



ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
SERIE B - DIDÁCTICA Y COMPLEMENTARIA N°36
ISSN 0328-2759



Servicio Geológico Minero Argentino
PUBLICACIÓN N°179 - ISSN 0328-2317

LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE LA ARGENTINA

VOLUMEN V

DEVÓNICO

CLAUDIA V. RUBINSTEIN
EDITORA

Buenos Aires - 2021

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
SERIE B DIDÁCTICA Y COMPLEMENTARIA N° 36
ISSN 0328-2759

SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO
Publicación N° 179
ISSN 0328-2317

LEXICO ESTRATIGRÁFICO DE LA ARGENTINA

VOLUMEN V

DEVÓNICO

Claudia V. Rubinstein

Editor

Buenos Aires
2021

© 2021 IGRM-SEGEMAR and Asociación Geológica Argentina. All rights reserved, Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that U\$S 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have granted a photocopy licence by CCC, a separate system of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/07 \$00.00+00.50.

COMITE ARGENTINO DE ESTRATIGRAFIA

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi
Vicepresidente: Dr. Carlos A. Cingolani
Secretaria: Dra. Susana E. Damborenea

Miembros: Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Ricardo Alonso, Dr. Pedro R. Gutiérrez, Dr. Federico Isla, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Roberto Martino, Lic. José L. Panza, Dr. Víctor A. Ramos, Dra. Claudia V. Rubinstein, Dr. José Salfity, Dr. Andrés Folguera (Presidente de la Asociación Geológica Argentina)

SUBCOMISION DEL DEVONICO

Presidente: Dra. Claudia V. Rubinstein (Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CONICET Mendoza)

Miembros:
Dra. Cecilia R. Amenábar (IDEAN, CONICET, Universidad de Buenos Aires)
Dr. Carlos A. Cingolani (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Juan A. Dahlquist (CICTERRA, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba)
Dra. Alejandra Dalenz Farjat (XR GEOMAP)
Dra. Mercedes M. di Pasquo (CICYTTP, CONICET Diamante)
Dra. Sol Noetinger (Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", CONICET)
Dra. Nora A. Rubinstein (IGEBA, CONICET, Universidad de Buenos Aires)
Dr. Norberto J. Uriz (Universidad Nacional de La Plata)

Editora:

Claudia V. Rubinstein

Control editorial:

Alberto C. Riccardi (Universidad Nacional de La Plata)
Susana E. Damborenea (Universidad Nacional de La Plata)

INDICE

PROLOGO	1
LEXICO	3
REFERENCIAS	153

PROLOGO

El Léxico Estratigráfico de la Argentina debió formar parte del Léxico Estratigráfico Internacional, obra publicada por la Comisión Internacional de Estratigrafía a partir de la década del 50. Causas de diversa índole impidieron concretar tal participación, pero el material reunido comenzó a ser publicado en el año 1976 por el Servicio Geológico Nacional, en una publicación especial titulada «Léxico Estratigráfico de la República Argentina». El único volumen completado incluye unidades estratigráficas ordenadas alfabéticamente desde la «A» a la «Ch».

Posteriormente, el Comité Argentino de Estratigrafía, dependiente de la Asociación Geológica Argentina, decidió que resultaba de fundamental importancia concretar la totalidad de una obra de tanta trascendencia. Para su organización, se siguió un criterio estratigráfico, más adecuado a la estructura del Comité y cantidad de información a publicar, y de más fácil utilización por parte de especialistas.

De acuerdo a dicho criterio, el Léxico Estratigráfico de la Argentina debería incluir los siguientes volúmenes: I. Precámbrico, II. Cámbrico, III. Ordovícico, IV. Silúrico, V. Devónico, VI. Carbonífero, VII. Pérmico, VIII. Triásico, IX. Jurásico, X. Cretácico, XI. Paleógeno, XII. Neógeno, XIII. Cuaternario.

Al igual que en el Léxico Estratigráfico Internacional, se previó que el orden de edición del Léxico Estratigráfico de la Argentina no necesariamente fuera el expuesto, de forma tal que sus diferentes partes pudieran ser publicadas a medida que se completasen.

De la programación citada, en 1993 se editó el volumen IX. JURÁSICO, en 2002 el VIII. TRIASICO, en 2006 el VII PÉRMICO, en 2008 el VI CARBONÍFERO y en 2018 el XIII. CUATERNARIO. En el transcurso del corriente año se edito el volumen IV. SILURICO y ahora se da a conocer otra entrega, correspondiente al DEVÓNICO.

Todas estas publicaciones, al igual que las revisiones de los volúmenes III. Ordovícico, XI. Paleógeno y XII. Neógeno, se encuentran además disponibles en Internet en los sitios de la Asociación Geológica Argentina y el SEGEMAR, con el fin de que eventuales interesados puedan enviar comentarios y/o sugerencias

COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA

A

ACHALA (batolito de...).....Devónico medio - Carbonífero inf.

(Prov. Córdoba. aprox. 31°03'-32°01' lat. S y 64°59'-64°29' long. O).

LIRA (R.) y KIRSCHBAUM (A.), 1990. Geochemical evolution of granites from de Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America, Special Paper*, 241, p. 69.

Localidad tipo y distribución geográfica: Sierras de Córdoba (región central), aproximadamente 31°25'00"- 31°29'00" lat. S y 64°57'06"- 64°42'33" long. O.

Descripción original: "The facies are as follows: Facies A: is a muscovite-bearing monzoleucogranite that occurs near the margin of the pluton...Facies B: is a porphyritic monzogranite that is dominant facies in the batholiths...Facies C: is a fine-grained monzogranite with scarce microcline megacrysts...Facies D: is a fine-grained monzogranite that lacks microcline megacrysts. Facies E: is a fine-grained monzogranite with biotite clots....Biotite-apatite enclaves are erratically distributed within the B (porphyritic monzogranite) facies...Tonalites nodules are abundant near the northwestern contact of the batholith in the B facies (Fig. 1). These nodules are rounded to elliptical in shape and range from a few centimeters up to 20 cm in the long dimension."

Relaciones estratigráficas: El batolito de Achala intruye mayormente un basamento metamórfico con expresión regional formado por gneises tonalíticos (Gordillo y Lencinas, 1979).

Edad: La facies monzogranítica principal produce una edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circón de 379 ± 4 Ma, y rocas graníticas de composición tonalítica más jóvenes producen una edad de 369 ± 3 Ma, lo cual indica que la mayor parte del batolito fue emplazado durante un tiempo relativamente corto durante el Devónico medio-tardío (Rapela *et al.*, 2008). Estos resultados son consistentes con la edad U-Pb convencional en circón de 368 ± 2 Ma obtenida a partir de rocas graníticas por Dorais *et al.* (1997).

Observaciones: Una edad carbonífera temprana ha sido informada para el Granito Capilla del Monte, en las Sierras de Córdoba. La isócrona Rb-Sr (roca total) produce una edad de 337 ± 2 Ma (Saavedra *et al.*, 1998), por lo cual, por el momento, no puede descartarse taxativamente que parte del magmatismo vinculado al batolito de Achala se haya prolongado en el Carbonífero temprano (Orógeno Achaliano) (Rapela *et al.*, 2008). Se trata de una unidad informal de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992, Art. 24), ya que no se define por sus características litológicas.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Dorais (M.J.), Lira (R.), Chen (Y.) y Tingey (D.), 1997; Gordillo (C.E.) y Lencinas (A.N.), 1979; Lira (R.) y Kirschbaum (A.), 1990; Rapela (C.W.), Baldo (E.G.), Pankhurst (R.J.) y Fanning (C.M.), 2008; Saavedra (J.), Baldo (E.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Murra (J.), 1998.

ACHIRAS (Complejo Ígneo.....).....Devónico sup.

(Prov. Córdoba, aprox. 33°09'52,27" lat. S, 65°02'58,74"long. O)

SIMS (J.), STUART-SMITH (P.G.), LYONS (P.) y SKIRROW (R.), 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR*, Anales 28, pp. 59-63.

Localidad tipo y distribución geográfica: Forma parte del extremo sur de la sierra de Comechingones. Anomalías aeromagnéticas indican que el complejo se extiende bajo los sedimentos cenozoicos hacia el S y SE (Sims *et al.*, 1997).

Descripción: El Complejo Ígneo Achiras definido por Sims *et al.* (1997), comprende el granito LOS NOGALES (véase) (Fagiano *et al.*, 1993 y Nullo *et al.*, 1992) y fue denominado Complejo Achiras por Otamendi *et al.* (1996).

El complejo intrusivo está formado por dos tipos de granitos: un granito seriado de granulometría gruesa, fuertemente magnético y un leucogranito equigranular, que son acompañados por numerosos diques tardíos de pegmatitas (muscovita-granate-turmalina) y aplitas.

Los granitos forman cuerpos tabulares cuyos contactos son mayormente concordantes pero intrusivos con respecto a las fábricas de las metamorfitas que los encajan.

El Complejo Ígneo Achiras está estratificado. La base está constituida principalmente por granito seriado de grano grueso y magnético, que hacia arriba pasa a un leucogranito. Las dos unidades son gradacionales y representan un cambio en las proporciones de los tipos de rocas que lo constituyen. La unidad inferior fue previamente mapeada como Granito LOS NOGALES (véase) (Fagiano *et al.*, 1993 y Nullo *et al.*, 1992).

La roca predominante es el granito seriado de grano grueso, color rosado que se caracteriza por su fuerte susceptibilidad magnética y la presencia de cristales de microclino perfitico que alcanzan hasta 5 cm de largo. El granito presenta escasa hornblenda y accesorios como apatita, magnetita y piritita. Hacia el norte la roca es un granito-leucogranito biotítico, equigranular de grano grueso a medio, color rosado a gris. La fábrica bandeada por flujo se hace evidente por la orientación de biotita, venas de pegmatita, schlieren y lentes de gneises pelíticos. La muscovita es el constituyente primario principal, pero también se hace abundante en zonas de cizalla, donde junto con cuarzo define una lineación con buzamiento al ENE, contenida en los planos de foliación milonítica. Las fases accesorias están constituidas por circón, apatita y raramente granate.

En todo el complejo existe una interstratificación de gneises bandeados cuarzo-biotita-feldespato (\pm muscovita \pm granate) y esquistos cuarzo-biotita-muscovita (\pm feldespato \pm sillimanita \pm granate).

Geoquímicamente ambas series son peraluminosas con un ISA de 1,1; sin embargo difieren de otros granitos devónicos en sus bajos contenidos en Rb, Y y U, además están menos oxidados.

Relaciones estratigráficas: Nullo *et al.* (1992), Fagiano *et al.* (1993), y Otamendi *et al.* (1996) interpretaron al complejo granítico como un producto de anatexis local, a 700°C y 3kb (Fagiano *et al.*, 1993). El magma granítico derivado de una fuente metasedimentaria, habría intruido las metamorfitas del Complejo Metamórfico Conlara, de edad ordovícica (Candiani *et al.*, 2010), en niveles de corteza media a superior, como una serie de múltiples inyecciones durante la milonización progresiva de la zona de cizalla Las Lajas (Sims *et al.*, 1997).

Enjambres de pegmatitas turmalíferas, asociadas espacialmente al Complejo Ígneo Achiras, forman venas subconcordantes o diques discordantes, con direcciones NO y NNO principalmente; representando los productos finales del magmatismo en esta región.

Edad: Determinaciones circón U/Pb sobre el granito magnético dan una edad de cristalización de 382 \pm 6 Ma que corresponde al Devónico tardío (Camacho e Ireland, 1977). Estas edades contrastan con las previas determinaciones realizadas por Fagiano *et al.* (1993) y Nullo *et al.* (1992) quienes interpretaron una edad ordovícica inferior para este granito.

(J.C. CANDIANI)

Referencias: Camacho (A.) e Ireland (T.R.), 1997; Candiani (J.C.), Ulacco (H.) y Ojeda, (G.), 2010; Fagiano (M.), Otamendi (J.), Nullo (F.E.) y Brien (C.), 1993; Nullo (F.E.), Fagiano, (M.R.) y Otamendi (J.E.), 1992; Otamendi (J.E.), Nullo (F.E.), Fagiano (M.) y Aragon (E.), 1996; Sims (J.P.), Stuart-Smith (P.G.), Lyons (P.) y Skirrow (R.), 1997.

AGUARAGÜE (Supersecuencia...).....**Eifeliano-Frasniano**

(Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Salteña de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 64°30'-63° long. O).

STARCK (D.), GALLARDO (E.), SCHULZ (A.), 1993. The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. *Comptes Rendus XII ICC-P*, Vol 2, p. 376.

Localidad tipo: Sierra de Cinco Picachos, en el núcleo de la Sierra de Las Pavas – Pescado y en la zona de Abra de Zenta – Caspalá (Starck *et al.*, 1993a).

Descripción original: “It lies on the Las Pavas Supersequence through another major flooding surface including Los Monos and Iquiri Formations (this last mainly in Bolivia). It also shows an upward-coarsening pattern due to the transitional superposition of the Iquiri Formation (essentially sandy) over Los Monos Formation pelitic rocks. On the Argentine side of the border these units were only defined in subsurface, but recently Los Monos Formation was reported from several sections....”.

Espesor: Muy variable, depende del grado de erosión que haya sufrido la supersecuencia. Puede alcanzar los 1000 m como espesor máximo (Starck *et al.*, 1993a).

Relaciones estratigráficas: En los perfiles de superficie levantados (Angosto del Pescado y Bala Puca) su inicio está marcado por una neta inundación sobre las areniscas de plataforma proximal con las que remata la última secuencia de la Supersecuencia LAS PAVAS (véase). Una discordancia erosiva la separa de los depósitos carboníferos suprayacentes.

Extensión geográfica: Se reconoce en Bolivia, Paraguay y norte de Argentina, donde aflora en la región occidental de las Sierras Subandinas y en el sector oriental de la Cordillera Oriental, prolongándose en subsuelo hasta el Chaco-Salteño. Véanse formaciones LOS MONOS e IQUIRI.

Paleontología y edad: En el perfil de Balapuca, di Pasquo (2007a, b) registró asociaciones palinológicas y “*Haplostigma furquei*” en la Formación LOS MONOS (véase) atribuidas al Eifeliano tardío-Givetiano, mientras que la Formación suprayacente Itacua brindó un conjunto del Viseano temprano. En el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, Argentina, Noetinger y di Pasquo (2011) registraron cuatro asociaciones palinológicas. Las asociaciones 2 (3122-2990 m de profundidad) y 3 (2914-2698 m) atribuidas al Eifeliano tardío a Givetiano tardío, estarían comprendidas en la Formación LOS MONOS, apoyado además en las características litológicas de dicha sección del pozo (tramo más pelítico). En este mismo perfil de la frontera entre Argentina y Bolivia, Albariño *et al.* (2002) y Álvarez *et al.* (2003) determinan la inundación correspondiente a la Formación LOS MONOS (véase) con palinomorfos del Eifeliano, a más de 500 m desde su base. En el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, Noetinger y di Pasquo (2007, 2008b, 2011) registraron cuatro asociaciones palinológicas; entre ellas una correspondiente a la Formación IQUIRI (véase) asignada al Frasniano temprano.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Albariño (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Alvarez (L.), Hernández (R.) y Pérez Leyton (M.), 2002; Alvarez (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; di Pasquo (M.M.), 2007a,b; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2007, 2008b, 2011; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1992, 1993a.

ALOJAMIENTO (Formación...; facies....).....Cámbrico

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°04'-32° 17' lat. S y 69°02'-69°06' long. O).

HARRINGTON (H.J.), 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* N° 114, p. 23-24.

CUCCHI (R.J.), 1972. Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27 (2): 231-232.

BANCHIG (A.) y BORDONARO (O.L.), 1997. Formación Alojamiento: una unidad carbonática-silicoclástica cámbrica de la Precordillera mendocina. *II Jornadas de Geología de Precordillera* (San Juan), Actas: 16-21.

Observaciones: El Grupo VILLAVICENCIO (véase), propuesto por Harrington (1971), incluyó la "facies Alojamiento". Se plantearon varias alternativas respecto a la edad del grupo, tal que todo el conjunto pudiera ser de edad devónica o precámbrica y los afloramientos orientales del grupo de edad ordovícica. Por su parte Cucchi (1972) eleva a la facies Alojamiento al rango de Formación Alojamiento, la que está compuesta por calizas lajosas y masivas y esquistos calcáreos bandeados. De acuerdo a la descripción del autor, las calizas lajosas forman la caja de las calizas masivas, más cristalinas, carentes de estratificación, cuya forma acuñada es característica y que resaltan en el paisaje por su color blanquecino, pudiendo interpretarse como antiguas biohermas. Respecto a la edad de la formación, este autor considera como hipótesis más probable una edad precámbrica, o bien una edad ordovícica por correlación con las calizas de la sierra del Tontal. Posteriormente, Bordonaro y Banchig (1996) interpretaron los enormes cuerpos carbonáticos del Cordón de Los Alojamientos como olistolitos hospedados en filitas y areniscas asimilables a la Formación CORTADERAS (véase), definida por Cucchi (1972), en la que Cuerda *et al.* (1987) hallaron graptolitos del Ordovícico Medio a Superior. A su vez, Banchig y Bordonaro (1997), enmendaron la formación definida por Cucchi (1972) y la redescubrieron señalando que está compuesta por calizas y dolomías con intercalaciones de areniscas, lutitas y brechas carbonáticas que indican ambientes de margen externo de plataforma e infrayacen a la Formación Cortaderas, del Ordovícico. La edad de la formación fue establecida como cámbrica en base a una fauna de trilobites pertenecientes a las Zonas de *Ptychagnostusgibus* y *Oryctocephalus*.

(M. S. BERESI)

Referencias: Banchig (A.) y Bordonaro (O.L.), 1997; Bordonaro (O.L.) y Banchig (A.), 1996; Cucchi (R.J.), 1972; Harrington (H.J.) 1971.

ANCYROCHITINA PARISI (... Assemblage; Zona de ...; Zona de conjunto de ... ; Biozona de Asociación de ...).....Emsiano sup. - Eifeliano inf.?

(*Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta*, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

VOLKHEIMER (W.), MELENDI (D.L.) y SALAS (A.), 1986. Devonian chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 173 (2), p. 243.

Descripción original: "Ancyrochitina parisi (Volkheimer et al.) is the most frequent form of Assemblage C... Strata with A. parisi are lying immediately above those with Ramochitina magnifica".

Edad: Por su relación estratigráfica con la biozona de RAMOCHITINA MAGNIFICA (véase), Volkheimer *et al.* (1986) ubican a esta biozona en el Devónico Inferior más alto. Más tarde Grahn (2005) la sitúa en el Emsiano tardío (posiblemente incluyendo al Emsiano temprano tardío y Eifeliano temprano).

Observaciones: Esta biozona, de la Cuenca Tarija argentina, es reconocida como la Zona de Intervalo *A. parisi* para el oeste de Gonwana propuesta por Grahn (2005), así como en el sur de Bolivia en la Formación Icla superior y en la Cuenca Paraná, en el sur de Brasil, en la parte superior de la Formación Ponta Grossa y la parte más baja de la Formación São Domingos.

(S. NOETINGER)

Referencias: Grahn (Y.), 2005; Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

ARROYO COLORADO (Formación....; Estratos del ...).....Silúrico sup. - Devónico inf.?

(Sierra de Santa Bárbara y Sierra de Zapla, Salta y Jujuy, aprox. 23°50'-24°37' lat. S. y 64°30'-65° long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169, 174.

Localidad tipo: Arroyo Colorado, Sierra de Santa Bárbara.

Descripción original: "Hagermann (1932) gave the name "Arroyo Colorado Strata" or "Bancos Zs" to massive sandstones of Devonian age in the Sierra de Santa Bárbara in Salta and Jujuy...YPF ranks them as a formation, the Arroyo Colorado Formation (n. nov.)... Light-grey, whitish, pink and mauve, fine-grained, silicified, orthoquartzitic, well stratified, partially massive sandstones built up this unit. Occasionally small lenses of conglomeradic quartz appear within the middle third of the section. No fossils have been reported. Correlation with similar beds cropping out across the San Francisco valley ...allows the assignment of this formation to the Lower Devonian"

Espesor: Según Monaldi (1987) la Formación Arroyo Colorado, en el Arroyo La Escalera, presenta un espesor total de 332,50 metros y en el Arroyo Garrapatal de 329 metros. En el Arroyo Cachipunco alcanza un espesor de 450 m (Arias *et al.*, 1980).

Relaciones estratigráficas: Según Monaldi (1987) esta formación se distribuye en ambos flancos del anticlinal de Zapla. La relación basal de la Fm. Arroyo Colorado es, según este autor, de concordancia sobre la infrayacente Formación Lipeón (Silúrico), y de tipo transicional por alternancia litológica en mediano intervalo. La relación de techo es de más fácil ubicación. En el Arroyo Garrapatal, por encima de la Formación Arroyo Colorado, se advierte una clara discordancia erosiva, sin angularidad manifiesta (al menos local), sobre la cual yace una caliza arenosa gruesa, amarillenta a rosada, con clastos del Devónico perteneciente a la Formación Yacoraité (Cretácico). En otras áreas infrayace en suave discordancia angular a la Formación La Yesera, del Cretácico (Arias *et al.*, 1980). Para algunos autores infrayace a la Formación MENDIETA (véase) (Grahn y Gutiérrez, 2001). Aunque no se precisa la edad de la Formación Arroyo Colorado, Monaldi (1987) menciona la posibilidad de correlacionarla con la Formación MENDIETA. De verificarse las edades silúricas de niveles estudiados por Andreis *et al.* (1982), la Formación Arroyo Colorado, podría ser un equivalente parcial, clástico y proximal de la Formación Lipeón.

Extensión geográfica: Sierra de Santa Bárbara en Salta y Jujuy y Sierra de Zapla en Jujuy. En Santa Bárbara, en las Sierras de Cachipunco y del Centinela.

Paleontología y edad: Si bien existen algunas referencias de fauna bentónica colectada en niveles inferiores y medios de la Formación Arroyo Colorado de la Sierra de Zapla, no se tiene aún un modelo cronoestratigráfico de esta unidad. Andreis *et al.*, (1982) reporta quitinozoos wenlockianos a ludlovianos tardíos, además de braquiópodos y gasterópodos de dudosa asignación reportados por Monaldi (1987). Menciones más antiguas, como las de Feruglio (1929, 1931), Padula *et al.* (1967), Mingramm y Russo (1972), Oliver Gascón (1975),

Mingramm *et al.* (1979) y Boso *et al.* (1983), tienen una tendencia a considerar la Formación Arroyo Colorado como del Devónico Inferior, más precisamente del Siegeniano – Emsiano.

La parte superior de la Formación Arroyo Colorado corresponde a las formaciones Tarabuco o Catavi en Bolivia. En ambas el límite Siluro-Devónico está probablemente situado en su parte superior. De ser así, la unidad sería probablemente de edad Pridoliana tardía (Grahm y Gutiérrez, 2001).

(A. DALENZ FARJAT y C. V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Arias (J.A.), Chabale (E.), Moreno Espelta (C.) y Chavez Manrique (A.), 1980; Boso (M.A.), Monaldi (C.R.) y Salfity (J.A.), 1983; Feruglio (E.), 1929, 1931; Grahm (Y.) y Gutiérrez (P.R.), 2001; Hagermann (T.), 1932; Mingramm (A.) y Russo (A.), 1972; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987; Oliver Gascón (J.), 1975; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

ARROYO EL AUQUE (Formación...) Devónico?

(Cordillera del Viento, Prov. Neuquén, aprox. 36°57' lat. S y 70°38' long. O)

ZAPPETINI (E.O.) y DALPONTE (M.), 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 (3), p. 552.

Localidad tipo y distribución geográfica: Aflora en el curso medio del arroyo El Auque, en un área de 1 km² (Zappettini y Dalponte, 2009).

Descripción original: "Son esquistos pirofiliticos constituidos por pirofilita a la que se asocian localmente cianita, escasa diáspora y muy escaso cuarzo. Contienen en sectores corindón azul y opacos, estos últimos concentrados en los planos de esquistosidad ... Presentan esquistosidad con rumbo N10°E y plegamiento de tipo isoclinal, en su mayor parte enmascarado por la pirofilitización de la secuencia." (Zappettini y Dalponte, 2009, p. 552)

Espesor: No se indica.

Relaciones estratigráficas: Están cubiertos en discordancia por volcanitas de la Formación Cordillera del Viento, del Triásico y hacia el oeste pasan a esquistos cuarzo-muscovíticos, correlacionables con la Formación GUARACO NORTE (véase) (Zappettini *et al.*, 1987).

Edad: Dada la correlación establecida con la Formación GUARACO NORTE, de edad devónica, la similitud en el grado de metamorfismo y su disposición estructural, la Formación Arroyo El Auque es tentativamente asignada al Devónico (Zappettini y Dalponte, 2009).

Observaciones: El área fue descrita previamente como una zona de alteración hidrotermal (Danieli *et al.*, 2002; Casé *et al.*, 2004). Los esquistos pirofiliticos de la Formación Arroyo El Auque pasan gradacionalmente a esquistos y su formación se interpreta como debida a metamorfismo en facies de esquistos verdes, de una sección probablemente volcánica muy rica en alúmina (Zappettini y Dalponte, 2009). Se atribuye la sedimentación marina en la región a un ambiente de retroarco (Charrier *et al.*, 2007) donde los esquistos pirofiliticos, junto con los cuarzo-muscovíticos, representarían las evidencias más antiguas del desarrollo de una cuenca marina en la región, afectada por deformación y metamorfismo durante los movimientos chánicos.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Casé (A.M.), Impiccini (A.), Franchini (M. B.), Danieli (J. C.) y Schalamuk (I.), 2004; Charrier (R.), Pinto (L.) y Rodríguez (M. P.), 2007; Danieli (J. C.), Franchini (M. B.)

Impiccini (A.), Casé (A. M.), Schalamuk (I.) y Deza (M.), 2002; Zappettini (E.O.) y Dalponte (M.), 2009; Zappettini (E.O.), Méndez (V.) y Zanettini (J.C.), 1987.

**ARROYO PESCADO (Esquistos ...; Formación ...).....
.....Ordovícico sup.?, Devónico? - Carbonífero?**

(Prov. Chubut, aprox. 43°03'54" lat. S y 70°49'30" long. O).

SUERO (T.), 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras* 287, p.45.

ROLLERI (E.O.), 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. 4° *Jornadas Geológicas Argentinas*, (Mendoza 1969), *Actas* 2, p. 275-276.

Localidad y sección tipo: A unos 45 km al este de Esquel, en las inmediaciones de la estancia Ap-Iwan, sobre la Ruta Provincial N° 25.

Descripción original: "Su aspecto y grado de deformación, ..., hace pensar en un viejo ambiente de rocas metamórficas de naturaleza arcillosa, muy alteradas y fracturadas previamente a la deposición del Carbonífero, cuya verdadera asignación no puede establecerse por la falta de relaciones directas con el resto de la zona. ... Hacia el este y siempre al sur de la Ruta Provincial N° 25, se observan otros afloramientos también aislados y cortados por filones-capas de la Serie Andesítica, ..., inmediatamente al sur del Arroyo [Pescado], se hallan arcillas esquistosas negras de mala selección con rodados estriados, también cortados por los filones-capas ya mencionados ...".

Descripción: La unidad se compone de una secuencia monótona de estratos y bancos de meta-areniscas finas grises oscuras a verdosas, con características váquicas y potencias que oscilan entre 5 y 70 cm, que intercalan metapelitas de coloración semejantes y bancos pizarreños de color negro de 5 a 20 cm de espesor. Las meta-areniscas son compactas y en ocasiones es posible identificar una estratificación relíctica original. Se reporta la presencia de tobas intercaladas que representan niveles de arenisca tobácea lítica-cristalina andesítica, cuyos clastos volcánicos indican que sufrió un retrabajo de tipo erosivo de poco transporte, sugiriendo que los componentes líticos volcánicos proceden de una actividad volcánica contemporánea con la depositación de los sedimentos que dieron lugar a los Esquistos de Arroyo Pescado (Spikermann, 1977). Sobre esta secuencia se disponen lutitas negras azuladas y limolitas, con finas intercalaciones de conglomerados gruesos que pasan lateralmente a areniscas grises claros de grano mediano a grueso referidos a la base del carbonífero (Rolleri, 1970).

Relaciones estratigráficas: La base de la unidad no se encuentra expuesta. Estratigráficamente las metamorfitas (Esquistos de Arroyo Pescado) infrayacen bajo conglomerados interpretados como parte de la base del Grupo Tepuel de edad carbonífera (Limarino *et al.*, 1999).

Extensión geográfica: Los afloramientos son de reducido tamaño y los contactos se encuentran comúnmente cubiertos por una delgada capa detrítica. Fisiográficamente se presenta en el faldeo sud-occidental de la continuación septentrional de la Sierra de Tecka, sobre la margen izquierda del arroyo Pescado, cerca de la desembocadura del mencionado arroyo en el río Tecka. Las exposiciones de la unidad se hallan diseminados en un área aproximadamente de 6 kilómetros cuadrados en las inmediaciones de la Estancia Arroyo Pescado, a ambos lados de la Ruta Provincial N°25 y en las márgenes de cañadones que desembocan en el arroyo homónimo (Spikermann, 1977).

Observaciones: La edad de la Formación Arroyo Pescado ha sido discutida. Borrello (1969) de acuerdo a sus observaciones correlacionó a estos esquistos con los Esquistos de ESQUEL (véase), asignando una edad ordovícica superior-devónica. Años más tarde fueron reubicados en el Carbonífero por Rolleri (1970) (Véase Gutiérrez, 2008, p. 23). Linares *et al.* (2001) presentan datos Rb/Sr para muestras de esta unidad que sugieren que la

homogenización del sistema isotópico ha sido incompleta durante el proceso metamórfico de la roca, con lo cual, registran algunas edades heredadas atribuibles al protolito de la roca. Las edades más antiguas (559 ± 29 Ma) reflejan una edad mínima de procedencia para la unidad sedimentaria original. La edad más joven (349 ± 29 Ma) sugiere un evento metamórfico que marca el límite inferior del episodio de deformación previo a la sedimentación del Grupo Tepuel.

(N.J. URIZ)

Referencias: Borrello (A.V.), 1969; Gutiérrez (P.R.) 2008; Limarino (C.O.), Massabie (A.), Rossello (E.), López Gamundi (O.), Page (R.) y Jalfin (G.), 1999; Linares (E.), Haller (M.J.), Osters (H.A.) y Page (S.M.), 2001; Spikermann (J.P.), 1977; Roller (E.O.), 1970; Suero (T.), 1948.

B

BACHONGO (Formación...).....**Devónico sup.**

(*Precordillera, Prov. San Juan, aprox. 32° lat. S y 68°50' long. O*)

CUERDA (A.J.), ARRONDO (O.), MOREL (E.) y SPALLETTI (L.A.), 1990. Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología 10(89), p.190-194.

Localidad tipo: Quebrada de Maturana, aproximadamente a 2 km del Puesto Bachongo (Cuerda *et al.*, 1990).

