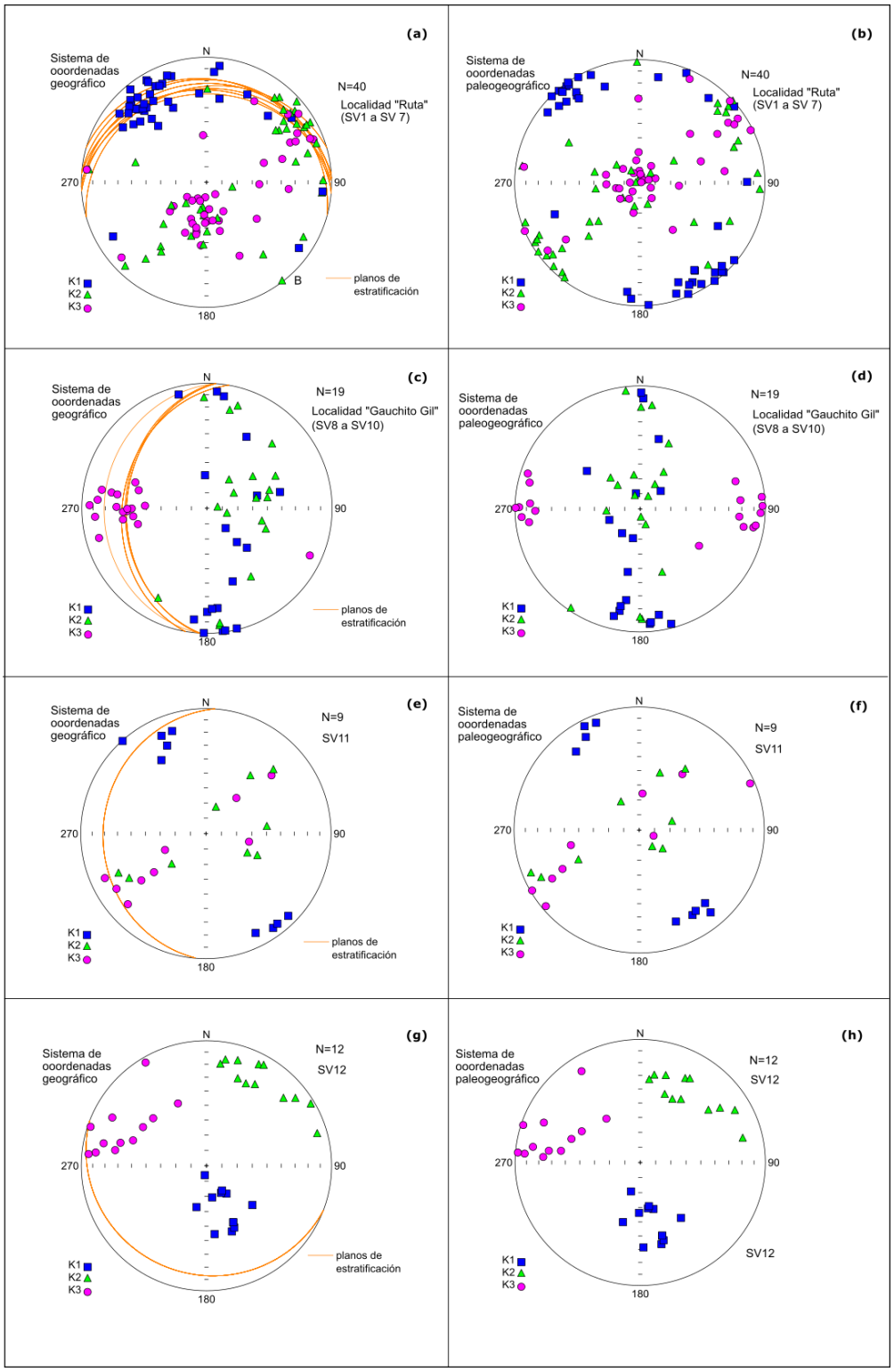


Figura 16: Representación esteoreográfica de los ejes principales de AMS para los sitios estudiados de Grupo Santa Victoria, con orientación in-situ (izquierda) y corregido a la paleohorizontal (derecha). (a) y (b) Sitios de la localidad “Ruta” (SV1 a SV7); (c) y (d) Sitios de la localidad “Gauchito Gil” (SV8 a SV10); (e) y (f) Sitio SV11; (g) y (h) Sitio SV12, ambos de la localidad “Selva”.

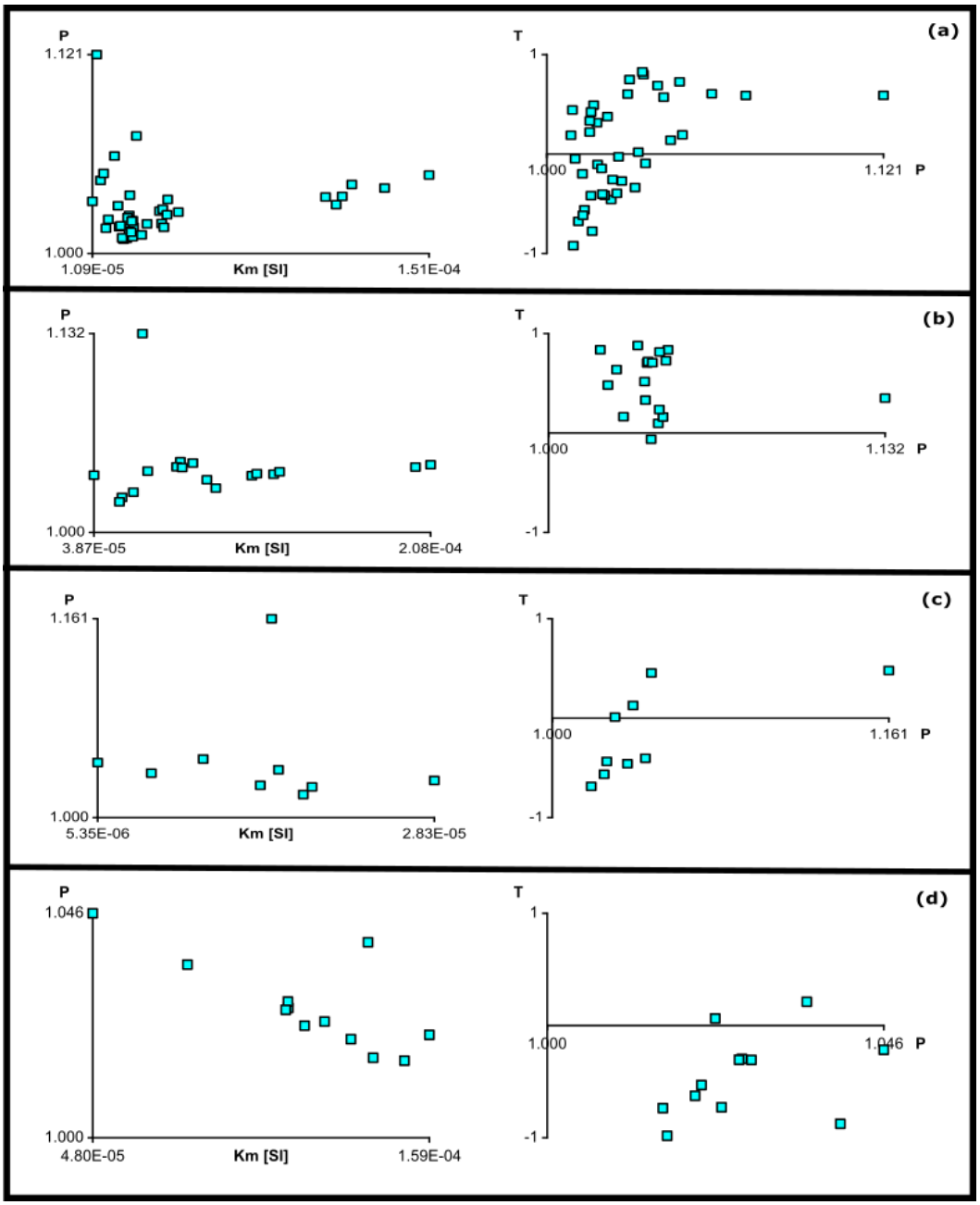


Figura 17: Gráficos de P (grado de anisotropía) vs. Km (susceptibilidad magnética media) y del parámetro de forma (T) vs. P para las localidades (a) “Ruta”; (b) “Gauchito Gil” y (c) Sitio SV11 (“Selva”); (d) Sitio SV12 (“Selva”)

A	Coordenadas Geográficas					
	K1		K2		K3	
Sitio	Declinación (°)	Inclinación(°)	Declinación (°)	Inclinación(°)	Declinación (°)	Inclinación(°)
SV1	346,6	22,1	252,9	9,0	142	66
SV2	349,6	13,9	52,7	16,2	176	62,2
SV3	316,0	22,0	52,0	17,0	178,3	62,7
SV4	327,6	18,6	202,8	59,5	65,9	23,3
SV5	309,3	15,0	47,4	27,8	194,1	57,7
SV7	300,6	9,0	32,9	14,5	179,8	72,9
SV8	172,1	21,5	51,2	52,5	274,7	29,1
SV9	5,4	6,6	106,4	58,7	271,5	30,4
SV11	330,7	10,5	236,4	22,2	84,4	65,2
SV12	162	62,1	25,2	21,1	288,3	17,4

B	Coordenadas Paleogeográficas					
	K1		K2		K3	
Sitio	Declinación (°)	Inclinación(°)	Declinación (°)	Inclinación(°)	Declinación (°)	Inclinación(°)
SV1	347,9	4,0	256,8	15,6	91,8	73,8
SV2	170,4	3,2	260,4	0,5	358,5	86,8
SV3	319,5	5,1	49,7	2,9	168,9	84,1
SV4	149,1	4,6	258,7	76,7	58,1	12,5
SV5	130,4	5,8	38,9	14,8	241,2	741,1
SV7	121,7	3,5	212,3	9,4	11,2	80,0
SV8	187,3	27,6	358,2	62,1	95,4	3,8
SV9	1,2	10,1	201,1	79,3	91,8	3,6
SV11	149,3	0,2	239,3	6,8	57,8	83,2
SV12	173,5	50,3	25,8	35,0	284,0	16,2

C	Media				
Sitio	L (lineación)	F (foliación)	P (grado de anisotropía)	P (parámetro de forma)	K (susceptibilidad)
SV1	1,009	1,003	1,013	-0,478	$2,31*10^{-5}$
SV2	1,017	1,016	1,034	-0,046	$1,86*10^{-5}$
SV3	1,007	1,007	1,014	-0,012	$2,82*10^{-5}$
SV4	1,015	1,011	1,026	-0,153	$4,2*10^{-5}$
SV5	1,007	1,012	1,019	0,275	$2,67*10^{-5}$
SV7	1,004	1,028	1,032	0,753	$1,23*10^{-4}$
SV8	1,007	1,026	1,033	0,595	$1,09*10^{-4}$
SV9	1,008	1,029	1,037	0,576	$1,2*10^{-4}$
SV11	1,028	1,004	1,032	-0,721	$1,62*10^{-5}$
SV12	1,017	1,006	1,023	-0,489	$1,19*10^{-4}$

Tabla 1: Resultados del estudio de AMS por sitio. Los sitios 6 y 10 se descartaron por tener un número insuficiente de especímenes para aplicar la estadística de Jelinek. (A) Direcciones de los ejes de anisotropía en coordenadas geográficas; (B) Direcciones de los ejes de anisotropía luego de aplicada la corrección estructural. (C) Parámetros de anisotropía y susceptiblidad del elipsoide medio de cada sitio (Jelinek, 1978)

SITIO	RUMBO (°)	BUZAMIENTO (°)
SV1	275	19
SV2	286	19
SV3	268	22
SV4	266	26
SV5	254	25
SV6	270	30
SV7	274	27
SV8	190	33
SV9	184	36
SV10	183	35
SV11	184	19
SV12	111	14

Tabla 2: Orientación de los planos de estratificación de cada sitio

Para el análisis de los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética se agruparon los sitios SV 1 a SV 7 (localidad “Ruta”) y los sitios SV 8 a SV 10 (localidad “Gauchito Gil”). En el caso de la localidad “Selva”, como los dos sitios presentaron comportamientos disímiles en relación a la distribución de los ejes de anisotropía y la forma del elipsoide, se trataron por separado.

En el caso de los sitios de la localidad “Ruta” puede observarse que, al realizar la corrección a la paleohorizontal, se produce un mejor agrupamiento de las direcciones. A su vez, la mayor parte de los ejes K3 migran a una posición subvertical (Figura 16 (a) y (b)), lo cual demuestra que se trata de una fábrica pre-tectónica, de probable origen depositacional o por compactación. Esto se condice con las variaciones medidas en la orientación del plano de estratificación (Tabla 2). En relación a los parámetros de forma, se observa un elipsoide prolado ($T>0$) para SV1 a SV5 y oblado ($T<0$) para SV 6 y SV 7, valores de susceptibilidad volumétrica del orden de 10^{-5} (salvo para SV 7, donde los valores son de un orden mayor) y anisotropías bajas (~4%) (Figura 16 (a) y Tabla 1 (A)). Por otro lado, las direcciones de los ejes de anisotropía en el caso de la localidad “Gauchito Gil” son marcadamente diferentes a la localidad anterior. Al rebatir a la paleohorizontal, los ejes K3 se vuelven subhorizontales y de rumbo prácticamente E-O, lo cual sugiere una fábrica con una fuerte impronta tectónica (Figura 16 (d) y (e)). Los elipsoides son oblados, lo cual indica una foliación significativa (Figura 16 (b)), los valores de susceptiblidad volumétrica, del orden de 10^{-4} SI y anisotropías bajas (~4%).

En el caso de SV 11, los ejes K3 no tienen una orientación definida, encontrándose sobre un plano de orientación NE-SO (Figura 16 (f) y (g)). El elipsoide medio del sitio es prolado, si bien el parámetro de forma individual de cada espécimen cae en ambos campos. El grado de anisotropía es bajo (~5%) (Figura 15 (c)) y la susceptibilidad es del orden de 10^{-5} SI.

Por último, en SV 12, los ejes K3 presentan una dirección NO (Figura 16 (h) e (i)), la cual no se ve modificada sustancialmente cuando se hace la corrección estructural. Nuevamente el elipsoide del sitio tiene una configuración prolada con un eje K1 apuntando con buzamiento moderado hacia el S. La fábrica es anómala e inconsistente con una fábrica depositacional, infiriéndose un probable origen tectónico para la misma. El grado de anisotropía es bajo (<5%).

Las bajas susceptibilidades observadas en todos los sitios es consistente con las esperadas para la mayoría de las rocas clásticas y en todos los sitios puede explicarse por la escasez de minerales ferromagnéticos y la abundancia de cuarzo en la composición litológica. La presencia de hematita, tal como se observó en la descripción de los cortes petrográficos, es consistente con estos valores. Los valores finales de susceptibilidad, sin embargo, son probablemente determinados por la mayor o menor presencia de magnetita no alterada.

8.3. Estudio Paleomagnético

En primer lugar, se realizó un estudio piloto a razón de dos o cuatro especímenes por sitio. Con el objetivo de determinar cuál era el mejor método de desmagnetización, se aplicó a uno o dos especímenes por sitio una desmagnetización progresiva por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (AF) y a los restantes, por altas temperaturas (Butler, 1992). Finalmente, se concluyó que la desmagnetización por altas temperaturas era el método más efectivo en todos los sitios. Por lo tanto, este método fue aplicado al total de los 106 especímenes.

La desmagnetización por AF y medición de la magnetización remanente se realizó empleando un magnetómetro criogénico con desmagnetizador (Degausser) asociado (2G Enterprises) Modelo 755R (DC squids), en pasos de 3, 6, 9 12, 15, 20, 25, 30, 40, 50 y 70 mT. La desmagnetización por altas

temperaturas consistió en calentar en un desmagnetizador térmico ASC Scientific, Model TD 48SC en pasos de 100, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 560, 590, 620, 650 y 670 °C. Las diferencias menores entre los pasos de mayor temperatura persiguieron el objetivo de determinar con mayor precisión la temperatura de desbloqueo. En cada paso, se dejó enfriar en ausencia de campo magnético exterior y se midió la magnetización remanente con el magnetómetro criogénico.

Una vez desmagnetizados todos los especímenes de la colección, se realizó para cada uno de ellos el análisis de componentes principales o PCA por sus siglas en inglés (Kirschvink, 1980), empleando el programa remasoft (AGICO). Se examinaron los respectivos diagramas de Zijderveld, curvas de desmagnetización (Figura 18 y Figura 19) y los gráficos de direcciones magnéticas en la red esteoreográfica

En la mayoría de los sitios, la desmagnetización total ocurre a altas temperaturas (>650°C), lo cual indica que el mineral principal portador de la remanencia es la hematita ya que la misma tiene una temperatura de Néel cercana a 680°C (Dunlop y Özdemir, 1997).

Hubo unos pocos especímenes en el total de la colección que resultaron inestables magnéticamente, entre ellos: SV 7-2a, SV 9-1b y SV 11-8a. Estos especímenes no fueron considerados a la hora de determinar la dirección de las componentes.

Por otro lado, en el caso de los sitios SV2 y SV3, a diferencia de los otros sitios, se observan curvas de desmagnetización correspondientes a hematita con un espectro distribuido de temperaturas de bloqueo, posiblemente debido a distintos tamaños de grano. Los diagramas de Zijderveld de estos sitios muestran la presencia de una única componente correspondiente a este mineral (Figura 19 (a)). En el sitio SV5, se aplicó el análisis de círculos máximos correspondientes a los caminos de desmagnetización (McFadden y McElhinny, 1988) ya que en algunos especímenes no pudieron aislarse componentes por PCA (Figura 19 (b)).

El sitio SV8 presenta direcciones de las componentes con polaridad opuesta a las del resto de los sitios (Figura 19 (c)).

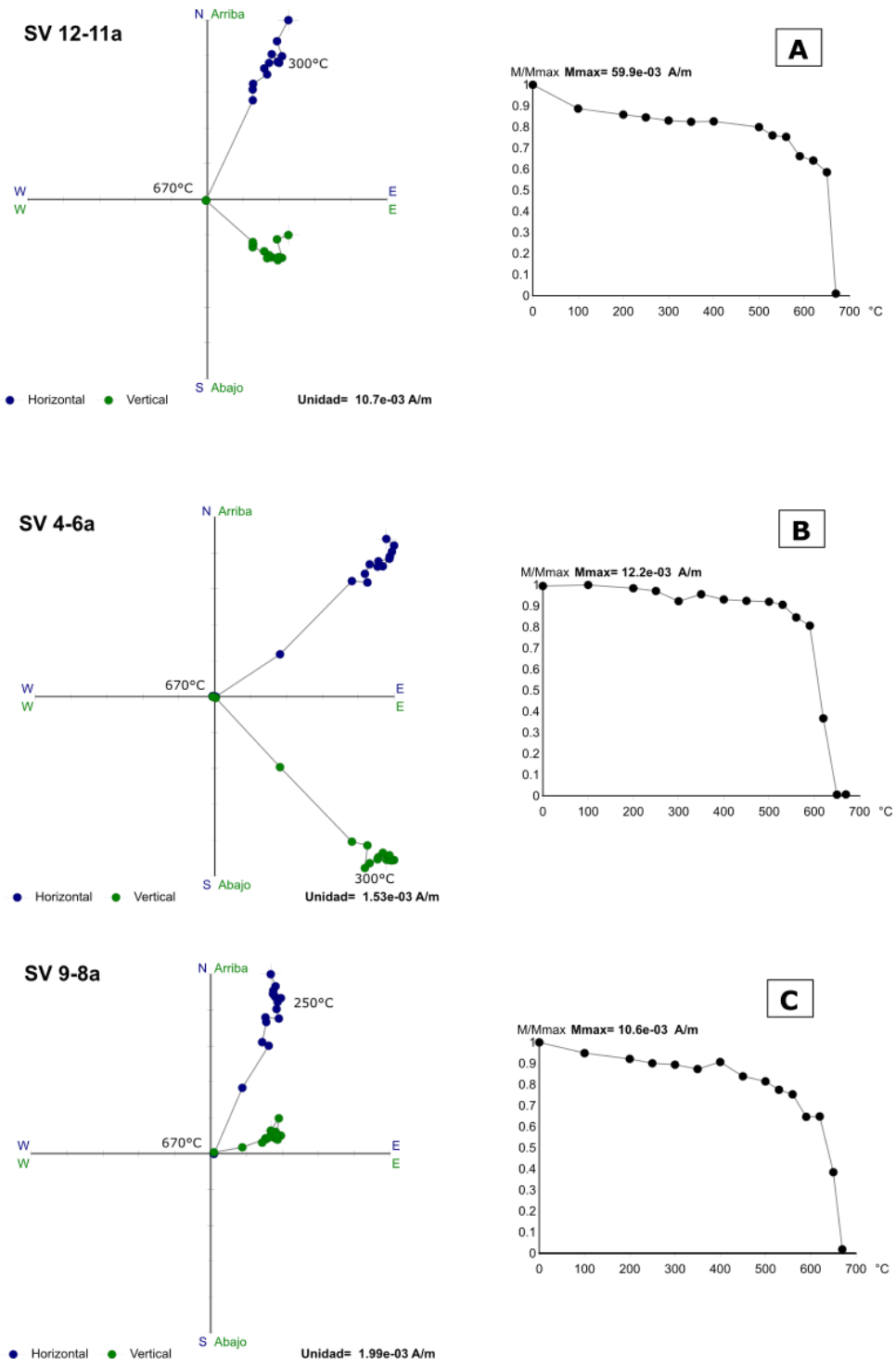


Figura 18: Diagramas de Zijderveld junto con su correspondiente curva de desmagnetización para los especímenes (A) SV 12-11a (B) SV 4-6a (C) SV 9-8a. Observar en todos estos casos que la desmagnetización ocurre entre los 650 y los 670°C. Notar en (C) la presencia de dos componentes, una hasta 250°C y otra, hasta 670°C.

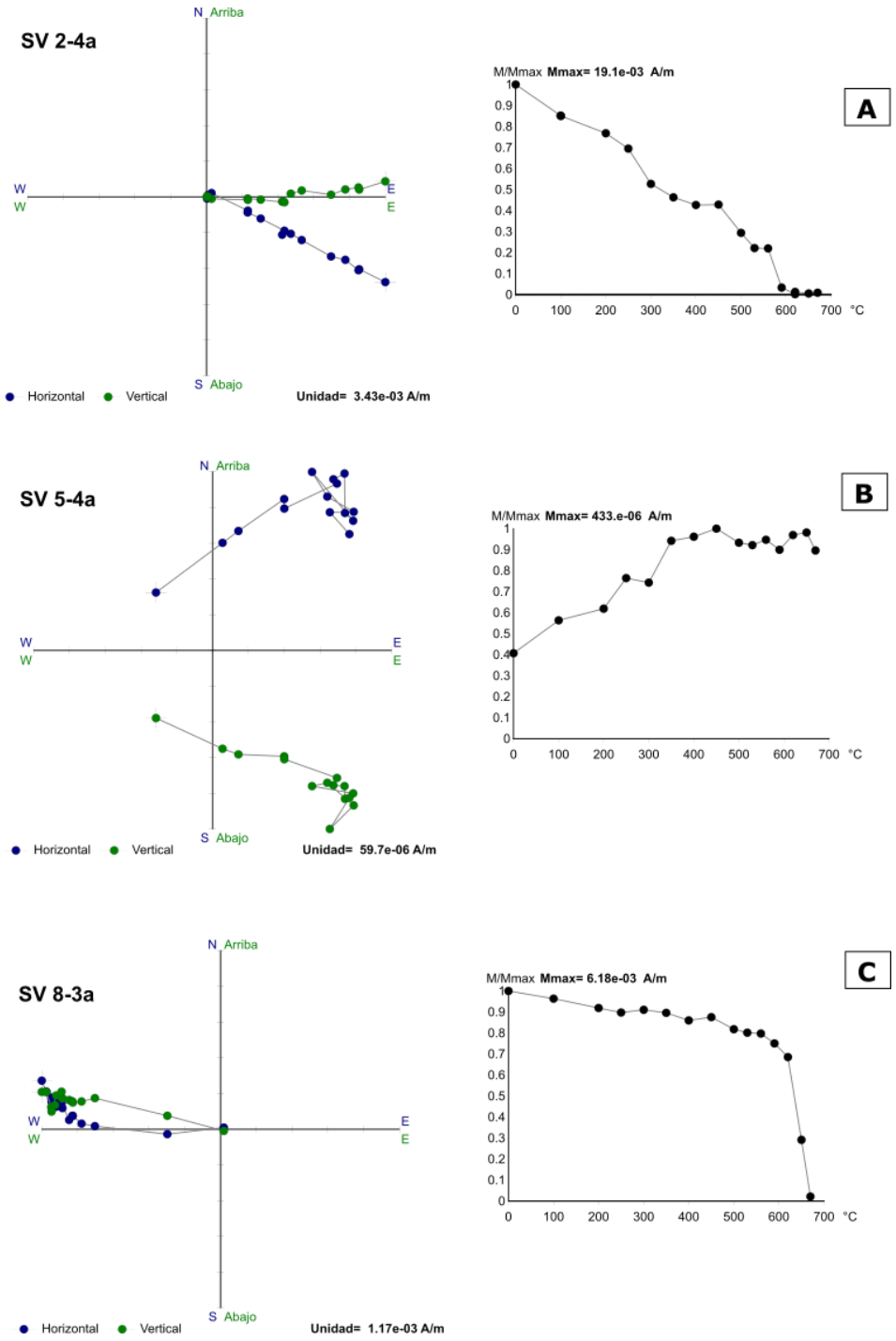


Figura 19: Diagramas de Zijderveld junto con su correspondiente curva de desmagnetización para los especímenes (A) SV 2-4a (B) SV 5-4a y (C) SV 8-3a. Observar en: (A) el decaimiento de la curva es más progresivo que los casos anteriores, lo que marca la existencia de un patrón distribuido de temperatura de bloqueo; (B) no se terminan de aislar las componentes, por lo cual se aplica posteriormente el método de círculos máximos; (C) especimen de un sitio cuya componente característica tiene una polaridad opuesta.

La mayoría de la muestras analizadas (Figura 18) presentó un comportamiento sencillo, con una componente de baja temperatura (hasta 250°C-300°C) para los sitios SV 8, SV 9, SV 10 y SV 11, la cual se denominó componente A (Tabla 3). En el resto de los sitios, para esta temperatura, no se definió una componente magnética con precisión o presentaron direcciones erráticas. A presenta un agrupamiento moderado a pobre en cada sitio. Se observa que la media es ligeramente más consistente *in-situ* que tras realizar la corrección a la paleohorizontal, lo cual sugiere que se trata de una componente post-tectónica (Figura 20). Los parámetros de la dirección media i*n-situ* son: N: 4 Dec: 0,4° Inc: -25,8° R: 3,87 k: 23,92 y α95: 19,2°, mientras que la dirección media corregida es: N (sitios): 4 Dec: 15,1° Inc: -24,6° R: 3,86 k: 21,79 y α95: 20,1°.