Descripción original: "La unidad se inicia con limolitas arenosas de color rojo-oscuro y unos 8-10 m de espesor. Hacia arriba siguen psamitas de grano mediano, en estratos tabulares de 0,80 m de potencia que alternan con limolitas arenosas, de tonos similares y cuyos espesores oscilan entre 0,10 y 0,30 m. En los estratos inmediato superiores se advierte un incremento en la fracción arenosa, a la vez que aparecen las primeras estructuras sedimentarias representadas por artesas. La densidad de estas estructuras aumenta en los estratos psamíticos suprayacentes mientras que, correlativamente, aumenta tanto el grano como el espesor de estos últimos. Se registraron espesores de 1,00 a 1,50 m. Asimismo, se intercalan estratos sabulíticos y conglomerados finos lenticulares. Se efectuaron mediciones en algunos de los ejes de las artesas obteniendo una dirección de las paleocorrientes hacia el noroeste ... Sobre la base de los dos siguientes rasgos: a- aumento de la granometría desde la base al techo de la Formación y, b- distribución de estructuras sedimentarias de tipo de estratificación cruzada, se considera que la Formación Bachongo puede representar un fenómeno de marcada progradación, con pasaje de facies más profundas (pelitas rojas, pro delta?) a otras típicas de plataforma deltaica, representadas por los estratos areniscosos con profusión de artesas, con las que remata la unidad."

Descripción: Baldis y Peralta (1999) destacan que, si bien Cuerda *et al.* (1990) reconocen que la asociación cuarzo-feldespática determinada para las areniscas de la Formación Bachongo muestra similitudes con la descrita por López Gamundi y Espejo (1987) para las sedimentitas carboníferas de Precordillera y no con la asociación cuarzo-líticos metamórficos descrita por González Bonorino y Middleton (1976) para la Formación PUNTA NEGRA (véase), interpretan para ambas unidades devónicas una misma área de aporte.

Espesor: 65-70 m (Cuerda *et al.*, 1990).

Relaciones estratigráficas: El contacto con la infrayacente Formación PUNTA NEGRA es transicional y, en el techo, una discordancia erosiva la separa de la Formación Andapaico, de edad carbonífera (Cuerda *et al.*, 1990).

Extensión geográfica: Ha sido sólo identificada en la quebrada de Maturana, aunque, de acuerdo a observaciones regionales, Cuerda *et al.* (1990), consideran como probable su

continuación hacia el sur, en dirección al valle transversal del río Santa Rosa. En el perfil del extremo norte del cerro Bachongo, la Formación no está presente por haber sido suprimida por la discordancia suprayacente.

Paleontología y edad: Cuerda *et al.* (1990), en base al hallazgo de restos fragmentarios de plantas vasculares (*Rhyniophyta*), en un afloramiento a aproximadamente 2 km al oeste del Puesto Bachongo y unos 15 m por debajo del conglomerado de base de la Formación Andapaico, asignan la Formación Bachongo al Devónico superior.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Cuerda (A.J.), Arrondo (O.), Morel (E.) y Spalletti (L.A.), 1990; González Bonorino (G.) y Middleton (G.N.), 1976; López Gamundi (O.) y Espejo (I.), 1987.

Bahía de la Lancha (Formación...; Grupo...).....Devónico - Carbonífero Inf.

(Prov. Santa Cruz, Cordillera Patagónica Austral, aprox. 48°30'-50° lat. S y 73° long. O)

BORRELLO (A.V.), 1967. Estado actual del conocimiento del Flysch en la Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 6, Geología 44*, p. 146.

RICCARDI (A.C.), 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 7, Geología 61*, p. 252.

Localidad y sección o área tipo: La localidad tipo de esta formación se encuentra en los márgenes de la Bahía de la Lancha, en el extremo oriental del Lago San Martín, provincia de Santa Cruz (Riccardi, 1971).

Descripción original: Si bien varios autores describieron sucintamente esta unidad con anterioridad, se debe a Riccardi (1971, p. 252) la primera descripción de detalle y formal de la unidad como "...la Formación Bahía de la Lancha está compuesta esencialmente por estratos delgados a gruesos de psammitas y pelitas en sucesión alternante manifiesta. Las primeras son generalmente macizas, de color claro - aunque como consecuencia de la alteración superficial adquieren tonalidades castaño- negruzcas - y están cruzadas por abundantes venas de cuarzo lechoso de probable génesis hidrotermal, mientras que las segundas presentan una notoria fisilidad y color gris a negro en superficie fresca".

Descripción: El nombre actual deriva de la Formación Lancha, denominación dada por Shell C.A.P.S.A (1965) para identificar una sucesión sedimentaria poco metamorfizada y muy plegada que aflora por debajo de la Serie Porfírica en marcada discordancia angular. Más tarde, Borrello (1967) utiliza el término Formación Bahía La Lancha para denominar estas rocas que incluyó en la sedimentación de flysch de su esquema geosinclinal. Padula *et al.* (1967) las denomina como Grupo Bahía la Lancha. Finalmente, Riccardi (1971) formalizó el término Formación Bahía de la Lancha. Además de las facies de areniscas y pelitas típicas de la unidad, se han descrito facies diamictíticas finas y gruesas (Poiré *et al.*, 1999). En la mayor parte de los afloramientos aledaños a la localidad tipo predominan las areniscas (wackes feldespáticos) sobre las pelitas (Giacosa *et al.*, 2013). Si bien el grado de plegamiento es intenso, es común reconocer en la base de los estratos de areniscas calcos de carga y de flujo. El ambiente de depositación de estas secuencias es interpretado de forma variable según la localidad, las facies principales areno-pelíticas se relacionan con un ambiente turbidítico (Augustsson *et al.*, 2006; Escosteguy *et al.* (2017), mientras que las facies más gruesas estarían vinculadas con un ambiente glacialmarino (Poiré *et al.*, 1999). La estructura interna de esta unidad se caracteriza por un evento principal que generó pliegues cerrados a isoclinales, con planos axiales subverticales o volcados hacia el norte, con ejes E-O y NO-SE, esta deformación es atribuida a la orogenia Gondwánica (Riccardi, 1971; Giacosa *et al.*, 2013; Escosteguy *et al.*, 2017).

Espesor: La falta de una base expuesta, el intenso plegamiento que afectó a los estratos y la ausencia de estratos-guías de la Formación Bahía de la Lancha, imposibilitan determinar su espesor real. Sin embargo, se han estimado espesores aparentes del orden de los 2.000 a 1.000 metros (Borrello, 1967; Riccardi, 1971). En Escosteguy *et al.* (2017) se presenta un perfil esquemático y parcial de unos 260 metros de potencia en la laguna del Chancho, cercano a la localidad tipo.

Relaciones estratigráficas: La base de esta formación es desconocida, la parte superior está cubierta en discordancia angular por el Conglomerado Arroyo de la Mina (Jurásico Inferior) y cuando éste no está presente por las volcanitas del Complejo El Quemado (Jurásico superior).

Extensión geográfica: Las exposiciones más septentrionales, aproximadamente a los 48° 30' lat S, se encuentran en la sierra de Sangra y hacia el sur continúan en la sierra de Nava. En el ámbito del lago San Martín, aflora principalmente en el sector nororiental, en las márgenes de las penínsulas de Cancha Rayada, Chacabuco y Maipo, en la bahía de la Lancha se encuentra la localidad tipo. Hacia el suroeste aparecen afloramientos importantes en los alrededores de la laguna del Desierto y el río de las Vueltas. Reaparecen en el margen suroccidental del Lago Viedma, a ambos lados del glaciar homónimo y por último se describen afloramientos en la margen occidental del glaciar Upsala y brazo norte del Lago Argentino. Al sureste del Lago San Martín, la información obtenida de los pozos PC.1 (Piedra Clavada) y SCS.MA.1 (Mata Amarilla), permitieron determinar la presencia de la Formación Bahía de la Lancha por debajo de las volcanitas jurásicas (Lesta y Ferello, 1972).

Paleontología y edad: El contenido paleontológico de la unidad es dudoso y de relativa importancia. Se mencionan impresiones dudosas y formas afines a *Cylindrites* (Bonarelli y Nagera, 1921); impresiones asignables con reservas a *Ulodendron* (Frenguelli, 1941); icnitas pertenecientes a *Orchosteropus* sp. (Casamiquela, 1965); polen (Shell C.A.P.S.A, 1965); y finalmente Kraemer y Riccardi (1997) describen trazas que tentativamente asignan a *Palaeophycus tubularis* Hall. De acuerdo a este contenido fosilífero fragmentario se asigna una edad Devónico tardío a Carbonífero temprano a la Formación Bahía de la Lancha. Más recientemente, fueron obtenidos edades U-Pb en circones detríticos separados de una muestra de arenisca ubicada en la margen norte del Lago San Martín, el pico de menor edad arrojó una edad de 343 ± 16 Ma determinando una edad máxima de sedimentación en el Carbonífero Temprano (Augustsson *et al.*, 2006). A su vez, una segunda muestra de arenisca datada por U-Pb en circones detríticos del Cerro Polo, arrojó un pico de 376 Ma en el Devónico tardío, interpretado como la edad máxima de sedimentación para esa localidad (Malkowski *et al.*, 2016). Por lo tanto, las evidencias paleontológicas y los datos geocronológicos indican una edad de sedimentación comprendida entre el Devónico tardío y el Carbonífero temprano.

Observaciones: La Formación Bahía de la Lancha posiblemente sea un equivalente sin metamorfismo de la Formación RÍO LÁCTEO (véase) (Ramos, 1979). Hacia el este, en el ámbito del Macizo del Deseado, las metamorfitas de la Formación LA MODESTA (véase) también han sido correlacionadas con estas unidades del basamento de la Cordillera Patagónica Austral. En el territorio chileno aparecen varias unidades metamórficas agrupadas en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (Hervé *et al.*, 2008), de acuerdo a su protolito sedimentario y edades similares, podrían ser correlacionables con la Formación Bahía de la Lancha. También han sido correlacionadas con la Formación ESQUEL (véase) en la provincia de Chubut.

(M. NAIPAUER)

Referencias: Augustsson (C.), Münker (C.), Bahlburg (H.) y Fanning (C.M.), 2006; Bonarelli (G.) y Nagera (J.J.), 1921; Borrello (A.V.), 1967; Casamiquela (R.M.), 1965; Escosteguy (L.), Etcheverría (M.), Geuna (S.), Franchi (M.), Wilson (C.) y Azcurra (D.), 2017; Frenguelli (J.), 1941; Giacosa (R.E.), Fracchia (D.), Heredia (N.) y Pereyra (F.), 2013; Kraemer (P.E.) y Riccardi (A.C.), 1997; Lesta (P.) y Ferello (R.), 1972; Malkowski (M.A.), Grove (M.) y Graham (S.A.), 2016; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.) y Baldi (B.A.), 1967; Poiré (D.G.), Morel (E.) y Maggi (J.H.), 1999; Riccardi (A.C.), 1971; Shell (C.A.P.S.A.), 1965.

BAHÍA FOX (Formación ...; ... Beds).....Pragian sup. - Emsiano inf.

(Isla Gran Malvina, 51°57'10,18" lat. S y 60°5'23,31" long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1967. Devonian of South America. Alberta. *Association of Petroleum Geologist, International Symposium Devonian System, Calgary, Proceedings* 1: 659.

Localidad tipo: La sección tipo de esta unidad se encuentra ubicada en la bahía homónima, en el sector sur-oriental de la Isla Gran Malvina (West Falkland), no obstante, los contactos con las formaciones adyacentes no han sido observados y descritos en esta localidad.

Descripción original: "The Devonian sequence of the Falkland Islands was described in detail by Baker (1924), who distinguished four successive formations named, in ascending order, Port Stephens, Fox Bay, Port Philomel, and Port Stanley..... The basal unit is succeeded by the Fox Formation, consisting of 2600 feet of sandstones, shaly sandstones, and sandy shales bearing a rich marine fauna of Early Devonian age ... "

Descripción: La Formación Bahía Fox comprende típicamente areniscas de grano fino y areniscas de grano medio a fino, de color marrón-amarillento y marrón rojizo a gris o negro, intercaladas con limolitas y lutitas en proporciones variables. En menor proporción aparecen areniscas gruesas. Las areniscas son típicamente arcósicas, comúnmente de grano fino y micáceo. Algunos bancos de arenas están bien seleccionados, pero también aparecen niveles arcillosos. En la parte inferior de la secuencia es común la presencia de areniscas micáceas, limolíticas, fangosas, con bioturbación de tonalidades grisáceas. Algunas capas son débilmente calcáreas y en algunos lugares se presentan concreciones de carbonato o pirita, sobre todo en la zona norte de Hill Cove. No se encuentra calizas, pero los nódulos de carbonatos aparecen localmente en fangolitas en la costa sur de Pebble Island, al sur de First Mountain (Aldiss y Edwards, 1999).

Las descripciones petrográficas de las areniscas de distinta granulometría, demuestran que las rocas que componen la Formación Bahía Fox presentan pequeñas variaciones composicionales. Las areniscas fueron moderadamente bien seleccionadas, hallándose compuestas principalmente por cuarzo monocristalino, con abundante feldespato y fragmentos de rocas dispersas incluyendo cherts. La mayoría contiene mica muscovítica, aunque en las areniscas de granulometría más gruesa está ausente. Los granos generalmente se encuentran revestidos por una pátina ferruginosa, y en algunos casos conservan cristales de pirita. El cemento está constituido en parte por material cuarzoso y en parte por arcilla ferruginosa (Lott, 1997).

La mayoría de las areniscas se presentan con estratificación planar fina a media o laminada, pero la estratificación entrecruzada tangencial o hummocky es una de las estructuras sedimentarias más comunes en algunas capas. Los estratos con estratificación entrecruzada hummocky actúan como límite o marcador de horizontes. Es común la presencia de óndulas de corriente en algunos intervalos. Asimismo, aparecen estructuras sedimentarias atribuidas a deslizamientos o de carga en sedimentos blandos (Marshall, 1994). Limolitas y fangolitas aparecen en capas delgadas, con estructuras laminadas y/o bioturbadas.

Todos los rasgos sedimentarios de la Formación Bahía Fox son consistentes con una variedad de ambientes marinos de depositación, tales como plataformas marinas de *offshore*, probablemente por debajo de la línea de oleaje de tormenta donde las bajas tasas de depositación habrían permitido una intensa colonización de organismos infaunales (Meadows, 1999). La aparición de las valvas de braquiópodos desarticuladas, artejos de crinoideos aislados y un pigidio de trilobite, sugieren episodios de transporte de detritos desde ambiente de plataforma de *shoreface* y *near-shore* hacia aguas más profundas, aunque no se puede descartar la posibilidad de retransporte local (Meadows, 1999). Los intervalos de areniscas con estructuras de estratificación planar y entrecruzada a gran escala demuestran períodos de transporte de alta energía y depositación, que se interpretan como una consecuencia de las corrientes de marea en el ambiente de *shoreface* y no necesariamente indicando un retorno a la depositación fluvial (Aldiss y Edwards, 1999).

En general existe una tendencia a facies de aguas más profundas en el norte y este de las islas. En el área de Fox Bay la secuencia está dominada por areniscas y limolitas, presentándose solamente delgadas capas de fangolitas de alrededor de 30cm de espesor. Las arenas del Miembro EAST BAY (véase) son de mayor espesor en el sector occidental.

Las direcciones de paleocorrientes frecuentemente indican el transporte de sedimentos de sur a norte, pero parecen haber sido más variables que en las unidades subyacentes. Marshall (1994) registra direcciones de transporte hacia el NE, en tanto que Aldiss y Edwards (1999) indican en varios lugares direcciones hacia el SSE, SW, NW/SE y ENE/WSW. Por otro lado, Scasso y Mencia (1985) realizan estudios minuciosos de las direcciones de paleocorrientes, encontrando patrones bimodales en algunas localidades, con principales direcciones hacia el N y NNE, y de manera secundaria hacia el SSE. No obstante, se destaca que estos últimos autores incluyeron en la Formación Bahía Fox estratos correspondientes al Miembro FISH CREEK (parte superior de la Formación PORT STEPHENS, véase) y de la Formación PORT PHILOMEL (véase), con lo cual sus registros deben ser revisados en detalle.

Espesor: Baker (1924) estimó el espesor de la formación en cerca de 750 metros. Aldiss y Edwards (1999) registraron los espesores máximos de 650 metros (incluyendo el Miembro EAST BAY) en Fox Bay, 800-900 metros en Port North y 960 metros en Port Howard, en Saunders Island, lo que indicaría un aumento general de los espesores de la secuencia hacia el norte y el este de la isla Gran Malvina. Las complejidades estructurales en la Isla Soledad, en particular, la probable presencia de fallamiento de tipo *strike-parallel*, junto con las pobres exposiciones y la falta de información estructural, hacen que las estimaciones anteriores de los espesores para la Formación Fox Bay deban ser tomadas como generales. Curtis y Hyam (1998) informan el mayor espesor registrado para esta unidad, tomado en el anticlinal Malo Hills cerca del extremo sur de Port Salvador, que alcanza unos 1600 metros.

Relaciones estratigráficas: Sobreyace en concordancia a las areniscas gruesas de la Formación PORT STEPHENS (véase) y está cubierta concordantemente por la Formación PORT PHILOMEL (véase) (Aldiss y Edwards, 1999). La base de la Formación Bahía Fox se distingue de la parte superior de la Formación PORT STEPHENS (Miembro FISH CREEK) por la ausencia general de areniscas de granulometría media a gruesa, la común presencia de litologías arcillosas incluyendo fangolitas y pelitas, con el dominio de capas con estratificación planar y estratificación entrecruzada de pequeña escala, asociados a una topografía de características tenues o de suave relieve.

Extensión geográfica: Se encuentra ampliamente distribuida en la Isla Gran Malvina, aflorando además en ciertas islas más pequeñas ubicadas hacia el norte y en el sector norte de la Isla Soledad. En la isla Gran Malvina (*West Falkland*) los afloramientos de esta unidad pueden seguirse desde Port North en la costa oeste hasta Many Branch Harbour en la costa este. Esta unidad forma una faja continua de terrenos bajos definidos por interrupciones de la pendiente entre áreas de terreno más elevados, ocupados por las suprayacentes e infrayacentes rocas cuarcitas. Los afloramientos se extienden hacia el sur sobre el lado occidental de Hornbay Mountains hasta Fox Bay y Port Edgar. También se registra en Pebble Island, Saunders Island y sobre todas las islas más pequeñas entre Port Egmont y Keppel Sound. En la Isla Soledad, la Formación Bahía Fox aparece al norte de la región de los terrenos cuarcíticos. Los terrenos bajos y ondulados que rodean a estas ensenadas se han interpretado como afloramientos de estas capas, resultando difícil realizar mapeos y establecer los límites entre las unidades debido a las pobres exposiciones de las rocas.

Paleontología y edad: Algunos niveles en el tercio inferior de la formación contienen localmente abundantes fósiles de invertebrados marinos. Braquiópodos y fragmentos de tallos de crinoideos son los más comunes en la mayor parte de esta unidad, pero también aparecen trilobites, bivalvos y menos comúnmente cefalópodos, briozoos y crioonáridos (e.g. *Tentaculites*). Aldiss y Edwards (1999) presentan un listado de los fósiles reconocidos para la Formación Bahía Fox, como así también, ilustran los braquiópodos y trilobites más comúnmente hallados en las Islas Malvinas. Los fósiles se presentan habitualmente como coquinas de hasta un metro de ancho y cinco centímetros de espesor, la mayoría de los cuales están asociados a estructuras de estratificación entrecruzada *hummocky* en arenisca. Corrientemente aparecen como moldes debido a la lixiviación de los carbonatos de sus conchillas. También se encuentran restos de faunas en las limolitas y fangolitas laminadas,

hallándose como individuos aislados que habitualmente son los que se encuentran mejor preservados. Por otro lado, los nódulos calcáreos y ferruginosos presentes en las fangolitas de Pebble Island y Caneja Creek, cerca de Horseshoe Bay, suelen preservar fósiles en su interior. En estas localidades, los trilobites se encuentran con un mejor grado de preservación y son más abundantes. Este estilo de preservación está asociado a la mayor presencia de fangolitas y secuencias más potentes registradas en la Isla Soledad, lo que sugiere una depositación en aguas relativamente profundas.

Las primeras colecciones de braquiópodos fueron estudiadas y descritas por Morris y Sharpe (1846) y por Newton (1906). Clarke (1913) revisó las colecciones de invertebrados fósiles marinos del Devónico Inferior de la Provincia de Paraná de Brasil, comparando con las faunas presentes en las Islas Malvinas, Bolivia, Argentina y Sudáfrica, las cuales en conjunto comprenden a la 'Provincia Malvinokáfrica'. En su trabajo concluye que las faunas de estas diversas áreas muestran una homogeneidad remarcable, distinta a aquellas del hemisferio norte. Asimismo, encuentra que las faunas devónicas de las Islas Malvinas se vinculan más estrechamente a las halladas en Sudáfrica que las presentes en Sudamérica. Posteriormente, la clasificación de ciertos braquiópodos encontrados en las Islas Malvinas es discutida por Boucot y Gill (1956) y Hiller (1987).

De acuerdo a Borrello (1972), las localidades fosilíferas más importantes se encuentran en puerto Luis y puerto Salvador o bahía de la Maravilla al sur y sudoeste de la península de San Luis y puerto San Carlos en la Malvina oriental; bahía Fox, puerto Howard, puerto de los (muchos) Brazos, isla de Borbón y río Chartres en el puerto Navidad, en la isla Gran Malvina. Asimismo, en su trabajo, transcribe un listado de los grupos de fósiles reconocidos e identificados por Clarke.

Las asociaciones faunísticas reconocidas en estos trabajos pioneros, posibilitaron asignarle originalmente una edad eodevónica a esta unidad (Devónico temprano).

En trabajos posteriores, distintos autores realizaron estudios exhaustivos de las importantes colecciones de fósiles procedentes de los distintos niveles, que permitieron constreñir la edad (Cocks, 1996; Cocks *et al.*, 1998; Cooper, 1982; Broqué, 1992; Edgecombe, 1994).

Nuevos materiales de trilobites procedentes de la Formación Bahía Fox, colectados en ambas islas, fueron reportados y descritos por Carvalho (2006), constituyendo la primera colección importante de trilobites de la Isla Soledad. Los trilobites hallados pertenecen a tres grandes taxas: Proetidos (primer registro en proetidos en las islas); Homalonotidae, *Burmeisteria*; y Calmoniidae, incluyendo *Bainella* y *Metacryphaeus*. Similares asociaciones de trilobites aparecen en la Formación Ponta Grossa, Paraná, Brasil, partes de la Formación Belén, Bolivia, y la Formación Talacasto, Argentina, confirmando las equivalencias de estas unidades.

De esta forma, los registros de paleoinvertebrados marinos indican una edad para la secuencia de la Formación Bahía Fox asignable al Emsiano temprano (ca. 400 Ma), es decir Devónico temprano tardío (Aldiss y Edwards, 1999; y referencias allí).

Maisey *et al.* (2002) describen escasos restos de peces: espinas y un diente en Roy Cove, y parte de una placa craneal en la suprayacente Formación PORT PHILOMEL (Givetiano?) en Dunnose Head, ambos hallazgos en la Isla Gran Malvina, constituyendo el primer registro de vertebrados devónicos en las islas.

Por otro lado, se registran trazas fósiles como *Planolites*, *Zoophycos*, y *Diplocraterion* y una traza convoluta bilobada que se asemeja a *Cruziana* aparece en Kelp Point, Fox Bay. Marshall (1994) registra un conjunto de trazas fósiles verticales, incluyendo *Arenicolites* en North Port.

Baker (1924) informó buenos ejemplares de una planta fósil similar a *Sphenopteris*, hallados en la parte superior de la unidad.

Marshall (2016) identifica en la parte inferior de la Formación Bahía Fox una gran diversidad y abundancia de quitinozoos. La fauna de quitinozoos incluye *Hoegisphaera* cf. *glabra* y una especie de *Ancyrochitina* que puede atribuirse a *A. ollivierae*. También registra acritarcos como *Tyligmasoma alagarda*, *Chomotriletes vedugensis* y *Bimerga paulae*. El conjunto palinológico incluye *Ramochitina magnifica* que permite correlacionar la unidad con secuencias equivalentes en Brasil referidas al Pragiano tardío - Emsiano temprano.

Observaciones: Harrington (1967) adecuó la denominación *Fox Bay Beds* otorgada informalmente por Baker (1924) de acuerdo con las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, dándole el rango litoestratigráfico de formación (Formación Bahía

Fox: Baker, 1924; nom. subst. Harrington, 1967). Borrello (1972) en su trabajo transcribe la descripción realizada por Baker (1924) refiriéndose de la siguiente manera “La Formación Bahía Fox está conformada por psamitas, lutitas masas bandeadas y lutíticas, muy fosilíferas en determinados horizontes”. De esta forma, Harrington (1967) y Borrello (1972) utilizan el *status* nomenclatural de formación para esta unidad.

Turner (1980) mantiene la denominación original de Formación FOX BAY (sin su traducción), describiendo a la misma como una sucesión integrada por areniscas de color gris y pardo, con frecuentes interdigitaciones de areniscas y lutitas micáceas y lutitas pizarreñas, areniscas lutíticas y lutitas arenosas.

Véase: FOX BAY (Formación ...), GRAN MALVINA (Grupo ...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1967, 1972; Boucot (A.J.) y Gill (E.D.) 1956; Broqué (C.A.M.), 1992; Carvalho (M. da G.P.) 2006; Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1976; Clarke (J.M.), 1913; Cocks (L.R.M.), 1996; Cocks (L.R.M.) y Fortey (R.A.), 1988; Cocks (L.R.M.), Adrain (J.E) y Morris (N.J.), 1998; Cooper (M.R.) 1982; Curtis (M.L.) y Hyam (D.M.), 1998; Edgecombe (G.D.), 1994; Frakes (L.A.) y Crowell (J.C.), 1967; Greenway (M.E.), 1972; Harrington (H.J.), 1967; Hiller (N.), 1987; Hunter (M.A.) y Lomas (S.A.), 2003; Lott (G.K.), 1997; Maisey (J.G.), Borghi (L.) y Carvalho (M. da G.P.), 2002; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016; Meadows (N.S.), 1999; Morris (J.) y Sharpe (D.), 1846; Newton (E.T.), 1906; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985; Scotese (C.R.) y Barrett (S.F.), 1990.

BARITÚ (Formación...; Miembro...; ... Sandstones)Lochkoviano - Pragiano?

(Este de la Cordillera Oriental y parte occidental de las Sierras Subandinas, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23,8° lat. S y 65°-64°30' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169.

Localidad tipo: Río Baritú, Salta (Padula *et al.* 1967).

Descripción original: Padula *et al.* (1967, p. 169) dicen: “the main ingredient of the Baritú Formation is hard silicified sandstones... The Baritú Sandstone Member shows alternating yellowish to greenish-grey, fine-grained, partially conglomeratic, silicified sandstones, which show subaqueous cross-bedding. They are intercalated with dark grey to black, fissile shales over which they dominate”.

Descripción: Areniscas cuarcíticas y cuarcitas y delgados estratos de limolitas alternantes (Antelo, 1983).

Espesor: Antelo (1983) le asigna una potencia de alrededor de 600 m en el Angosto San Ignacio. Vistalli (1989) menciona espesores variables entre 310 m en el río Astilleros y 980 m en el río Porongal.

Relaciones estratigráficas: Según Padula *et al.* (1967), la base de esta unidad es concordante con la Formación Lipeón, aunque sobre la base de pruebas paleontológicas y estratigráficas, Harrington (1967) considera que existe una discordancia (véase Turner, 1972). Según Antelo (1983) un contacto basal por falla se establece entre esta unidad y la Formación Lipeón, en tanto es concordante con la Formación PORONGAL (véase).

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a).

Paleontología y edad: Noetinger y di Pasquo (2008a, 2010) hallaron en el perfil Abra Límite (sierra de Zenta, Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy) quitinozoos y escasas esporas y acritarcos entre los cuales *Angochitina chlopaci* Paris y Laufeld y *Hoegisphaera* cf. *glabra* Staplin permiten atribuir la asociación al Lochkoviano. Dicha asociación puede ser atribuida a la Formación BARITÚ en esta localidad.

Comentarios: Padula *et al.* (1967) dividieron en cuatro miembros a las “Areniscas Baritú” siguiendo la propuesta de Russo en un informe inédito. Si bien conservaron el mismo topónimo para el primer miembro, los artículos 23.2 y 23.3 del Código Argentino de Estratigrafía (1992) indican que el cambio de rango de una unidad no implica redefinición de límites ni alteración de la toponimia. Por otro lado, Starck *et al.* (1993a) proponen incluir a las Formaciones BARITU y PORONGAL (véase) en la Supersecuencia CINCO PICACHOS (véase).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Antelo (B.), 1983; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Harrington (H.J.), 1967; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2008a, 2010; Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993 a; Turner, (J.C.M.), 1972; Vistalli (M.C.), 1989.

BRAVARD (Formación...; Grupo...).....Devónico

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'-38°15' lat. S y 62°00' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 23.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 167.

Descripción original: “El grupo está formado por unos 200 a 250 metros de areniscas de grano grueso hasta conglomerádicos, a menudo pasando a conglomerados finos...Intercaladas sobre estas areniscas se encuentran lentes y bancos delgados de verdaderos conglomerados, por lo general de dos ó tres metros de espesor. Los conglomerados contienen inclusiones pequeñas y bien redondeadas hasta del tamaño de una nuez, envueltas en una matrix arenosa gruesa”.

Espesor: Esta unidad presenta un espesor de 200 a 250 metros.

Relaciones estratigráficas: Se ubica estratigráficamente por encima de la Formación Hinojo y por debajo de la Formación NAPOSTÁ (véase).

Extensión geográfica: Aunque no está definida explícitamente se correspondería a la del Grupo VENTANA (véase).

Paleontología y edad: No se describe en las publicaciones.

Observaciones: Harrington (1970) denomina por primera vez a esta unidad como Formación Bravard. Andreis (1965) afirma que las sedimentitas de las formaciones Bravard y La Lola (Silúrico) presentan similitudes composicionales y texturales y las clasifica igualmente como ortoconglomerados oligomícticos (Kilmurray, 1975).

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Andreis (R.), 1965; Harrington (H.J.), 1947; 1970; Kilmurray (J.O.), 1975.

C**CABURÉ (Formación...)**.....Pridoliano - Pragiano inf.

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26°20' lat. S y 63°20' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (lat. 26° 20'S y long. 63° 20' O), (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006).

Descripción original: "The Caburé Formation (n. nov.) [defined in subsurface] is formed of whitish-grey, fine grained, hard, silicified orthoquartzitic sandstones."

Espesor: Varía entre 418 - 500 m (Chebli *et al.*, 1999; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Relaciones estratigráficas: En Santiago del Estero y en el este de Salta, en el Pozo Puesto El Tigre x-1, la formación subyace a las lutitas de la Formación RINCÓN (véase) y por debajo de la misma se encuentra la Formación COPO (véase).

Extensión geográfica: Es reconocida tanto en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta, como en la Planicie Chaco-Pampeana, en la provincia de Santiago del Estero (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Paleontología y edad: Padula *et al.* (1967) citan los mismos restos fósiles para las formaciones Caburé, RINCÓN (véase) y la parte alta de COPO (véase) y le dan al conjunto una edad devónica temprana. Más tarde, diversos autores refirieron esta unidad al Emsiano (véase Antonelli y Ottone, 2006). Sin embargo, una asociación de quitinozoos registrada en la parte baja de la formación, en el pozo Caburé x-1, incluyendo especies como *Fungochitina kosovensis?*, *Angochitina* aff. *A. filosa*, *Ancyrochitina* sp. y *Clathrochitina* sp. A. sugieren una edad pridoliana (Grahm, 2003). Milani y Zalán (1999) comparan a esta unidad con el tope de la Formación Furnas, en la Cuenca Paraná (Brasil), formación datada palinológicamente no más antigua que lochkoviana y no más joven que pragiana temprana (Loboziak *et al.*, 1995). Esta última asignación está de acuerdo con Noetinger y di Pasquo (2013) quienes presentaron una asociación de esporas, microplancton y quitinozoos pertenecientes a la Formación Caburé, en un rango etario que va del Lochkoviano tardío al Pragiano temprano. Fernández Garrasino y Cerdán (1981) la correlacionan con la Formación SANTA ROSA (véase).

Observaciones: Fernández Garrasino y Cerdán (1981) en realidad correlacionan a la Formación SANTA ROSA (véase) con la Formación Caburé y con las areniscas de la Formación MICHICOLA (véase). Sin embargo, las areniscas de esta última tienen una edad más joven que la propuesta para las anteriores, razón por la cual la Formación MICHICOLA no es correlacionable con la Formación Caburé ni con SANTA ROSA.

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y García (G.), 1999; Antonelli (J.) y Ottone (E.G.), 2006; Chebli (G.A.), Mozetic (M.E.), Rosello (E.A.) y Buhler (M.), 1999; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Fernández Garrasino (C.A.) y Cerdán (J.A.), 1981; Grahm (Y.), 2003; Grahm (Y.) y Gutierrez (P.R.), 2001; Loboziak (S.), Melo (J.H.G.), Steemans (P.) y Barrilari (I.), 1995; Milani (E.J.) y Zalán (P.V.), 1999; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2013; Padula (E.L.), Rollerli (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Vistalli (M.C.), 1999; Wolfart (R.), 1967.

CALETA SHAG (Formación ...).....Devónico medio

(Isla Gran Malvina, 51°57'10,18"-51°36'48,08" lat. S y 60°5'23,31"-59°31' 21,47" long. O)

SCASSO (R.A.) y MENDIA (J.E.), 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (1-2), p. 37-41.

Localidad tipo: El área tipo se encuentra en la serranía costera que sigue en dirección nor-noreste en la orilla oriental de la Isla Gran Malvina, entre las localidades Bahía Fox y Puerto Howard. El perfil tipo fue levantado en la región de Caleta Shag, donde Scasso y Mendia (1985) reconocen dos sectores a partir de los cuales realizaron el perfil clásico.

Descripción original: Scasso y Mendia (1985, p. 37-41) definen a esta unidad como 'sedimentitas cuarcíticas con restos de plantas que coronan la sucesión devónica... El perfil tipo fue levantado en el área de Caleta Shag, reconociéndose dos secciones a saber.....[Miembro superior] Areniscas de grano mediano a grueso, muy compactas de porosidad prácticamente nula. Presentan estratificación entrecruzada planar y en artesa, y diagonal de pequeña, mediana y gran escala...Clasificación: ortocuarcita....[Miembro inferior] Areniscas de color castaño amarillento y grisáceo, compactas y de muy baja porosidad. La granulometría es fina a mediana con frecuentes granos gruesos intercalados.... Presentan estratificación entrecruzada planar y diagonal de pequeña y mediana escala....Clasificación: subarcosa..., arenita feldespática.....[Ambiente de sedimentación] se depositaron en un ambiente de moderada a alta energía y gran fluidez y son texturalmente submaduras a supermaduras.... Se supone que estas ortocuarцитas se han depositado en un ambiente marino (playa, barras y canales de marea) en lenta transgresión o regresión sobre el continente, en un marco tectónicamente más estable que los depósitos que las subyacen.....el común denominador de las muestras estudiadas es el ambiente fluvial-playa...Una sola muestra...se aparta de este comportamiento indicando un ambiente diferente. Su ubicación en el perfil... es muy cercana al nivel portador de abundantes restos vegetales, sugiriendo oscilaciones en la línea de costa que permitirían la intercalación de depósitos continentales en la columna'.

Espesor: Los espesores máximos medidos alcanzarían los 500 metros (Scasso y Mendia, 1985).

Relaciones estratigráficas: Si bien en el perfil clásico descrito por Scasso y Mendia (1985) se menciona que, en la unidad aflorante, en el área tipo de Caleta Shag, se puede apreciar la base y techo de la secuencia, las relaciones con la infrayacente Formación BAHÍA FOX (véase) y la suprayacente Formación Lafonia no están claramente definidas.

Extensión geográfica: Región costera entre Bahía Fox y Puerto Howard, en la Isla Gran Malvina y en Monte Williams y Monte Tumbledown, en los alrededores de Puerto Argentino, en la Isla Soledad (Scasso y Mendia, 1985).

Paleontología y edad: En la zona de Caleta Shag, en la sección inferior, Scasso y Mendia (1985) registran un nivel portador de abundantes restos de plantas en regular estado de conservación. Se reconocen improntas de licópsidas con marcas prominentes de cicatrices foliares en disposición lepidodendroide. Para la sección superior, reportan escasos restos vegetales en areniscas, constituidos por tallos con ramificaciones dicotómicas. Similares registros a los hallados en Caleta Shag han sido citados por Halle (1912) y Seward y Walton (1923) para la Isla Gran Malvina. Estos últimos autores asignan a esta flora una edad devónica media.

Observaciones: Baker (1924) identifica estas capas con el nombre informal de Port Stanley beds y posteriormente Borrello (1963, 1972) agrupa las secuencias cuarcíticas superiores del conjunto devónico con las facies continentales de la Formación BAHÍA FOX (véase) (Port Philomel beds; Baker, 1924) en la Formación MONTE MARÍA (véase). No obstante, esta identificación fue considerada errónea, dado que las cuarcitas observadas por Baker (1924) como cuarcitas superiores en la región de Monte María, pertenecían en realidad a las cuarcitas inferiores de la secuencia devónica, tal como ha sido reconocido por Greenway

(1972). Más tarde, Scasso y Mendia (1985) corroboran lo observado por Greenway (1972) y sugieren no utilizar la denominación Formación MONTE MARÍA en virtud a que en dicho accidente geográfico no se encontraban representadas aquellas capas de cuarcitas superiores.

De acuerdo a Scasso y Mendia (1985), el nombre Formación Caleta Shag reemplaza al de Formación PUERTO ARGENTINO (véase), propuesto provisoriamente por Mendia y Scasso (1982)

(N.J. URIZ)

Referencias: Baker (H.A.), 1922, 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972; Greenway (M.E.), 1972; Halle (T.G.), 1912; Mendia (J.E.) y Scasso (R.A.), 1982; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985; Seward (A.C.) y Walton (J.), 1923; Turner (J.C.M), 1980.

CANOTA (Formación...).....**Devónico inf.**

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°30'-32°40' lat. S y 69°10'-68°50' long. O)

CUERDA (A.J.), LAVANDAIO (E.), ARRONDO (O.) y MOREL (E), 1988. Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavencio", Canota, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3), p. 360.

Localidad y sección tipo: La sección tipo se localiza en el tramo inferior de la Quebrada de Canota, ubicada a unos 30 km al noroeste de la ciudad de Mendoza, Precordillera de Mendoza (Cuerda *et al.*, 1988).

Descripción original: "... se inicia con un conglomerado de base polimítico clasto-soportada de unos 3 m de espesor. Los clastos son bien redondeados y se componen de rocas de basamento cristalino (metacuarcitas), calizas (cámbricas u ordovícicas) y baritina... Hacia arriba se suceden estratos psamíticos de 4 a 5 m de espesor, macizos y tabulares. Estos elementos son reemplazados en los niveles inmediatos superiores por una sucesión de ritmos o ciclos constituidos por psamitas finas y pelitas (limolitas) en estratos tabulares de 1 a 1,5 m de espesor...El pasaje a las pelitas es gradual, tratándose en conjunto de unidades sedimentarias granodecrecientes. Cabe señalar que dentro de esta sucesión rítmica se interponen conjuntos de pelitas gris azuladas de hasta 30 m de espesor. Asimismo, se encuentran varias intercalaciones de vulcanitas grises a castañas de composición dacítica concordantes y metamorizadas".

Espesor: Valor calculado en 900 m (Cuerda *et al.*, 1988).

Relaciones estratigráficas: Se apoya mediante discordancia erosiva (?) sobre las sedimentitas de la subyacente Formación Villavencio. En las proximidades de Corral Viejo la discordancia desaparece debajo del regolito cuaternario. El techo de la formación es cubierto, en discordancia, por sedimentitas triásicas de las formaciones Río Mendoza-Las Cabras (Cuerda *et al.*, 1988).

Extensión geográfica: Ha sido reconocida en una faja de unos 30 km de longitud comprendida entre Puesto Canota al norte y la comarca ubicada al oeste de la Estancia de San Isidro al sur, en la Precordillera de Mendoza.

Edad y paleontología: El contenido paleontológico de la formación está representado por plantas, trazas fósiles y palinomorfos. En la quebrada de San Isidro, Cuerda *et al.* (1987) asignan a estos depósitos una edad devónica temprana en base a la presencia de restos de plantas vasculares (Formación VILLAVENCIO, véase).

Observaciones: Cuerda *et al.* (1988) mencionan que Rusconi (1950a, b) utilizó la denominación de Formación Canotiana (Silúrico) y de "*horizonte canotense*" para designar a esquistos pizarrosos con mica cloritizada (actualmente pelitas y grauvacas) a los que asignó una edad silúrica superior, presentes en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

Esta denominación no fue utilizada posteriormente la unidad no es válida de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992).

(M. S. BERESI)

Referencias: Cuerda (A.J.), Lavandaio (E.), Arrondo (O.) y Morel (E.), 1988; Rusconi (C.), 1950a, b.

CANOTIANA (Formación...).....**Silúrico sup.**

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°50'-32°52' lat. S y 69°01'-69°03' long. O)

RUSCONI C., 1950a. Notas sobre faunas paleozoicas de Mendoza. *Sociedad Científica Argentina, Anales*, 149, p. 169, Buenos Aires.

RUSCONI C., 1950b. Nuevos trilobites y otros organismos del Cámbrico de Canota. *Revista del Museo Historia Natural de Mendoza*, 4, p. 86.

Localidad y sección tipo: Los depósitos de esta unidad afloran al oeste de la estancia de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

Observaciones: Cuerda *et al.* 1988, mencionan que Rusconi (1950a) utilizó la denominación de "Formación Canotiana" para designar a pelitas y grauvacas gris verdosas o con tintes azulinos que afloran en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Rusconi (1950b) definió el "horizonte canotense" como uno de los horizontes típicos de la Formación Canotiana, constituido por esquistos pizarrosos (grauvacas) de coloración verdosa plomiza oscura con tintes azulinos, que contienen mica cloritizada, al que asignó una edad silúrica tardía.

Status nomenclatural: Entidad no válida, que no ha sido mencionada después de su creación y que correspondería parcialmente a la Formación CANOTA (véase), en el concepto de Cuerda *et al.* (1988).

(M. S. BERESI)

Referencias: Cuerda (A.J.), Rickards (R.) y Cingolani, (C.), 1988; Rusconi (C.), 1950a, b.

CERRO ÁSPERO (Batolito de...).....**Devónico sup.**

(*Prov. Córdoba*; aprox. 32°22'-32°48' lat. S y 64°58'-64°45' long. O).

PINOTTI (L.P.), CONIGLIO (J.E.), ESPARZA (A.M.), D'ERAMO (F.J.D.) y LLAMBÍAS (E.J.), 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 255, 256.

Localidad tipo y distribución geográfica: El batolito Cerro Áspero (440 km²) aflora en el sector centro sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba.

Descripción original: Dice Pinotti en su trabajo inédito transcrito en Pinotti *et al.* (2002, p. 255): "el modelo de intrusión a partir del emplazamiento sucesivo de tres plutones de composición monzogranítica caracterizan a este magmatismo como de alto potasio con elevado contenido de elementos litófilos, fósforo y titanio".

Relaciones estratigráficas: El batolito de Cerro Áspero intruye una zona de cizalla, denominada zona de cizalla Guacha Corral, Martino (1993), Fagiano *et al.* (2002) o también como zona de cizalla de Tres Árboles (Whitmeyer y Simpson, 2003). La actividad de esta faja de cizalla predata la intrusión del BCA (Pinotti, 1998; Fagiano *et al.*, 2002). Si bien esta faja

puede alcanzar 20 km de ancho, en planta presenta un patrón anastomosado con zonas de escasa deformación dominadas por estromatitas o gneises (Fagiano *et al.*, 2002). El BCA se destaca por poseer mineralizaciones magmático-hidrotermales de W-Mo, sinbatolíticas (Distrito Minero Cerro Áspero) y postbatolíticas (yacimientos de fluorita epitermal formados en el Cretácico inferior) (Coniglio *et al.*, 2000 y 2010).

Edad: La edad determinada en estas rocas graníticas por el método Rb/Sr roca total es de 369 ± 9 Ma (Pinotti *et al.*, 2006). Esta edad devónica tardía se corresponde con la edad del magmatismo del Batolito de ACHALA (véase).

Observaciones: Gordillo y Lencinas (1979), al describir las rocas graníticas del Paleozoico inferior de Córdoba, denominan al batolito como Cerro Áspero-Alpa Corral. Por razones de simplicidad se abrevió el nombre a batolito Cerro Áspero (BCA), que es su denominación actual, tomando como referencia el nombre del cerro más conocido (véase Pinotti, 1998). Coniglio y Esparza (1988), Porta (1992) y Pinotti *et al.* (2002) efectúan la cartografía geológica integral del batolito.

Estas rocas graníticas son incluidas en el denominado Orógeno Achaliano, el cual es asignado al Devónico Superior (Sims *et al.*, 1998, Stuart-Smith *et al.*, 1999). Otros autores consideran a este magmatismo como tardío a postorogénico, respecto de la orogenia Famatiniana (Llambías *et al.* 1998; Rapela *et al.*, 1998; Sato *et al.*, 2003).

Se destaca por poseer mineralizaciones magmático-hidrotermales de W-Mo, sinbatolíticas (Distrito Minero Cerro Áspero) y postbatolíticas (yacimientos de fluorita epitermal formados en el Cretácico inferior) (Coniglio *et al.*, 2000 y 2010).

Se trata de una unidad informal de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992, Art. 24), ya que no se define por sus características litológicas.

(J. CONIGLIO, L. PINOTTI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Coniglio (J.) y Esparza (A.), 1988; Coniglio (J.), Xavier (R.P.), Pinotti (L), D'Eramo (F.), 2000; Coniglio (J.), D'Eramo (F.), Pinotti (L.), Demartis (M.), Agulleiro Insúa (L.) y Petrelli (H.), 2010; Fagiano (M.), Pinotti (L.), Esparza (A.M.) y Martino (R.), 2002; Gordillo (C.E.) y Lencinas (A.N.), 1979; Llambías (E.J.), Sato (A.M.), Ortiz Suárez (A.) y Prozzi (C.), 1998; Martino (R.D.), 1993; Pinotti (L.P.), 1998; Pinotti (L.P.), Coniglio (J.E.), Esparza (A.M.), D'eraimo (F.J.D.) y Llambías (E.J.), 2002; Pinotti (L.E.), Tubia (J.M.), D'Eramo (F.J.), Sato (A.M.), Vegas (N.), Coniglio (J.), y Vegas (N.), 2006; Porta (G.R.), 1992; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Casquet (C.), Baldo (E.), Saavedra (J.), Galindo (C.) y Fanning (C.M.), 1998; Sato (A.M.), González (P.D.) y Llambías (E.J.), 2003; Sims (J.P.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.E.), Skirrow (R.G.), Stuart-Smith (P.G.), Miro (R.), 1998; Whitmeyer (S.J.) y Simpson (C.), 2003.

CERRO BLANCO (Formación...).....Devónico

Status nomenclatural: Se trata de una unidad informal, no definida de acuerdo con las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...).

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

CERRO COLORADO (Granito ...).....Cámbrico inf.

(Cerro Colorado, Sierras Australes Prov. Buenos Aires, aprox. $38^{\circ}04'$ lat. S y $62^{\circ}32'$ long. O)

Observaciones: Las Sierras Australes o Sierra de la Ventana configuran una estructura plegada de dirección noroeste-sudeste formada por una secuencia paleozoica fundamentalmente cuarcítica y escasos asomos, especialmente de granitos, que forman parte

del basamento cristalino de las Sierras Australes y como tales asignados al Precámbrico o a la parte baja del Paleozoico inferior (Harrington, 1947, 1970, en Varela *et al.*, 1985). Cingolani y Varela (1973) reportaron en la zona del cerro Colorado dos tipos de roca; un granito de grano grueso y de tono rosado-rojizo y otro de grano fino que corresponde a granitos granofíricos y granofiros, mencionando que dataciones preliminares rubidio-estroncio arrojaron edades entre 427 ± 58 y 392 ± 33 Ma con un promedio de 407 ± 21 Ma que corresponderían al Silúrico tardío-Devónico. Varela *et al.* (1990) mencionaron que análisis isotópicos realizados durante las décadas de 1960-1970 asignaron una edad precámbrica para algunas de las rocas graníticas de las Sierras Australes y como tal formando parte del zócalo, pero para otras plutonitas acusaron edades paleozoicas y mesozoicas basales, resaltando la dificultad en la interpretación de las edades isotópicas obtenidas, debido a la falta de un control estratigráfico y a la compleja historia estructural de la zona. Para los granitos leucocráticos del Cerro Colorado, estos autores obtuvieron una edad Rb/Sr de 487 ± 15 Ma con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7092 \pm 0,0141$. Massabie *et al.* (1999), a partir de la presencia de rocas ígneas más antiguas como las de Aguas Blancas, interpretaron que el Granito Cerro Colorado está asociado a un emplazamiento sintectónico en las sedimentitas de la Formación MASCOTA (véase), del Grupo CURAMALAL (véase), durante la orogenia Cháñica. Dimieri *et al.* (2005) a partir de los análisis isotópicos realizados sobre las rocas del basamento mediante los métodos K-Ar y Rb-Sr, pusieron en debate la edad de las mismas y los modelos estratigráficos propuestos. Dataciones posteriores realizadas por el método U-Pb SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) indicaron que las edades paleozoicas < 500 Ma obtenidas del basamento, resultarían del rejuvenecimiento producido a partir de los fenómenos de deformación que generaron la apertura parcial de los sistemas K-Ar y Rb-Sr. La edad obtenida a través del uso de este método en el Granito Cerro Colorado fue de $531,1 \pm 4,1$ Ma, por lo tanto, asociado al magmatismo intrusivo del Cámbrico temprano (Rapela *et al.*, 2003, Rapela y Kostadinoff, 2005).

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Cingolani (C.) y Varela (R.), 1973; Dimieri (L.), Delpino (S.) y Turienzo (M.), 2005; Harrington (H.J.), 1947, 1970; Massabie (A.C.), Rossello (E.A.), Linares (E.), Párica (C.) y Powell (C.A.), 1999; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Fanning (C.M.) y Grecco (L.E.), 2003; Rapela (C.W.) y Kostadinoff (J.), 2005; Varela (R.), Dalla Salda (L.H.) y Cingolani (C.), 1985; Varela (R.), Cingolani (C.) y Dalla Salda (L.H.), 1990.

CERRO LOJOTE (Formación...).....Devónico medio - sup.?

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. $30^{\circ}20'$ lat. S y $68^{\circ}30'$ long. O)

GONZÁLEZ BONORINO (G.), 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (3), p. 244-245.

Localidad tipo: Cerro Lojote, 10 km al oeste de Jáchal (González Bonorino, 1975)

Descripción original: González Bonorino (1975) dice "Su cambio de facies [de la Formación Punta Negra] (Baldis 1973, Fig.2) es correcto pero pertenecería al cono submarino septentrional y no al de Punta Negra. Estratigráficamente ambos conos submarinos son parcialmente equivalentes pero sus evoluciones fueron diferentes. Por ejemplo: a) el Devónico Inferior es muy distinto en cada área, b) el arco de Zonda no parece haber afectado la depositación del cono submarino septentrional.....c) las áreas de aporte para cada cono submarino tuvieron distinta litología y ubicación completamente separada, d) los sistemas de paleocorrientes regionales en ambas subcuencas habrían sido diferentes. En razón de estas consideraciones el autor cree conveniente separar el cono submarino septentrional con el nombre de Formación Lojote..."(González Bonorino, 1975, pp. 244-245).

Descripción: González Bonorino (1975) manifiesta que el cambio de facies hacia el norte y noroeste señalado por Baldis (1973), se correspondería con el cono submarino septentrional definido como Formación Lojote y no al de Punta Negra. Baldis (1973) describe una notable variación de litofacies, con disminución del espesor de las ritmitas en función de un incremento

de términos finos, con pérdida de rasgos de estratificación gradada. En las cercanías de Jáchal se presentan conjuntos ciclotémicos de hasta 100 m de espesor, caracterizado por una mayor abundancia de bancos areniscosos en su parte inferior y pelitas en su parte superior. En un sector en forma de cuña, comprendido entre Loma de los Piojos y el extremo norte de la Sierra de la Trampa se observan numerosas intercalaciones de conglomerados.

Los depósitos de la Formación PUNTA NEGRA (véase), con sus variaciones faciales laterales, interpretados inicialmente como abanicos submarinos, fueron luego posteriormente reconocidos como depósitos deltaicos por Bustos y Astini (1997).

Espesor: No se indica

Relaciones estratigráficas: Esta unidad se encuentra tectónicamente relacionada en su base y en su tope, con el Grupo TUCUNUCO (véase) y la Formación TALACASTO (véase) respectivamente, por lo que su edad y correlación con la Formación PUNTA NEGRA (véase) resulta dudosa (Baldis y Peralta 1999).

Extensión geográfica: Se extiende hacia el sur aproximadamente hasta una línea que une el extremo norte de la Sierra de Villicúm con el Valle de Gualilán, interdigitándose con la Formación PUNTA NEGRA (véase) para formar el Miembro Pachaco. Sus límites laterales no fueron definidos (González Bonorino, 1975).

Paleontología y edad: Devónico medio-tardío? sobre la base del contenido paleoflorístico, análisis del tiempo de depositación y relaciones estratigráficas de la Formación PUNTA NEGRA (Baldis, 1973).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Baldis (B.A.), 1973; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Bustos (U.D.) y Astini (A.R.), 1997; González Bonorino (G.), 19

CHAVELA (Miembro...; Formación...).....Emsiano sup. - Frasniano inf.

(*Precordillera Occidental de San Juan, E de Malimán, entre el río Blanco y la Sierra de Punilla, aprox. 29°30'-30°00' lat. S y 68°30'-69°00' long. O*)

FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11 (1), p. 54-55.

FURQUE (G.) y BALDIS (B.A.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. *V Congreso Geológico Argentino, Villa Carlos Paz-Córdoba 1972, Actas 3, p. 249.*

Localidad y sección o área tipo: El perfil tipo fue sugerido por Furque (1956, p. 59-62) en la quebrada La Cortadera (y quebrada de Chavela). A fin de ampliar la descripción litológica, Baldis y Sarudiansky (1975) extendieron la zona tipo a la quebrada Don Justo.

Descripción original: "...está constituida por unas sedimentitas pelíticas y psammíticas, depositadas en [un ambiente marino. La unidad] no expone su yaciente, ya que una fuerte falla ha cortado sus capas en su límite Oeste, pasando en cambio al Este [a sedimentitas del Carbonífero Inferior] mediante un conglomerado mediano. Las capas inferiores...están constituidas por lutitas areniscosas, grises, verde oscuras, muy fragmentosas con abundantes intercalaciones cada 10 cm o menos, de bancos de areniscas finas compactas. A estas suceden lutitas hojosas en láminas delgadas, muy friables, por lo que son fácilmente erosionables, circunstancia por la que constituyen siempre las faldas de estas pequeñas elevaciones. Su coloración varía de un verde claro a un gris azulado, blanquecino por meteorización".

Descripción: Este miembro constituye el núcleo del anticlinal que se observa en la Formación CHIGUA (véase), en la cual el flanco oriental está cortado por la discordancia con el

Carbonífero y su flanco oriental, de mayor desarrollo, se encuentra en contacto tectónico con la Formación PIRCAS NEGRAS (véase). El miembro es homologable a las sedimentitas marinas de la Formación Chavela *sensu* Furque (1956). Se compone de lutitas concrecionales con intercalaciones de lentes calcáreas que presentan estructura cono en cono. La coloración varía en ambos flancos del anticlinal de las quebradas La Cortadera y Don Justo, ya que mientras en el flanco occidental los colores son verde azulados, en el flanco oriental predominan los colores blanquecinos y verdes blanquecinos debidos a la alteración. Se destaca también la presencia de cristales de yeso en el flanco oriental, por debajo de la discordancia con el Carbonífero (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Espesor: Posee un espesor máximo de aproximadamente 220 m y su base está erosionada (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Relaciones estratigráficas: Véase Formación CHIGUA.

Extensión geográfica: La unidad es reconocida en el área comprendida entre las quebradas de Ramadita y Del Chaco (Baldis y Sarudiansky, 1975). Hacia el norte de las quebradas La Cortadera y Chavela, los afloramientos se van ensanchando hasta desaparecer cubiertos por depósitos piroclásticos y rocas volcánicas de la Formación Las Trancas, del Cuaternario. Hacia el sur, poco después de la quebrada Del Chaco, la unidad es cubierta por derrubio actual (Furque, 1956).

Paleontología y edad: Véase Formación CHIGUA.

Observaciones: Originalmente Furque (1956, pp. 54-59) definió a la unidad como formación, y señaló que las sedimentitas que la conformaban se habían depositado en dos tipos de ambientes; uno marino representado por las sedimentitas inferiores y otro continental, que denominó "Chavela continental" que incluía las sedimentitas superiores. Más tarde, Scalabrini-Ortiz (1973) identificó una discordancia entre las sedimentitas marinas y continentales y las separó, incluyendo a estas últimas en la Formación Malimán del Carbonífero Inferior. Furque y Baldis (1973), además de considerar como miembro la Formación CHAVELA (*sensu* Furque, 1956) y formalizar el término de Formación CHIGUA (véase), admitieron la existencia de la discordancia en el techo las sedimentitas marinas y aceptaron incluir la llamada "Chavela Continental" en la Formación Malimán.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Baldis (B.A.) y Sarudiansky (R.M.), 1975; Furque (G.), 1956; Furque (G.) y Baldis (B.A.), 1973; Sarudiansky (R.M.), 1971; Scalabrini Ortiz (J.), 1973.

CHEPES (Tonalita...; Granodiorita de... , Formación...).....Ordovícico inf. - medio

(Prov. La Rioja, aprox. 30°08'-31°55' lat. S y 66°56'-66°13' long. O).

CAMINOS (R.), 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: Leanza (A.F.), ed.: I Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba* 1, p. 53.

Localidad tipo y distribución geográfica: Sierras de Chepes, Los Llanos, Malanzán y Ulapes.

Descripción: Furque (1968) describe las rocas graníticas (tonalitas y granodioritas), que forman las sierras de Los Llanos, Malanzán, Chepes y Ulapes, considerándolas tonalitas migmáticas. Es Caminos (1972) quien usa el nombre Formación Chepes para estas rocas, distinguiendo tres facies mapeables dentro la Formación Chepes: (a) Facies Normal, (b) Facies Migmática y (c) Facies Porfiroidea (Caminos, 1972, p. 53).

Relaciones estratigráficas: Intruye las rocas metamórficas de la Formación Olta (Ordovícico Inferior (Dahlquist *et al.*, 2005a)

Edad: Si bien algunos autores han asignado edades siluro-devónicas (González y Toselli, 1974), actualmente es considerada de edad ordovícica, entre 483-478 Ma (Dahlquist *et al.* 2008).

Observaciones: Hay edades asignadas al Silúrico-Devónico que muy probablemente están reflejando edades de enfriamiento registradas por el sistema isotópico K/Ar (edades referidas más abajo), o bien el sistema isotópico fue homogeneizado (o parcialmente perturbado) durante la deformación dúctil post-cristalización (que condujo a la formación de importantes fajas de milonitas), fechada en 452 - 459 Ma (edad Ar/Ar en muscovita, Sims *et al.* 1998). Un ejemplo es la tonalita de Olpas en la sierra de Chepes, con una edad establecida en 441 ± 23 Ma usando K/Ar sobre biotita-roca total (González y Toselli, 1974). Esta tonalita es asignable a la unidad Granodiorita Chepes de Dahlquist *et al.* (2005b, 2008), la cual posee edades SHRIMP U-Pb en circón que están acotadas entre los 483 – 478 Ma (Sims *et al.*, 1998, Pankhurst *et al.*, 2000). Lo mismo ocurre con otras rocas de las sierras de Chepes y Los Llanos datadas con el mismo método (K/Ar sobre biotita-roca total), como por ejemplo la tonalita de Chelcos, 381 ± 20 Ma o el granito de Tama, 376 ± 9 Ma (González y Toselli, 1974).

Un “caso testigo” es la granodiorita de Villa Casana, en sierra de Chepes, que tiene una edad SHRIMP U-Pb en circón de 486 ± 7 Ma (Sims *et al.*, 1998) y 485 ± 7 Ma (Stuart-Smith *et al.*, 1999), mientras que la edad K/Ar produce una edad de 440 ± 7 Ma (González y Toselli, 1974).

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Caminos (R.), 1972; Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.) y Baldo (E.), 2005a; Dahlquist (J.A.), Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Baldo (E.), Saavedra (J.) y Alasino (P.H.), 2005b; Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning, (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.), 2008; Furque (G.), 1968; Gonzalez (R.R.) y Toselli (A.J.), 1974; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Fanning (C.M.), 2000; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.) y Stuart-Smith (P.), 1998; Stuart-Smith (P.), Miro, (R.), Sims (J.P.), Pieters (P.E.), Lyons (P.), Camacho (A.), Skirrow (R.G.), Black (L.P.), , 1999.

CHIGUA (Formación...).....**Emsiano sup. - Frasniano inf.**

(*Precordillera Occidental de San Juan, E de Malimán, entre el río Blanco y la Sierra de Punilla*, aprox. 29°30'-30°00' lat. S y 68°30'-69° 00' long. O)

FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11 (1), p. 59-62.

FURQUE (G.) y BALDIS (B.A.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. *V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz-Córdoba 1972, Actas 3, p. 249.

Localidad y sección o área tipo: El perfil tipo fue sugerido por Furque (1956, pp. 59-62) en la quebrada La Cortadera (y quebrada de Chavela). A fin de ampliar la descripción litológica, Baldís y Sarudiansky (1975) extendieron la zona tipo a la quebrada Don Justo.

Descripción original: Véanse miembros CHAVELA y RAMADITA.

Descripción: Furque y Baldís (1973, p. 249), al formalizar el término Chigua, definieron la unidad expresándose de este modo: “Los autores entienden bajo esta denominación, al término propuesto por Sarudiansky (1971, inédito), para agrupar las Formaciones Ramadita y Chavela definidas por Furque (1956), manteniendo dichos nombres como denominación de miembros de la Formación del epígrafe [léase de la Formación Chigua]. A tales efectos, se considera como miembro Chavela el conjunto de sedimentitas definidas originalmente por Furque como de origen marino, y también llamadas ‘Chavela marino’. Tentativamente se excluye por el momento de este miembro, parte de la denominada ‘sección continental de Chavela’, incluida

por Scalabrini Ortiz (1970), dentro de la sección carbónica suprayacente y atribuida por Cuerda *et al.* (1968) a esta edad por su contenido paleoflorístico". De este modo, los autores reconocieron en esta formación dos miembros, que son homologables a los que Furque (1956) denominó Formaciones Ramadita y Chavela (miembro marino): el miembro inferior denominado CHAVELA (véase) y el superior denominado RAMADITA (véase), que se interpretan como una sucesión sedimentaria continua y se disponen en relación concordante entre sí. Estos dos miembros se distinguen por sus diferentes litologías y coloración; el miembro CHAVELA tiene un color verdoso más suave que el miembro RAMADITA (Furque y Baldis, 1973).