La inclinación negativa (-25.8°), correspondiente a una polaridad normal del campo y su cercanía *in-situ* con la dirección del campo magnético dipolar actual para las localidades de estudio sugieren una remanencia viscosa o química de origen reciente.

A

SITIO	N	IN SITU		R	K	α95(°)
		DECLINACIÓN (°)	INCLINACIÓN (°)			
SV8	6	359,2	-41,9	4,2	2,77	49,7
SV9	10	350,9	-25,4	9,67	27,6	9,4
SV10	4	355,1	-8,7	3,77	12,94	26,5
SV11	5	6,1	-18,8	4,8	19,66	17,5

B

SITIO	N	CON CORRECIÓN ESTRUCTURAL		R	K	α95(°)
		DECLINACIÓN (°)	INCLINACIÓN (°)			
SV8	6	28,6	-39,6	4,19	2,77	49,7
SV9	10	9,6	-27,9	9,67	27,64	9,4
SV10	4	1,6	-11,7	3,77	12,94	26,6
SV11	5	12,3	-17,1	4,8	19,52	17,8

Tabla 3: Valores obtenidos para la componente A en los sitios SV 8, SV9, SV10 y SV11. (A) in-situ (B) con corrección estructural.

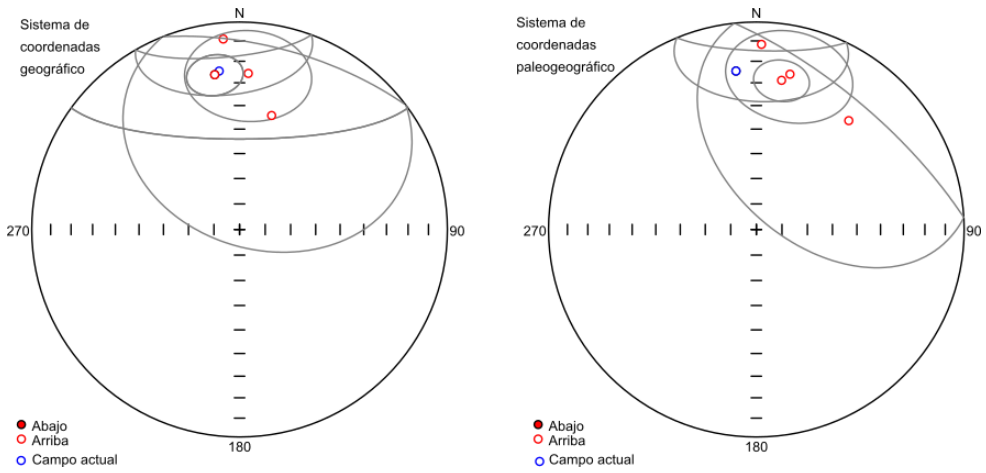


Figura 20: Proyecciones en red esteoreográfica de la componente A para los sitios SV 8, SV 9, SV 10 y SV 11, medidas *in-situ* y corregidas a la paleohorizontal. Los círculos representan el α95.

En segundo lugar, se aisló una componente de alta temperatura (500°C-620°C), en todos los sitios, que se denominó Componente B (Tabla 4). Esta componente corresponde a los minerales portadores de remanencia de alta temperatura de bloqueo y/o altas fuerzas coercitivas. En el caso de los sitios SV 3, SV 4, SV 6, SV 7, SV 10, SV 11 y SV 12, la componente presenta una buena consistencia direccional, mientras que los sitios SV 1, SV 5, SV 8 y SV 9 tienen un agrupamiento moderado. Para el cálculo de la media fisheriana de las direcciones por sitio de la componente B, aquella correspondiente al sitio SV 8 fue invertida a su antípoda para que correspondiera a la misma polaridad magnética que el resto de la población (Tabla 3). La dirección media *in-situ* es: N (sitios):12 Dec:43,6° Inc:29,7° R:11,18 k:13,35 α95: 12,3°. La dirección corregida es: N(sitios):12 Dec: 35,0° Inc: 25,7° R: 11,55 k: 24,59 α95: 8,9°. El agrupamiento mejora visiblemente (el k casi se duplica) cuando se realiza la corrección por actitud estructural, lo cual sugiere que se trata una componente pre-tectónica (Figura 21).

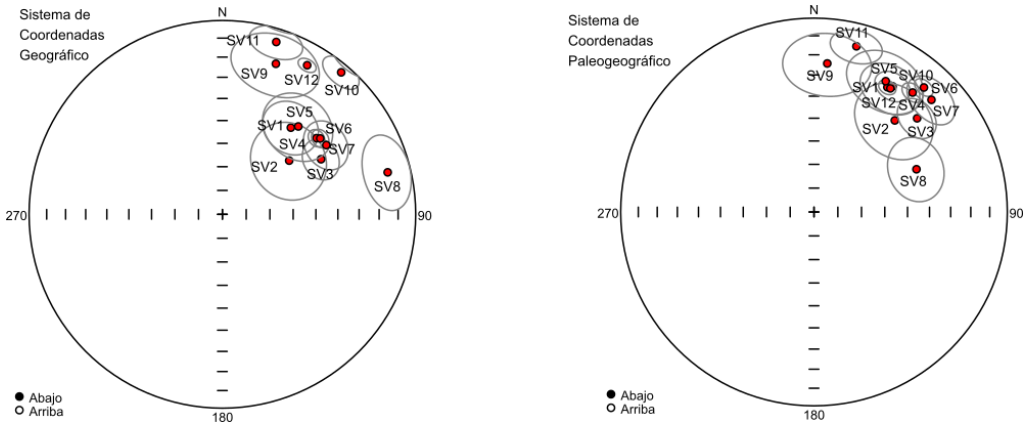


Figura 21: Proyección en red esteoreográfica de la componente B para todos los sitios, *in-situ* (izquierda) y corregidas a la paleohorizontal (derecha). Los círculos representan el α95. Obsérvese el mejor agrupamiento cuando se aplica la corrección estructural.

A

SITIO	N	IN SITU		R	K	α95(°)
		DECLINACIÓN (°)	INCLINACIÓN (°)			
SV1	6	38,4	42,4	5,86	35,61	11,4
SV2	6	51,3	53,5	5,73	18,37	16,1
SV3	8	60,9	41,2	7,85	48,05	8,1
SV4	6	51,1	37,5	5,99	368,04	3,5
SV5	5(2)	40,9	39,8	4,91	33,36	14,4
SV6	8	52,3	36,2	7,97	230,4	3,7
SV7	4	56,4	35,7	3,97	90,65	9,7
SV8	7	255,8	-12,8	6,75	24,01	12,6
SV8(t)	7	75,8	12,8	6,75	24,01	12,6
SV9	11	19,6	18,7	9,95	9,48	15,6
SV10	7	40	4,9	6,93	82,08	6,7
SV11	11	17,4	7,6	10,65	28,33	8.7
SV12	12	29,7	12,5	11,94	183,09	3,2

B

SITIO	N	CON CORRECCIÓN ESTRUCTURAL		R	K	α95(°)
		DECLINACIÓN (°)	INCLINACIÓN (°)			
SV1	6	31,8	25,9	5,86	35,64	11,45
SV2	6	41,5	37	5,73	18,33	16,1
SV3	8	47,8	28,8	7,85	48,08	8,1
SV4	6	39,6	21,1	5,98	264,15	4,1
SV5	5(2)	28,8	24	2,94	30,96	14,4
SV6	8	41,5	15,3	7,97	231,84	3,6
SV7	4	46,4	17,2	3,97	90,19	9,7
SV8	7	247,4	-42,1	6,75	23,99	12,6
SV8(t)	7	67,4	42,1	6,75	23,99	12,6
SV9	11	5,1	24,1	9,94	9,47	15,7
SV10	7	32,1	24,5	6,93	82,16	6,7
SV11	11	14.4	12,8	10,65	28,6	8,7
SV12	12	30,5	26,2	11,94	177,07	3,3

Tabla 4: Direcciones medias por sitio para la componente B. (A) in-situ (B) con corrección estructural. (t) indica la componente inversa a la calculada. En SV5, (2) indica el número de especímenes cuya componente C fue calculada con el método de círculos máximos (McFadden y McElhinny, 1988).

Uno de los elementos más importantes a analizar en un estudio paleomagnético es la mineralogía portadora de la magnetización y su origen. Este último es un indicio acerca de la edad de la remanencia. Poder determinar la edad la remanencia es muy relevante a la hora de interpretar correctamente los resultados paleomagnéticos. En este trabajo, los resultados paleomagnéticos y los estudios en cortes petrográficos indican que el mineral principal portador de la remanencia es hematita. La hematita puede tener un origen ígneo/metamórfico previo a la depositación, por alteración de silicatos ricos en Fe, por formación autigénica de hematita pigmentaria (*pigmentary hematite*) o bien por oxidación de minerales como magnetita (Butler, 1992). Por las características texturales de la roca (ver sección de Petrografía y Calcografía en el capítulo de *Geología de las áreas de estudio*), el origen de la hematita se ajusta mejor a esta última opción. El problema que plantea este escenario es que de por sí un análisis textural de la roca no proporciona una respuesta definitiva acerca del tiempo de formación de este mineral y, por lo tanto, el de adquisición de la remanencia. La madurez textural de la roca, el tamaño de grano, el paleoambiente depositacional son elementos que pueden condicionar el tiempo de adquisición de la remanencia (Butler, 1992). En base a estas características, las rocas parecen haber adquirido una remanencia temprana, aunque se trata en realidad de factores no necesariamente vinculantes. En definitiva, la discusión en torno a la magnetización de los bancos rojos es compleja. En estos casos, la mejor evidencia para datarla proviene de los test de campo. Para más información acerca de la controversia en torno a la magnetización de bancos rojos, se sugiere consultar Butler (1992) y Kodama (2012).

Tal como se mencionó anteriormente, SV 8 tiene una polaridad opuesta al resto de los sitios. Para establecer si las direcciones de ambas polaridades provienen de la misma población, se realizó un *reversal test* o test de la reversión, según McFadden y Lowes (1981) y McFadden y McElhinny (1990). Un resultado positivo de este test indica que no puede descartarse estadísticamente que las direcciones de polaridades opuestas pertenecen a la misma población (son antípodas). Esta característica además comprueba que no persisten componentes magnéticas secundarias no eliminadas adecuadamente que puedan distorsionar el cálculo de la dirección media final. A su vez, demuestra

que el intervalo de tiempo muestreado es extenso pues abarca al menos partes de dos intervalos de polaridad y, por lo tanto, es más probable que hubiese transcurrido tiempo suficiente para haber promediado la variación secular (Butler, 1992).

Se intentaron comparar dos poblaciones: SV 8 vs el resto de los sitios. Sin embargo, no se pudo obtener un resultado concluyente del test según McFadden y McElhinny (1990), ya que, a pesar de que la diferencia angular entre ambas poblaciones (27.2°) es menor al ángulo crítico (32.5°), éste último es lo suficientemente grande (>20°) como para hacer que el test no sea concluyente (McFadden y McElhinny, 1990). Por otro lado, se necesita un mayor número de sitios con polaridad opuesta para sacar un resultado concluyente.

Por otro lado, se realizó un test de basculamiento o *tilt test* (Enkin, 2003) para determinar estadísticamente si el agrupamiento de las direcciones mejora al aplicar la corrección estructural. Este test es importante para determinar si la magnetización fue adquirida antes o después del plegamiento o buzamiento de la sección. El resultado fue positivo (siendo 95% el mejor porcentaje de *unfolding*), lo cual indica que la magnetización fue adquirida antes del buzamiento/plegamiento.

Una vez, obtenidas las direcciones por sitio, se procedió al cálculo de los polos geomagnéticos virtuales (PGVs) correspondientes (Tabla 5). A partir de los 12 PGVs se obtuvo un polo paleomagnético con ubicación Long=340,4°E Lat=38,3° N (sitios)=12 *k*=25,13 A95=8,8° (Figura 22).

SITIO	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	Dp	Dm
SV1	40,7	337,1	6,7	12,4
SV2	29,3	340	11,1	18,9
SV3	28,5	349,5	4,9	8,9
SV4	37,5	346,7	2,3	4,3
SV5	43,4	334,9	9,2	17,2
SV6	38,1	351,2	1,9	3,7
SV7	33,7	354	5,2	10
SV8(t)	8,3	352,9	9,5	15,5
SV9	52,2	302,8	9	16,8
SV10	41	338	3,8	7,2
SV11	55,5	320,5	4,5	8,9
SV12	41,1	335,4	1,9	3,6

Tabla 5: Ubicación de los polos geomagnéticos virtuales (PGVs) calculados para cada sitio estudiado del Grupo Santa Victoria. (t) indica el polo calculado a partir de la componente transversa; dp y dm: semiángulos de la elipse de 95% de confianza

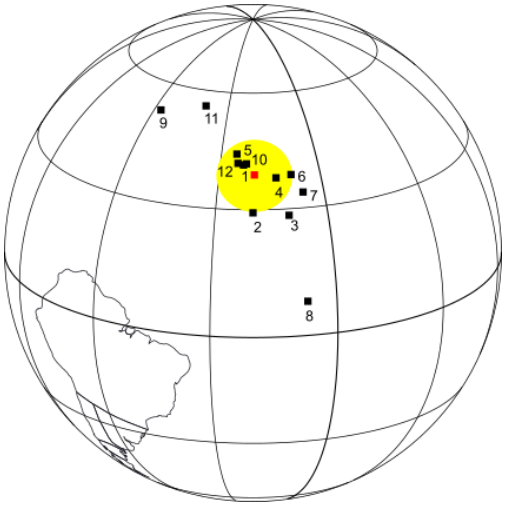


Figura 22: polos geomagnéticos virtuales (PGVs) de cada sitio; cuadrado rojo: polo paleomagnético obtenido a partir de los PGVs; círculo amarillo: a95 correspondiente al polo paleomagnético.

Interpretación y discusión

La obtención de un polo paleomagnético de edad ordovícica temprana del Grupo Santa Victoria resulta útil para arrojar información acerca de la posición de

Pampia en el Paleozoico temprano y el ensamble del margen occidental de Gondwana. Spagnuolo *et al.* (2008a) obtuvieron un polo paleomagnético a partir de la Formación Campanario que difiere de la curva de deriva polar más aceptada para Gondwana hasta el momento (Figura 23) y proponen que al norte de la zona de estudio, el bloque sufrió una rotación horaria producto de la Orogenia Andina. En un segundo estudio, los mismos autores (Spagnuolo *et al.*, 2012) obtuvieron en otras localidades dos nuevos polos, a partir de la Formación Campanario y Santa Rosita, respectivamente. Debido a la posición nuevamente anómala de los polos de la Formación Campanario y la Formación Santa Rosita, concluyen que la explicación más probable es un desplazamiento dextral de Pampia a lo largo del margen del Cratón del Río de la Plata desde el sur del Cratón de Kalahari (en coordenadas actuales) a lo largo de una falla transforme, hasta la posición actual durante el Cámbrico Tardío (Figura 24). Franceschinis *et al.* (2016) calculan un nuevo polo para la Formación Campanario en otra localidad cuya posición también resulta anómala respecto del Gondwana, pero que no concuerda con los polos obtenidos anteriormente por Spagnuolo *et al.* (2008a, 2012) (Figura 23). Los autores encuentran dos posibles interpretaciones a la anomalía en la posición de los polos del Paleozoico Temprano: la primera retoma la propuesta de la existencia de rotaciones tectónicas locales de distinta magnitud en las diferentes localidades de muestreo. Estas rotaciones corresponderían al complejo patrón de rotaciones de los Andes Centrales, descripto por Somoza *et al.* (1996), Kley (1996) y Kley *et al.* (1999), entre muchos otros, quienes describen zonas de transferencia en el orógeno andino que pueden producir grandes rotaciones *in situ*. Según Franceschinis *et al.* (2016), podría existir una zona de transferencia a la latitud de Matancillas e Iruya en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, de donde provienen los datos de Spagnuolo et al. (2008a, 2012). La interpretación alternativa intenta explicar las diferencias en las posiciones halladas para la Formación Campanario en la localidad de Santa Victoria respecto a la de Matancillas e Iruya. Proponen que las mismas se deben a una diferencia temporal en la edad de ambos polos, representando entonces el desplazamiento de Pampia a lo largo del Cratón del Río de la Plata en el Cámbrico Tardío.

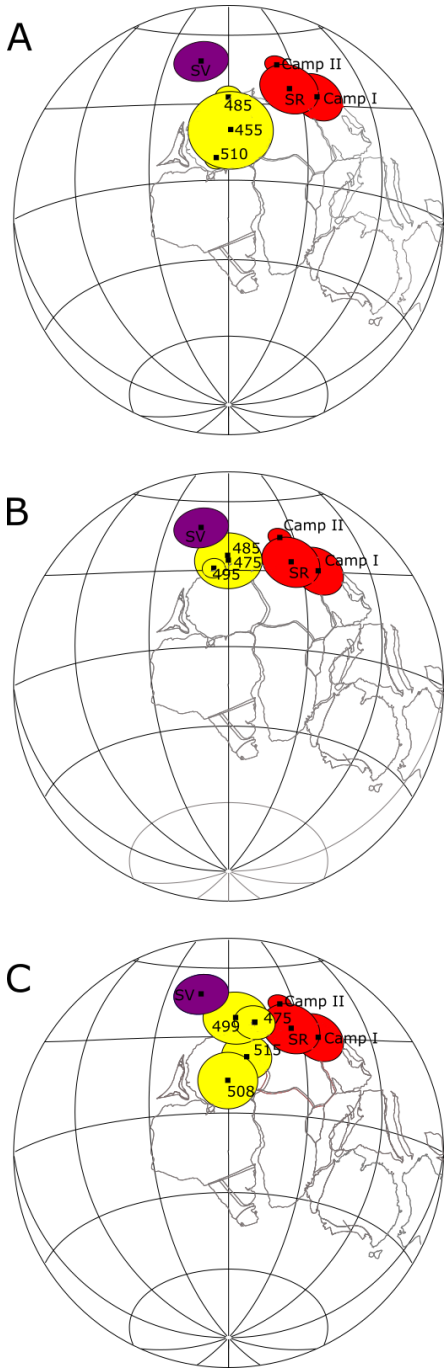


Figura 23: Polos paleomagnéticos del Paleozoico Inferior. En (A), (B) y (C): SV es el polo obtenido en este trabajo; Camp II es el polo obtenido en la Formación Campanario por Franceschinis *et al.* (2016); Camp I y SR son los polos de Formación Campanario y Santa Rosita, respectivamente (Spagnuolo *et al.*, 2012). En amarillo, los polos de referencia de la curva de deriva polar aparente de Gondwana: (A) según McElhinny *et al.* (2003); (B) según Spagnuolo (2009); (C) 515 Ma: Grunow (1995), 508 Ma: Meert *et al.* (2001), 499 Ma: Grunow y Encarnación (2000). Los polos están en coordenadas sudafricanas según Lottes y Rowley (1990).

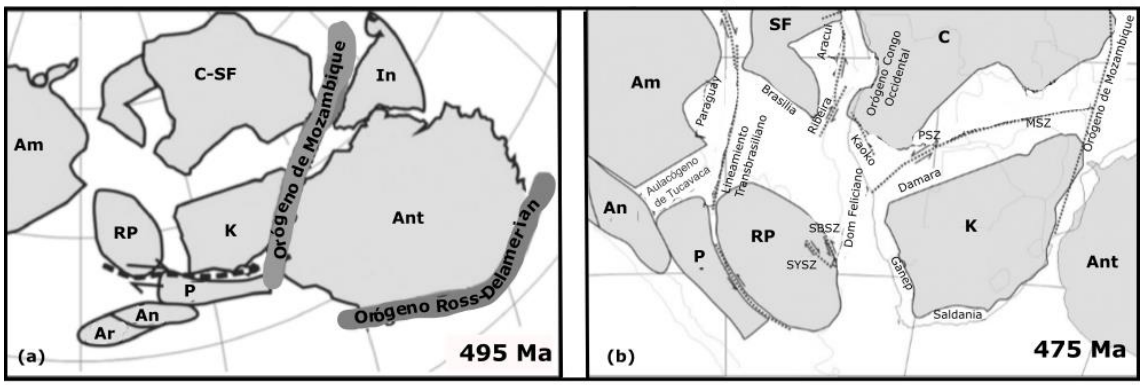


Figura 24: Evolución paleogeográfica del margen SO de Gondwana durante el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Medio según Spagnuolo *et al.* (2012). (a) 495 Ma. P: Pampia, Ar: Arequipa, An: Antofalla, Am: Amazonia, C–SF: Congo–San Francisco, In: India, Ant: Antártida, K: Kalahari, RP: Río de la Plata. (b) 475 Ma. SYSZ: Zona de Cizalla de Sarandí; SBSZ: Zona de Cizalla de Sierra Ballena. *(Modificado de Spagnuolo et al., 2012)*

Nombre	Latitud del polo (°)	Longitud del polo (°)	α95	Paleolatitud mínima (°)	Paleolatitud máxima (°)	Paleolatitud media (°)
Campanario 1	1,5	1,9	9,2	18,2	24,2	21,1
Campanario 2	18,2	358,8	3,9	12,3	17,1	14,6
Santa Rosita	8,6	355,3	10,1	13,1	29,9	20,6
Santa Victoria	38,3	340,4	8,8	8,6	19,0	13,5

Tabla 5: Paleolatitudes obtenidas a partir de la inclinación magnética para los polos paleomagnéticos locales del NOA. Campanario 1 (Spagnuolo *et al.*, 2012), Campanario 2 (Franceschinis *et al.*, 2016), Santa Rosita (Spagnuolo *et al.*, 2012), Santa Victoria (este trabajo)

A partir de los estudios sedimentológicos y de antecedentes previamente realizados, se infiere que el muestreo realizado en este trabajo corresponde a la sección basal del Grupo Santa Victoria, y por lo tanto, estarían comprendidas en el Ordovícico Inferior (~485 a 470 Ma). La dominante polaridad reversa hallada es consistente con dicha edad (Algeo, 1996), si bien el muestreo puede no ser suficientemente representativo.

La posición del polo paleomagnético obtenido resulta discordante respecto a los polos locales del NOA (Figura 23) obtenidos por Spagnuolo *et al.* (2008a, 2012) y Franceschinis *et al.* (2016). La posición paleolatitudinal (Tabla 5) es comparable con la de la Formación Campanario obtenida por Franceschinis *et al.* (2016), pero difiere en ~7° con aquella obtenida por Spagnuolo *et al.* (2012), tanto para la Formación Campanario como para la Formación Santa Rosita, si bien en este último caso la incerteza es relativamente grande. La migración hacia paleolatitudes más bajas de Gondwana entre el Cámbrico medio y el Ordovícico temprano es indicada por algunas curvas de deriva polar aparente de este continente (Figura 23). La disminución en paleolatitud observada en el Grupo Santa Victoria es consistente con esta observación. Por otro lado, el polo obtenido tiene una posición similar con el de 465 Ma (Ordovícico medio) calculado por Spagnuolo (2009) para Gondwana (Figura 21 (B)). Sin embargo, el mismo fue definido en base a un solo polo paleomagnético, por lo cual debe considerarse como provisorio. En rocas sedimentarias se verifica frecuentemente la existencia de una deflexión sistemática de la inclinación magnética hacia el plano de inclinación, generando paleolatitudes más bajas artificialmente (Tauxe y Kent, 2004). Puede probarse la existencia o no de estos errores y pueden corregirse a través de estudios específicos de anisotropía de la remanencia (véase por ej. Franceschinis *et al.*, 2016 y referencias allí citadas) o mediante el estudio de la distribución estadística de las direcciones (Tauxe y Kent, 2004). En el marco del informe de este Trabajo Final de Licenciatura no se han realizado ninguno de estos dos estudios, sin embargo el bajo grado de anisotropía de susceptibilidad magnética sugiere en primera aproximación que el “error de inclinación” en las rocas del Grupo Santa Victoria podría no ser de mucha significación. Un estudio que aplique la técnica de magnetización remanente isotérmica o IRM obicua a la estratificación puede arrojar luz sobre este tema.

Si bien no existe consenso sobre la exacta traza de la curva de deriva polar aparente de Gondwana entre el Cámbrico Medio y el Ordovícico Medio, la posición del polo paleomagnético obtenido en este estudio no repite las posiciones “rotadas” horariamente de los polos de la Formación Campanario y de la Formación Santa Rosita obtenidos anteriormente en otras localidades. Este resultado puede ser explicado en el marco de las dos hipótesis señaladas por

Franceschinis *et al.* (2016). Si se trata de rotaciones andinas, entonces las localidades muestreadas en este trabajo se pueden considerar con rotaciones mínimas a nulas. En caso de optar por la hipótesis del desplazamiento de Pampia como explicación de los polos paleomagnéticos "anómalos", la posición del polo del Grupo Santa Victoria sugiere que dicho desplazamiento ya había concluido para el Ordovícico Temprano. Una determinación más precisa y robusta de la curva de deriva polar aparente de Gondwana en el Paleozoico Inferior aparece como crítica para realizar interpretaciones paleogeográficas más seguras y discriminar entre ambas hipótesis. Otros estudios paleomagnéticos sobre el Grupo Mesón en otras localidades, así como también en unidades más antiguas (véase las unidades descriptas en la sección de Estratigrafía en el presente trabajo) pueden resultar útiles asimismo para evaluar estas hipótesis. Franceschinis (2014) y Franceschinis *et al.* (2016) realizaron un estudio sobre la Formación Puncoviscana sin resultados concluyentes, por lo cual debería incrementarse el número de estudios paleomagnéticos en las unidades presilúricas del Noroeste Argentino.

9. Conclusiones

Se realizó un estudio geológico en la sierra de Mojotoro, provincia de Salta, en tres localidades que se denominaron “Ruta”, “Gauchito Gil” y “Selva”. A partir de la revisión de antecedentes y el relevamiento realizado en el campo se confeccionó un mapa geológico de la zona de estudio.

Se confeccionó un perfil estratigráfico de una sección del Grupo Santa Victoria. Se concluyó que se trata de una sección basal de la unidad (posiblemente Formación La Pedrera). Se interpretó que el paleoambiente de depositación correspondió a una plataforma silicoclástica proximal.