Más tarde, Baldis y Sarudiansky (1975) ampliaron la descripción indicando que la unidad se caracteriza por el predominio de lutitas que, en ciertos casos, presentan intercalaciones calcáreas y, en otros, intercalaciones de areniscas finas a medianas. Destacaron también la presencia de ritmitas en la unidad, aunque no se presentan en forma tan conspicua como las observadas en el Miembro medio de la Formación PIRCAS NEGRAS (véase). La coloración general es verde azulada pero, en ciertos casos, varía hasta un verde blanquecino o un pardo amarillento.

Espesor: El espesor máximo alcanzado por la unidad es de 704 m (excluyendo intrusivos) en la quebrada La Cortadera, y de 568 m de espesor (excluyendo intrusivos) en la quebrada Don Justo (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Relaciones estratigráficas: Según Baldis y Sarudiansky (1975), la unidad se encuentra en contacto tectónico con la Formación PIRCAS NEGRAS (véase), y su techo es cubierto en discordancia angular por depósitos de la Formación Volcán *sensu* Furque (1956) (=Formación Malimán, *sensu* Scalabrini-Ortiz, 1973) del Carbonífero Inferior. A su vez, estos autores indicaron que la posición estratigráfica de los miembros Chavela y Ramadita estaba invertida (CHAVELA se encuentra por encima de RAMADITA) con respecto a la sucesión inicialmente propuesta por Furque (1956). De esta manera, el miembro más joven de la Formación CHIGUA (Miembro RAMADITA) es el que sobreyace por contacto de falla a la Formación PIRCAS NEGRAS (véase) y el miembro más antiguo (Miembro CHAVELA) es el que infrayace en contacto discordante a la Formación Malimán.

Extensión geográfica: La unidad aflora en el área comprendida entre las quebradas de Ramadita y Del Chaco (Baldis y Sarudiansky, 1975). Algunos afloramientos se extienden hacia el sur, reconociéndose en la quebrada Don Agustín (ca. lat. 29°55' S, long. 69°8' O) (Amenábar, 2009).

Paleontología y edad: La primera estimación sobre la edad de la unidad fue proporcionada por Furque (1956) quien halló fósiles en ambos miembros. En el Miembro CHAVELA (véase), el autor documentó restos de licofitas herbáceas asignados a *Haplostigma* junto a invertebrados marinos (trilobites, cefalópodos, conuláridos y gasterópodos) y señaló que la presencia del género *Hadrorthachus* (trilobite) indicaba un Devónico Medio. En el Miembro RAMADITA (véase), el autor halló numerosos restos de licofitas, siendo *Haplostigma* tan abundante que algunos niveles contenían acumulaciones exclusivas de este fósil. En base a este género, el autor sugirió una edad devónica media para el miembro.

Posteriormente, Furque y Baldis (1973) señalaron que los fósiles recolectados por Furque (1956) pertenecientes al Miembro CHAVELA habían sido estudiados por Baldis (1973) y Leanza (1968). El primer autor estudió la fauna de trilobites y le dio una edad givetiana a la unidad mientras que el segundo, a partir de la determinación de un amonoideo proveniente de los mismos niveles, le asignó una edad frasniana.

A partir de esta información, Furque y Baldis (1973) expresaron que la presencia de amonoideos en el Miembro CHAVELA permitía asignar a los niveles portadores de dicha asociación faunística a una edad givetiana alta a frasniana temprana, es decir, en el límite entre el Devónico medio y el tardío. Continúan mencionando que el Miembro RAMADITA debía tener una edad devónica, pero no era posible determinar con mayor precisión la edad dentro del período ya que la unidad era portadora de la licofita *Haplostigma furquei* que indicaba una edad devónica *sensu lato* y del trilobite *Phacops* cf. *Ph. orurensis*, el cual había sido hallado en sedimentitas del Devónico Medio de Bolivia, pero se trataba de una especie que se hallaba ampliamente dispersa en todas las secciones.

Más tarde, Baldis y Sarudiansky (1975) estudiaron diversas localidades con abundantes restos fósiles. En el Miembro CHAVELA fueron recolectados numerosos ejemplares fósiles que

fueron agrupados por estos autores en lo que denominaron nivel de *Metacryphaeus argentina*, nombre que hacía referencia al fósil más abundante de la asociación. Este nivel se componía de trilobites (*Metacryphaeus argentina*, *Cryphaeoides rostratus*, *Bouleia* cf. *B. dagincourti*, *Acanthopyge balliviani*, *Phacops* sp.), cefalópodos (*Tornoceras baldisi*, *Orthoceras* sp.), *Conularia* sp., gastrópodos y bivalvos indeterminados y restos de *Haplostigma furquei*. En el Miembro RAMADITA, los autores identificaron dos niveles, uno inferior que correspondía al nivel de *Phacops* y contenía a *Phacops* sp., *Tornoceras baldisi*, *Gastropoda* indet. y *Haplostigma furquei*, y uno superior denominado *Haplostigma furquei* compuesto exclusivamente de restos de este fósil vegetal.

Para determinar la edad de la unidad, Baldis y Sarudianky (1975) consideraron estrictamente a la asociación faunística presente en el Miembro CHAVELA por ser el miembro más abundante en variedad de especies. Se basaron en dos taxones diagnósticos: uno de ellos es *Tornoceras*, con un rango que se extiende desde el Givetiano al Frasniano en depósitos del hemisferio norte, y el otro es *Acanthopyge balliviani*, atribuido al Eifeliano según Ahlfeld y Branisa (1960) mientras que para Wolfart y Voges (1968) la especie sería indicadora del Emsiano, en depósitos de Bolivia. En base a la presencia simultánea de estos dos taxones, Baldis y Sarudianky (1975) sugirieron que la Formación Chigua abarcaba desde el límite Emsiano-Eifeliano hasta el límite Givetiano-Frasniano, es decir todo el Devónico Medio, y propusieron una edad tentativa givetiana para el Miembro CHAVELA de la Formación Chigua.

A su vez, los mismos autores señalaron que, al encontrarse el Miembro CHAVELA en una posición estratigráficamente inferior al Miembro RAMADITA, y dado que en este último miembro no se registraban nuevos elementos faunísticos, debían ubicar en el Givetiano *sensu stricto* hasta el límite con el Devónico Superior a los términos más altos del Grupo CHINGUILLOS (véase).

La flora hallada en esta unidad fue estudiada posteriormente por Gutiérrez (1996) quien realizó una revisión estratigráfica de las especies de *Haplostigma* presentes en la Precordillera y Gutiérrez y Archangelsky (1997) definieron una nueva especie, *Haplostigma baldisii*. Gutiérrez (1996) señaló que *Haplostigma* tenía un amplio rango temporal que abarcaba el Devónico medio a tardío. Más tarde, di Pasquo *et al.* (2009), en su estudio de fragmentos de *Haplostigma* de la Precordillera y sur de Bolivia, junto a las microfloras asociadas, actualizaron el rango temporal de *Haplostigma* en base a los datos palinológicos obtenidos, sugiriendo que el rango estratigráfico del género abarcaba el Devónico medio al tardío (Eifeliano al Frasniano), coincidiendo de este modo con resultados previos.

En cuanto a los datos palinológicos, se conocen los provenientes del Miembro CHAVELA, obtenidos de distintas localidades. En la quebrada La Cortadera, la asociación de esporas y microplancton indicaron una edad givetiana temprana (Amenábar, 2009; di Pasquo *et al.*, 2009; Amenábar *et al.*, 2009). Otras quebradas ubicadas al sur de la primera, también brindaron microfloras: de la quebrada Del Chaco se obtuvieron dos asociaciones con esporas y microplancton las cuales fueron asignadas al Emsiano tardío - Eifeliano temprano y al Givetiano temprano, respectivamente (Amenábar, 2009). De la quebrada Don Agustín se obtuvo una asociación palinológica compuesta por microplancton en pobre estado de preservación, la cual fue asignada tentativamente al intervalo de tiempo cercano al límite Givetiano/Frasniano (Amenábar, 2009). La presencia de abundantes especímenes de la prasinofita del género *Maranhites* en esta asociación, indicaría que la misma puede alcanzar el Frasniano temprano. Sin embargo, aún se necesitan más estudios para precisar esta edad.

Las diferentes edades que se obtienen de las asociaciones palinológicas provenientes de las distintas localidades se deben al carácter esporádico y discontinuo de los afloramientos ricos en palinomorfos en el área. Esto último puede deberse a la acción de procesos tectónicos que afectaron la región, lo cual dificulta la obtención de secciones completas palinológicamente fértiles (Amenábar, 2009).

Observaciones: Originalmente Furque (1956, pp. 54-59) definió a las formaciones CHAVELA y RAMADITA. Más tarde, Sarudiansky (1971, inédito), en su Trabajo Final de Licenciatura, estableció que las formaciones RAMADITA y CHAVELA (*sensu* Furque, 1956) no estaban separadas por procesos tectónicos, sino que se encontraban en relación de concordancia, superponiéndose la primera a la segunda. El conjunto Chavela-Ramadita constituía una única unidad sedimentaria depositada en su totalidad en un ambiente marino, y el autor propuso el nombre de Formación Chigua para la unidad. Posteriormente, Furque y Baldis (1973), de acuerdo a la propuesta de Sarudiansky (1971), consideraron como miembros a

las formaciones RAMADITA y CHAVELA (*sensu* Furque, 1956) y formalizaron el término de Formación Chigua, que contendría a estos dos miembros.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Ahlfeld (F.) y Branisa (L.), 1960; Amenábar (C.R.), 2007, 2009; Amenábar (C.R.), di Pasquo (M.) y Azcuy (C.L.), 2009; Amenábar (C.R.), di Pasquo (M.), Carrizo (H.A.) y Azcuy (C.L.), 2006, 2007; Baldis (B.A.) y Sarudiansky (R.M.), 1975; Cuerda (A.J.), Wagner (R.H.) y Arrondo (O.G.), 1968; di Pasquo (M.), Amenábar (C.R.) y Noetinger (S.), 2009; Furque (G.), 1956; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973; Gutiérrez (P.R.), 1996; Gutiérrez (P.R.), y Archangelsky (S.), 1997; Leanza (A.F.), 1968; Sarudiansky (R.M.), 1971; Scalabrini Ortiz (J.), 1970, 1973; Wolfart (R.) y Voges (A.), 1968.

CHINGUILLOS (Grupo...).....Devónico inf. - Devónico sup.

(*Precordillera Occidental de San Juan y La Rioja*, aprox. 29°30'-30°00' lat. S y 68°30'-69°00' long. O)

FURQUE (G.) y BALDIS (B.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. *V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz-Córdoba 1972, Actas 3, p. 248.

Localidad y sección tipo: La sección tipo aflora en el valle del río Blanco y principalmente en el borde oriental. La diferenciación entre las formaciones que componen al grupo se efectuó principalmente en la región comprendida entre las quebradas Del Chaco y La Cortadera ubicadas entre los parajes de Malimán de Arriba y Chigua, y en la zona de mina Difunta Correa-quebrada de Ramadita (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Descripción original: El grupo fue creado para reunir a las formaciones PIRCAS NEGRAS (véase) y CHIGUA (véase), [que] "... pertenecen al Devónico, y asimismo poseen características de un ambiente deposicional [deposicional] similar [marino], así como también escasas diferencias litológicas, y de ritmo sedimentario" (Furque y Baldis, 1973, p. 248).

Espesor y relaciones estratigráficas: Véanse formaciones PIRCAS NEGRAS y CHIGUA.

Extensión geográfica: Según Furque y Baldis (1973) la distribución areal del grupo sobrepasa hacia el norte la comarca cercana al río Blanco (entre la comarca Malimán y la quebrada Pircas Negras), donde este fue definido, adentrándose en la Hoja Geológica 16 b (Cerro La Bolsa), y aflorando hacia el oeste en el tramo inferior del río Valle del Cura, presumiéndose que conforma una parte importante del conjunto Paleozoico de la Cordillera Frontal en dichas latitudes.

Paleontología y edad: Véanse formaciones PIRCAS NEGRAS y CHIGUA.

Observaciones: El grupo fue creado por Furque y Baldis (1973, p. 248). Posteriormente Baldis y Sarudiansky (1975) ampliaron el esquema cronoestratigráfico de las unidades involucradas en la comarca, describiendo detalladamente cuatro perfiles del grupo en distintas localidades.

Baldis y Peralta (1999, p. 232) mencionaron a las unidades devónicas de la Precordillera Occidental, haciendo referencia al Grupo Chinguillos como definido por Furque y Baldis (1973), en tanto que los mismos autores, en la sección en que trataron al Grupo (Baldis y Peralta, 1999, p. 233), indicaron erróneamente que el grupo fue definido por Baldis y Sarudiansky (1975).

Baldis y Peralta (1999, p. 234), en su cuadro de correlación de unidades siluro-devónicas de la Precordillera, correlacionaron al Grupo Chinguillos con la Formación CODO (véase).

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Baldis (B.A.) y Sarudianky (R.M.), 1975; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973.

CHURUPATI (Formación...)..... **Serpukhoviano inf.**

(*Precordillera Occidental de San Juan, Oeste de las Sierras del Tigre-Tontal, en el río San Juan, Del Salto y Del Tigre, aprox. 31°20'-30°50' lat. S y 69°10'-69°30' long. O*)

KERLLEÑEVICH (S.C.), 1969. La edad de los "Conglomerados Morados" supuestamente pérmicos, de la quebrada Nueva, Precordillera de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(3), p.272, 274.

MILANA (J.P.) y DI PASQUO (M.M.), 2019. New chronostratigraphy for a lower to upper Carboniferous strike-slip basin of W-Precordillera (Argentina): Paleogeographic, tectonic and glacial importance *Journal of South American Earth Sciences* 96, p. 14-16.

Descripción original: Véase Léxico del Carbonífero (Gutiérrez, en Gutiérrez, 2008, p. 44).

Edad: En el Léxico del Carbonífero (Gutiérrez, en Gutiérrez, 2008, p. 44) esta unidad fue referida al Carbonífero temprano.

Observaciones: Esta unidad fue definida por Kerlleñevich (1969, p. 272) para reunir al conglomerado verde-morado y a las lutitas con flora fósil principalmente *Haplostigma*, aflorantes en las proximidades de Calingasta, a la altura del km 117 de la ruta nacional 20 que une Calingasta con San Juan. La autora consideró a estos depósitos como devónicos (en su mapa geológico de la fig. 4, p. 273) y más precisamente, los asignó al Devónico Inferior-Medio?, al comparar la flora fósil hallada en ellos con la proveniente de la quebrada La Chavela (localizada entre el río Blanco y la Sierra de Punilla), que fue descrita por Frenguelli y asignada a esa edad por el mencionado autor. Posteriormente, Quartino *et al.* (1971) y Manceñido (1973) consideraron a la Formación Churupati como un sinónimo inválido de Formación Del Ratón (= Formación El Ratón Guerstein *et al.*, 1965), la cual corresponde al Carbonífero Inferior debido a su flora fósil (Sessarego, 1984). Es importante señalar que Quartino *et al.* (1971) excluyeron al conglomerado verde-morado de la Formación Del Ratón considerándolo como miembro diamictítico basal de la Formación Del Salto (Pérmico). Finalmente, Sessarego (1984), a partir de observaciones de campo, concluyó que el conglomerado verde-morado pertenece a los tramos inferiores de la Formación EL PLANCHÓN (véase).

Milana y di Pasquo (2019) redefinieron a la Formación Churupati, indicando que esta, no solo incluye al conglomerado verde-morado sino además a las unidades arenosas y fangosas que se encuentran por encima de él. De este modo realizaron una enmienda de la unidad y la dividieron en tres miembros: Miembro inferior (120 m, conglomerados verde-morados), Miembro medio (410 m, areniscas verdes y ritmitas) y el Miembro superior (80 m, lutitas). A partir del análisis palinológico de 2 niveles fértiles del Miembro medio, los autores le asignan una edad Serpukhoviana temprana.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Guerstein (M.), Laya (H.) y Pezzutti (N.E.), 1965; Gutiérrez (R.P.), 2008; Kerlleñevich (S.C.), 1969; Manceñido (M.), 1973; Milana (J.P.) y di Pasquo (M.M.), 2019; Quartino (B.J.), Zardini (R.A.) y Amos (A.), 1971; Sessarego (H.), 1984.

CIÉNAGA DEL MEDIO (Grupo...).....**Devónico inf. - sup.**

(*Precordillera Occidental de San Juan, aprox. 32° lat. S y 69° long. O*)

AMOS (A.J.) y MARCHESI (H.G.), 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura de Carbónico en la Ciénaga del Medio, Estancia Leoncito, Sud de Barreal, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2), p. 264.

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.R.G.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *Proceedings International Symposium on Devonian System*, II, p. 177-180.

Localidad y sección tipo: El área de estudio está ubicada al pie occidental del la Precordillera entre el pueblo de Sorocayense y La Pampa de Yalguaraz, más específicamente la sección tipo se encuentra en el arroyo de Las Cabeceras, a 3 km al E de la Estancia Leoncito, y a unos 20 km al SE del Barreal, en la provincia de San Juan (Amos y Marchese, 1965).

Descripción original: "Afloran en el área bajo examen [en el arroyo de Las Cabeceras, a 3 km al E de a Estancia Leoncito, y a unos 20 km al SE del Barreal, en la provincia de San Juan] dos conjuntos litológicos, ampliamente reconocidos en zonas vecinas del oeste de la Precordillera. Uno de ellos, de edad incierta pero probablemente Devónico (Amos, Baldis y Csaky, 1963), que representa el basamento de las unidades Carbónicas, es el Grupo Ciénaga del Medio. En este grupo se han diferenciado tres miembros bien definidos y característicos a saber: 3. Areniscas grises y grauvacas. 2. Lutitas verdes y moradas (multicolores). 1. Areniscas amarillentas".

Cabe señalar que Amos y Marchese (1965, p. 264), cuando mencionan los tres miembros, hacen una llamada en el pie de página aclarando lo siguiente: "Estos miembros, quizás sean considerados en el futuro como unidades mayores, es decir, formaciones".

Espesor y relaciones estratigráficas: Su base es desconocida (Amos y Marchese, 1965) y se apoya sobre sedimentitas fosilíferas silúricas (Padula *et al.*, 1967). El techo está marcado por la Formación Leoncito, del Carbonífero temprano, al pie occidental de la Precordillera entre Sorocayense y La Pampa de Yalguaraz (Amos y Marchese, 1965). En las estribaciones orientales de la Cordillera del Tigre, más precisamente entre la estancia Tambillos y la quebrada Agua de Las Pircas, al norte y sur del límite entre las provincias de San Juan y Mendoza, el grupo infrayace en marcada discordancia a rocas del la Formación Yalguaraz, del Carbonífero Superior (Amos y Rolleri, 1965).

Extensión geográfica: Se extiende al pie occidental de la Precordillera entre Sorocayense y La Pampa de Yalguaraz (Amos y Marchese, 1965). La unidad se reconoce en la Precordillera Occidental sanjuanina y su extensión en la Cordillera Frontal es dada a conocer por Padula *et al.* (1967) y Caminos (1979). Según Cuerda y Baldis (1971), el grupo se reconoce en torno de Barreal, pero se extiende al límite con Mendoza.

Paleontología y edad: Véanse formaciones HILARIO, LOMITAS NEGRAS y TONTAL.

Observaciones nomenclaturales: La denominación "Pretilítico" fue introducida por Zöllner (1950) para designar al conjunto de sedimentos que se encontraban en discordancia angular por debajo del Carbonífero de origen glaciario, aflorantes en la zona de Barreal-Leoncito. Estos depósitos habían sido previamente mencionados por Heim (1945) y por Keidel (1949) en sus trabajos referidos al área de Barreal. Más tarde, Baldis (1964) subdividió al "Pretilítico" en dos secciones, la sección inferior y la superior. Posteriormente, Amos y Marchese (1965) crearon el Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO para identificar los niveles del tramo superior del "Pretilítico" descritos por Baldis (1964). En el tramo superior del "Pretilítico", este autor distingue varios miembros que denominó, según la litología predominante, del siguiente modo: Areniscas amarillentas, Lutitas multicolores y Grauvacas y Areniscas grises. Según Baldis (1964), el miembro de Areniscas amarillentas es muy similar a la Formación HILARIO (véase) definida por Mésigos (1953). Padula *et al.* (1967) definen además dos formaciones, la Formación LOMITAS NEGRAS (véase) y la Formación TONTAL (véase), correspondientes al miembro de Lutitas multicolores y al de Grauvacas y Areniscas grises, respectivamente. De este modo, los autores dividieron al grupo CIÉNAGA DEL MEDIO en tres unidades, que de abajo hacia arriba son las formaciones HILARIO (véase), LOMITAS NEGRAS (véase) y TONTAL (véase), concordantes entre sí.

Observaciones: Baldis (en Cuerda y Baldis, 1971) propuso una eventual correlación entre el Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO y los miembros RAMADITA (véase) y CHAVELA

(véase), contenidos en la Formación CHIGUA (véase). Sin embargo, debido a que esta correlación se basa exclusivamente en las relaciones estratigráficas de las unidades de la Precordillera, el mismo autor la considera dudosa.

Más tarde, Sessarego (1988, inédito en Baldis y Peralta, 1999) consideró a las formaciones EL PLANCHÓN (véase) y CODO (véase) como equivalentes laterales del Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO (véase), desconociéndose sus relaciones primarias, debido al tectonismo que afectó a dichas unidades.

Finalmente, Baldis y Peralta (1999, p. 234), en su cuadro de correlación de unidades siluro-devónicas de la Precordillera, recogiendo las observaciones previas, correlacionaron al Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO (sin separarlo en formaciones y considerando que abarcaba todo el Devónico) con las formaciones EL PLANCHÓN (véase), CODO (véase) y con el Grupo CHINGUILLOS (véase), a pesar de que los autores señalan que la edad devónica del Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO es objeto de discusión debido a la falta de registros paleontológicos diagnósticos.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amos (A.J.) y Marchese (H.G.), 1965; Amos (A.J.), Baldis (B.) y Csaky (A.), 1963; Baldis (B.), 1964; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Baldis (B.), Beresi (M.S.), Bordonaro (O.) y Vaca (A.), 1982; Caminos (R.), 1979; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.) 1971; Heim (A.), 1945; Keidel (J.), 1949; Mésigos (M.G.), 1953; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Zöllner (W.), 1950.

CINCO PICACHOS (Supersecuencia...)Llandoveriano - Pragiano

(*Sierras Subandinas occidentales y este de la Cordillera Oriental, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23 lat. S. y 65°00'-64°30' long. O*)

STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993. The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. *Comptes Rendus XII ICC-P*, Vol 2, p. 375.

Localidad tipo: Según Starck *et al.* (1992) la Supersecuencia Cinco Picachos aflora a lo largo de la Sierra de Cinco Picachos.

Descripción original: "This is a thick upward-coarsening cycle (between 1500 and 2100 meters thick), which includes the Zapla, Lipeón, Baritú and Porongal Formations named after outcrops developed in northern Argentina. In the subsurface it is known as Kirusillas and Santa Rosa Formations (after Acevedo, 1986); this nomenclature was taken from that used in Bolivia."

Descripción: Corresponde a un espeso ciclo granocreciente que involucra a las formaciones Zapla (Silúrico), BARITÚ (véase) y PORONGAL (véase), aflorantes en la zona de transición entre las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental (Sierra de Cinco Picachos) y en esta última provincia geológica. Otra particularidad de esta supersecuencia es que presenta un intervalo psefítico basal (Formación Zapla) sobre el que se superpone el resto de la supersecuencia. La Supersecuencia Cinco Picachos está compuesta, de base a techo, principalmente por diamictitas de la Formación Zapla (facies C2) masivas, toscamente estratificadas, con bloques dispersos (de cuarzo, cuarcitas, granitos, etc.). Estos en ocasiones pueden alcanzar hasta 1 m de tamaño, como en el Río Lipeo (Antelo Pérez, 1978). Hacia el techo, en los perfiles de Mecoyita y Santa Ana, la unidad en cuestión se torna más estratificada. También comienzan a aparecer los nódulos ferruginosos que son más característicos de la unidad que se le sobrepone. Esta formación está ausente en la zona de Caspalá - Abra de Zenta. Sobre la Formación Zapla y en contacto neto continúa el resto de la supersecuencia, en términos generales granocreciente y representada por las formaciones LIPEÓN, BARITÚ y PORONGAL. Estas unidades litoestratigráficas están compuestas a grandes rasgos por la asociación de facies de plataforma distal la primera, por las asociaciones de facies de plataforma proximal y costera la segunda y por la asociación de facies continental y mixta la Formación Porongal. Estas variaciones demuestran el carácter diacrónico de los límites formacionales de las unidades que conforman esta supersecuencia, coincidentes con la

tendencia progradante de la misma. Esta tendencia progradante probablemente está dada por un apilamiento de secuencias deposicionales cada vez más proximales. Por las razones ya expuestas, estas secuencias deposicionales no pudieron definirse. Las proporciones entre los palinomorfos marinos y continentales, determinados en muestras de esta supersecuencia, confirman la continentalización de la misma y su arreglo general progradante (Starck, 1995).

Según Astini (2003) la Supersecuencia Cinco Picachos registra la inundación de todo el sistema debido a la transgresión posglacial, a partir del Silúrico. Esta se inicia con un cortejo transgresivo representado por la Formación Lipeón. Por lo tanto, la Formación Zapla queda excluida de esta supersecuencia.

Espesor: Starck *et al.* (1993a) consideran que supera los 1500 m en la Sierra de Cinco Picachos, alcanzando los 2000 metros.

Relaciones estratigráficas: Suprayace a la Formación Zapla registrando la inundación relacionada a la transgresión posglacial (Astini y Marengo, 2006). El techo está marcado por una importante discontinuidad estratigráfica que corresponde a la superficie de inundación que señala el comienzo de la Supersecuencia LAS PAVAS (véase) (Starck *et al.*, 1993a).

Extensión geográfica: A lo largo de la Sierra Cinco Picachos, fue reconocida en distintas localidades como en el Río Pescado, en las cercanías de Santa Ana y en Mecoyita. Asimismo, se reconoce en la zona de Caspalá-Abra de Zenta, parte oriental de la Cordillera Oriental, en las Sierras de Zapla y Calilegua, Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a) y en el Sistema de Santa Bárbara.

Paleontología y Edad: Véase formaciones ZAPLA, LIPEÓN, BARITÚ y PORONGAL.

Observaciones: En subsuelo está conformada por la Formación Kirusillas (Bolivia) y SANTA ROSA (véase) (*sensu* Acevedo, 1986), nomenclatura tomada de la utilizada en Bolivia.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Acevedo (O.M.), 1986; Antelo (B.), 1978; Astini (R.A.), 2003; Astini (R.A.) y Marengo (L.), 2006; Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), 1995; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1992, 1993 a, b; Turner, (J.C.M.), 1972; Vistalli (C.), 1989.

CODO (Formación...)Givetiano? - Frasniano?

(*Precordillera Occidental de San Juan, Oeste de las Sierras del Tigre-Tontal, río San Juan, quebradas Del Salto y Del Tigre, aprox. 31°20'-30°50' lat. S y 69°10'-69°30' long. O.*)

GUERSTEIN (M.B.), LAYA (H.A.) y PEZUTTI (N.E.), 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de "Las Juntas" (Dto. Calingasta, provincia de San Juan). *Acta II Jornadas Geológicas Argentinas*, 3, p. 237.

SESSAREGO (H.L.), AMOS (A.J.), TEIXEIRA (W.), KAWASHINTA (K.) y REMESAL (M.B.), 1990. Diques eocarbónicos en la Precordillera occidental, margen oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45, p. 101.

Localidad y sección o área tipo: Se consideran las sedimentitas ubicadas a ambos márgenes del río San Juan (Guerstein *et al.*, 1965).

Descripción original: "Las subgrauvacas color pardo rojizo que integran esta formación, aparecen intruidas por varios diques de diabasa de rumbo E-W en contraposición a los pórfiros, verde claro a rosado muy afectados tectónicamente, que afloran marginando un gran anticlinal alabeado, situado en el contacto entre subgrauvacas y lutitas satinadas".

Descripción: Sessarego *et al.* (1990, p. 101) formalizaron el término Formación Codo para la unidad en cuestión, señalando que la unidad está representada por secuencias bitemáticas psamo-pelíticas.

Baldis y Peralta (1999, p. 232) sintetizaron la descripción aportada por Sessarego (1988, inédito) expresando lo siguiente: "Se caracteriza por una típica alternancia de areniscas y pelitas, de coloración verdosa a gris verdosa. Las areniscas se presentan en bancos tabulares de hasta 1 m, con típica estructura turbidítica".

Espesor: Exhibe un espesor de 1.450 m al norte del río San Juan (Baldis y Peralta, 1999).

Relaciones estratigráficas: Se encuentra por debajo de la discordancia angular que la separa de la Formación El Ratón, del Carbonífero Inferior (Sessarego, 1988, en Baldis y Peralta, 1999).

Extensión geográfica: La unidad aflora en ambos márgenes del río San Juan, en forma de una faja angosta, acuñaándose hacia el sur en forma evidente (Guerstein *et al.*, 1965).

Paleontología y edad: La unidad fue atribuida al Devónico Medio-tardío por Sessarego (1988, inédito, en Sessarego *et al.*, 1990) sobre la base de su contenido palinológico (quitinozoos, acritarcos y esporas) y por correlación con otras unidades devónicas del área. A su vez, Baldis y Peralta (1999, p. 234) correlacionaron a la unidad con la Formación PUNTA NEGRA (véase), indicando que ambas formaciones presentaban asociaciones mineralógicas semejantes.

La edad de la unidad también fue obtenida a partir de análisis petrográficos y dataciones isotópicas realizadas por Sessarego *et al.* (1990) de los diques que intruyeron a esta unidad, pero no a las formaciones EL PLANCHÓN (véase) ni El Ratón (Carbonífero Inferior). Los citados autores le atribuyen a la Formación Codo una edad devónica media a tardía?, basada en la presencia de estos diques de edad viseana. Sessarego *et al.* (1990) y López Gamundi y Rosello (1993) atribuyeron la formación de estos diques a un episodio magmático ocurrido durante el Viseano (337± 10 Ma), el cual había sido penecontemporáneo (o levemente anterior) con la depositación de la Formación El Ratón, y se habría generado como consecuencia del diastrofismo que afectó al oeste de Argentina.

Posteriormente, Amenábar y di Pasquo (2008) dieron a conocer una asociación palinológica con esporas y acritarcos, entre los cuales se reconoció el acritarco del Género *Cerastum* Turner. En base a este taxón, las autoras asignaron a la unidad tentativamente al Givetiano-Frasniano, hasta tanto se encuentren más elementos diagnósticos que permitan corroborar con mayor certeza la edad de la unidad.