Se analizaron un total de 12 cortes bipulidos en microscopio petrográfico y calcográfico. En líneas generales, se tratan de cuarcitas con mayor o menor grado de madurez y, en algunos casos, con laminación observable a escala microscópica y macroscópica. En relación a los minerales opacos, se observa magnetita y hematita de alteración interestratal (diagenética).

Se efectuó un perfil de susceptibilidad magnética sobre la localidad “Ruta” y se realizó un análisis de ciclicidades en la sedimentación. Se determinaron 5 ciclos de 148 cm. los cuales, según las tasas de sedimentación más probables para ambientes de plataforma, representarían ciclos temporales de 23 ka. De este modo, la sucesión abarcaría un tiempo aproximado entre 200 y 400 mil años.

Se realizó un análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), con el objetivo de discernir la petrofábrica de las rocas. Las rocas de la localidad “Ruta” presentan una fábrica pre-tectónica; de la localidad “Gauchito Gil”, una fábrica tectónica y las de la localidad “Selva” tienen una fábrica anomála con posible influencia tectónica.

Se efectuó un estudio paleomagnético en 12 sitios distribuidos en las tres localidades mencionadas, a partir del cual pudieron obtenerse 12 polos geomagnéticos virtuales (PGVs), del promedio de los cuales se obtuvo un polo paleomagnético correspondiente al Grupo Santa Victoria. La ubicación del polo es discordante con las obtenidas anteriormente para la Formación Campanario y en la Formación Santa Rosita en otras localidades. Sin embargo, es más

cercana a los polos de referencia de Gondwana del Ordovícico Inferior a Medio. La falta de consenso en relación a la curva de deriva polar aparente de Gondwana para el Cámbrico Medio-Ordovícico Medio torna la interpretación de la posición del polo del Grupo Santa Victoria ambigua. La baja paleolatitud encontrada para esta unidad necesita ser corroborada mediante un estudio de anisotropía de la remanencia. La posición del polo sugiere que las localidades estudiadas no han sido afectadas por rotaciones tectónicas importantes y que si Pampia sufrió un desplazamiento paralelo al margen del Cratón del Río de la Plata en el Cámbrico, dicho movimiento habría concluido con anterioridad a la adquisición de la remanencia del Grupo Santa Victoria (Ordovícico temprano?)

10. Agradecimientos

Llegar hasta acá no hubiera sido posible sin la ayuda de toda la gente que me acompañó durante todos estos años. A todos ellos, quiero decirles gracias:

A Augusto y a Mónica, dos excelentes personas de quienes pude aprender muchísimo gracias a su guía y consejo.

A toda la gente del INGEODAV, quien siempre mostró la mejor disposición cuando lo necesitaba. Particularmente a Pablo Franceschinis, un genio de la vida. Tuve la suerte de tenerlo de compañero de campo y de aprender un montón de cosas con él. También a Facundo Sapienza por sus invaluables aportes cuando estaba realizando el análisis de ciclicidad del perfil.

A mis amigos de la facultad, con quienes pude compartir viajes, juntadas, tardes en la biblioteca, mates y barandeadas. A mis amigos del norte, gracias por ser un grupo de gente tan genial. A mis amigas del alma Daniela, Sofía y Luana, por formar parte de esta amistad tan especial.

A Tomás, mi más linda coincidencia.

A toda mi familia, particularmente a mis abuelos, mis hermanos Ignacio y Victoria y mi mamá Analía por apoyarme desde siempre.

Y, por último, agradecer la oportunidad de haber estudiado en una universidad pública, lo cual no sólo me formó como geóloga sino también como persona.

¡Muchas gracias!

11. Bibliografía

Aceñolaza, F. G., 1980. Presencia de Tetragraptus (Graptolithina) en el Ordovícico de Jujuy. Implicancias cronológicas y paleobiogeográficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (4): 539-545.

Aceñolaza, F.G., 1983. The Tremadocian beds and the Cambrian– Ordovician boundary problems in Latin America. Papers for the Cambrian–Ordovician boundary, Academia Sinica, Nanjing, 88–93.

Aceñolaza, F.G. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. Latin American Journal Sedimentology and Basin Analysis, 12:65-87.

Aceñolaza, F.G. y Alonso, R.N., 2001. Icno-asociaciones de la transición Precámbrico/ Cámbrico en el Noroeste de Argentina.Journal of Iberian Geology 27:11-22.

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. y Durand, F., 1982. El icnogénero Oldhamia (traza fósil) en Argentina. Caracteres morfológicos e importancia estratigráfica en formaciones del Cámbrico Inferior de Argentina. 5 Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I:705-720.

Aceñolaza, F.G. y Durand, F., 1986. Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from Northwest of Argentina. Geological Magazine123:367-375.

Aceñolaza, F.G. y Durand, F., 1987. Paleontología del límite Precámbrico-Cámbrico de Argentina. 10 Congreso Geológico ArgentinoActas I:315-320.

Aceñolaza, F.G. y Manca, N. del V., 1982. Bifungites sp. (traza fósil) en capas del Ordovícico inferior de la región de Perchel, Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Ameghiniana, 19: 157-164.

Aceñolaza, F.G. Tosselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Tomo 2: 755-763.

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1981. Geología del noroeste argentino (No. 1287). Universidad nacional de Tucumán, Facultad de ciencias naturales.

Aceñolaza, F.G., Durand F., y Diaz Taddei, R., 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta. 5 Congreso Geológico Argentino Actas I:319-333.

Aceñolaza. F. G., Fernández, R.I. y Manca N., 1982. Caracteres bioestratigráficos y paleoambientales del Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Superior), centro-oeste de América del Sur. Estudios geológicos, 38:385-392.

Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J., 1988. The Puncoviscana Formation (late Precambrian-Early Cambrian). Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. En: Bahlburg H., Breitkreuz C., Giese P (Eds.), The

Southern Central Andes: Contributions to Structure and Evolution of and Active Continental Margin. Lecturer Notes on Earth Sciences, 17. Springe Verlag, Berlin, 25-38.

Aceñolaza, F.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Esteban, S.B., Tortello, F., Aceñolaza, G.F., 1999. Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. En: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina, Anales del Instituto y Recursos Minerales, vol. 29., 169–187.

Aceñolaza, G., 2004. Precambrian-Cambrian ichnofossils, an enigmatic «annelid tube» and microbial activity in the Puncoviscana Formation (La Higuera; Tucumán Province, NW Argentina). Geobios 37:127-133.

Aceñolaza, G. y Aceñolaza, F.G. 2001. Ichnofossils and microbial activity in the Precambrian/Cambrian transition of Northwestern Argentina. Palaeoworld 13:241-244.

Aceñolaza, G. y Aceñolaza, F.G., 2003. Trace fossils, microbial mats and sedimentary structures in the Puncoviscana Formation of northwestern Argentina (Neoproterozoic-Lower Cambrian) Their record on a varied spectrum of paleontological settings. Second International Meeting of IGCP Project Abstracts :4-6. Cape Town

Aceñolaza, G.; Fedonkin, M., Aceñolaza F. G y Vickers-Rich, P., 2005. The Ediacaran / Lower Cambrian transition in Northwest Argentina: new paleontological evidence along the proto-margin of Gondwana. 3 International Meeting of IGCP Project.

Adams, C., Miller, H. y A.J. Toselli, 1989. New K-Ar ages on the metamorphic history and age of the Puncoviscana Formation and equivalents, NW Argentina. Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie I:987-997.

Adams, C., Miller, H. y A.J. Toselli, 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4:199-208.

Adams, C., Miller, H., Toselli, A.J., 2008. Detrital zircon UePb ages of the Puncoviscana Formation, Late Neoproterozoic e Early Cambrian, of NW Argentina: provenance area and maximum age of deposition. En: Linares, E., Cabaleri, N.G., Do Campo, M.D., Duchos, E.I., Panarello, H.O. (Eds.), (VI SSAGI) VI South American Symposium on Isotope Geology. Compilers Proceedings. Trabajo CD Room, 4 pp.

Adams, C.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., Griffin, W.L., 2010. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: detrital zircon UePb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. Gondwana Research, 698.

Albanesi, G.L., Ortega, G., Zeballo, F., 2001. Late Tremadocian conodont-graptolite biostratigraphy from NW Argentina basins, The Guide Book, abstracts and Ordovician–Silurian correlation chart for the Joint Field Meeting of IGCP 410 and IGCP 421 in Mongolia, 121–123.

Algeo, T.J., 1996. Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic. J. Geophys. Res. 101, 2785–2814.

Alonso, R.N., 1980. Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda Hadrosauridae) en el Cretácico Superior del norte argentino. Acta Geológica Lilloana, 15(2):55-64. Tucumán.

Alonso, R.N. y Marquillas, R.A. 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el norte argentino. Consideraciones ambientales y geocronológicas. Revista del Instituto de Geología y Minería, Jujuy, 4, 95-111.

Aparicio González, P. A., Moya, M. C., y Impiccini, A., 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico-Cámbrico) de la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. Latin American journal of sedimentology and basin analysis, 17(2), 65-83.

Aparicio González, P. A., Pimentel, M. M., y Hauser, N., 2011. Datación U-PB por LA-ICP-MS de diques graniticos del ciclo pampeano, sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental.

Aparicio González, P. A., Pimentel, M. M., Hauser, N., y Moya, M. C., 2014. U–Pb LA-ICP-MS geochronology of detrital zircon grains from low-grade metasedimentary rocks (Neoproterozoic–Cambrian) of the Mojotoro Range, northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 49, 39-50.

Aramayo Flores, F., 1989. El cinturón plegado y sobrecomdo del Norte Argentino. Boletín Información Petrolera, Marzo, 16.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., y Cobbold, P. R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. Tectonics, 27(6).

Astini, R.A. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J.L. (Ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, 1-74.

Astini, R.A., 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. 17º Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Relatorio: 50-73.

Augustsson, C, Rüsmg, T, Adams, C.J., Chmiel, H., Kocabayoğlu, M., Büld, M., Zimmermann, U, Berndt, J. y Kooij-man, E. 2011. Detrital quartz and zircon combined: The production of mature sand with short transportation paths along the Cambrian West Gondwana margin, Northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, 81: 284-298.

Baéz, A.M. y Gasparini, Z.B., 1977. Orígenes y evolución de los anfibios y reptiles del Cenozoico de América del Sur. Acta Geológica Lilloana, 14:149-232. Tucumán

Bahlburg, H. y Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. Bulletin of Geological Society of America, 109: 869-884.

Baldis, B. y Omarini, R. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. En Actas 9 Congreso Geológico Argentino. 1984. p. 64-78.

Becchio, R., F Lucassen, G. Franz, J. Viramonte y K. Wemmer, 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S) - metamorfismo y geocronología. En Bonorino, R., R. Omarini, y J. Viramonte (Eds.), Geología del noroeste Argentino

Bianucci, H., Fernández Garrasino, C., Sánchez, E., 1987. Corrimiento de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa (Prov. Jujuy, Argentina). Actas X Congreso Geológico Argentino, 1, 165- 168. Tucumán.

Boll A., Hemández, M., 1986. Interpretación Estructural del área Tres Cruces-Provincia de Jujuy- Argentina. Boletín de Información Petrolera, Año 111, 7, 2-14.

Bonaparte, J.F., Salfity, J.A., Bossi, G.E. y Powell, J., 1977. Hallazgo de dinosaurios y aves cretácicas en la Formación Lecho de El Brete (Salta), próximo al límite con Tucumán. Acta Geológica Lilloana, 14:5-17. Tucumán

Bonarelli, G., 1913-15. Epirogenia y paleogeografía de Suramérica. Physis 1(5, 1913): 221-240, 1(8, 1915): 499-522, Buenos Aires

Bond, M., y López, G., 1993. El primer Nothohippidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) del Noroeste argentino. Consideraciones sobre la sistemática de la familia Notohippidae. Ameghiniana, 30(1), 59-68.

Bordonaro, O.L., 1992. El Cámbrico en Sudamérica. En J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América, Mérida, Universidad de Extremadura, 69-84.

Bossi, G.E. y M. Wampler, 1969. Edad del Complejo Alto de Las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. Acta Geológica Lilloana, 10:141-160. Tucumán.

Boll, A. y Hernández, R., 1986. Interpretación Estructural del área Tres Cruces (Provincia de Jujuy, Argentina). Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera epoca. Arlo 3, 7, 2-14.

Buatois, L. A. y Mángano, M. G., 2003. La icnofauna de la Formación Puncoviscana en el noroeste de Argentina: implicancia en la colonización de fondos oceánicos y reconstrucción de paleoambientes y paleosistemas de la transición Precámbrica-Cámbrica. Ameghiniana 40:103-117.

Buatois, L. A., y Mángano, M. G., 2004. Terminal Proterozoic–early Cambrian ecosystems: ichnology of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina. Fossils and Strata, 51, 1-16.

Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 2012. An Early Cambrian shallow-marine ichnofauna from the Puncoviscana Formation of northwest Argentina: the interplay between sophisticated feeding behaviors, matgrounds and sealevel changes. Journal of Paleontology, 86 (1): 7-18

Buatois, L.A., Mángano, M.G., Aceñolaza, F.G. y Esteban, S.B., 2000. The Puncoviscana ichnofauna of northwest Argentina: A glimpse into the ecology of the Precambrian-Cambrian transition. En: Cambrian from the southern edge, Miscelánea 6, Instituto Superior de Correlación Geológica: 82-84.

Buatois, L. A., Zeballo, F. J., Albanesi, G. L., Ortega, G., Vaccari, N. E., y Mangano, M. G., 2006. Depositional environments and stratigraphy of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental, Argentina: integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. Latin American journal of sedimentology and basin analysis, 13(1), 1-29.

Butler, R., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell Science Inc.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Leanza, E.F. (ed.) 2 Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, p. 225-291. Córdoba.

Cockerell, T.D.A., 1925. A fossil fish of the Family Callichthydae. Science 62:397–398

Cockerell, T.D.A., 1926. Tertiary insects from Argentina. Proc US Nat Mus 68(2602): 1–5.

Coira, B. y Koukharsky, M., 1994. Complejos submarinos dómico-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna jujeña (22°-23°45'S). Sus implicancias. 7°Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1000-1004, Concepción.

Coira, B., Toselli, A., Koukharsky, M., Rossi de Toselli, J. y Kay, S.M., 1999a. Magmatismo famatiniano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 189-211, Salta.

Coira, B.L., Kay, S., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P., 1999b. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (Eds.): Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336 (en prensa).

Coira, B., Koukharsky, M., Guevara, S. R., y Cisterna, C. E., 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. Journal of South American Earth Sciences, 27(1), 24-35.

Collo, G., Astini, R. A., Cawood, P. A., Buchan, C., y Pimentel, M., 2009. U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic–early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. Journal of the Geological Society, 166(2), 303-319.

Conti, C.M., Rapalini, A.E., Coira, B. y Koukharsky, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: a clue of Gondwana-Laurentia interaction?. Geology 24(10): 953- 956, Boulder

De La Puente, G. S., 2010. Quitinozoos del Floiano (Ordovícico Inferior) del área de Santa Victoria, Cordillera Oriental, noroeste argentino: Parte 2: Implicancias

bioestratigráficas, paleobiogeográficas y paleoambientales. Ameghiniana, Buenos Aires , 47: 3 p. 317-330.

Di Cunzolo, S; Pimentel, M. 2008. LA-ICPMS U-Pb Provenance data for detrital zircons of cambro-ordovician units of the Quebrada de Humahuaca, Jujuy province, Argentina: tectonic significance. VI South American Symposium on Isotope Geology. -3. San Carlos de Bariloche, Argentina. 1-3.

Do Campo, M., 1999. Metamorfismo del basamento en la Cordillera Oriental y borde oriental de la Puna. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.) Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 41-51, Salta.

Do Campo, M., Omarini, R., y Ostera, H., 1994. Edades K-Ar en fracciones finas de pelitas en la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. Andean Geology, 21(2), 233-240.

Donadio, O.E., 1985. Un nuevo Lacertillo (Squamata, Sauria, Teiidae) de la Formación Lumbrera (Eoceno Temprano) Provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana 22:221–228.

Dunlop, D.J. y Özdemir O., 1997. Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge Univ. Press, New York

Durand, F.R. y Aceñolaza, F.G., 1990. Caracteres Biofaunísticos, Paleoecológicos y Paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), El Ciclo Pampeano en el Noreste Argentino. Serie Correlación Geológica 4:71-112.

Durand, F., Toselli, A., Aceñolaza F.G., y Rossi de Toselli, J., 1994. Evolución geológica del sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico. Serie Monográfica y Didáctica de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo 14:1-76.

Enkin, R. J., 2003. The direction–correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. Earth and Planetary Science Letters, 212(1), 151-166.

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, 32(4), 438-459.

Esteban, S. B., y Aceñolaza, F. G.. 2010. Significado de las Calizas Negras de la Formación Las Tienditas (Ediacarano-Cámbrico inferior) en el Noroeste Argentino. Serie correlación geológica, 26(2), 121-130

Fernández, J., Bondesio, P., y Pascual, R., 1973. Restos de Lepidosiren paradoxa (Osteichtyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eógeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. Ameghiniana, 10(2):152-172.

Fernández, R., Guerrero, C. y Manca, N., 1982. El límite CámbroOrdovícico en el tramo medio y superior de la quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. 5to Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1: 3-22. Buenos Aires.

Folk, R. L., 1974. Petrography of sedimentary rocks. Univ. Texas, Hemphill, Austin, Tex, 182.

Franceschinis, P. R., 2014. Estudio Geológico y Paleomagnético de la Formación Puncoviscana, Departamento de Santa Victoria, Provincia de Salta (Trabajo Final de Licenciatura). Universidad de Buenos Aires. 78 pp

Franceschinis, P. R., Rapalini, A. E., Escayola, M. P., y Luppo, T., 2016. Paleomagnetic studies on the late Ediacaran–Early Cambrian Puncoviscana and the late Cambrian Campanario formations, NW Argentina: New paleogeographic constraints for the Pampia terrane. Journal of South American Earth Sciences, 70, 145-161.

Gasparini, Z. 1984, New Tertiary Sebecosuchia (Crocodylia: Mesosuchia) from Argentina. J Verteb Paleontol 4:85–95.

Gasparini, Z.B. y Baéz, A.M. , 1975. Aportes al conocimiento de la herpetofauna terciaria de la Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3:377415. Tucumán.

Grier, M. E., Salfity, J. A., y Allmendinger, R. W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 4(4), 351-372.

Grunow, A. M., 1995. Implications for Gondwana of new Ordovician paleomagnetic data from igneous rocks in southern Victoria Land, East Antarctica. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B7), 12589-12603.

Grunow, A. M., y Encarnación, J. P., 2000. Cambro-Ordovician palaeomagnetic and geochronologic data from southern Victoria Land, Antarctica: revision of the Gondwana apparent polar wander path. Geophysical Journal International, 141(2), 392-400.

Harrington, H.J., 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington, H.J., Leanza, A.F. (Eds.), Ordovician Trilobites of Argentina, Special Publication 1, Department of Geology, University of Kansas Press

Harrington, H. J. y Leanza, A. F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas Special Publication, 1: 1-276

Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico del borde oriental de la puna de Atacama con una descripcíon de algunos yacimientos minerales en la puna de Salta y Jujuy. Imprenta y casa editora" Coni".

Heredia, N., Fernández, R. R., Seggiaro, R. E., y González, M. A., 1997. Estructura de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes, entre 23º y 24º S, Provincia de Jujuy, NO de Argentina. Acta geológica hispánica, 32(1), 93-102.

Hernández, R.M., Disalvo, A., Boll, A. y Gomez Omil, R. 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las cuencas de Metán-Alemania, noroeste argentino. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 263-283.

Hongn, F.D., 1996. La Estructura Pre–Grupo Mesón (Cámbrico) del Basamento del Valle de Lerma, Provincia de Salta. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:137-145.Buenos Aires.

Hongn, F. D., y Moya, M. C., 1993. Problemas Estructurales en el Basamento de la Sierra de Mojotoro. 8º Reunión de Microtectónica, 39-42.

Hongn, F.D. y Seggiaro, R.E., 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Instituto de Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 96 p., Buenos Aires

Hongn, F.D, Tubia, J.M., Aranguren, A. y Mon, R., 2001. El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. Boletín Geológico y Minero 112:113- 124.

Hongn, F., Mon, R., del Papa, C., Petrinovic, I. y Powell, J., 2006. Herencia de anisotropías del basamento en las cuencas de rift cretácico y antepaís cenozoico en el noroeste argentino. 13º Reunión de Tectónica, Actas en CD, San Luis.

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C., y Powell, J., 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácicocenozoicas en el Noroeste Argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 66(1-2), 38-53.

Jelinek, V., 1977. The Statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and its Application, Geofyzika, Brno

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens and its applications
Studies Geophysical Geodesy, 22, pp. 50-62

Jezek, P., 1986. Petrographie und facies der Puncoviscana Formation, einer turbidischen folge im Jungprä Kambrium und Unter Kambrium Nordwest Argentiniens. PhD Thesis. Wilhelms Universität, Münster, 136 pp. (Inédito).

Jezek, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4:9-36.

Jezek, P, Wilner, A.P, Aceñolaza F.G. y Miller, H., 1985. The Puncoviscana trough-a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. Geologische Rundschau 74:573-584.

Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). En: Geology and Mineral Deposits of Central Andes. Society of Economic Geology, Special Publication 2: 1-35

Keidel, J. 1910. Estudio geológico en la Quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 2:76-77. Buenos Aires

Keidel, J., 1943. El Ordovícico Inferior en Los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 36:140-229.

Keppie, J., Bahlburgh, H., 1999. Puncoviscana Formation of northwestern and central Argentina: passive margin or foreland basin deposit. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), Laurentiae Gondwana Connections Before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336, 139-143.

Kirschvink, J. L., 1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophysical Journal International, 62(3), 699-718.

Kley, J., 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. Tectonics, 15(4), 763-775.

Kley, J. y Reinhardt, M., 1993. Geothermal and Tectonic evolution of the Eastem Cordillera and Subandean Ranges of Southem Bolivia. h K.-J. Reutter, E. Scheuber y PJ. Wigger (eds.). Tectonic of the southern Central Andes, Berlin, Springer-Verlag, 155-170.

Kley, J., Monaldi, C. R., y Salfity, J. A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics, 301(1), 75-94.

Kodama, K. P., 2012. Paleomagnetism of sedimentary rocks: Process and interpretation. John Wiley & Sons.

Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50, 47-59

Leanza A. F. y Baldis, B. A. J., 1975. Tafnaspididae, nueva familia de Komaspidacea (Trilobita) del Ordovícico del Norte de Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 125-132

López, C.R. y Nullo, F.E., 1969. Geología de la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimara. Dpto. Tilcara, Prov. de Jujuy, República Argentína. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24: 173-182.

López de Azarevich, V., y Omarini, R., 2008. Mixed paleotidalsystem for the Proterozoic-Cambrian carbonate platform in NW Argentina. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, 99.

López de Azarevich, V.L., Azarevich, M.B. y Omarini, R.H., 2010a. Nuevas metodologías aplicadas al estudio de secuencias sedimentarias de plataforma en el basamento Ediacarano-Cámbrico inferior del NO argentino (Formación Puncoviscana). En F. Aceñolaza (Ed.), Ediacarano-Cámbrico Inferior. Gondwana I. INSUGEO-UNT, Serie de Correlación Geológica 26: 103-120. Tucumán.

López de Azarevich, V. L., Omarini, R. H., Santos, R. V., Azarevich, M. B., y Sureda, R. J., 2010b. Nuevos aportes isotópicos para secuencias carbonáticas del Precámbrico superior (Formación Las Tienditas) del NO de Argentina: su implicancia en la evolución de la Cuenca Puncoviscana. Serie correlación geológica, 26(1), 27-48.

López de Azarevich, V.L., Omarini, R.H., Sureda, R.J. y Azarevich, M.B., 2010c. Ritmitas mareales en la Formación Puncoviscana (s.l.), en la localidad de Rancagua, noroeste argentino: dinámica mareal y consideraciones paleoastronómicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 66 (1): 104-118. Buenos Aires

López de Azarevich, V.L., Aceñolaza, F. G., Aceñolaza, G. F., Omarini, R. H., y Azarevich, M., 2012. La cuenca Neoproterozoica-Eocámbrica en el NOA: sedimentología y ambientes de depósito de secuencias con icnofósiles, nuevas perspectivas. In XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio 119-132

Lork, A., Miller, H., Kramm, U., y Grauert, B., 1990. Sistemática U/ Pb de zircones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de la sedimentación en la Sierra de Cachi (Provincia de Salta), Argentina. En F. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4:199-208.

Lottes, A. L., y Rowley, D. B., 1990. Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea. Geological Society, London, Memoirs, 12(1), 383-395.

Manca, N., 1986. Caracteres icnológicos de la Formación Campanario (Cámbrico Superior) en Salta y Jujuy. Ameghiniana 23(1-2), 75-87.

Mángano M.G. y Buatois, L.A., 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59:273-280.

Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. International Journal Earth Sciences 94: 94-113

McElhinny, M. W., Powell, C. M. y Pisarevsky, S. A., 2003. Paleozoic terranes of eastern Australia and the drift history of Gondwana. Tectonophysics, 362(1), 41-65.

McFadden, P. L., y Lowes, F. J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. Geophysical Journal International, 67(1), 19-33.

McFadden, P. L., y McElhinny, M. W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. Earth and Planetary Science Letters, 87(1-2), 161-172.

McFadden, P. L., y McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. Geophysical Journal International, 103(3), 725-729.

Meert, J. G., Nédélec, A., Hall, C., Wingate, M. T., y Rakotondrazafy, M., 2001. Paleomagnetism, geochronology and tectonic implications of the Cambrian-age Carion granite, Central Madagascar. Tectonophysics, 340(1), 1-21.

Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna oriental. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 89-100, Buenos Aires.

Milankovitch, M., 1930. Mathematische klimalehre und astronomische theorie der klimaschwankungen. Handbuch der Klimatologie, 1.

Milani, E.J. y Ramos, V.A., 1999, Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência na Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociencias 28(4): 527-544, Sao Paulo.

Mirré, J.C. y Aceñolaza, F.G., 1972. El hallazgo de Oldhamia isp. (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.

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(1):9-44.

Mon, R. y Hongn, F.D., 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43:124-127.

Mon, R. y Hongn, F.D, 1996. Estructura del Basamento Proterozoico y Paleozoico Inferior del Norte Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51:3-14.

Moya, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the argentine Eastern Cordillera. In H. Bahlburg, Ch. Breitkreuz, P. Giese (eds.). The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 55-70.

Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53:219-238.