Observaciones: La unidad fue originalmente definida Guerstein *et al.* (1965), quienes la interpretaron dudosamente como de edad carbonífera debido al menor grado de diagénesis que presentaba en comparación con las rocas devónicas del área. Más tarde, Quartino *et al.* (1971) consideraron una única unidad devónica, denominada Formación EL PLANCHÓN (véase) para el Paleozoico del área Calingasta-Villa Nueva, sin tomar en cuenta a otras unidades de este mismo período. Finalmente, Sessarego (1988, inédito en Baldis y Peralta, 1999), redefinió la Formación EL PLANCHÓN *sensu* Quartino *et al.* (1971), dividiéndola en dos unidades: una inferior, para la que mantuvo la denominación de EL PLANCHÓN (véase), y otra superior, que denominó Formación Codo. Esta última fue formalizada por Sessarego *et al.* (1990). Baldis y Peralta (1999, p. 234), correlacionaron a la Formación Codo y el Grupo CHINGUILLOS (véase) en un cuadro de correlación de unidades siluro-devónicas de la Precordillera.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amenábar (C.R.) y di Pasquo (M.M.), 2008; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Guerstein (M.B.), Laya (H.A.) y Pezutti (N.E.), 1965; Heim (A.), 1952; López Gamundi (O.R.) y Rosello (E.) (1993); Quartino (B.J.), Zardini (R.A.) y Amos (A.), 1971. Sessarego (H.L.), 1988; Sessarego (H. L.), Amos (A.J.), Teixeira (W.), Kawashinta (K.) y Remesal (M.B.), 1990.

COLOHUINCUL (Formación...; Complejo ...).....Precámbrico sup.? - Devónico

(Cordillera Norpatagónica, aprox. 39°-42° lat. S y 71°-72° long. O.)

TURNER (J.C.), 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Neuquén). *Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Boletín*, 44, p. 8-11.

Localidad tipo: Unidad reconocida originalmente por Turner (1965a) en rocas que asoman 1 km al sur de Arabella, en el valle del río Aluminé; al sur del puesto Pilolil; en ambas laderas de los cerros Colohuincul y Aseret; en la margen sur del Lago Curruhué y en la derecha del arroyo del Escorial; al poniente de río Aunquín Co y en las márgenes del arroyo del León.

Descripción original: “En esta unidad se han agrupado las rocas que corresponden a ectinitas en general, como ser esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas. Constituyen afloramientos de superficies reducidas, por lo general dentro de las rocas graníticas, aunque ocasionalmente suelen asomar por entre otras rocas, caso que se presenta en el ángulo sudoccidental de la región ... Los esquistos son de color gris verdoso, por lo general foliados. Por meteorización pueden presentar un color amarillento a gris amarillento. El tamaño del grano por lo general es fino a mediano. Los esquistos constituyen comúnmente camadas de 5 a 10 cm de potencia y al microscopio se observa que están integrados por sericita, clorita, cuarzo y óxido de hierro, y como accesorios turmalina y rutilo ... Las filitas cuarzosas son tan escasas como los esquistos y se encuentran en la parte occidental de la región. Por lo general, son rocas macizas, compactas, de grano fino a muy fino y de color gris oscuro a gris verdoso oscuro ... El tercer tipo corresponde a las cuarcitas, y es más abundante que los dos tipos anteriores, encontrándose en todos los afloramientos. Son rocas de color gris verdoso, que en ocasiones pueden presentar tintes ocráceos debidos a la meteorización”.

Descripción: Turner (1965a, b, 1973) menciona que en la región, el basamento cristalino está formado por metamorfitas que constituyen afloramientos reducidos y un conjunto de granitos migmatíticos y escasas migmatitas asociados que denomina Formación Colohuincul y Formación Huechulafquen respectivamente. Dalla Salda *et al.* (1991a), en la región de San Martín de los Andes estudia este conjunto y propone la denominación de Complejo Colohuincul en lugar de Formación Colohuincul, ya que considera que se trata de una unidad metamórfica en la cual se encuentran asociadas rocas de variada composición, caracterizada por una estructura compleja (p. 225). Menciona además que Turner (1965a) ya indicaba que se trataría de un complejo y que por lo tanto el cambio de rango dentro de las unidades litoestratigráficas no implica redefinición de sus límites ni la alteración del topónimo (p. 225). Por último, segrega de la Formación Huechulafquén dos elementos que denomina: Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lacar. En las cercanías de San Martín de los Andes, la caracterización petrológica del Complejo Colohuincul está dada por una íntima asociación de rocas metamórficas (gneises de tonos grises intercalados con escasos esquistos micáceos de tonalidad gris oscura y cuarcitas de color gris claro y verdosas) y migmatitas (epibolitas asociadas a agmatitas y embrechitas) en el que se emplazan cuerpos menores de tonalitas y granodioritas. Las metamorfitas están asociadas a un proceso de bajo a medio-alto grado y derivarían de areniscas grauváquicas con intercalaciones de pelitas y areniscas cuarzosas. Vattuone de Ponti (1990) para el área de Aluminé interpreta el metamorfismo como de tipo sillimanita-andalucita, de baja presión y a partir de las paragénesis minerales de metapelitas y metabasitas señala un aumento del grado metamórfico de este a oeste. Dalla Salda *et al.* (1991a) señalan tres zonas metamórficas: i) biotita + moscovita + clorita + albita + cuarzo, ii) biotita, moscovita + almandino + plagioclasa + cuarzo y iii) biotita + sillimanita + andesina + cuarzo + (moscovita + epidoto + hornblenda + microclino) que responden a bajo, mediano y medio-alto grado. Digregorio y Uliana (1980) asimilan estas rocas al basamento ígneo-metamórfico del sector extraandino que corresponde a la Formación CUSHAMEN (véase) definida por Volkheimer (1964) y a la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977).

Relaciones estratigráficas: En el valle del río Aluminé y mediante discordancia sobreyacen al basamento cristalino rocas de la Formación Aluminé (Turner, 1973). Las metamorfitas del Complejo Colohuincul son intruidas por el Batolito Patagónico Subcordillerano, de edad jurásica (Giacosa y Márquez, 1999). La Formación Colohuincul es afectada por las plutonitas cretácicas del Batolito Patagónico Cordillerano (Lizuain, 1999).

Extensión geográfica: Esta unidad se identificó a lo largo de la Cordillera Norpatagónica en los alrededores de Aluminé, Junín de los Andes, San Martín de los Andes y Bariloche.

Edad: Turner (1965a, b) asigna en forma tentativa a las unidades que forman el basamento cristalino de la región una edad precámbrica y/o paleozoica, en tanto que González Bonorino (1979) a partir de la correlación que propone entre la Formación Panguipulli de Chile y la Formación Colohuincul sugiere una edad pre-carbonífera. González Díaz (1982) a partir de relaciones estratigráficas infiere una edad precámbrica superior o paleozoica inferior. Resultados preliminares obtenidos a partir de una isocrona Rb/Sr sobre roca total para esquistos y gneises de afloramientos de la Formación Colohuincul, del extremo sudoccidental del Lago Curruhué Grande, indican una edad de 714 ± 10 Ma (Parica, 1986), en tanto que Dalla Salda *et al.* (1991a) informaron una edad radiométrica Rb/Sr sobre roca total de 860 ± 30 Ma para los afloramientos del Complejo Colohuincul ubicados en las cercanías de San Martín de los Andes y asociados al principal evento metamórfico; mientras que para la zona de Bariloche también se obtuvo una edad Rb/Sr de 727 ± 48 Ma (Dalla Salda *et al.*, 1991b). Sin embargo, dataciones más recientes revelan edades más modernas que corresponden al Paleozoico. Una edad radiométrica Rb/Sr de 368 ± 9 Ma sobre roca total en migmatitas de San Martín de los Andes fue informada por Lucassen *et al.* (2004), en coincidencia con valores K/Ar obtenidos en migmatitas provenientes de las cercanías al lago Lolog que señalan una edad de 370 ± 8 Ma. (Varela *et al.*, 2005). A partir de una isócrona U-Pb sobre un gneis ubicado en los alrededores del Lago Lacar se obtuvo una edad de $393 \pm 3,3$ Ma (Godoy *et al.*, 2008). Por último, Escosteguy y Franchi (2010) mencionan que la variabilidad de los resultados obtenidos (Precámbrico superior-Devónico) indica que en la actualidad no es posible asignar fehacientemente una antigüedad a este complejo.

Observaciones: González Bonorino (1979) menciona que rocas de diferentes grados de metamorfismo han sido reconocidas en la Cordillera Norpatagónica sobre territorio argentino y chileno y homologa la Formación Colohuincul con la Formación Panguipulli mapeada en la zona de los lagos Panguipulli y Riñihue (Aguirre y Levi, 1964; González Bonorino, 1970; Thiele *et al.*, 1976). La faja ígnea metamórfica del Complejo COLOHUINCUL y los granitoides asociados según Dalla Salda *et al.* (1992a, b) pueden representar un remanente de la corteza proterozoica de edad Grenville intruida durante el Proterozoico tardío- Cámbrico.

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Aguirre (L.) y Levi (B.), 1964; Dalla Salda (L.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1991a.; Dalla Salda (L.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1991b.; Dalla Salda (L.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1992a; Dalla Salda (L.), Dalziel (I.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1992b; Dalla Salda (L.), Varela (R.) y Cingolani (C.), 1999; Digregorio (J.H.) y Uliana (M.A.), 1980; Escosteguy (L.) y Franchi (M.), 2010; Gargiulo (M.F.), 2005, 2006; Godoy (E.), Francisco (H.) y Fanning (M.), 2008; González Bonorino (F.), 1970, 1979; González Díaz (E.F.), 1982; Lizuain (A.), 1999; Lucassen (F.), Trumbull (R.), Franz, (G.), Creixell (C.), Vásquez (P.), Romer (R.L.) y Figueroa (O.), 2004; Parica (C.) 1986; Ravazzoli (I.) y Sesana (F.), 1977; Thiele (R.), Hervé (F.) y Parada (M.A.), 1976; Turner (J.C.M.), 1965a, b; 1973; Varela (R.), Basei (M.), Cingolani (C.), Siga Jr. (O.) y Passarelli (C.R.), 2005; Vattuone de Ponti (M.E.), 1990; Volkheimer (W.), 1964.

COPO (Formación...).....**Wenlockiano sup. - Lochkoviano sup.**

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26°20' lat. S y 63°20' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (lat. 26° 20' S y long. 63° 20' O), (Padula *et al.*, 1967; Russo *et al.*, 1979).

Descripción original: "The Copo Formation (n. nov.) [defined in subsurface] consists of dark grey to black, fissile, bituminous shales, which are fossiliferous in the upper half.."

Descripción: La formación está constituida por arcilitas gris oscuras a verdosas, piritíferas, finamente laminadas. En la parte superior intercala delgados niveles de limolitas y areniscas cuarcíticas silicificadas, grises y oscuras. Lateralmente y en dirección al borde sudoriental del campo geosinclinal hay un pasaje a limolitas gruesas y areniscas cuarcíticas finas (Cuerda y Baldis, 1971; Pöthe de Baldis, 1971, 1974; Russo *et al.*, 1979; Aceñolaza *et al.*, 1999)

Espesor: Su espesor varía entre 200 y 350 m (ver Pöthe de Baldis, 1971, 1974; Russo *et al.*, 1979; Grahn, 2003; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Relaciones estratigráficas: En Santiago del Estero, en el Pozo Árbol Blanco y El Caburé, la formación suprayace a la Formación Zapla (Silúrico). En el primer Pozo está cubierta por sedimentitas permo-carboníferas, mientras que la Formación CABURÉ (véase) la tapiza, en concordancia, tanto en el Pozo El Caburé como en el Pozo Puesto El Tigre x-1, en el este de Salta (Padula *et al.*, 1967; Russo *et al.*, 1979; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Extensión geográfica: Es reconocida tanto en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta, como en la Planicie Chaco-Pampeana, en la provincia de Santiago del Estero (Padula *et al.*, 1967; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Paleontología y edad: El microplancton estudiado por Pöthe de Baldis (1971) en el Pozo Árbol Blanco sugiere una edad ludloviana, para la sección inferior de la formación. Rubinstein (1995) cita ocho especies endémicas para la misma y propone una edad algo más antigua para la asociación (Wenlockiano tardío). La formación aparece completa en el Pozo El Caburé, donde la sección superior de la unidad cuenta con las especies *Metacryphaeus* sp. y *Australocoelia tourteloti* entre otros restos de invertebrados que sugieren una edad devónica temprana (Cuerda y Baldis, 1971; Russo *et al.*, 1979). Grahn (2003) describe una asociación de quitinozoos, en la parte alta de la formación, de este mismo pozo, con especies diagnósticas como *Angochitina* sp., *Fungochitina kosovensis?* Paris y Kriz, *Angochitina* aff. *A. filosa* Eisenack, *Ancyrochitina* n. sp. A, *Plectochitina?* sp., *Ancyrochitina* sp. y *Cingulochitina* aff. *C. serrata* (Taugourdeau y de Jekhowsky), las cuales indicarían una edad ludloviana a pridoliana temprana (Grahn, 2003, 2006 p. 519, fig. 8). Este rango etario se corresponde con la Formación Kirusillas en Bolivia y parcialmente con la Formación Lipeón en Argentina (ver Cuerda y Baldis, 1971; Grahn, 2003; Rubinstein y Toro, 2006; Rubinstein y de la Puente, 2008). La asociación PET1, en el Pozo Puesto El Tigre x-1, sugiere una edad lochkoviana tardía para la parte alta de la formación (Noetinger y di Pasquo, 2013).

Observaciones: Antelo (1978) correlaciona a la Formación Copo con la Formación Lipeón (Silúrico) y con la parte inferior de la formación MICHICOLA (véase), sin embargo, la ubicación estratigráfica de la última, entre la formación RINCÓN (véase) de un rango etario que va del Pragiano al Givetiano y la formación TONONO (véase) de edad emsiana a frasniana, sugiere una edad bastante más joven para la Formación MICHICOLA.

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y Garcia (G.), 1999; Antelo Perez (B.), 1978; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Grahn (Y.), 2003, 2006; Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Pöthe de Baldis (E.D.), 1971, 1974; Rubinstein (C.V.), 1995; Rubinstein (C.V.) y Toro (B.A.), 2006; Rubinstein (C.V.) y de la Puente (G.S.), 2008; Russo (A.), Ferello (R.) y Chebli (G.), 1979.

CORRALITO (Formación...).....**Silúrico - Devónico**

(Sierra de la Invernada, Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. 30°45'-31° lat. S y 69° long. O)

FURQUE (G.), CUERDA (A. J.), CABALLÉ (M. F.) y ALFARO (M.), 1990. El Ordovícico de la Sierra de la Invernada y su fauna de graptolitos - San Juan. *Revista del Museo de La Plata (Paleontología)*, 9, p. 160.

Localidad tipo: Quebrada Vallecito, al sudoeste del puesto de Ciénaga de Gualilán, Sierra de la Invernada (Furque *et al.*, 1990).

Descripción original: “Está constituida esencialmente por lutitas gris oscuras, con alternancia de estratos de wackes de tono verde claro. Se destacan en esta unidad la presencia de numerosos y grandes bloques de calizas. No se han localizado restos fósiles en la secuencia que posibiliten establecer su edad, aunque atendiendo al contexto geológico-regional, se ha ubicado tentativamente a esta Formación en el Ordovícico medio-superior”.

Descripción: Furque y Caballé (1990) al describir la sucesión de la Sierra de La Invernada en las quebradas del Agua del Medio y El Salto, incluyen los depósitos de olistostroma de la “Formación Corralito” como parte de la Formación PUNTA NEGRA (véase), interpretando a los bloques alóctonos de calizas como de origen tectónico, al igual que el contacto entre las formaciones PUNTA NEGRA y Sierra de la Invernada, del Ordovícico.

Pittaluga *et al.* (1997) describen litoestratigráficamente a la Formación Corralito en el sector norte de la Sierra de la Invernada, distinguiendo seis litofacies: A) Pelitas, B) Arenicas, C) Conglomerados, D) Brechas carbonáticas, E) Olistolitos y depósitos de desmoronamiento, F) Grainstones. El análisis litofacial sugiere un mecanismo de sedimentación donde actuaron procesos predominantemente gravitacionales, en una zona de talud, con abanicos turbidíticos. Reconocen una sucesión olistostrómica que asignan al Silúrico en base a su fauna marina y una sucesión olistostrómica que atribuyen a la Formación PUNTA NEGRA por la presencia de restos de plantas. Indican que el contacto entre ambos depósitos de olistostromas es por falla.

Según Peralta (2013), la Formación Corralito incluye depósitos resedimentados, (alóctonos) del Cámbrico?, Ordovícico, Silúrico y Devónico Inferior, tratándose de una única unidad olistostrómica y no dos como es interpretado por Pittaluga *et al.* (1997), con polaridad de la sucesión hacia el oeste, por su relación estratigráfica con la infrayacente Formación PUNTA NEGRA. Litológicamente, se caracteriza por una conspicua mezcla de depósitos siliciclásticos resedimentados, entre los que se observan inmersos bloques alóctonos (olistolitos) de variados tamaños y composición carbonática y mixta, cuya composición lito y bioestratigráfica indica procedencia de unidades indeterminadas del Cámbrico? y de la Formación San Juan. La trama siliciclástica, de coloración verdosa y morada, está dominada por depósitos pelíticos, heterolíticos y en menor grado psefíticos, en general afectados por deformación sinsedimentaria

El material pelítico-arenoso de la matriz se encuentra en general meteorizado, con mineralización secundaria de limonita, que le otorga coloraciones rojizas a pardo amarillentas en afloramiento. Los olistolitos carbonáticos y psefíticos se presentan en general orientados en la dirección general del rumbo N-S de la estructura regional, destacándose por formar importantes resaltos topográficos debido a su mayor resistencia a la erosión que el material sedimentario hospedante, exhibiendo algunos de ellos plegamiento interno. Están compuestos por calizas negras tipo “mudstones” y pelitas negras intercaladas, similares a las descritas para la Formación LOS SOMBREROS (véase) en la Sierra del Tontal (Cuerda *et al.*, 1983).

Espesor: Promedio de 250 m, llegando a superar los 300 m al sur del Río San Juan (Peralta, 2013).

Relaciones estratigráficas: Sobreyace en relación erosiva (paraconcordancia), a la Formación PUNTA NEGRA (véase), desconociéndose su techo debido a la relación por falla inversa (Corrimiento La Invernada) con la Formación Sierra de La Invernada (Peralta, 2013)

Extensión geográfica: Aflora en el flanco oriental de la Sierra de la Invernada, en la Precordillera Central de San Juan, desde el área de Gualilán hasta el sur del río San Juan, con una extensión aproximada de 7 km de largo por 5 km de ancho (Pittaluga *et al.*, 1997; Peralta, 2013)

Paleontología y edad: Los depósitos de olistostroma o “mélange” sedimentaria que constituyen la Formación Corralito, fueron asignados originariamente al Ordovícico (Furque *et al.*, 1990) y posteriormente al Silúrico y/o Devónico (Pittaluga *et al.*, 1997) Una fauna compuesta por trilobites dalmanítidos, corales solitarios rugosas tipo *Zaphrentis*, *Leptaena argentina* e icnogéneros como *Zoophycos* y *Chondrites*, presente exclusivamente en el tramo superior de uno de los perfiles, fue asignada al Silúrico, mientras que en los tramos inferiores de los perfiles se observaron briznas vegetales que sugieren una edad devónica, coetánea a la Formación PUNTA NEGRA (Pittaluga *et al.*, 1997). De acuerdo a Peralta (2013), los restos fósiles indican procedencia de unidades mayormente del Silúrico (formaciones La Chilca y LOS ESPEJOS, véase) y Devónico Inferior-Medio? (formaciones TALACASTO y PUNTA NEGRA, véanse).

Según Peralta (2013), considerando la relación paraconcordante de la Formación LOS SOMBREROS (ex Formación Corralito) con su infrayacente Formación PUNTA NEGRA, como así también la naturaleza lítica de sus componentes alóctonos y su contenido fosilífero, la edad de la Formación LOS SOMBREROS (ex Formación Corralito) (véase) puede interpretarse como devónica, post-Formación PUNTA NEGRA, cuya edad ha sido restringida al Pragiano tardío-Emsiano (García Muro *et al.*, 2018). Asimismo, Peralta (2013) estima una edad mínima pre-carbonífera para la Formación LOS SOMBREROS, dado que no observa evidencias de relación con las unidades neopaleozoicas.

Observaciones: Los depósitos de olistostroma que componen la Formación Corralito, son reasignados por Peralta (2013), de acuerdo con el Código Argentino de Estratigrafía editado por el Comité Argentino de Estratigrafía (1992), a la Formación LOS SOMBREROS (Cuerda *et al.*, 1983; Banchig y Bordonaro, 1994) reinterpretada por Peralta (2005a) y Peralta *et al.* (2008).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Banchig (A.L.) y Bordonaro (O.L.), 1994; Cuerda (A.J.), Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1983; Furque (G.) y Caballé (M.F.), 1990; Furque (G.), Cuerda (A. J.), Caballé (M. F.) y Alfaro (M.), 1990; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.), Rustán (J.J.) y Steemans (P.), 2018; Peralta (S.H.), 2005a, 2013; Peralta (S.H.), Chávez (I.J.), Cuadra (I.) y Ortiz (M.), 2008; Pittaluga (A.), Banchig (A.L.) y Bordonaro (O.L.), 1997.

CORTADERAS (Formación...; facies.....).....Ordovícico

(Precordillera de Mendoza, 32°05'-32° 25' lat. S y 69°02'-69°10' long. O)

HARRINGTON H.J. (1971). Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114, p. 24-25.

CUCCHI R.J. (1972). Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 271 (2), p. 242-243.

Observaciones: El Grupo VILLAVICENCIO (véase), propuesto por Harrington (1971), incluyó la “facies Cortadera”. Este autor propuso varias alternativas respecto a la edad del grupo, tales como que todo el conjunto fuera del Devónico o del Precámbrico y los afloramientos orientales del grupo del Ordovícico. Por su parte Cucchi (1972) lleva a la facies Cortadera al rango de Formación Cortaderas y la asigna al Precámbrico o Paleozoico inferior indiferenciado. Posteriormente, Bordonaro y Banchig (1996) reinterpretaron a la formación como olistolitos que alternan con paquetes calcáreos fosilíferos de la Formación ALOJAMIENTO (véase). Por su parte, Bordonaro *et al.* (1999), la consideraron como un equivalente temporal metamorfozado de las unidades ordovícicas silicoclásticas del talud precordillerano. Teniendo en cuenta la intensa perturbación tectonometamórfica

sobreimpuesta, estos autores interpretan que es difícil discernir si se trata de un olistostroma tectonizado o repeticiones tectónicas entre las calizas de la Formación ALOJAMIENTO.

(M.S. BERESI)

Referencias: Bordonaro (O.L.) y Banchig (A.), 1996; Bordonaro (O.L.), Banchig (A.) y Arroqui Langer (A.), 1999; Cucchi (R.), 1972; Harrington (H.J.) 1971.

CUSHAMEN (Formación...; Metamorfitas...).....Devónico? - pre Triásico sup.?

(Patagonia Extraandina, Macizo Norpatagónico, aprox. 41°30'-42°30' lat. S y 69°30'-71° long. O)

VOLKHEIMER (W.), 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19(2), p. 88-91.

Localidad tipo: Volkheimer (1964) dio el nombre formacional a esta unidad, pero no identificó formalmente una localidad tipo. En su trabajo le atribuyó una disposición areal que abarca los afloramientos de rocas que se observan a 7 km al este de la confluencia de los arroyos Ñorquinco y Cushamen, extendiéndose hacia el este hasta el puesto Demetrio Miranda, hacia el sudeste hasta las proximidades de La Angostura y hacia el sur hasta cercanías de la Cruz Negra. El mismo autor menciona que también se observan afloramientos en el valle del Río Chubut y en el Cerro de La Rinconada.

Descripción original: Según Volkheimer (1964, p. 88-91) la unidad está formada por "micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas, en parte filíticas y micáceas. En algunas zonas dichos depósitos han sido migmatizados....Las facies de las ectinitas de la Formación Cushamen permiten reconocer dos secuencias: la arcillosa o (pelítica) y la silíceas (o arenácea).....La migmatización de amplias partes de la Formación Cushamen se produjo durante la intrusión de la Tonalita El Platero.....La gran masa de las migmatitas está constituida por embreyitas (según Jung y Roqués, migmatitas homogéneas con textura cristalofílica bien conservada)".

Descripción: Sesana (1968) en su descripción sobre las rocas aflorantes en Río Chico las incluye en la Formación Cushamen. Posteriormente en la misma zona, Ravazzoli y Sesana (1977) denominaron Formación Mamil Choique a las tonalitas, granodioritas y granitos asociados a ectinitas y migmatitas (Formación Cushamen). Proserpio (1978) describe elementos que se corresponden con los de la Formación Cushamen, pero separa las migmatitas de la Formación Cushamen y las incorpora a la Formación Mamil Choique, de edad más joven, bajo el enfoque de que si las migmatitas se formaron a partir de las ectinitas por intrusión de la Formación Mamil Choique, aquellas deberían tener una edad que se corresponda con la de las inyecciones. Dalla Salda *et al.* (1990a, b) redefinen unidades, incorporando las migmatitas heterogéneas a las Metamorfitas Cushamen y las migmatitas homogéneas a los Granitoides Mamil Choique. Dalla Salda *et al.* (1994) acuñan la denominación Complejo Río Chico que incluye a las Metamorfitas Cushamen y Granitoides Mamil Choique, segregando de este grupo a granitos de menor antigüedad que denominaron Granito Viuda de Gallo y Granito La Pintada. En Río Chico las Metamorfitas Cushamen están integradas por esquistos, gneises y algunas cuarcitas micáceas que provienen de un protolito (pelitas, grauvacas y escasas areniscas cuarzosas) sometido a procesos metamórficos progresivos de alta temperatura y presión media (Dalla Salda *et al.*, 1999). Según Giacosa *et al.* (2004) las rocas que Volkheimer y Lage (1981) mapearon como ectinitas incluyen más de un 30 % de granitoides y pegmatitas graníticas foliadas hasta ortogneises graníticos-tonalíticos por lo cual consideran que no se trataría de una facies migmatítica de la unidad.

Relaciones estratigráficas: Está intruída por la Tonalita del Platero, reconocida posteriormente por Volkheimer y Lage (1981) como Formación El Platero, cuya edad fue atribuida al Paleozoico inferior - pre Pérmico. En las proximidades de la Cruz Negra y La Angostura, la Formación Cushamen está inyectada por cuarzo y feldespato, cubierta en forma

discordante por la Serie Andesítica Extraandina, por el Colloncurensis, por la Serie de El Mirador y por la Formación Choiquepal y en las cercanías de la calera de José Esparza por basaltos del Cuaternario (Volkheimer, 1964).

Extensión geográfica: Se presenta en el borde sudoccidental del Macizo Norpatagónico, en la zona de transición con el sector oriental de la faja de deformación andina, con afloramientos en el Río Limay, Cushamen, Río Chico y Gastre. Unidad reconocida originalmente por Volkheimer (1964) para denominar a las metasedimentitas precámbricas que afloran en la Patagonia Extraandina, en el noroeste de la provincia de Chubut.

Edad: La Formación Cushamen fue asignada al Precámbrico por Volkheimer (1964) y posteriormente Volkheimer y Lage (1981) le asignan una edad comprendida entre el Precámbrico y el Paleozoico temprano. La edad del basamento ígneo metamórfico, que en el Macizo Norpatagónico reúne a la Formación Cushamen, Formación Mamil Choique y Tonalita del Platero, y en la Cordillera Norpatagónica al Complejo COLOHUINCUL (véase), Formación Huechulafquén y Tonalita San Martín de los Andes, según los diferentes autores, ha sido discutida durante décadas debido a la complejidad del marco tectonotérmico. La Formación Cushamen fue datada por Linares *et al.* (1985) en 626 ± 42 Ma, en afloramientos ubicados al suroeste de Piedra del Águila. Linares *et al.* (1997) informaron para las metamorfitas de la Formación Cushamen, expuestas en las proximidades de Río Chico, una edad Rb/Sr de 707 ± 18 Ma. Según Ostera *et al.* (2001) el evento metamórfico principal asociado a la Formación Cushamen tendría una edad devónica temprana-media. Varela *et al.* (2005) a partir de dataciones K-Ar en concentrados de biotita y moscovita informan una edad de 180 Ma para ectinitas de la zona de Río Chico, una edad de 254 Ma en micaesquistos expuestos al sur del Río Limay y otra de 322 Ma en un esquisto al norte del Río Limay. En los esquistos aflorantes en Cañadón Angostura de Río Chico, Varela *et al.* (2005) señalan efectos de rejuvenecimiento en edades K/Ar de minerales de rocas de basamento (187 Ma y 169 Ma), infiriendo su relación con el magmatismo jurásico de las Sierras de Mamil Choique. Según estos autores, los afloramientos del basamento cristalino de la Cordillera Norpatagónica y Macizo Norpatagónico, asignados previamente al Precámbrico - Paleozoico inferior, sólo pueden ser datados con certeza como anteriores al Triásico Superior, de acuerdo a los estudios de la flora fósil (Kokogian *et al.*, 1999) y a la edad de la cubierta volcano-sedimentaria que la sobreyace (Rapela *et al.*, 1996), lo que es coincidente con la edad de los cuerpos plutónicos no deformados que intersectan las metamorfitas, asignados al Pérmico superior (Pankhurst *et al.*, 1992).

Observaciones: En el sector extrandino, las Metamorfitas CUSHAMEN junto al Granitoide Mamil Choique forman la faja oriental del basamento pre-Carbonífero del noroeste de la Patagonia septentrional, representado en la Cordillera Norpatagónica por el Complejo COLOHUINCUL y granitoides asociados (Dalla Salda *et al.*, 1999). El estudio de estos afloramientos ha permitido la interpretación del origen de la corteza en una parte del sudoeste de Gondwana durante el Precámbrico superior - Paleozoico inferior-medio. La faja oriental del terreno ígneo-metamórfico ha sido relacionada con el orógeno Famatiniano por lo que algunos autores han propuesto su continuidad en la Sierras Pampeanas (Dalla Salda, 1992a, b; 1994), mientras que la faja occidental según Dalla Salda *et al.* (1992a, b) puede representar un remanente de la corteza de edad Grenville, intruida por granitoides en su margen continental activo durante el Proterozoico superior - Cámbrico.

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Dalla Salda (L.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1990a, b, 1992a; Dalla Salda (L.), Dalziel (I.), Cingolani (C.) y Varela (R.), 1992b; Dalla Salda (L.), Cingolani (C.), Varela (R.) y Aragón (E.), 1994; Dalla Salda (L.), Varela (R.) y Cingolani (C.), 1999; Giacosa (R.), Márquez (M.), Nillni (A.), Fernández (M.), Fracchia (D.), Parisi (C.), Afonso (J.), Paredes (J.) y Sciotto (J.), 2004; Kokogian (D.A.), Spalletti (L.), Morel (E.), Artabe (A.), Martínez (R.N.), Alcober, (O.A.), Milana (J.P.), Zavattieri (A.M.) y Papú (O.H.), 1999; Linares (E.), Cagnoni (M.), do Campo (M.) y Ostera (H.), 1985; Linares (E.), Haller (M.J.), Ostera (H.A.), Cagnoni (M.C.) y Galante (G.), 1997; Ostera (H.), Linares (E.), Haller (M.), Cagnoni (M.) y López de Luchi (M.), 2001; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Caminos (R.), Llambías (E.) y Parica (C.), 1992; Proserpio (C.A.), 1978; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Llambías (E.J.), Labudía (C.) y Artabe

(A.), 1996; Ravazzoli (I.) y Sesana (F.), 1977; Sesana (F.L.), 1968; Varela (R.), Basei (M.), Cingolani (C.A.), Siga Jr. R. (O.) y Passarelli (C.R.), 2005; Volkheimer, (W.), 1964; Volkheimer (W.) y Lage (J.), 1981.