Moya, M. C., 2015. La "Fase Oclóyica" (Ordovícico Superior) en el noroeste argentino. Interpretación histórica y evidencias en contrario. Serie correlación geológica, 31(1), 0-0.

Moya, M.C. y Albanesi, G.L., 2000. New stratigraphic section to define the Cambrian-Ordovician boundary in Eastern Cordillera, northwest Argentina. En: Cambrian from the southern edge, Miscelánea 6, Instituto Superior de Correlación Geológica: 114-116.

Moya, M.C., Malanca, S., Monteros, J.A. y Cuerda, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental argentina basada en graptolitos. Revista Española de Paleontología, 9: 91-104

Nesossi, D., 1950. Estudio geológico en los departamentos de Santa Victoria (Salta) y Yavi (Jujuy). Zona limítrofe argentino-boliviana. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires (inédito).

Niemeyer, R.H., 1989. El Complejo ígneosedimentario del Cordón de La Lila, Región de Antofagasta: Estratigrafía y significado tectónico. Revista Geológica de Chile 16(2): 163-182, Santiago.

Omarini, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 202 p., inédita.

Omarini, R. y Baldis, B., 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) en el noroeste argentino. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas I:384-398.

Omarini, R.H. y Do Campo, M., 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite precámbrico cámbrico en el noroeste argentino (Formación Puncoviscana): consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 300-309.

Omarini, R.H., Sureda, R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., 1999. Magmatismo. En: Geología del Noroeste Argentino. In: González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J. (Eds.), Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino. Tomo I, pp. 29e40.

Omarini, R.; Sureda, R.; López de Azarevich, V. y Hauser, N. 2008. El basamento Neoproterozoico- Cámbrico Inferior en la provincia de Jujuy. XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 17-28

Ortiz, A., 1962. Estudio geológico de la sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Facultad de Ciencias Naturales de Salta, Universidad Nacional de Tucumán, Tesis Doctoral,60 p., inédito.

Palma, M.A. y Yrigoyen, M.V., 1987. Los estratos de Botijuela en la Puna Catamarqueña. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 2: 139-142, Tucumán.

Palma, M.A., Parica, P. y Ramos, V.A., 1987. El Granito de Archibarca: Su edad y Significado Tectónico, Provincia de Catamarca, Asociación Geológica Argentina, Revista 41(3-4): 414-418, Buenos Aires.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The proto–Andean margin of Gondwana: an introduction. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.). The Proto–Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication:142: 1-9.

Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG I and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91: 151- 168.

Pascual R., Vucetich M.G. y Fernández J., 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. Ameghiniana 15:366–390.

Quattrocchio M., del Papa C.E., 2000. Paleoambiente de la Secuencia Maíz Gordo (Paleoceno Tardío–Eoceno Temprano?), arroyo Las Tortugas, Cuenca del Grupo Salta (NO Argentina). Palinología y Sedimentología. Revista Española Paleontológica 15:57–70.

Ramos, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 159-202, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. Revista Instituto Ciencias Geológicas 6: 13-28, Jujuy

Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. Episodes 11(3): 168-174, Ottawa.

Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentino. 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En R. Caminos (Ed.),Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29:715-784.

Ramos, V.A., 2000. The Southern central Andes. En Cordani, U., E.J. Milani, A. Thomaz Filho y D.A. Campo (Eds.) Tectonic Evolution of South America. (Eds.), Tectonic evolution of South America. 31 International Geological Congress, Proceedings 561-604.

Ramos, V.A., 2008. The basement of the central Andes: the Arequipa and related terranes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 36, 289-324.

Rao, R.I. y Hünicken, M.A., 1995. Conodont biostratigraphy of the Cambrian-Ordovician boundary in northwestern Argentina. Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System, 125-128.

Rao, R.I., Ortega, G. y Hünicken, M.A., 1994. Cambrian-Ordovician boundary in the Sierra de Cajas, Cordillera Oriental, Jujuy, Argentina. En: Baldis, B. y Aceñolaza, F.G. (Eds.): Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Serie Correlación Geológica, 12: 298-299

Rapalini, A., Pinotti, L., D´Eramo, F., Otamendi, J., Vegas, N., Tubía, J., Singer, S. y Vujovich, G., 2010. A case of paleohorizontal restoration of plutonic bodies using paleomagnetic data: the Sierra de Valle Fértil, Magmatic Complex, Western Argentina. II International Geological Congress on the Southern Hemisphere, Actas: 156-159, Mar del Plata.

Rapela, C.W., Pankurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Rio de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. Earth-Science Reviews 83, 49e82.

Reyes, F.C. y J.A. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:355385. Buenos Aires.

Reyes, F.C., Salfity, J.A., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, W., 1976. Consideraciones sobre el volcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:205-223. Buenos Aires.

Riller, U. y Hongn, F. 2003. Structural influence of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonism in the Eastern Cordillera, NW-Argentina. European Geophysical Society (Contributions of the EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, April 2003), Geophysical Research Abstracts 5: 02303.

Rubiolo, D.G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien). Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, Clausthal-Zellerfeld, Germany, N 41 (145 pp)

Ruiz Huidobro, O. J., 1968. Descripción geológica de la Hoja 7 e, Salta, provincias de Salta y Jujuy. Bol. Dir. Nac. Geol. Min, 109, 1-46.

Ruiz Huidobro, O.J., 1975. El Paleozoico Inferior del centro y sur de Salta y su correlación con el Grupo Mesón. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 91-107. San Miguel de Tucumán.

Ruiz Huidobro, O. R., y González Bonorino, F. G., 1953. La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de" Cruziana" como indicador estructural. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(4), 214-219.

Russo, A., 1954. Levantamiento geológico en los departamentos Orán, Iruya y Santa Victoria (provincia de Salta) y Humahuaca (provincia de Jujuy). YPF Informe inédito. 21 pp

Russo, A., Barcat, C., 1978. Relaciones entre los sedimentos cámbricos y ordovícicos en el norte de las provincias de Salta y Jujuy. Acta Geol. Lilloana, supl., 14(2), 117-119.

Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, (inédita), 260 p., Salta.

Sadler, P. M., y Jerolmack, D. J., 2015. Scaling laws for aggradation, denudation and progradation rates: the case for time-scale invariance at sediment sources and sinks. Geological Society, London, Special Publications, 404(1), 69-88.

Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. En Salfity, J.A. (ed.) Cretaceous Tectonics of the Andes, Friedr Vieweg & Sohn, Braunschweig-Wiesbaden, Earth Evolution Science: 266-315.

Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Minero, Anales 29: 613-626, Buenos Aires

Salfity, J. A., y Monaldi, C. R., 2006. Hoja Geológica 2566-IV, Metán. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín, 319.

Salfity J.A., R.H. Omarini, B. Baldis y W. Gutierrez, 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico Inferior del Norte de Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4:341-361.

Salfity, J., Gorustovich, S.A. y Moya, M.C., 1984a. Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino. Simposio Internacional de Tectónica Centroandina y relación con los Recursos Naturales (reprint), 1- 22, La Paz.

Salfity, J.A., Malanca, S., Brandan, E.M., Monaldi, C.R. y Moya, M.C., 1984b. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567, Buenos Aires

Sánchez, M.C, 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta. 248 pp. (inédito).

Sánchez, M.C. y Marquillas, R.A.,2010. Facies y ambientes del grupo Salta (cretácico-paleógeno) en Tumbaya, Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67(3), 383-391

Sánchez, M.C. y Salfity, J.A., 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. Acta geológica hispánica, 34(2-3), 123-139

Seggiaro, R.E., 1980. Geología del área de arroyo Los Negros sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.

Seilacher, A., Buatois, L. A., y Mángano, M. G., 2005. Trace fossils in the Ediacaran–Cambrian transition: behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 227(4), 323-356.

Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S., Jimenéz, N., 2002. Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. Tectonophysics 345:153–181CrossRef.

Sial, A., Ferreira, V., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Pimentel, M., Parada M., y Alonso, R.N., 2000. C and Sr isotopic composition of probable Vendian-Tommotian carbonate sequences in NW Argentina. 3 ISSAG. Versión electrónica. Actas en Cd-rom I:433- 436. Pucón

Sial, A., Ferreira, V., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Pimentel, M., Parada M., y Alonso, R.N., 2001. C and Sr isotopic evolution of the Carbonate séquense in NW Argentina: implications for a probable Precambrian-Cambrian transition. Carbonates and Evaporites 16:141-152.

Somoza, R., Singer, S. y Coira, B., 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B5), 11387-11400.

Spagnuolo, C. M., 2009. Evolución Paleogeográfica del Noroeste Argentino en el Paleozoico Temprano en base a estudios paleomagnéticos (Tesis de doctorado). Universidad de Buenos Aires. 324 pp

Spagnuolo, C. M., Rapalini, A. E., y Astini, R. A., 2008a. Paleogeographic and tectonic implications of the first paleomagnetic results from the Middle–Late Cambrian Mesón Group: NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 25(1), 86-99.

Spagnuolo, C.M., Rapalini, A.E. y Astini, R.A. 2008b. Palaeomagnetic confirmation of Palaeozoic clockwise rotation of the Famatina Ranges (NW Argentina): implications for the evolution of the SW margin of Gondwana. Geophysical Journal International 173: 63-78

Spagnuolo, C. M., Rapalini, A. E., y Astini, R. A. 2012. Assembly of Pampia to the SW Gondwana margin: A case of strike-slip docking?. Gondwana Research, 21(2), 406-421.

Stark, D. y Schulz, A,, 1996. La conFiguración estructural del límite Cordillera Oriental-Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia, 22 1-229. Tarija

Steinmann, G., 1919. Geologie von Perú. Karl Winter, 1-446, Heidelberg.

Tapia Viedma, S.A., 1998. Estudio geológico-económico de las calizas de la zona El Coro, departamento Capital, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.

Tarling, D.H. y Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks, Chapman & Hall Eds. 217 pp.

Tauxe, L., y Kent, D. V., 2004. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar?. Timescales of the Paleomagnetic field, 101-115.

Tortello, M.F. y Aceñolaza, G.F., 1999. Trilobites agnóstidos del Ordovícico basal en la localidad de Purmamarca. Provincia de Jujuy, Argentina. Temas Geológico-Mineros ITGE 26, 585–588

Toselli, A.J., 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.) El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4:181- 197.

Toselli, A.J., 1992. El magmatismo del Noroeste Argentino. Reseña sistemática e interpretación. Serie Correlación Geológica 8:1243.

Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Sial, A.N., Rossi, J.N., Ferreira V.P., y Alonso, R.N., 2005. Los carbonatos de la Formación Puncoviscana s.l.: correlación quimioestratigráfica e interpretación geológica. 16 Congreso Geológico Argentino, Actas II:327-233. La Plata.

Turner, J.C. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina 13(1): 15-39.

Turner, J. C.M.,1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 41(2), 163-196.

Turner, J. C. M., 1972. Puna. Cordillera Oriental. AF Leanza (Dir. y Ed.) Geología Regional Argentina, 91-142.

Turner, J.C.M. 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(1-2):11-24. Córdoba.

Valencio, D. A., Giúdice, A., Mendía, J.A. y Oliver G., 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:527-542. Buenos Aires

Viramonte, J.M., Becchio, R.A., Viramonte, J.G., Pimentel M.M., Martino, R.D., 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, volumen 24, 167-183.

Vistalli, M. C, 1999. Cuenca Siluro-Devónica. En G. González Bonorino, R. Omarini, y J. Viramonte (Eds.), Congreso Geológico Argentino (No. 14, pp. 168-184).

Volkheimer, W., Quattrocchio, M. y Salfity, J.A. ., 1984. Datos palinológicos de la Formación Maíz Gordo, Terciario Inferior de la cuenca del Grupo Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:235-238. Buenos Aires

Willner, A.P., 1990. División tectometamórfica del Basamento del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica 4:113-159

Zimmermann, U., 2005. Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana Complex, northwest Argentina. En Vaughan, A.P.M., P.T. Leat y R.J. Pankhurst (Eds.), Terrane Processes at the margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 246:381-416.

Apéndice 1: Análisis de facies

CÓDIGO DE LITOFACIES	PROCESO DE TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN	FORMA DE LECHO
S_m	Flujo fluido con rápida depositación	
S_r	Flujo fluido de bajo régimen	ondulitas
S_h	Flujo fluido de bajo régimen	Lecho plano de bajo régimen Barra
S_p	Flujo fluido de bajo régimen	Megaóndulas de crestas rectas
F_l	Flujo fluido de bajo régimen o decantación	Lecho plano
F_m	Flujo fluido con floculación o bioturbación	
HCS	Flujo combinado (corriente unidireccional de alto régimen y corriente oscilatoria)	*Hummocks* y *swales*

Tabla 1: Litofacies del perfil analizado

FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACIÓN
F1	F_m, F_l, S_h, S_m, HCS	Transición al offshore
F2	S_m, S_r, F_l, F_m, HCS	*Shoreface* inferior
F3	S_p, S_h	*Shoreface* superior

Tabla 2: Facies del perfil analizado

Apéndice 2: Descripción de cortes delgados

SV 1-5C

Arenisca de grano medio (0,25 a 0,4 mm) de composición principalmente cuarcítica (95%). Los granos son subredondeados y la selección es buena. Aparecen algunos granos de micas de forma tabular (menos de 1%), y de plagioclasa (1%). El espacio intergranular se encuentra ocupado por matriz, la cual representa menos del 15% del total de la roca. El empaquetamiento es completo. En base a estas características, se trata de una arenisca madura.

En relación a los opacos, éstos representan aproximadamente el 1% del total de la roca. Se observan granos de magnetita primaria alterada a hematita.

Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una cuarcita.

SV 2-6C

Arenisca fina (0,2 mm) bien seleccionada con granos de forma subredondeada. La composición es cuarcítica. A su vez se encuentran circones con zonación (menos del 1%). Se observan granos cuarzosos con crecimiento secundario. El espacio intergranular está ocupado principalmente por cemento cuarcítico y hematitico, siendo este último producto de la alteración de magnetita. Se observa la hematita rodeando los bordes de los granos.

En relación a los opacos, éstos representan aproximadamente el 1% del total de la roca. Se observan granos de magnetita primaria alterada localmente a hematita.

Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una cuarcita.

SV 3-7B

Arenisca fina (el tamaño de grano promedio es 0,2 mm). La roca está bien seleccionada, aunque la selección es un poco más pobre que SV 1 y SV 2. Los granos son subredondeados. La matriz representa menos del 15% total de la roca. Se observa que los granos presentan una orientación en dirección NO-SE y un empaquetamiento completo.

Los minerales opacos (hematita) se encuentran localmente en los contactos entre granos.

Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una cuarcita.

SV 4-3B

Arena fina a muy fina (0,08 a 0,2 mm). Se observa una gradación de tamaño de grano de fino a muy fino. Los granos, al igual que SV 3, están orientados en dirección NO-SE. Los clastos son subangulosos y el empaquetamiento es completo. La selección es moderada. En cada banda, la matriz representa menos del 15% total de la roca. La composición es principalmente cuarcítica (95%), aunque se observan feldespatos (plagioclasas) alterados a arcillas (2%). Los opacos son magnetitas primarias alteradas a hematitas, las cuales ocupan los planos basales de las bandas granulométricas. La alteración es un poco más pervasiva que SV1, SV2 y SV3.

Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una cuarcita.

SV 5-2B

Arena media (0,25 mm a 0,3 mm) con buena selección, granos redondeados y empaquetamiento completo. Los granos elongados presentan una orientación similar a los sitios anteriores NO-SE. La matriz representa menos del 15% total de la roca. Se observa una venilla (incluso en muestra de mano), con mayor concentración de minerales opacos que el resto del corte. Estos minerales opacos corresponden a hematita. A su vez, los granos presentan fracturamiento. En base a estas características, se infiere que se trata de una arenisca madura. La composición es mayormente cuarcítica (>95%). Según la clasificación de Folk (1974) es una cuarcita.

SV 6-7C

Arenisca fina a muy fina (0,08 mm de tamaño promedio) bien seleccionada. La composición es principalmente cuarzosa, aunque aparecen algunos fragmentos micáceos (<1%). Los granos están bien seleccionados y son subredondeados. El espacio intergranular es escaso (<15%) y está ocupado por matriz y cemento hematítico en los contactos. En algunos sectores, se observa magnetita alterada entre los granos. El empaquetamiento es completo y los granos presentan cierta orientación NO-SE (al igual que SV 4, SV 5 y SV 6). Según la clasificación de Folk (1974), la roca es una cuarcita.

SV 7-4B

Arenisca media a gruesa (0,25 a 0,7 mm) moderadamente seleccionada. Los clastos son subangulosos a subredondeados y el empaquetamiento es tangente. La participación de matriz es un poco menos importante que en los sitios anteriores (7%). La composición es principalmente cuarcítica, aunque se observan fragmentos líticos de grano más fino que el resto (limo grueso a arena muy fina), los cuales miden de 1 a 2 mm. La proporción de líticos es aproximadamente del 5%, por lo cual según la clasificación de Folk (1974), la roca es una sublitoarenita. En base a estas características, se infiere que además es inmadura.

SV 8-4B

Arenisca limosa, donde se observa una intercalación de arena muy fina (0,1 mm) y limo medio (0,04 mm). Las bandas presentan una orientación NO-SE. La selección dentro de cada banda es buena, pero, en su conjunto, la roca está moderadamente seleccionada. Los clastos son angulosos a subangulosos. La matriz representa el 3% de la roca. Se observan fragmentos micáceos en las bandas más finas y opacos diseminados en la matriz. El empaquetamiento de la roca es tangente a puntual. En base a estas caracterísiticas, se infiere que es una arenisca submadura. Según la clasificación de Folk (1974), es una cuarcita.

SV 9-6B

Arenisca fina (0,2 mm) bien seleccionada con clastos subangulosos y cierta orientación NO-SE. Los opacos tienen forma alargada. La matriz ocupa el 2% de la roca. El empaquetamiento es completo. Según la clasificación de Folk (1974), es una cuarcita.

SV 10-4C

Arenisca fina (0.2 mm) similar a SV 9, con una baja proporción de matriz (3%). La composición es cuarcítica, aunque se observan fragmentos de micas muy pequeños (0,02 mm). Algunos de los clastos cuarzosos presentan crecimiento secundario, como así también minerales opacos en los contactos. Se observan también fragmentos líticos pelíticos alterados (posiblemente a caolinita), aunque la proporción es baja (<1%). Los clastos son subredondeados el

empaquetamiento es completo. Según la clasificación de Folk (1974) es una cuarcita.

SV 11-1B

Arenisca de grano medio muy bien seleccionada con clastos subredondeados a subangulosos. La composición es principalmente cuarcítica con crecimiento secundario en algunos clastos. Corresponde al sitio que presenta menor proporción de matriz (<1%). En base a las características es una arenisca madura. Los minerales opacos son escasos.

SV 12-1B

Arenisca fina (0,02 mm) de composición cuarzosa con poca matriz (<1%) y clastos subangulosos. El empaquetamiento es completo (incluso se observan ciertos clastos con contactos triples). Hay un bandeamiento muy marcado en la granulometría (de arena fina a limo fino/medio). Las bandas presentan una orientación NO-SE. En base a estas características, se trata de una arenisca madura. Se observan opacos en los bordes de los clastos. Según la clasificación de Folk (1974) es una cuarcita.

Mapa Geológico de la Sierra de Mojotoro y sus alrededores, provincia de Salta

Universidad de Buenos Aires - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología
Geología y paleomagnetismo del Grupo Santa Victoria en la sierra de Mojotoro, provincia de Salta
Constanza Rodríguez Piceda

Lámina 1

65°30'O 65°25'O 65°20'O 65°15'O

24°30'S 24°35'S 24°40'S 24°45'S 24°50'S 24°55'S 25°0'S

SV11-SV12
La Caldera
Vaqueros
San Lorenzo
Río Mojotoro
Salta
Río Arenales
SV8-SV9-SV10
Falla Quebrada Honda
SV1-SV2-SV3-SV4-SV5-SV6-SV7

N

Referencias

Litología

- Depósitos Cuaternarios Indiferenciados
- Depósitos Cuaternarios Fluviales
- Depósitos Cuaternarios Terrazados
- Depósitos Terciarios
- Grupo Salta
- Grupo Santa Victoria
- Grupo Mesón
- Diques Félsicos
- Complejo Puncoviscana Indiferenciado
- Formación Guachos
- Formación Alto de La Sierra
- Formación Chachapoyas
- Formación Las Tienditas
- Formación Sancha

Complejo Puncoviscana

Estructura

- Anticlinal
- Anticlinal Recumbente
- Falla
- Falla Inversa
- Labio Hundido

Geografía

- Dique Campo Alegre
- Cursos de agua

Red Vial

- Ruta Nacional
- Ruta Provincial

Localidades

- Localidad

Muestreo Paleomagnético

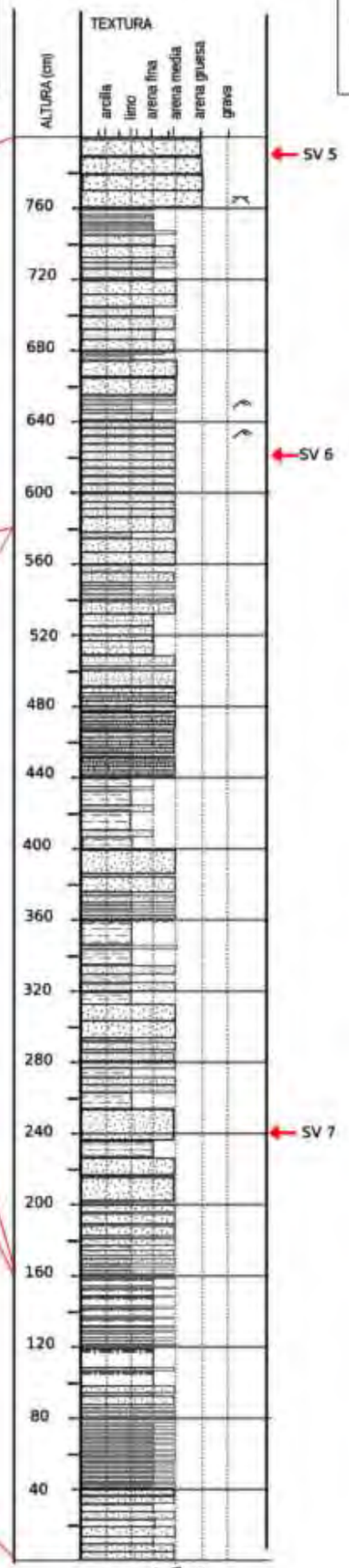
- Sitios Paleomagnéticos

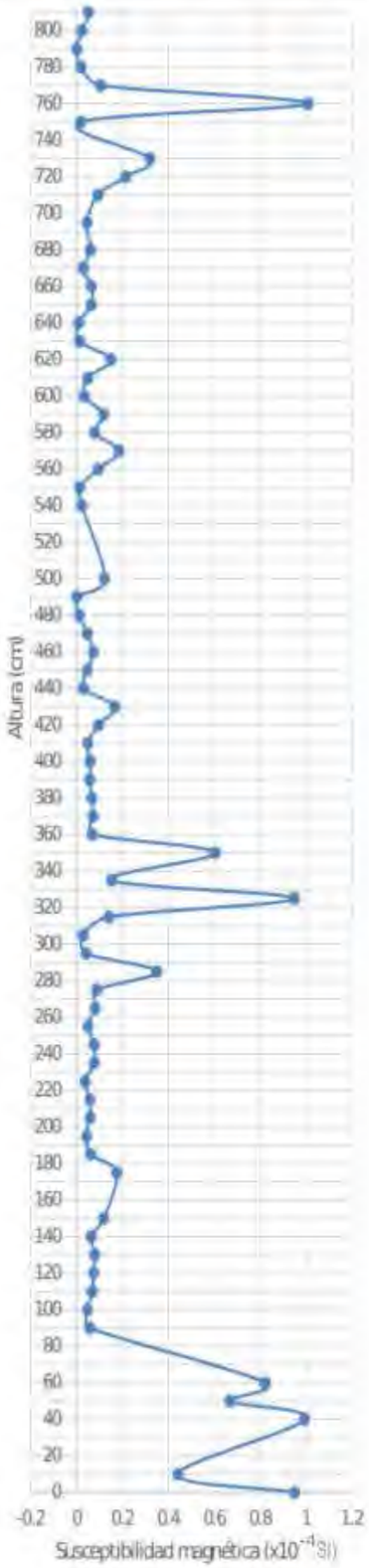
2.5 0 2.5 5 7.5 10 km

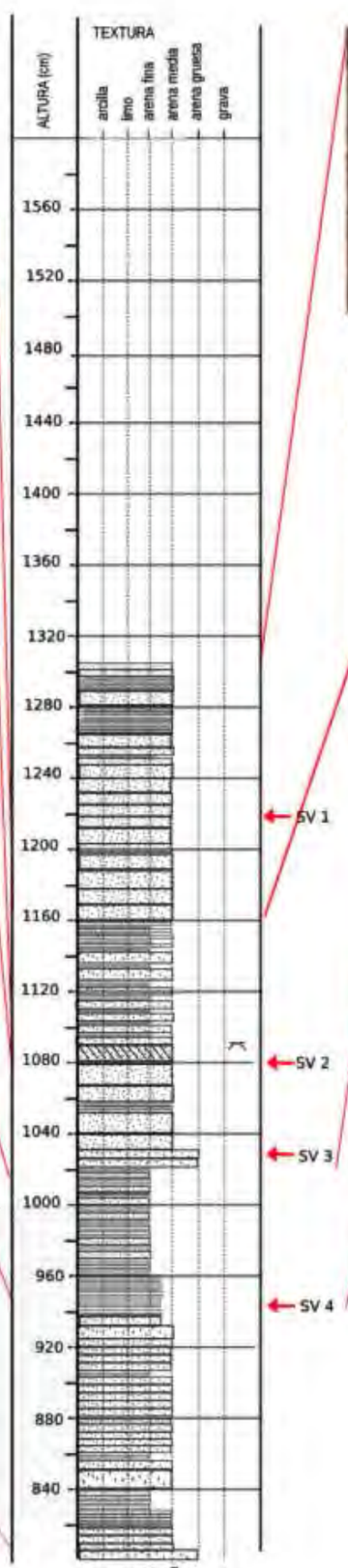
Perfil estratigráfico y de susceptibilidad magnética

Universidad de Buenos Aires - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Estudio geológico y paleomagnético del Grupo Santa Victoria
en la Sierra de Mojotoro, provincia de Salta
Constanza Rodriguez Piceda







REFERENCIAS

LITOLOGÍA

- arenisca
- pelita
- pelita limosa

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

- laminación horizontal
- estratificación entrecruzada tabular planar
- laminación ondulítica
- estratificación hummocky