D

DEVONO-CARBONIFEROUS (... Series)Devónico - Carbonífero

(Isla Gran Malvina, 51°49'31,91"-51°57'2,79" lat. S y 60°28'18.64"-60°5'20,29" long. O)

Observaciones: Baker (1924) reconoció dos divisiones amplias en las rocas de las Islas, separando a la secuencia mayor en cuatro unidades, sin darle un nombre formal, identificándolas como Devono-Carboniferous Series, más tarde, Greenway (1972) utilizó el nombre informal de DEVONO-CARBONIFEROUS Group (véase). Las rocas que integran el DEVONO-CARBONIFEROUS Group son posteriormente incorporadas en el Grupo GRAN MALVINA (véase), el que es formalizado por Borrello (1972).

(N.J. URIZ)

Referencias: Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1972, Greenway (M.E.), 1972.

DEVONO-CARBONIFEROUS (... Group)Devónico - Carbonífero

(Isla Gran Malvina, 51°49'31,91"-51°57'2,79" lat. S y 60°28'18.64"-60°5'20,29" long. O)

GREENWAY (M.E.), 1972. The Geology of the Falkland Islands. British Antarctic Survey. Scientific Report, 76, p. 12.

Descripción original: "Baker (1924) called these rocks the Devono-Carboniferous Series and divided them into four units, in ascending stratigraphical order the Ports Stephens Beds, Fox Bay Beds, Port Philomel Beds and Port Stanley Beds. This succession is now referred to as the Devono-Carboniferous Group and on the air photographs only three main lithostratigraphical divisions can be recognized, the Port Philomel Beds being grouped with the Fox Bay Beds".

Observaciones: El Devono-Carboniferous Group, previamente conocido como DEVONO-CARBONIFEROUS Series (véase), pasa a integrar el Grupo GRAN MALVINA (véase) cuya denominación formal corresponde a Borrello (1972).

(N.J. URIZ)

Referencias: Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1972; Greenway (M.E.), 1972.

E

EAST BAY (... Member; Miembro ...).....Devónico inf.

(Isla Gran Malvina, 52°1'24,97" lat. S y 60°14'56,94" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 26-27.

Localidad tipo: En la bahía homónima, cerca de Strawberry Hill, Isla Gran Malvina.

Descripción original: "The East Bay Member is mostly composed of fine to medium-grained sandstones, with some siltstones and mudstones... The East Bay Member is a newly recognised topmost subdivision of the Fox Bay Formation. The name is derived from East Bay, the type area....The East Bay Member is distinguished from the underlying main development of the Fox Bay Formation by the dominance of fine to medium-grained sandstones over finer-grained lithologies, the common occurrence of cross-lamination and cross-bedding and the absence of hummocky cross-stratification. The East Bay Member tends to form somewhat more hilly ground than the Fox Bay Formation, from which it is separated by a negative break of slope. Like the overlying Port Philomel Formation, the East Bay Member is characterised by varied bedforms, including lamination in sandstones and finer-grained lithologies, cross-lamination and ripple marks, cross-bedding in trough, wedge-shaped and tabular forms, and channel fills. Trough cross-sets up to three metres across are usual. However, the range of rock-types seen in this member is similar to the underlying part of the Fox Bay Formation. In particular the sandstones tend to resemble those in the Fox Bay Formation more closely in colour, texture and mineral composition than those in the Port Philomel Formation. However, no black shales are seen in the East Bay Member".

Espesor: Alcanzaría los 250 metros.

Relaciones estratigráficas: Se reconoce a esta unidad como una secuencia transicional entre la sección inferior-media de la Formación FOX BAY (véase) y la sobreyacente Formación PORT PHILOMEL (véase).

Extensión geográfica: Comprende una amplia región de la Isla Gran Malvina, en el área norte y noreste de la localidad de Fox Bay, extendiéndose a la región de Coast Ridge. Secciones de referencia se presentan en la costa de East Bay hasta Rees Harbour; la costa de Brown Harbour desde Rose Bowl Point hasta Reserve Island Point y hacia el norte Tussac Point hasta Spring Point.

Paleontología y edad: Se encuentran esporádicamente fósiles de invertebrados marinos, especialmente de braquiópodos, como los registrados en el área de Spring Point (Clarke, 1913). No se han encontrado trilobites en este miembro, como así tampoco restos de plantas. Se registra bioturbación en algunas capas, particularmente en aquellas de características litológicas fangosas a limolíticas, y ocasionalmente en arenas (Aldiss y Edwards, 1999).

La edad asignada para esta sección por su contenido fosilífero es Devónico temprano.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Clarke (J.M.), 1913; Lott (G.K.), 1999.

EL FUERTE (Formación...).....**Devónico inf.**

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 30°20' lat. S y 68°37' long. O)

FURQUE (G.), 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c, Jáchal. Provincia de San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, pp. 35-37.

Localidad tipo: Faldeo occidental del Cerro El Fuerte (Furque, 1979).

Descripción original: "Se da esta denominación al conjunto de sedimentitas que se extienden en el faldeo occidental del Cerro El Fuerte. Fueron estudiadas por Bodenbender (1896), Stappenbeck (1910) y posteriormente por Keidel (1921) y Braccini (1946), aunque sin abundar en mayores detalles e incorporando solamente el hallazgo de nuevos fósiles ... Sus estratos están constituidos por areniscas finas compactas, areniscas calcáreas y lutitas grises a grises verdosas. Predomina la granometría arenosa y los colores verdosos".

Espesor: El espesor aproximado es de 200 m.

Relaciones estratigráficas: No son indicadas por Furque (1979). Véase Formación TALACASTO.

Extensión geográfica: Faldeo occidental de los cerros El Fuerte (Cerro del Fuerte) y Viejo, extendiéndose desde el puesto del cerro El Fuerte hacia el norte hasta la latitud de la Quebrada La Pareja, en el extremo sur del Cerro Viejo (Furque, 1979).

Paleontología y edad: Furque (1979) citando a otros autores, incluye la siguiente lista de fósiles hallados en los niveles superiores: *Spirifer antarcticus* (M. et Sh), *Vitulina pustulosa* (Hall), *Leptoceelia flabellites* (Conrad.), *Schuchertella tenuis* (M. y Sh.), *Chonetes falklandicus* (M. y Sh.) y *Spirifer orbignii* (Kayser) señalando que sin duda corresponden al Devónico temprano. El hallazgo de asociaciones palinológicas (acritarcos, quitinozoos y mioesporas) en el Cerro del Fuerte, permiten asignar un rango de edad que se extiende desde el Lochkoviano tardío, para la base de la unidad, hasta probablemente el Emsiano, 112 m por encima de la misma (Le Hérisse *et al.*, 1997). Entre los palinomorfos indicadores de esta edad pueden mencionarse los acritarcos *Demorhethium lappaceum* Loeblich y Wicander, *Pterospermopsis carminae* Cramer y *Schizocystia pilosa* Jardiné *et al.*; los quitinozoos *Urochitina lobo* Volkheimer *et al.*, *Ramochitina aff. ramosi* Sommer y Van Boeckel y *Aremochitina aff. panzuda* (Cramer) Díez y Cramer y las esporas *Dibolisporites echinaceus* (Eisenack) Richardson emend. McGregor, *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor y *Acinosporites lindlarensis* Riegel.

Observaciones: La denominación de Formación El Fuerte para afloramientos devónicos de la Precordillera no fue posteriormente utilizada en la literatura, cayendo en desuso. Los depósitos que constituyen esta unidad quedan incluidos dentro de la Formación TALACASTO (véase). Por otra parte, Kaasschieter (1965) denominó Formación El Fuerte a calizas algo arenosas, en parte dolomíticas, que afloran en el cerro homónimo, situado al sur de San Antonio Oeste, sobre la costa atlántica, de edad daniana. Al ser el nombre de la Formación El Fuerte (Furque, 1979) idéntico a un nombre anterior (Kaasschieter, 1965), es inválido de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992, Art. 34.13).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Bodenbender (G.), 1896; Braccacini (O.I.), 1946; Furque (G.), 1979; Kaasschieter (J.P.H.), 1965; Keidel (J.), 1921; Le Hérisse (A.), Rubinstein (C.R.) y Steemans (P.), 1997; Stappenbeck (R.), 1910.

EL PLANCHÓN (Formación...)..... Viseano medio - sup.

(*Precordillera Occidental de San Juan, Oeste de Sierras del Tigre-Tontal, río San Juan, quebradas Del Salto y Del Tigre, aprox. 31°20'-30°50' lat. S y 69°10'-69°30' long. O.*)

QUARTINO (B.J.), ZARDINI (R.A.) y AMOS (A.), 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Monografía 1*, p. 29.

SESSAREGO (H.), 1984. La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación Del Salto, río San Juan, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4), p. 496.

MILANA (J.P.) y DI PASQUO (M.) 2019. New chronostratigraphy for a lower to upper Carboniferous strike-slip basin of W-Precordillera (Argentina): Paleogeographic, tectonic and glacial importance. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 8-14.

Localidad y sección o área tipo: Según Quartino *et al.* (1971), la unidad aflora típicamente en la quebrada Del Salto o del Km 114, al sur del camino Calingasta-San Juan y en la quebrada frente al Km 117 por debajo del Conglomerado del Ratón (= Formación El Ratón), del Carbonífero Inferior.

Descripción original: La unidad fue definida como un “conjunto muy homogéneo de ritmitas de color verde oscuro a pardo morado, compuesto por la alternancia de limolitas verde oscuras a moradas y areniscas gris verdosas compactas, finamente estratificadas en bancos de 5 a 7 cm de espesor; ocasionalmente se alternan con areniscas compactas de 25 cm de espesor muy continuos y constantes en espesor. Ambas rocas que componen la sucesión aflorante se meteorizan, las areniscas [lo hacen] en prismas mas o menos regulares de 3 a 7 cm de lado, y las limolitas en fragmentos menores y astillosos. En las areniscas gruesas fue hallado un banco de 5 cm de espesor con gránulos de basalto y un clasto lentiforme de basalto de 30 cm de diámetro”.

Descripción: En su definición original, Quartino *et al.* (1971) consideraron a la Formación El Planchón como una única unidad devónica para el Paleozoico del área Calingasta-Villa Nueva, sin discriminar otras unidades del mismo período, pertenecientes al Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO (véase). A la vez, estos autores definieron a la Formación El Planchón como el conjunto de ritmitas, atribuyendo al conglomerado verde-morado a la Formación Del Salto, del Pérmico Inferior (Quartino *et al.*, 1971) o del Pennsylvaniano (Bashkiriano) (Milana y di Pasquo, 2019). Más tarde, estos conglomerados fueron excluidos de la Formación Del Salto y ubicados en la base de la Formación El Planchón (Sessarego, 1984). Finalmente, Milana y di Pasquo (2019) consideraron al conglomerado verde-morado dentro de la Formación CHURUPATI (véase) del Carbonífero (Serpukhoviano temprano).

La unidad (*sensu* Quartino *et al.*, 1971) fue redefinida por Sessarego (1988, inédito en Baldis y Peralta, 1999) quien la dividió en dos unidades: una inferior, para la que mantuvo la denominación de Formación El Planchón, y otra superior, que denominó Formación CODO (véase). A su vez, la Formación El Planchón fue subdividida en dos miembros: el Miembro del conglomerado verde-morado (inferior) y el Miembro de areniscas y pelitas grisáceas (superior) (Sessarego, 1984, 1988 inédito en Baldis y Peralta, 1999). El Miembro del conglomerado verde-morado está compuesto por conglomerados polimícticos clasto-sostenidos organizados y desorganizados, a los que se asocian turbiditas clásicas. En las psefitas predominan clastos de volcanitas básicas, areniscas y pelitas, sin participación de elementos metamórficos. El Miembro de areniscas y pelitas grisáceas se compone de pelitas a las que se asocian areniscas, en parte conglomerádicas. Las areniscas se presentan en bancos finos a medianos, consideradas como secuencias incompletas de Bouma, originadas por corrientes de baja densidad (Baldis y Peralta, 1999). En las pelitas correspondientes al miembro superior, Amenábar y di Pasquo (2008) identificaron grietas de sinéresis. Las autoras detallaron esa sección señalando que la misma se caracteriza por la alternancia de bancos tabulares poco potentes (de menos de 50 cm de espesor) de pelitas macizas o laminadas y areniscas con estructuras de corriente (estratificación cruzada planar, ondulitas simétricas). El patrón de las grietas permitió diferenciarlas de las grietas de desecación formadas bajo condiciones de exposición subaérea. En base a ello, las autoras sugirieron que las mismas se habrían formado en un paleoambiente marino somero.

Milana y di Pasquo (2019) redefinieron a la Formación El Planchón dividiéndola en tres miembros: Miembro inferior (115 m, lutitas oscuras y bancos delgados heterolíticos con *dropstones*), el Miembro medio (752 m, lutitas oscuras rítmicas a uniformes) y el Miembro Superior (heterolíticos de lecho medio, conglomerados finos y meso-*slumps*).

Espesor: Según Milana y di Pasquo (2019) la unidad posee 1465 m de espesor. Miembro superior: 115 m, Miembro medio: 752 m y Miembro superior: sin información sobre el espesor; aunque tomando en cuenta los metros totales de la unidad, se estima unos 598 m para este miembro.

Relaciones estratigráficas: La base de la unidad aflora únicamente al norte del río San Juan, en la quebrada del Tigre (Sessarego, 1988 inédito, en Baldis y Peralta, 1999, fig. 13). Al sur del río San Juan, la base de la unidad es desconocida dado que el miembro de areniscas y pelitas grisáceas está suprimido por fallas que lo ponen en contacto anormal con las formaciones Don Polo (Ordovícico) y El Ratón (Carbonífero Inferior) (Quartino *et al.*, 1971). En la confluencia de las quebradas del Salto y Del Alumbre, la unidad aparece en discordancia con la Formación Del Salto, del Pérmico inferior (Sessarego, 1984). Según Quartino *et al.* (1971), en la zona de Cerro Hornito, la unidad descansa en discordancia sobre la Formación HILARIO (véase), atribuida al Devónico. Quartino *et al.* (1971) y Sellés Martínez (1986) propusieron esquemas estratigráficos para las secuencias devónicas aflorantes en el curso del río San

Juan; sin embargo no aclararon cuáles eran las relaciones estratigráficas entre las formaciones El Planchón y CODO (véase).

Milana y di Pasquo (2019) consideraron que la unidad fue mapeada de manera incorrecta y que el contacto entre la Formación El Planchón y El Ratón fue considerado como una falla inversa (Kerlleñevich, 1969; Quartino et al., 1971). Esta interpretación fue adoptada en trabajos posteriores, manteniendo esa falla inversa entre el techo de la Formación El Ratón y la base de la Formación El Planchón. Los mencionados autores consideran que la unidad yace abruptamente sobre la Formación El Ratón y en su techo se encuentra, en una discordancia angular, la Formación CHURUPATÍ.

Extensión geográfica: Al sur del río San Juan y del camino Calingasta-San Juan, la unidad aflora en la quebrada Del Salto (o del Km 114), en la quebrada frente al Km 117 por debajo del Conglomerado del Ratón (= Formación El Ratón), del Carbonífero Inferior y más al sur, se extiende hasta la cuchilla del Anaranjado y al sur del cerro Hornito. También se reconoce al SO de la sierra de Cepeda o cabeceras de la quebrada de la Tina como continuación de la zona del cerro Hornito (Quartino et al., 1971). Al norte del río San Juan, pocos metros al este de la quebrada del Tigre y próximo a la desembocadura del río San Juan, se observan afloramientos correspondientes a la unidad (Sessarego, 1984). Los depósitos aflorantes entre las quebradas de los Km 117-119 del camino de San Juan-Calingasta también pertenecen a esta unidad (Sellés Martínez, 1986).

Según Milana y di Pasquo (2019) la sección tipo definida por Quartino et al. (1971) en la quebrada Del Salto solo incluye al miembro superior de facies heterolíticas, en tanto que los miembros inferior y medio no han sido caracterizados en la sección tipo. Para estos autores, la unidad aflora principalmente al sur del río San Juan, y unos pocos kilómetros al norte. No reconocen otros afloramientos en otras partes. La unidad presenta una importante variación lateral lo que hace que las facies reconocidas en el sur y en el norte sean diferentes. Asimismo, indican que la aparente ausencia de afloramientos hacia el norte del río San Juan parecería ser el resultado de una erosión significativa en la base del Formación CHURUPATÍ.

Paleontología y edad: Originalmente, la unidad fue atribuida al Devónico por Kerlleñevich (1967), quien informó la presencia de braquiópodos en las cercanías de la “confluencia de la quebrada de la Alumbraera (=quebrada Del Alumbre según Sessarego, 1984) con la Del Salto”. Respecto a los fósiles hallados por esta autora, Quartino et al. (1971, p. 30) señalaron que “lamentablemente y por la deficiente información descriptiva de la localidad en el trabajo precipitado, no ha sido posible localizar el yacimiento fosilífero; pero se estima probable que los fósiles siguientes comunicados por dicha autora correspondan a esta formación”. Asimismo, estos autores consideraron que el braquiópodo *Chonetes falklandicus* hallado por Kerlleñevich (1967) era indicador de un Devónico temprano a medio. Además, observaron semejanzas litológicas entre esta formación y otras unidades de Precordillera, en las que se registraron las mismas especies consignadas por Kerlleñevich (1967), y corroboraron que la unidad era de indudable edad devónica. Más tarde, Baldis y Peralta (1999) indicaron que la fauna hallada por Kerlleñevich (1967) correspondía a la parte superior, esencialmente pelítica, del Miembro de areniscas y pelitas grisáceas, en la quebrada Del Salto.

Asimismo, Sessarego et al. (1990) realizaron dataciones isotópicas de los diques que intruyeron a la Formación CODO (véase), pero no a esta unidad ni a la Formación El Ratón (Carbonífero Inferior). Los citados autores le atribuyeron a la Formación Codo una edad devónica media a tardía?, basada en la presencia de estos diques de edad viseana, en tanto que para la Formación El Planchón, carente de clastos atribuibles a esa fase intrusiva ácida, indicaron que esta tendría una antigüedad mayor que la de la Formación CODO.

Sessarego (1988, inédito, en Baldis y Peralta, 1999) propuso que las formaciones El Planchón y CODO (véase) son equivalentes laterales del Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO (véase), desconociéndose sus relaciones primarias, debido al tectonismo que afectó a dichas unidades.

Milana y di Pasquo (2019) analizaron el contenido palinológico del miembro medio de la unidad (los miembros inferior y superior resultaron estériles), reconociendo esporas, las cuales permitieron asignar a la unidad al Viseano tardío. Estos resultados les permitieron correlacionar a parte de la Formación El Planchón con la coetánea Formación CORTADERAS (Viseano tardío) por sus palinofloras semejantes y además porque ambas unidades muestran depósitos relacionados con la glaciación.

Observaciones nomenclaturales: Sessarego (1984) hace referencia a las distintas denominaciones, edades y orígenes que ha tenido el miembro del conglomerado verde morado, previo a ser considerado como miembro inferior de la Formación El Planchón. La unidad fue redefinida por Milana y di Pasquo (2019).

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amenábar (C.R.) y di Pasquo (M.), 2008; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Kerlleñevich (S.C.), 1967; Milana (J.P.) y di Pasquo (M.M.); 2019; Quartino (B.J.), Zardini (R.A.) y Amos (A.J.), 1971; Selles Martínez (J.), 1986; Sessarego (H.), 1984, 1988.

EL VOLCÁN (Complejo Ígneo...).....Devónico inf.

(Prov. San Luis, aprox. 33°10'-33°17' lat. S y 66°10'-66°17' long. O).

MOROSINI (A.), ORTIZ SUAREZ (A.), OTAMENDI (J.), PAGANO (D.S.) y RAMOS (G.), 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the Famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences* 73, p. 107.

Localidad tipo y distribución geográfica: Se ubica en el extremo suroccidental de la Sierra Grande de San Luis. Su localidad tipo es El Volcán (33°14' 55" lat. S y 66°11'45" long. O), y sus alrededores, incluyendo a la localidad de Potrero de los Funes, Las Chacras y Los Puquios.

Descripción original: "The EVP [El Volcán Pluton] is a plutonic massif with a roughly subcircular morphology, cropping out in the southern sector of the previously called La Escalerilla pluton. It extends from El Volcán in the east up to the reverse neogene faults lifts the Sierra de San Luis in the west, showing a tectonized magmatic contact with the LEP [La Escalerilla Pluton] (s.s.) in the north, whereas in the south it is rarely exposed due to the extensive sedimentary cover."

Descripción: El complejo ígneo El Volcán es un macizo plutónico (o plutón) con una morfología aproximadamente subcircular. Se extiende desde El Volcán en el este, donde intruye a esquistos del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.*, 1998), hasta las fallas neógenas que elevan la Sierra de San Luis en el oeste. Muestra un contacto magmático tectonizado con Granito LA ESCALERILLA (véase) en el norte, mientras que en el sur, no está expuesto debido a la extensa cubierta sedimentaria. Está compuesto de varias intrusiones, predominantemente graníticas, con mega-enclaves subordinados y diques de composiciones intermedias y máficas. Estos se pueden agrupar en: 1) un cuerpo mayor de monzogranito porfírico rico en biotita; 2) diques y pequeños cuerpos aislados de leucogranitos de dos micas, 3) mega-enclaves de monzodioritas y tonalitas ricas en anfíbol, y 4) escasos diques aislados de sienitas que contienen clinopiroxeno y anfíbol (Morosini *et al.*, 2017).

La facies monzogranítica principal carece de una fuerte deformación post-magmática. Sin embargo, localmente puede reconocerse deformación subsólida tanto en los márgenes como en los sectores internos a lo largo de cizallas dúctiles discretas. Es común la presencia de enclaves microgranulares máficos cuarzo-dioríticos de hasta 50 cm, y cuerpos aislados de composición sienítica, monzodiorítica y tonalítica. La facies monzogranítica principal presenta textura porfírica con fenocristales de feldespatos K en una matriz de grano fino a medio. Esta facies está compuesta principalmente por microclino, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina: An26-44), biotita (serie annita-flogopita) y muscovita (fengita) en orden de abundancia. Circón, minerales del grupo del epidoto, apatita y titanita fueron reconocidos como minerales accesorios. Las fases secundarias están representadas por muscovita y minerales del grupo del epidoto. Los cristales de microclino miden hasta 8 cm de largo, mostrando localmente textura rapakivi. En las zonas de cizallamiento dúctil interno, los granos de microclino, biotita y muscovita están reorientados causando una foliación imperfecta. Los granos de cuarzo exhiben extinción ondulosa, láminas de deformación, subgrano y tendencia a la poligonización. Los cristales de plagioclasa están fuertemente alterados y reemplazados por epidoto y muscovita, muestran esporádicamente maclas curvas y microfracturas intracristalinas. La biotita está

presente como granos subhédricos, que incluyen cristales prístinos de circón (hasta 0,03 cm) y titanita.

La facies leucogranítica de dos micas está ampliamente distribuida en el sector oriental del complejo. Ocurre principalmente como diques y cuerpos pequeños intruidos en la facies monzogranítica principal y en las rocas de caja metamórfica. Los diques presentan espesores variables que van desde 10 cm hasta varios metros. Tienen rumbos ONO-ESE a NO-SE con inclinaciones predominantemente hacia NE. En las rocas metamórficas, los diques están emplazados con rumbos preferenciales N-S, siguiendo la foliación, aunque en algunos sectores la cortan. Tienen una fábrica de flujo dada por la acumulación de minerales (Bt, Ms y Grt) en bandas paralelas. Normalmente presenta textura de grano medio, pero varía localmente desde textura pegmatítica a aplítica. Se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa: An15-18), muscovita (fengita), biotita (serie annita- flogopita) y microclino, y, como accesorios, turmalina, minerales del grupo del granate, minerales del grupo de la apatita y circón. El cuarzo se produce como agregados xenomorfos policristalinos, desde 1 mm en aplitas hasta 3 mm en zonas con textura más gruesa. El microclino está presente como cristales anhédrales y como agregados policristalinos xenomórficos. La plagioclasa es algo más grande que otros minerales y está mayormente alterada a sericita. La muscovita forma granos subhedrales de 0,2 a 3 mm y la biotita es escasa y aparece como individuos subhedrales, normalmente con inclusiones de circón. La turmalina no se detectó en secciones delgadas, pero se reconoció en afloramientos.

Edad: La facies monzogranítica principal produce una edad de cristalización U/Pb SHRIMP en circón de 403 ± 6 Ma (Sims *et al.*, 1998), una edad de cristalización K/Ar en biotita de 397 ± 10 Ma (López de Luchi *et al.*, 2002b), y una edad de cristalización U/Pb LA-MC-ICP-MS en circón de 405 ± 9 Ma (Morosini *et al.*, 2017). Las tres edades realizadas hasta el momento y con técnicas diferentes indican una edad Devónico temprano para este complejo.

Observaciones: Originalmente era considerado como parte del denominado Plutón La Escalerilla, pero debido a diferencias en edades del sector sur respecto al sector norte, von Gosen *et al.* (2002) propusieron informalmente un nuevo plutón de edad Devónica para el sector sur que denominaron "El Volcán", cuyo límite (inferido) con el Plutón La Escalerilla (de edad Ordovícica) sería un contacto intrusivo.

(A.F. MOROSINI)

Referencias: López de Luchi (M.), Hoffmann (A.), Siegesmund (S.), Wemmer (K.) y Steenken (A.), 2002; Morosini (A.), Ortiz Suarez (A.), Otamendi (J.), Pagano (D.S.) y Ramos (G.), 2017; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.), Stuart-Smith (P.) y Miro (R.), 1998; von Gosen (W.), Loske (W.) y Prozzi (C.), 2002.

ESCALERA (Arenisca...; Miembro...).....Devónico

Observaciones: Miembro superior de la Formación MENDIETA (véase) (Monaldi, 1987 inédito; Boso y Monaldi, 2008).

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación MENDIETA es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior- Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla. Andreis *et al.* (1982), en base quitinozoos y esporas, sugieren una posible edad Lochkoviana para el Miembro Arenisca Garrapatal, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO. Monaldi (1987) considera que las Formaciones ARROYO COLORADO y MENDIETA serían equivalentes, sin adelantar una edad para ambas. Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación MENDIETA, asignándola al Devónico.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987

ESQUEL (Formación...; Esquistos de...).....Devónico sup.

(Prov. Chubut, Cordón de Esquel, aprox. 42°54' lat. S y 71°11' long. O)

CAZAU (L.), 1972. Cuenca del Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En A.F. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p. 728.

Localidad y sección o área tipo: Las mejores secciones se encuentran a lo largo del corte del Ferrocarril General Roca unos pocos kilómetros antes de llegar a la localidad de Esquel, sobre el extremo sur del cordón de Esquel y en el cerro Excursión, provincia de Chubut.

Descripción original: "...los esquistos arcillosos de color gris oscuro, que alternan con bancos de areniscas y areniscas cuarcíticas más claras, fracturados y replegados, de rumbo predominante norte-sur, pertenecientes a la Formación (Esquistos de) Esquel, depositados por un mar eo-mesopaleozoico (Ugarte, 1966a), que han sufrido los efectos de un metamorfismo de bajo grado".

Descripción: Esta unidad fue reconocida originalmente con el nombre de Esquistos de Esquel por Feruglio (1949a), donde agrupó todos los afloramientos de "rocas esquistosas" del faldeo sur del cordón de Esquel y del cerro Nahuel Pan. Más tarde, esta unidad es renombrada como Formación Esquel por Cazau (1972), aunque sin profundizar en la descripción geológica de la unidad dado que su trabajo tenía como objeto el estudio de las rocas terciarias de la región. Trabajos posteriores brindaron descripciones mucho más detalladas. López Gamundi (1980a) estudió en detalle la litología de la unidad y reconoció tres miembros: uno inferior compuesto de ritmitas (600 m), en el miembro medio agrupa niveles de diamictitas más limolitas y pelitas intercaladas (80 m) y otro superior identificado por la intercalación de areniscas y pelitas (500 m). Cucchi (1980a) realizó estudios estratigráficos y estructurales y separó la parte superior donde predominan diamictitas y una interstratificación de areniscas, vaques y pelitas en la Formación Valle Chico. Analizando ambos trabajos se desprende que el miembro inferior de López Gamundi (1980a) se corresponde con la Formación Esquel en el sentido de Cucchi (1980a) y los dos últimos miembros se corresponden con la Formación Valle Chico (Cucchi, 1980a). Si bien esta división estratigráfica ha sido objeto de debate (López Gamundi, 1980b; Cucchi, 1980b), González Bonorino y González Bonorino (1988), González *et al.* (1995), Limarino *et al.* (1999) y Carrizo y Azcuy (2000) siguen la nomenclatura litoestratigráfica de Cucchi (1980a).

Espesor: López Gamundi (1980a) indica 600 m para su miembro inferior y un total de 1180 m para los tres miembros. Limarino *et al.* (1999) mencionan 550 m de espesor mínimo para la Formación Esquel en el sentido de Cucchi (1980a). González Bonorino (1974) menciona 500 m de capas de psamitas y lutitas. Cucchi (1980a) destaca un intenso plegamiento que debe haber afectado el espesor real de la unidad por repetición de capas.

Relaciones estratigráficas: No se observa la base de la formación y está cubierta por la Formación Valle Chico, esta última relación fue discutida durante las décadas del '80 y '90 por varios autores. Según Cucchi (1980 a, b) la Formación Esquel es cubierta en discordancia angular por la Formación Valle Chico, González Bonorino y González Bonorino (1988) mencionan una discontinuidad estratigráfica producto de erosión glaciaria para ese mismo contacto. Mientras que para otros autores el contacto es concordante mediante una discontinuidad depositacional (López Gamundi, 1980a, b; Andreis *et al.*, 1985). Por último cabe mencionar que la Formación Esquel es intruida por lamprófidos, microgabros y pórfidos andesíticos (Cucchi, 1980a).

Extensión geográfica: Los afloramientos son reducidos y aparecen al este de la localidad de Esquel, principalmente sobre el camino de acceso a la ciudad y la ruta nacional 40. Las mejores secciones se encuentran a lo largo del corte del Ferrocarril General Roca, paralelo al camino de acceso a la ciudad, en las estribaciones australes del cordón de Esquel. Además, son mencionados en la bibliografía las secciones del cerro Excursión y del Valle Chico (Cucchi, 1980a), inmediatamente al sudeste de Esquel. Lizuaín y Viera (2010) indican afloramientos en el paraje La Hoya y al norte del cerro R21, unos pocos kilómetros al norte de la localidad mencionada.

Paleontología y edad: No se encontraron evidencias fosilíferas bien documentadas en la Formación Esquel, pero por el contenido fosilífero de la unidad superior, Cucchi (1980a) le asignó una edad devónica a carbonífera temprana. Anteriormente había sido atribuida al Paleozoico temprano por correlación litológica con unidades de la Cordillera Patagónica Austral (Feruglio, 1949a); Rolleri (1969) la consideró pre-carbonífera por comparación con la Formación ARROYO PESCADO (véase); Cazau (1972) le asignó una edad devónica y González Bonorino y González Bonorino (1988) interpretan una edad carbonífera temprana a media por correlación litológica con la Formación Jaramillo del Grupo Tepuel. Sin embargo, estudios detallados sobre nuevos hallazgos de paleoflora en la base de la Formación Valle Chico determinaron una edad carbonífera temprana baja (Carrizo y Azcuy, 2000) y permiten asignar una edad más o menos segura pre-Carbonífera para la Formación Esquel. Cabe mencionar que las únicas edades absolutas U-Pb (SHRIMP), analizadas en circones detríticos, corresponden a una muestra tomada por Hervé *et al.* (2005) de un nivel diamictítico intercalado con areniscas y pelitas, las edades obtenidas permiten asignar una edad máxima de sedimentación devónica tardía (ca. 372 Ma); si bien los autores incluyen la muestra en la Formación Esquel es probable que se corresponda con la Formación Valle Chico. Finalmente, siguiendo el esquema de González Bonorino y González Bonorino (1988) donde no existe una discordancia angular y tampoco un hiatus importante entre las Formaciones Esquel y Valle Chico, el contenido fosilífero y las dataciones U-Pb presentadas por Hervé *et al.* (2005), es posible interpretar una edad devónica tardía para la Formación Esquel.

Observaciones: Los estudios sedimentológicos detallados de González Bonorino y González Bonorino (1988) permitieron establecer un ambiente sedimentario para la Formación Esquel de plataforma nerítica. Ramos y Palma (1991) integran a las sedimentitas de la Formación Esquel dentro de los depósitos de antearco neopaleozoicos de la región orogénica de la Patagonia, junto con los depósitos de las Formaciones RÍO LÁCTEO (véase) y BAHÍA DE LA LANCHA (véase). Por su parte, Limarino *et al.* (1999) integran la Formación Esquel dentro de la Cuenca Central Patagónica agrupándola con los Grupos Tepuel y Río Genoa, principales unidades de relleno de esta cuenca del Neopaleozoico.

(M. NAIPAUER)

Referencias: Andreis (R.), González (C.R.) y Cortiñas (J.), 1985; Carrizo (H.A.) y Azcuy (C.L.), 2000; Cazau (L.), 1972; Cucchi (R.J.), 1980a y b; Feruglio (E.), 1949a; González (C.R.), Taboada (A.C.), Díaz Saravia (P.G.) y Aredes (M.A.), 1995; González Bonorino (F.), 1974; González Bonorino (F.) y González Bonorino (G.), 1988; Hervé (F.), Haller (M.J.), Duhart (P.) y Fanning (M.C.), 2005; Limarino (C.), Massabie (A.), Rossello (E.), López Gamundi (O.), Page (R.) y Jalfin (G.), 1999; Lizuain (A.) y Viera (R.), 2010; López Gamundi (O.R.), 1980a y b; Ramos (V.A.) y Palma (M.), 1991; Rolleri (E.O.), 1969; Ugarte (F.R.), 1966a.

F

FAMATINA (Complejo Ígneo de...).....Ordovícico inf. - medio

Observaciones: Aunque edades K-Ar y Rb-Sr determinadas inicialmente en el complejo Famatina (para revisión véase Aceñolaza *et al.*, 1996 y referencias allí citadas así como Saavedra *et al.*, 1998) sugerían que el magmatismo en esta serranía tenía un amplio rango temporal (Ordovícico a Devónico), todas las edades SHRIMP U-Pb en circón para los granitoides del complejo Famatina (*e.g.*, Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000; Dahlquist *et al.*, 2008) indican que el magmatismo estuvo esencialmente acotado al Ordovícico temprano a medio (484-463 Ma, Dahlquist *et al.*, 2008 y referencias allí citadas). Como “caso testigo” puede mencionarse la edad K/Ar determinada sobre una granodiorita de Cuesta de Miranda que produce una edad de 422 ± 12 Ma (McBride, 1972), mientras que una edad SHRIMP U-Pb en circón obtenida también a partir de rocas graníticas de la Formación Ñuñorco en Cuesta de Miranda produce una edad de 484 ± 5 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000). Otro caso “caso testigo” del “rejuvenecimiento” que producen las edades K/Ar en las rocas graníticas del Ordovícico es la granodiorita ubicada en el Cerro Toro, al E de Villa Castelli, en el flanco occidental de Famatina, que ha producido una edad de 481 ± 4 Ma

usando SHRIMP U-Pb en circón, mientras que las edades previamente determinadas por el método Rb/Sr y K/Ar son de 456 ± 14 Ma y 428 ± 12 Ma, respectivamente (Saavedra *et al.*, 1992; McBride *et al.*, 1976). Por lo tanto, la edad de este complejo quedaría restringida al Ordovícico Inferior a medio y no al Ordovícico-Devónico como fue inicialmente concebido.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Miller (H.) y Toselli (A.J.), 1996; Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.G.), 2008; McBride (S.), 1972; McBride (S.), Caelles (J.C.), Clark (A.) y Farrar (E.), 1976; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Fanning (C.M.), 2000; Saavedra (J.), Pellitero (E.), Rossi (J.), Toselli (A.), 1992; Sims (J.P.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.) y Stuart-Smith (P.) y Miro (R.), 1998; Stuart-Smith (P.), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.), Pieters (P.E.), Black (P.) y Miró (R.), 1999; Toselli (A.J.), Rossi de Toselli (J.N.), Saavedra (J.), Pellitero (E.) y Medina (M.E.), 1988; Turner (J.C.M.), 1962; Villar Fabre (J.F.), Gonzalez (R.R.) y Toselli (A.J.), 1973.

FAMATINA (Iamprófiros de...).....Devónico medio?

(Prov. La Rioja, aprox. $29^{\circ}21'13''$ lat. S y $67^{\circ}46'55''$ long. O).

VILLAR FABRE (J.F.), GONZÁLEZ (R.R.) y TOSELLI (A.J.), 1973. Los Iamprófiros intrusivos del granito de la Cuesta Miranda. *Acta Geológica Lilloana*, 13 (3), p. 28.

Localidad tipo y distribución geográfica: Sierra de Famatina, sector centro oriental de la Cuesta de Miranda (ruta 40), abarcando una región de estudio de aproximadamente 4 km (Villar Fabre *et al.*, 1973).

Descripción original: "El gran número de diques oscuros con características de Iamprófiros que aparecen cortando vertical a subverticalmente el granito de la Cuesta de Miranda, corresponden a rocas afaníticas de color negro a gris verdoso, de espesores variables que han hecho intrusión siguiendo rumbos dominantes NW-SE y NE-SW ... Las observaciones fueron realizadas sobre un total de 266 diques asignados a varios tipos petrográficos. Su identificación, por estudio microscópico de cortes delgados y grano suelto, desechándose algunas muestras por encontrarse en avanzado estado de alteración. El mafito dominante, el tipo de feldespato y la textura son los caracteres que permiten agrupar las rocas estudiadas en: I. Spessartitas y II. Quersantitas."

Descripción: Intruyen la Formación Nuñorco (Aceñolaza *et al.*, 1996; Dahlquist *et al.*, 2008 y referencias allí citadas) de edad ordovícica temprana a media (Pankhurst *et al.*, 2000; Dahlquist *et al.*, 2008).

Relaciones estratigráficas: Las relaciones de intrusividad de los Iamprófiros en los granitos de la Formación Nuñorco están bien expuestas en la Cuesta de Miranda (Toselli *et al.*, 1988).

Edad: La edad de los Iamprófiros, datados en 395 ± 20 Ma por el método K/Ar (Villar Fabre *et al.*, 1973), reviste algunas dudas teniendo en cuenta la fuerte alteración que ha sido observada en estas rocas (*com. pers.* Astini), lo cual eleva las posibilidades de que los mismos hayan soportado una marcada alteración post-cristalización y así su sistema isotópico K/Ar haya sido perturbado. Por el momento, la edad definida en 395 Ma (Devónico medio), es el único dato geocronológico establecido.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Dahlquist (J.A.), Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Galindo (C.), Alasino (P.), Fanning (C.M.), Saavedra (J.) y Baldo (E.G.), 2008; McBride (S.), 1972; McBride (S.), Caelles (J.C.), Clark (A.) y Farrar (E.), 1976; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.) y Fanning (C.M.), 2000; Saavedra (J.), Pellitero (E.), Rossi (J.) y Toselli (A.), 1992; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.), Stuart-Smith (P.G.) y Miro (P.R.), 1998; Stuart-Smith

(P.), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.G.), Pieters (P.E.), Black (L.P.) y Miró (R.), 1999; Toselli (A.J.), Rossi de Toselli (J.N.), Saavedra (J.), Pellitero (E.) y Medina (M.E.), 1988; Turner (J.C.M.), 1962; Villar Fabre (J.F.), Gonzalez (R.R.) y Toselli (A.J.), 1973.

FERRÍFERA (Formación...).....**Paleozoico?**

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O)

DE ALBA (E.), 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2), p. 132.

Descripción original: De Alba (1954, pp. 131-134), describe a la misma como “aquellos sedimentos que apoyan en discordancia angular sobre rocas precámbricas (?) y en discordancia erosiva sobre la serie de rocas eruptivas; a su vez, es cubierto indistintamente por mantos pórpidos cuarcíferos, sedimentos Patagoniense y Cuaternario. En términos generales el complejo está constituido por areniscas cuarcíticas (ortocuaríticas) de color gris blanquecino, en ocasiones rojizas, areniscas grauváquicas, limolitas, argilitas, brechas endógenas y mantos de mineral de hierro, en ocasiones intruidas por filones de pórpidos cuarcíferos y diabasas. A estas rocas se agrega arcosita de color rojizo. La presencia de mineral de hierro es la causa de que se la denomine Formación Ferrífera”.

Observaciones: Unidad informal, que no se ajusta a las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...)

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: De Alba (E.), 1954.

FIRST (... Assemblage; Biozona de Asociación...; ... Association)..... **Lochkoviano**

(Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. lat. 31°, 00' 20" S y 68°, 46', 33" long. O)

HERRERA (Z.A.), 1995b. The Lower Devonian chonetoidean brachiopods from the Argentine Precordillera. En RACHEBOEUF (P.), ed., Four contributions to the study of chonetoidean brachiopods, 136, p. 106. Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon I, Lyon.

Descripción: de acuerdo con la publicación original de Herrera (1995b) la asociación de braquiópodos que caracteriza la biozona está compuesta por *Kentronetes variabilis* Herrera, *Sanjuanetes andina* Racheboeuf y Herrera, *Anoplia azucenae* Herrera y *Anoplia* sp A (chonetoideos), junto con los géneros *Boucotia* Gill, *Spinoplasia* Boucot, *Howellela* Kozłowski, *Meristella* Hall y *Salopina* Boucot. La biozona corresponde al tramo basal de la Formación TALACASTO (véase), constituido de pelitas oscuras a verdosas en toda la cuenca de Precordillera. Se reconoció principalmente en Quebrada de Talacasto y pobleto sur en el área del río Talacasto.

Edad: Una edad pre-emsiana se basó en los géneros *Sanjuanetes* Racheboeuf y Herrera *Spinoplasia*, *Meristella* y *Boucotia* (Herrera, 1993: 290-292). La asignación al Lochkoviano se basó en la especie de *Sanjuanetes* presente en esta asociación (Racheboeuf y Herrera, 1994, p. 544).

Observaciones: La propuesta de una zonación bioestratigráfica basada en braquiópodos fue esbozada en la tesis de Herrera (1991), distinguiendo la Biozona de Asociación A, Biozona de Asociación B y Biozona de Asociación C. La distribución estratigráfica y edad de los taxones involucrados fueron reportados en una reunión científica (Herrera, 1993), y en publicaciones

posteriores (Racheboeuf y Herrera, 1994; Herrera, 1995a, b; Herrera *et al.*, 1998; Herrera y Bustos, 2001). La reseña bioestratigráfica más relevante, basada en asociaciones de braquiópodos, se encuentra en Herrera (1995b). Este conjunto de contribuciones se convirtió en la principal referencia para considerar edades en los trabajos paleontológicos sobre la Formación Talacasto basándose en macrofauna. Mayores precisiones y nuevas propuestas de edades para esta unidad, basadas en palinomorfos, pueden encontrarse en García Muro y Rubinstein (2014) y García Muro *et al* (2017, 2018b).

(J.J. RUSTÁN)

Referencias: García Muro (V.) y Rubinstein (C), 2014; García Muro (V.) *et al*, 2017, 2018b; Herrera (Z.A.), 1991, 1993, 1995a, 1995b; Herrera, (Z.A.) y Bustos (U.D.), 2001; Herrera (Z.A.); Salas, (M.J.) y Giolitti (J.A.) 1998; Racheboeuf (P.R.) y Herrera (Z.A.), 1994.

FISH CREEK (... Member; Miembro ...).....Silúrico-Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°52'31" –51°56'53" lat. S y 60°22'33" –60°27'34" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 21

Localidad tipo: El área tipo se encuentra entre Port Richards y Symonds Harbour, con secciones representativas cerca del cruce de carreteras en las proximidades de Fish Creek House (Isla Gran Malvina).

Descripción original: "The Fish Creek Member is mostly composed of medium to coarse-grained subarkosic sandstones. Together with the South Harbour Member, it has commonly been described as typical of the whole Port Stephens Formation... The Fish Creek Member is a newly recognised topmost subdivision of the Port Stephens Formation. The name is derived from Fish Creek camp (west of Fox Bay), the type area.... It is composed of very similar sandstones to the South Harbour Member but overall they are somewhat less coarse... The Fish Creek Member is composed of fine to medium-grained sandstones with some coarse subarkosic sandstones. Sorting is mostly moderate to good, but in places it is poor. The larger sand grains are typically moderately to well-rounded. Small mudstone intraclasts occur in sandstones near the top of the unit... Laminated mudstones or siltstones, some with detrital mica or plant debris, occur locally, especially near the top... the sandstones were deposited in trough cross-beds, although intervals of tabular cross-bedding are also present, while some beds are massive, thinly bedded or laminated. These bedforms tend to occur at the top of cyclic units mainly composed of the more usual medium-grained cross-bedded sandstones. In places, the topmost 20 to 30 metres of strata could be regarded as 'passage beds' with the overlying Fox Bay Formation. As with the South Harbour Member, the Fish Creek Member was deposited in a fluvial environment".

Descripción: La mineralogía está dominada por granos de cuarzo y feldespato rodeados de esfericidad baja a moderada, recubiertos por sericita. Los parches de arcilla, la arcilla intersticial y los paquetes de carbonato sugieren un nivel moderado de alteración. La estratificación entrecruzada se presenta en areniscas finas a gruesas, en bancos que varían de 0,3 a 1,5 m de potencia, con direcciones de paleocorrientes hacia el ENE. Los bancos con estratificación cruzada tabular, de 1–2 m de espesor, están compuestos por estratos de arenisca gruesas a muy gruesas, de 5–10 cm de espesor (Hunter y Lomas, 2003).

Las facies sin fósiles y sin bioturbación, son consistentes con la deposición en un sistema fluvial de baja energía. Las litofacies junto con las direcciones de paleocorriente hacia el NE, sugieren una profundización de la cuenca (y tal vez un ensanchamiento) hacia el norte y el este actual. La estratificación flaser y las óndulas de corriente en la parte superior del miembro sugieren una influencia de marea. La inundación marina de la llanura aluvial, está respaldada por la aparición de trazas simples (madrigueras) a medida que avanza la incursión marina, que preceden el establecimiento de las condiciones marinas poco profundas de la Formación BAHÍA FOX (véase) (Hunter y Lomas, 2003). La transición a la marina Formación

BAHÍA FOX está marcada por una superficie de inundación como consecuencia de un rápido aumento del nivel del mar durante el Emsiano (Marshall, 1994).

Espesor: Desde alrededor de 300 a 450 metros.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad presenta una relación concordante con el infrayacente Miembro SOUTH HARBOUR (véase) al igual que con la Formación FOX BAY (véase), cuyo pasaje resulta en aparente transición.

Extensión geográfica: El Miembro FISH CREEK se encuentra en la región central de la Isla Gran Malvina y en las islas adyacentes. También es probable que aparezca en todos los afloramientos de la Formación PORT STEPHENS (véase), en la Isla Soledad, aunque su diferenciación resulte difícil.

Paleontología y edad: Restos vegetales fosilizados, mal conservados, se encuentran en las areniscas micáceas laminadas y limolitas finas, cerca de la parte superior de la unidad en la región de Doctors Creek, en Fox Bay y en Two Pass Stream. Estos niveles se encuentran aproximadamente dentro de los dos metros por debajo de la base de la Formación FOX BAY. Los restos aparecen como líneas negras de aproximadamente 25 mm de largo y tres milímetros de ancho. Algunos son suavemente curvados y otros fragmentos más grandes muestran una ornamentación lineal muy fina. La edad sugerida para esta secuencia comprende el lapso Silúrico-Devónico? (Aldiss y Edwards, 1999). Esta edad es consistente con la interpretación de Hunter y Lomas (2003), quienes correlacionan a esta unidad con la sección superior del Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica), señalando una edad silúrica tardía-devónica temprana.

Marshall (2016) en base a la palinoflora identificada, sugiere una edad lochkoviana tardía.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Hunter (M. A.) y Lomas (S. A.), 2003; Marshall (J. E. A.), 1994, 2016.

FOURTH (...Assemblage ; Biozona de Asociación...)..... Emsiano

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. lat. 30°, 17' 34" S y 68°, 46', 42" long. O*)

HERRERA (Z.A.), 1995b. The Lower Devonian chonetoidean brachiopods from the Argentine Precordillera. En RACHEBOEUF (P.), ed., Four contributions to the study of chonetoidean brachiopods, 136: 107. Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon I, Lyon.

Descripción: De acuerdo con la publicación original de Herrera (1995b) los braquiópodos que caracterizan la biozona incluyen *Kentronetes giollittii* Herrera y *Pussiloplasia parva* (*nomen nudum*). La biozona corresponde al tramo alto de la Formación TALACASTO (véase), constituido por areniscas y limolitas verdosas a pardas. Se reconoció principalmente al norte del área del río Talacasto, donde los tramos de la sección media y superior de la Formación Talacasto están mejor desarrollados (sección de Cerro La Chilca, Sierra de la Trampa y Los Blanquitos).

Edad: La edad fue asignada en base a *Australospirifer*, considerado por Herrera como indicador del Emsiano (Herrera, 1993, p. 292).

Observaciones: Esta biozona, a diferencia de FIRST, SECOND y THIRD assemblages (véanse), fue reconocida por Giolitti (1994) en su trabajo final de grado (inérito), con posterioridad a la propuesta de la tesis de Herrera (1991) y publicada como fourth assemblage por Herrera (1995b). Ya que la unidad se caracterizó por la presencia de dos taxones, no correspondería a una biozona de asociación.

Referencias: Giolitti (J.A.), 1994; Herrera (Z.A.), 1993, 1995b.

FOX BAY (Formación...; ... beds)Pragian sup. - Emsiano inf.

(Isla Gran Malvina, 51°57'10,18" lat. S y 60°5'23,31" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 22.

Observaciones: Baker (1924) utilizó el nombre de "Fox Bay beds" para la 'serie fosilífera' que yace entre las secuencias de cuarcita que afloran en los cerros, tanto en la Isla Gran Malvina como en la Isla Soledad, reconociéndose como área tipo la localidad de Fox Bay. Aldiss y Edwards (1999) refieren a esta unidad como Formación Fox Bay, otorgándole status formal a esta unidad y demuestran que estratigráficamente se superpone concordantemente a las areniscas gruesas de la Formación PORT STEPHENS (véase), siendo cubierta de igual forma por la Formación PORT PHILOMEL (véase). En la secuencia se reconoce el Miembro EAST BAY (véase), que ha sido definido en la parte superior de la formación, aflorando en algunos sectores de la isla Gran Malvina.

Esta unidad se corresponde con la Formación BAHÍA FOX (véase), nombre que tiene prioridad de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía, dado que la formalización de la misma la realizó Harrington (1967).

Véase: BAHIA FOX (Formación...); GRAN MALVINA (Grupo ...).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Harrington (H.J.), 1967.

G

GARRAPATAL (Arenisca...; Miembro...).....Silúrico sup.? - Devónico

Observaciones: El Miembro Arenisca Garrapatal de la Formación MENDIETA (véase) se interpone entre unidades pelíticas como el Miembro PELITA MORALITO (véase) y la Formación Lipeón (Monaldi, 1987 inédito; Boso y Monaldi, 2008).

Está compuesto por areniscas finas, cuarzosas, de color gris, con intercalaciones delgadas de arcilitas gris oscuras y gris verdosas.

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación MENDIETA es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior- Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla. Andreis *et al.* (1982), en base a una fauna de quitinozoos, sugieren una edad wenlockiana a pridoliana para el Miembro Arenisca Garrapatal, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO (véase). Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación MENDIETA, asignándola al Devónico

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987.

GOBELLI (Granito...).....Devónico sup.

Véase: LA TOTORA (Batolito)

(M. LÓPEZ DE LUCHI y J.A. DAHLQUIST)

GRAN MALVINA (Grupo...)Silúrico? - Devónico inf. – medio, Carbonífero?*(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" de lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)*

BORRELLO (A.V.), 1972. Islas Malvinas. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, p. 757.

Localidad tipo: La localidad tipo no ha sido indicada explícitamente por ningún autor, no obstante, Borrello (1963) denominó como "Sistema de Gran Malvinas" en virtud a la mayor extensión de los depósitos mesopaleozoicos en este Archipiélago. Posteriormente, Borrello (1972) sobre la base de su trabajo precedente, le asigna status de grupo a esta secuencia, definiéndola como Grupo Gran Malvina, de esta forma, resulta apropiado considerar como localidad tipo a la isla Gran Malvina.

Descripción original: "La secuencia responde a un régimen de flysch residual sobre extensión cratónica y abarca el desarrollo complejo de una gran unidad estratigráfica descrita en años recientes (Borrello) como Grupo Gran Malvina".

Descripción: Las unidades litoestratigráficas que componen la secuencia devónica presentan elementos predominantes y característicos, los cuales permiten su reconocimiento. La sección basal se encuentra integrada por areniscas feldespáticas y cuarcíticas grises, bien compactadas, la parte media la componen areniscas finas y pelitas oscuras, friables, con fósiles marinos y continentales, en tanto que la unidad cuspidal consiste en cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos claros, muy duras, con restos de plantas (Scasso y Mendía, 1985). Asimismo, sobre la base del análisis de las características litológicas y texturales, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, paleocorrientes y geometría de los cuerpos rocosos, estos autores caracterizaron al ambiente de sedimentación como netamente fluvial en la base (Formación PUERTO STEPHENS, véase), pasando a un ambiente litoral mixto (Formación BAHÍA FOX, véase) a marino (Formación CALETA SHAG, véase), con fuentes sedimentarias procedentes de rocas ígneo-metamórficas similares a las del basamento. Trabajos posteriores como los de Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999), Hunter y Lomas (2003), entre otros, permitieron a través de estudios pormenorizados de la secuencia, describir a la sucesión como una secuencia dominada en su base por depósitos de areniscas cuarzo-feldespáticas de ambientes fluviales a intermareales y de shoreface (Formación PORT STEPHENS, véase), seguida por areniscas micáceas y fangolitas, con un importante contenido fosilífero, relacionadas a depósitos de plataformas marinas internas y de shoreface (Formación FOX BAY, véase), las cuales son sucedidas por areniscas y fangolitas relacionados a ambientes deltaicos a marinos poco profundos (Formación PORT PHILOMEL, véase), culminando con niveles de areniscas cuarzosas, limolitas y fangolitas que caracterizan a las plataformas marinas poco profunda y de shoreface (Formación PORT STANLEY, véase). De acuerdo a los estudios de Meadows (1999), el análisis de facies de los sedimentos que forman las cuatro formaciones identificadas para la secuencia ha revelado ambientes de depositación que van desde la plataforma marina a fluvial. La asociación de estas facies sugiere que la sucesión registra un sistema marino transgresivo-regresivo. El primer episodio inundó la superficie erosionada del basamento del Complejo Cabo Meredith, estableciéndose las condiciones para desarrollar una plataforma marina poco profunda, que luego se profundiza progresivamente. La etapa regresiva desarrolla complejos deltaicos y fluviales con zona de influencias marinas marginales.

Espesor: Baker (1924) en base a sus mapeos regionales estima tentativamente un espesor aproximado de 3000 m. Scasso y Mendía (1985) a partir de sus trabajos estratigráficos y paleoambientales llevados a cabo en el área de Caleta Shag, encuentran el máximo desarrollo de la unidad, corroborando el espesor sugerido por Baker en esta localidad. No obstante, Aldiss y Edwards (1999) registran un espesor aproximado de más de 5000 m para el grupo. Los mayores espesores para las distintas unidades se registran en la isla Soledad respecto a los reconocidos en la Isla Gran Malvina.

Relaciones estratigráficas: El Grupo Gran Malvina yace en discordancia sobre rocas intrusivas y metamórficas de edad mesoproterozoicas (1000-1100 Ma; Cingolani y Varela, 1976) del Complejo Cabo Meredith y es cubierta discordantemente por depósitos glaciales del Pérmico inferior del Grupo Isla Soledad (Grupo Lafonia; Aldiss y Edwards, 1999). Numerosos diques ígneos de composición dolerítica, basáltica y en menor medida intermedios a ácidos, atraviesan las secuencias, presentándose esencialmente en la Isla Gran Malvina y localmente en islas adyacentes. Las edades de los cuerpos intrusivos comprenden desde el Jurásico temprano (ca. 190 Ma) al Jurásico medio a tardío.

Extensión geográfica: El Grupo Gran Malvina presenta una importante distribución areal, cubriendo la mayor parte de la isla Gran Malvina y la mitad septentrional de la isla Soledad, aflorando asimismo en varios islotes circundantes.

Paleontología y edad: La presencia de fauna devónica en las islas y archipiélagos malvinenses es relativamente bien conocida desde los viajes de Charles Darwin a bordo del HMS Beagle en 1833. Sus colecciones fosilíferas fueron descritas más tarde por Morris y Sharpe (1846). Posteriormente, los aportes realizados por James Clark Ross durante la expedición a las Islas Malvinas en 1842 y Newton (1906) durante la Scottish National Antarctic Expedition en 1901-1903, sumados a los ejemplares colectados por la Compañía Ballenera Salvesen en 1915, durante los trabajos de prospección minera en nombre de la compañía D. Ferguson, contribuyeron con un número de especímenes a las colecciones de varios museos. H. A. Baker en 1921-22, durante sus estudios geológicos sistemáticos en islas Malvinas, reúne una importante cantidad de ejemplares que fueron depositados en el Museo de Historia Natural y el Imperial College de Londres (Stone y Rushton, 2006). Otras colecciones fueron proporcionadas a partir de las expediciones suecas: Swedish South Polar Expedition, 1901-1903 (en Andersson, 1907) y Swedish Magellanic Expedition, 1907-1908 (en Halle, 1912)

Las colecciones más relevantes adquiridas durante estas expediciones se encuentran resguardadas en los museos del Reino Unido (Museo de Historia Natural, London; Museo Sedgwick, Cambridge; Museo Hunterian, Universidad de Glasgow y en los Museos Nacionales de Escocia), EE.UU. (American Museum of Natural History y en el New York State Museum) y Suecia (Natur Historiska Riksmuseet) (Stone y Rushton 2012) y por el Servicio Geológico Británico (Stone 2012).

Un listado del contenido faunístico ha sido proporcionado por Aldiss y Edwards (1999), no obstante, posteriormente se sumaron nuevos descubrimientos que resultaron de importancia para ajustar la edad de la unidad. De esta forma, se ha considerado que las unidades que integran el Grupo Gran Malvina abarcan un rango de edades comprendidas entre el Silúrico al Devónico temprano, aunque algunos autores sugieren que la base de la secuencia podría ser más antigua, alcanzando el Ordovícico o incluso el Cámbrico, aunque no hay certeza en este sentido, en tanto que la más joven llegaría al Devónico tardío-Carbonífero.

Siguiendo los trabajos de Aldiss y Edwards (1999), los registros paleontológicos demuestran que la base de la secuencia es aparentemente no fosilífera, a excepción de las trazas fósiles presentes en la parte media y baja de la sucesión, donde comúnmente aparecen *Skolithos* (Scasso y Mendía, 1985; Aldiss y Edwards, 1999), más raramente *Diplocraterion* y una nueva icnoespecie de *Heimdallia* (Aldiss y Edwards, 1999). Scasso y Mendía (1985) reportaron la presencia de *Arthropycus*, lo que les permitió asignarle una probable edad ordovícico-silúrica para la parte más baja de la Formación PUERTO STEPHENS (véase), aunque de acuerdo a las observaciones de Aldiss y Edwards (1999), su identificación pudo ser errónea, indicando que el icnofósil correspondería a *Heimdallia* (Bradshaw, 1981) en función de las descripciones sistemáticas. Otros autores refieren una posible edad silúrica para esta sección, a partir de correlaciones con las unidades equivalentes del Subgrupo Nardouw (secuencias inferiores del Grupo Table Mountain) de la región occidental del Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica (Baker, 1924; Broqué, 1992). Por otro lado, se mencionan probables restos de plantas en la parte superior y el potencial contenido de microfósiles en los niveles lutíticos. Así, la edad para la base del Grupo está muy pobremente acotada. No obstante, es poco factible que la edad de los depósitos silicoclásticos de la Formación PUERTO STEPHENS (véase) sea mayor que la edad mínima registrada para los diques de lamprófiro que cortan al Complejo Cabo Meredith (ca. 520 Ma), sobre los cuales yace esta unidad (Frakes y Crowell, 1967), y más joven que la edad mínima de los diques de doleritas (ca. 422 Ma) que

cortan a esta secuencia en la región de Cabo Meredith, siendo truncados a su vez, por una discordancia que lo separa de las sucesiones más jóvenes (Thistlewood *et al.*, 1997).

La sección media, correspondiente a la Formación BAHÍA FOX (véase), es reconocida como "series fosilíferas" por el importante registro de diversos grupos de invertebrados marinos preservados (esponjas, conúlidos, braquiópodos, bivalvos, cefalópodos, trilobites, gastrópodos, crinoideos, etc.). Las principales determinaciones de los materiales colectados durante los estudios presentados por Aldis y Edwards (1999) fueron realizadas por Cocks (1996) y Cocks *et al.* (1998). Entre los grupos más relevantes identificados por estos autores se encuentran: braquiópodos (*Australocoelia palmata*, *Australospirifer hawkinsii*, *Australostrophia mesembria*, *Craniops* sp., *Meristelloides?* sp., *Notiochonetes skottsbergi*, *Orbiculoidea falklandensis*, *Pleurochonetes falklandicus*, *Pleurothyrella falklandica*, *Protoleptostrophia concinna*, *Schellwienella sullivanii*, *Tanerhychia* sp.), bivalvos (?*Cardiomorpha colossea*, *Cuneamya?* sp., *Janeia* sp., *Leptodomus* cf. *ulrichi*, *Modiomorpha?*, *Nuculites* sp., *Nuculites* cf. *branneri*, *Nuculites reedi*, *Nuculites sharpei*, *Palaeoneilo* sp., *Toechomya?* sp.) y crinoideos (*Botryocrinus doubleti*). Éstos y otros grupos presentes resultan similares a los hallados en Argentina, Bolivia y Sudáfrica, que en conjunto caracterizan a las asociaciones de fauna de la "Provincia Malvinocáfrica" (Clarke, 1913; Cooper, 1982; Broqué, 1992). De esta forma, Broqué (1992) reconoce que la parte inferior arcillosa del Grupo Bokkeveld de Sudáfrica (Subgrupo Ceres) contiene abundantes fósiles de invertebrados marinos asignables a la Provincia Malvinocáfrica, considerando que en gran medida resulta equivalente a la Formación BAHÍA FOX (véase). Por otro lado, Cooper (1982) sostiene que la parte inferior marina del Grupo Bokkeveld tiene una edad comprendida entre Emsiano tardío a Eifeliano, es decir Devónico temprano tardío a Devónico medio temprano. Edgecombe (1994) considera que los trilobites calmoniidos en las Islas Malvinas confirman una edad emsiana tardía indicando una correlación con la Formación Gydo (parte inferior del Grupo Bokkeveld) de Sudáfrica. Carvalho (2006) reporta y describe nuevos materiales de trilobites procedentes de esta unidad, colectados en ambas islas, representando la primera colección importante de trilobites de la Isla Soledad. Los trilobites hallados pertenecen a tres grandes taxa: Proetidos; Homalonotidae, *Burmeisteria*; y Calmoniidae, incluyendo *Bainella* y *Metacryphaeus*. Similares asociaciones de trilobites aparecen en la Formación Ponta Grossa, Paraná, Brasil, partes de la Formación Belén, Bolivia, y la Formación Talacasto, Argentina, confirmando las equivalencias de estas unidades. Asimismo, un conjunto faunístico similar se reconoce en la Formación Horlick, Ohio Range, Antártida, aunque los trilobites calmoniidos están ausentes (Cooper, 1982). Por otro lado, aunque la bioturbación es común en la mayor parte de la sucesión, la presencia de trazas fósiles es menos habitual. *Planolites*, *Zoophycos*, y *Diplocraterion* están ampliamente presentes en las limolitas y lutitas de esta unidad. Cabe destacar el reporte de escasos restos vegetales (dudoso fragmento de *Calamites*) para la parte superior de esta unidad (Andersson, 1907), el cual pudo haber sido confundido con parte de la ornamentación de un braquiópodo (*Australospirifer hawkinsii*). Sin embargo, Baker (1922) informó que los buenos ejemplares de una planta fósil similar a *Sphenopteris*, fueron hallados a partir de las pelitas expuestas en canteras en Bahía Fox.

Para la sección superior de la secuencia, Baker (1924) identificó un intervalo de areniscas micáceas y lutitas arenosas con restos de plantas lepidodendroides, que aparecen por encima de la unidad rica en invertebrados marinos fósiles y por debajo de las 'cuarcitas superiores', denominando a este conjunto de estratos como "PORT PHILOMEL Beds" (véase), señalando que no hay una línea clara de demarcación con los estratos subyacentes con fósiles marinos. Esta sección contiene fragmentos de plantas de licofitas y restos vegetales indeterminados, los cuales, localmente son muy abundantes. Segmentos tridimensionales de tallos de licópsidas del tipo *Lepidodendron* se encuentran ampliamente difundidos en distintas localidades. Clarke (1913) registra la existencia de 'placas de peces' indeterminados (presumiblemente partes del caparazón óseo que comúnmente aparecen en peces devónicos, similares a escamas). La edad sugerida para esta sección está limitada al Devónico Medio-Tardío por la evidencia de las formaciones adyacentes. Seward y Walton (1923) llegaron a la conclusión, según las evidencias disponibles, que los fósiles de plantas en esta parte de la secuencia eran de una probable edad devónica media. Cramer y Cramer (1972) reportan el descubrimiento de palinomorfos del Givetiano inferior (Devónico Medio) en rocas sedimentarias pelíticas que contienen restos vegetales, colectadas por Halle (1912) en Halfway Cove, Dunnose Head. Por otro lado, Scasso y Mendía (1985) reportan para el miembro inferior en la región de Caleta Shag, niveles portadores de abundantes restos vegetales en regular estado de conservación, los cuales pertenecen a improntas de licópsidas. Todas estas evidencias

permiten correlacionar esta unidad con las secuencias presentes en el Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica. De acuerdo con las similitudes observadas en la región oriental de la Provincia del Cabo, el Subgrupo Traka (la parte superior más arenosa del Grupo Bokkeveld) contiene fósiles de plantas, restos de peces de agua dulce y trazas fósiles marinas (Broqué, 1992), por tanto, parece probable una correlación con esta sección, aunque la siguiente unidad, Formación Weltevrede (Grupo Witteberg), también contiene fósiles de plantas, lo cual sugiere que niveles de esta secuencia podrían correlacionarse con la base del Grupo Witteberg.

Finalmente, la secuencia culmina con depósitos referidos informalmente por Baker (1924) como 'series de areniscas cuarcíticas superiores'. Esta unidad se caracteriza por tratarse de arenisca cuarcítica, composicionalmente madura, no fosilífera. Asimismo, la presencia de trazas fósiles y bioturbaciones son raras en esta unidad, aunque Hunter (comunicación oral, 1998; en Aldiss y Edwards, 1999) ha documentado perforaciones oblicuas de pocos milímetros en las cuarcitas cerca de la región de Cape Pembroke y Meadows (comunicación oral, 1996; en Aldiss y Edwards, 1999) observó bioturbaciones cerca del área Bluff Cove. No obstante, se encuentran tallos y hojas de licópsidas débilmente preservadas, muy similares a las plantas fósiles que se ven en la sección infrayacente. Estos restos son localmente abundantes en las areniscas de la parte más baja de esta sucesión. Estudios palinológicos realizados por Marshall (1994) evidencian que el techo de la secuencia correspondería a una edad devónica tardía (Fammeniano). De acuerdo a las correlaciones con las secuencias devónicas del Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica, la parte inferior de esta sección superior del grupo es equivalente a niveles de la Formación Weltevrede (parte inferior del Grupo Witteberg) de edad givetiana a frasniana, donde se registra una secuencia mixta de areniscas, limolitas y lutitas con fósiles de plantas y trazas fósiles vinculada a organismos marinos (Broqué, 1992; Hiller y Taylor, 1992). Por otro lado, las ortocuarcitas de la Formación Witpoort (Grupo Witteberg), de edad fammeniana (Hiller y Taylor, 1992), resultan ser muy similares a las cuarcitas de la parte superior del grupo. Las porciones del Carbonífero temprano del Grupo Witteberg (Subgrupos Lake Menz y Kommadagga) (Broqué, 1992) no parecen estar representados en las Islas Malvinas, excepto, posiblemente, en las partes más altas del grupo en la Isla Soledad, las cuales comúnmente no se hallan expuestas (Aldiss y Edwards, 1999).

Observaciones: Los primeros reconocimientos geológicos referidos a las rocas del Paleozoico en las islas, son atribuidos a Darwin (1846), Morris y Sharpe (1846), Andersson (1907) y Halle (1912), pero fue Baker (1924) quien proporcionó la primera descripción de la estratigrafía y estructura completa de las islas, a partir de sus trabajos de mapeos llevados a cabo entre los años 1920 a 1922. La estratigrafía preliminar propuesta por Baker (1924) separa las unidades que componen las secuencias devónicas de aquellas reconocidas como edades carbonífero-pérmicas, denominando a todo el conjunto como DEVONO-CARBONIFEROUS SERIES (véase), sugiriendo para la sucesión mesopaleozoica una división estratigráfica en cuatro secciones reconocidas como estratos o capas (beds), las cuales denominó, de base a techo, como: PORT STEPHENS, FOX BAY, PORT PHILOMEL Y PORT STANLEY (véanse), reservando la denominación de PORT PHILOMEL Beds para los sedimentos aflorantes en la isla Gran Malvina (West Falkland) y PORT STANLEY Beds para los de la isla Soledad (East Falkland). Más tarde, sobre la base de los trabajos precedentes, Borrello (1963) se refiere de manera informal para toda la sucesión devónica como Sistema GRAN MALVINA (véase), manteniendo las entidades descritas por Baker (1924) como "grupo de Puerto Stephens" y "grupo de Bahía Fox" para las unidades basales y "grupo de Monte María" para las dos superiores, habiendo utilizado el término "grupo" simplemente con fines descriptivos, sin implicar el sentido estricto de lo que sugiere el reglamento de la nomenclatura estratigráfica. Años más tarde, Borrello (1972) le da status nomenclatural de Grupo Gran Malvina, en tanto que Harrington (1967) y Borrello (1972) fijan el rango de formación para cada uno los intervalos reconocidos (formaciones PUERTO STEPHENS, BAHÍA FOX y MONTE MARÍA (véanse). Cabe destacar que Borrello (1963; 1972) agrupó a los estratos reconocidos por Baker (1924) PORT PHILOMEL Y PORT STANLEY como Formación MONTE MARÍA, pero como han señalado años más tarde Scasso y Mendía (1985), esta unidad no se registra en la región de Monte María, por lo que su identificación es errónea. Por su parte, Greenway (1972) analizando la división propuesta por Baker (1924), también identificó tres secciones, pero con algunas diferencias: PORT STEPHENS en la base, FOX BAY y PORT PHILOMEL las reúne en un solo intervalo y considera en forma independiente a la unidad PORT STANLEY. Por otro lado, refiere a todo este conjunto como DEVONO-CARBONIFEROUS Group (véase). Posteriormente, Scasso y Mendía (1985) efectuaron un completo estudio sedimentológico del

Paleozoico, presentando una división estratigráfica que respeta parcialmente la de Borrello (1972), pero introduciendo modificaciones en la parte superior del grupo, asignando de base a techo las siguientes formaciones: PUERTO STEPHENS, BAHÍA FOX y CALETA SHAG. Cabe destacar que Scasso y Mendía (1985) utilizan la denominación de Formación CALETA SHAG para los niveles reconocidos por Baker (1924) como PORT STANLEY Beds en la sección expuesta de la localidad de Shag Cove. Las subdivisiones identificadas en esta sección corresponderían aproximadamente a las observadas posteriormente en la región de Dunnose Head para la Formación PORT STANLEY (Aldiss y Edwards, 1999).

Contribuciones posteriores como las de Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999) y Hunter y Lomas (2003), profundizan la estratigrafía de la secuencia mesopaleozoica e identifican unidades litoestratigráficas de rangos menores. De esta manera, Aldiss y Edwards (1999) mantienen la nomenclatura sugerida por Greenway (1972), reconociendo cuatro unidades formacionales para la sucesión correspondiente al Grupo GRAN MALVINA (sensu Borrello, 1963; 1972) pero al que denomina como Grupo WEST FALKLAND (véase). En orden ascendente las unidades reconocidas son: Formación PORT STEPHENS, FORMACIÓN FOX BAY, FORMACIÓN PORT PHILOMEL y Formación PORT STANLEY. Asimismo, estos autores identifican cinco miembros en la Formación PORT STEPHENS, los cuales de base a techo son: Plantation (Silúrico) en la isla Gran Malvina (West Falkland) o Limpet Creek (Silúrico) en la isla Soledad (East Falkland), Albemarle, Mount Alice (Silúrico), SOUTH HARBOUR (véase), FISH CREEK (véase), y para la Formación FOX BAY mapean y reconocen el Miembro EAST BAY (véase) en el área norte y noroeste de Bahía Fox, yaciendo probablemente en forma más generalizada en la isla Gran Malvina, especialmente en el área de la Coast Ridge. Esta unidad corresponde a las capas transicionales entre la Formación FOX BAY y la Formación PORT PHILOMEL. Finalmente, los trabajos de Stone *et al.* (2005), Stone y Rushton (2006), Stone (2010; 2012 y 2014) entre los más recientes, amplían el estado de conocimiento de la secuencia y de la geología general de las Islas Malvinas.

Marshall (1994) traduce literalmente Grupo GRAN MALVINA como 'GRAN MALVINA Group' y lo utiliza como sinónimo para su designación. Meadows (1999) adopta esta nomenclatura para sus trabajos, mientras que Aldiss y Edwards (1999) consideran inapropiada esta denominación y proponen 'WEST FALKLAND Group'. Sin embargo, en Sudamérica se mantiene el uso de Grupo GRAN MALVINA para referirse a esta secuencias del Silúrico?-Devónico Inferior - Medio/ Carbonífero?.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Andersson (J.G.), 1907; Baker (H.A.), 1922; 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972; Bradshaw (M.A.), 1981; Broqué (C.A.M.), 1992; Carvalho (M. da G.P.), 2006; Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1976; Clarke (J.M.), 1913; Cocks (L.R.M.), 1996; Cocks (L.R.M.), Adrain (J.E) y Morris (N.J.), 1998; Cooper (M.R.), 1982; Cramer (F.H.) y Cramer (M.D), 1972; Darwin (C.), 1846; Edgecombe (G.D.), 1994; Frakes (L.A.) y Crowell (J.C.), 1967; Greenway (M.E.), 1972; Halle (T.G.), 1912; Harrington (H.J.), 1967; Hiller (N.) y Taylor (F.F.), 1992; Hunter (M.A.) y Lomas (S.A.), 2003; Marshall (J.E.A.), 1994; Meadows (N.S.), 1999; Morris (J.) y Sharpe (D.), 1846; Newton (E.T.), 1906; Scasso (R.A.) y Mendía (J.E.), 1985; Seward (A.C.) y Walton (J.), 1923; Stone (P.), 2010, 2012, 2014; Stone (P.) y Rushton (A.W.A.), 2006, 2012; Stone (P.), Aldiss (D.A.) y Edwards (E.J.), 2005; Tankard (A.J.), Uliana (M.A.), Welsink (H.J.), 1995; Thistlewood (L.), Leat (P.T.), Millar (I.L.), Storey (B.C.) y Vaughan (A.P.M.), 1997.

GRAN MALVINA (Sistema...)Silúrico? - Devónico inf. – medio, Carbonífero?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)

BORRELLO (A.V.), 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia, Ediciones Culturales Argentinas, Buenos Aires, Argentina, p. 22.

Descripción original: "A los efectos de la presente descripción, los depósitos mesopaleozoicos se han reunido en lo que denominamos 'Sistema de Gran Malvina', quedando comprendido los de fechas neopaleozoica en el propuesto Sistema de la Isla Soledad".

Observaciones: Se trata de una unidad informal, no definida de acuerdo con las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992).

Véase: GRAN MALVINA (Grupo...)

(N.J. URIZ)

Referencias: BORRELLO (A.V.), 1963.

GUALILÁN (Grupo...).....**Lochkoviano - Frasniano inf.?**

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 32° y 30°31' lat. S)

BALDIS (B.A.), 1975. El Devónico inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(1), p. 59.

Localidad y secciones tipo: De acuerdo con Baldis (1975a):

1) Río San Juan en la localidad de Tambolar: donde se encuentra una secuencia completa de la Formación TALACASTO (véase) en su expresión de "facies marginal" y de la Formación Punta Negra en su "facies característica" (Baldis, 1973).

2) Quebrada de Talacasto: donde aflora el perfil tipo de la Formación homónima y la Formación PUNTA NEGRA (véase) en su "facies característica".

3) Cordonada de Los Blanquitos (SO de Jáchal), caracterizada por la presencia de la Formación TALACASTO (véase) en sus mayores espesores y la Formación PUNTA NEGRA (véase) con manifiesto cambio de "facies noroeste" (Baldis, *op. cit.*).

Descripción original: "[El Grupo Gualilán incluye] las Formaciones Talacasto y Punta Negra en sus secciones tipo y en sus distintas variaciones laterales de facies... [El agrupamiento se considera] suficientemente justificado..., ya que ambas unidades conforman un complejo sedimentario concordante, de edad probable devónica en su totalidad y que aparentan un ciclo continuo de deposición variable únicamente en las condiciones particulares de la cuenca sedimentaria. ...Se adopta el nombre de Gualilán pues, a partir de esa comarca, y en forma epicéntrica a la misma, es posible establecer los mayores cambios de facies en cada una de las unidades agrupadas."

(J.J. RUSTÁN y N.E. VACCARI)

Referencias: Baldis (B.A.), 1973, 1975a.

GUARACO NORTE (Formación...).....**Devónico sup.**

(*Cordillera Principal, Prov. Neuquén*, aprox. 36°47,5'-36°52,5' lat. S. y 70°36'-70°39' long. O).

ZAPPETTINI (E.O.), MÉNDEZ (V.) y ZANETTINI (J.C.M.), 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2): 206-207.

Localidad tipo: Arroyo Guaraco Norte, próximo a su desembocadura en el río Neuquén (Zappettini *et al.*, 1987).

Descripción original: "La entidad se puede diferenciar en dos secciones sobre la base de su litología y coloración. La sección inferior, de tonalidad oscura, está integrada por filitas de color gris oscuro, casi negro, marcadamente esquistosas, y compuestas por moscovita, cuarzo y clorita verde, con piritita xenomorfa en las superficies de esquistosidad. La sección superior es de color gris verdoso por meteorización. Está compuesta en su parte baja por pizarras de estructura granosa fina, color gris oscuro, con fisilidad marcada por la orientación de sus

componentes; están formadas por cuarzo, micas y minerales de hierro. Hacia arriba, y constituyendo la mayor parte de la sección, se presentan esquistos cuarzosos de estructura granosa muy fina y color gris oscuro. Se observa una marcada esquistosidad y abundante cuarzo con orientación óptica, clorita, biotita y escasos cristales de albita y de piritita xenomorfa. En la sección inferior se emplazan venas, venillas y lentes de cuarzo blanco lechoso dispuestas en forma paralela y transversal a la esquistocidad”.

Descripción: Zanettini (2001) reconoce exposiciones de esta unidad en el arroyo Chacay y en la confluencia de los ríos Neuquén y Varvarco. En el arroyo Chacay está conformada por esquistos de color gris oscuro a claro, de estructura granosa fina, en variedades cuarzo-sericítica, cuarzo-biotítica y cuarzo-micácea con intercalaciones, en ocasiones lentiformes, de esquistos cuarzosos gris a gris oscuro y clorítico-cuarzosos gris verdoso. Están compuestos por cuarzo, biotita, moscovita, sericita y clorita, con circón y apatita en la variedad micácea y plagioclasa (albita, oligoclasa) y feldespato potásico en la variedad cuarzosa. En la confluencia de los ríos Neuquén y Varvarco, predominan los esquistos cuarzo biotíticos gris oscuro, con los que se asocian esporádicas intercalaciones de cuarcitas blanquecinas de grano fino. En ambos afloramientos la esquistosidad tiene un rumbo variable entre 310° y 340° e inclinación 35° NE a vertical. En la zona de contacto con la Granodiorita Varvarco los esquistos presentan una aureola de contacto con presencia de andalucita, diópsido, hornblenda y cúmulos de sericita y están penetrados por vetillas pegmatíticas y de cuarzo blanco lechoso.

Espesor: Integrando distintos afloramientos, Zanettini (2001) estima en unos 1.800 m de potencia para esta unidad.

Relaciones estratigráficas: La base de esta unidad no se observa. Está cubierta en discordancia angular por el Grupo Choiyoi (Permo-Triásico), el Basalto Coyocho (Plioceno) y depósitos glaciales e intruida por las plutonitas Varvarco, Radales (Triásico) y Collipilli (Paleógeno) (Zanettini, 2001).

Extensión geográfica: Aflora en la costa norte del lago Varvarco Campos, en la barranca sobre el río Neuquén en el poblado de Varvarco e inmediatamente al norte, este y sur del mismo (Zanettini, 2001).

Edad: En base a su semejanza con unidades metamórficas de la Cordillera Frontal y del Bloque de San Rafael, Zappettini *et al.* (1987) le asignaron edad silúrico-devónica inferior. Dataciones U/Pb SHRIMP en circones detríticos indican una edad máxima de depositación de 374 Ma (Zappettini *et al.*, 2012)

Observaciones: Groeber (1947) menciona por primera vez a estas rocas a las que describe como filitas aflorantes en la península del lago Varvarco Campos entre los brazos Varvarco y Benítez. De acuerdo a Zappettini *et al.* (1987) los afloramientos del arroyo Guaraco Norte corresponden a la facies de esquistos verdes subfacies cuarzo-albita-clorita-mica.

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Groeber (P.), 1947; Zanettini (J.C.M.), 2001; Zappettini (E.O.), Méndez (V.) y Zanettini (J.C.M.), 1987; Zappettini (E.O.), Chernicoff (C. J.), Santos (J. O. S.), Dalponte (M.), Belousova (E.) y McNaughton (N.), 2012.

GUARGUARÁZ (Complejo ...).....Neoproterozoico - Devónico

(Cordillera Frontal, entre el río Mendoza y el río Tunuyán, Prov. Mendoza, aprox. 33°18'-33°21'S y 69°25'-69°30' O).

LÓPEZ (V.L.), GREGORI (D.) y MIGUELES (N.A.), 2001. Stratigraphy and structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. Geol. Soc. Amer., Ann. Meeting, Boston. Abst. BTH 98, A-38.

LÓPEZ (V.L.) y GREGORI (D.), 2003. Petrología y Geoquímica del Complejo Guarguaráz, Basamento metamórfico de la Cordillera Frontal, Argentina. Simposio Internacional: Acreção do microcontinente: Cuyania a proto-margem do Gondwana, Porto Alegre. Abstracts, pp. 8.

LÓPEZ (V.L.) y GREGORI (D.), 2004. Provenance and Evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7 (4): 1198-1206.

Localidad tipo: Area del río de Las Tunas, Cordillera Frontal, Mendoza (López *et al.*, 2001).

Descripción original: "Detailed mapping of the Mendoza Frontal Cordillera basement in the Río de las Tunas area indicates the presence of previously unrecognized metamorphic facies such as quartzitic schists, marbles and calcareous mudstones. The protoliths were deposited in active marginal basins, with siliciclastic and carbonate platforms, and slope facies. All of them show clear primary sedimentary structures, such as lamination, crosscutting structures and sigmoidal bodies, due to bar migration. Deep submarine channels occupied by turbiditic flows, which display an east-west paleoflow, incised the carbonate platform. Transitional relationships between carbonate platform, now represented by marbles and crystalline carbonates, and turbiditic flows, represented by micaceous schists, can be recognized in the upper levels of the turbidic sequences. At the same time, basic submarine volcanism occurred in the basin. The volcanic products include pillow lava, lava flows, basic dikes and sills. Their emplacement and paleogeographic setting is still unclear. Basement rocks were metamorphosed under greenschist and amphibolite facies, whereas turbiditic facies show very low-grade metamorphism. Structure of the Frontal Cordillera basement is not simple, and most of its setting is unknown. Schists and calcareous mudstones developed crenulation cleavage and SC cleavage. In the eastern area, marbles and interbedded schists are folded in wide structures with large curvatures, whereas the turbiditic sequences, preserving their original arrangement, form thick (more than 400 m) sedimentary piles in nearly horizontal structures" (López *et al.*, 2001).

Descripción: Según López y Gregori (2003) el complejo Guarguaráz, que representa el basamento de Cordillera Frontal, está formado por una secuencia metasedimentaria depositada en un ambiente de margen pasivo caracterizada por la presencia de esquistos cuarcíticos y micáceos portadores de granates; una asociación de rocas volcánicas-subvolcánicas básicas en facies de anfibolitas intercaladas en las metasedimentitas y emplazadas en condiciones extensionales que se asocian a la formación de una cuenca marina y por último cuerpos ultramáficos asociados a procesos compresionales posteriores y afectados finalmente por fallas de rumbo. Se reconocen dos estadios en la evolución del Complejo Guarguaráz, el primero que corresponde a condiciones extensionales en un margen pasivo abierto hacia el oeste. Edades Rb/Sr y K/Ar indicarían un rango entre 780 y 463 Ma para este episodio. Durante el Devónico tardío, el ambiente cambia a condiciones compresionales generando la deformación y el metamorfismo de las sedimentitas y de la corteza oceánica interdigitada conformando un prisma de acreción. Este evento se asocia con la fase chánica de la orogenia Famatiniana. Estos autores reconocen que la evolución del Complejo Guarguaráz puede correlacionarse con la de aquellas unidades equivalentes de Precordillera y de la Cordillera Central chilena, indicando que Chileña no sería un terreno alóctono de Gondwana sino una porción de su margen occidental durante el Paleozoico temprano y que el Complejo Guarguaraz, incluido en el terrane Chileña, sería un prisma de acreción del arco Famatiniano (López y Gregori, 2004 y bibliografía allí citada). La formación del prisma de acreción a partir del evento metamórfico durante el Devónico fue evaluada y cuestionada por Massone y Calderón (2008) a través del análisis de la trayectoria P-T de una metapelita del Complejo; sugiriendo que las condiciones de alta presión obedecerían con mayor probabilidad al engrosamiento de la corteza durante el choque del supuesto terrane Chileña con Gondwana. Asimismo, Willner *et al.* (2011) asocian las condiciones de alta presión de las rocas deformadas durante el Devónico medio (390 ± 2 Ma) a la colisión entre Chileña y Cuyania. García-Sansegundo *et al.* (2016) consideran al Complejo Guarguaráz una unidad fundamental para la reconstrucción de la evolución andina y reconocen en las unidades metamórficas tres episodios de deformación, representados por sistemas de pliegues con foliaciones tectónicas, todos los cuales se asocian a la orogenia Chánica. El primer episodio (D1) corresponde a un

metamorfismo desarrollado parcialmente en condiciones de alta presión; el segundo episodio (D2) corresponde a las principales estructuras del complejo, a su exhumación parcial, y se asocia a condiciones de menor presión y mayor temperatura que la anterior y finalmente el tercer episodio (D3) está evidenciado por una deformación que involucra las preexistentes. Estos autores mencionan que la falta de discordancias importantes en la secuencia paleozoica del oeste de Cuyania hasta el Carbonífero inferior descartaría la posibilidad de una colisión preliminar.

Relaciones estratigráficas: El Complejo Guarguaráz conforma un gran anticlinal que cabalga hacia el este sobre depósitos terciarios que pertenecen al Espolón de la Carrera y sobre él yacen en discordancia y hacia el oeste, sedimentitas del Carbonífero (López y Gregori, 2004). Estas metamorfitas son intruidas por rocas volcánicas alcalinas intercarboníferas de la Asociación Volcánica Meso-Variscica que afloran en el Cordón del Plata y en la Cuchilla de Guarguaráz (López de Azarevich y Azarevich, 2013).

Paleontología y edad: El registro paleontológico de la secuencia metasedimentaria, con la presencia de cianobacterias (*Siphonophycus* y *Bavlinella*) y acritarcos, sugiere para ésta una edad vendiana-cámbrica; análisis isotópicos Sm–Nd sobre cuerpos máficos informan edades de 655 ± 76 Ma (López de Azarevich *et al.*, 2009; López de Azarevich y Azarevich, 2013). La deformación y el metamorfismo de las sedimentitas y de la corteza oceánica interdigitada, se produce durante el Devónico, con edades promedio de 390 ± 2 Ma (Willner *et al.* (2011).

Observaciones: El conjunto de rocas descrito fue asignado informalmente por López *et al.* (2001) y por López y Gregori (2003) al Complejo Guarguaráz y reconocido formalmente como tal en López y Gregori (2004).

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: García-Sansegundo (J.), Gallastegui (G.), Farías (P.), Rubio-Ordoñez (A.), Cuesta (A.), Heredia (N.), Gaimbiaggi (L.) y Clariana (P.), 2016; López (V.L.), Gregori (D) y Migueles (N.A.), 2001; López (V.L.) y Gregori (D.), 2003, 2004; López de Azarevich (V.L.), Escayola (M.), Azarevich (M.B.), Pimentel (M.M.) y Tassinari (C.), 2009; López de Azarevich (V.L.) y Azarevich (M.B.), 2013; Massone (H.-J.) y Calderón (M.), 2008; Willner (A.P.), Gerdes (A.), Massonne (H.J.), Schmidt (A.), Sudo (M.), Thomson (S.N.) y Vujovich (G.I.), 2011.

GUDIÑO (Ortocuarcita...; Formación...).....Paleozoico inf.? - sup.?

(Prov. Chubut, aprox. $42^{\circ}21'$ lat. S y $70^{\circ}01'$ long. O)

Observaciones: Este término fue propuesto por Proserpio (1978, p. 35) para describir la presencia de unas areniscas finas a medianas, de tonalidades rojizas, expuestas en forma asilada en las proximidades del puesto Gudiño, siendo referidas al Paleozoico superior (Pérmico). De acuerdo a Cortés *et al.* (1984) y Japas (2001), estas rocas serían equivalentes a la Formación SIERRA GRANDE (véase). Finalmente, Limarino *et al.* (1999) utilizaron el término Formación Gudiño para esta unidad.

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: Cortés (J.M.), Caminos (R.) y Leanza (H.A.), 1984; Japas (M.S.), 2001; Limarino (C.), Massabie (A.), Rossello (E.), López Gamundi (O.), Page (R.) y Jalfin (G.), 1999; Proserpio (C.A.), 1978.

H

HERRADA (Miembro...)Wenlockiano - Pragiano/Emsiano

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, $40^{\circ}30'$ – $42^{\circ}15'$ lat. S y 65° – $69^{\circ}15'$ long. O)

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2), p. 161.

Observaciones: Zanettini (1981) sobre la base de caracteres petrográficos y contenido fosilífero, divide a la Formación SIERRA GRANDE en dos miembros: SAN CARLOS el inferior y Herrada el superior, en los cuales se destacan horizontes ferríferos. El contacto entre ambos miembros es de carácter transicional e implican un ciclo de sedimentación transgresivo-regresivo. No obstante, en su descripción no da precisión sobre las localidades tipo de estas unidades. A partir de la descripción de ocho perfiles estratigráficos, el Miembro Herrada se encuentra constituido por areniscas gruesas a medianas, de tonalidades rojizas, con intercalaciones limolíticas y niveles lenticulares de hematita oolítica cuarcítica (Horizonte ferrífero Alfaro), seguidas de areniscas finas y limolitas rojizas, culminando la secuencia con potentes estratos de areniscas medianas a gruesas de tonalidades amarillas a grisáceas e intercalaciones delgadas de lutitas verdosas.

La reinterpretación de las particularidades sedimentarias de la Formación Sierra Grande permitió a Zanettini (1999) postular un tercer miembro denominado Polke (Cámbrico tardío - Silúrico?), en la parte inferior de la unidad, por lo que redefinió los límites de los miembros establecidos previamente.

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...), SAN CARLOS (Miembro...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Zanettini (J.C.M.), 1981, 1999.

HILARIO (Formación...).....**Devónico inf.**

(*Precordillera Occidental de San Juan, Sierra de Barreal, aprox. 32° lat. S y 69° long. O*)

MÉSIGOS (M.G.), 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (2), p. 71.

Localidad y sección tipo: En el Cerro Leoncito, 25 km al sur-sudeste de Barreal (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "Consiste en una sucesión monótona de grauvacas y de areniscas feldespáticas, algo metamorfizadas, de color pardo grisáceo oscuro, con algunas intercalaciones arcillosas. Las grauvacas y areniscas son compactas y masivas, estando constituidas esencialmente por cuarzo y feldespato; el tamaño de los granos es mediano y el grosor de los bancos varía entre 0,40 y 0,60 m".

Descripción: Está constituida principalmente por areniscas y areniscas arcillosas grises a pardas, teñidas en parte por óxidos de hierro, lo que les confiere una tonalidad amarillenta. En las mismas hay pequeñas intercalaciones de lutitas pardas o negruzcas. Ocasionalmente se encuentran bancos de 0,50 a 1 m de subgrauvacas de color negro verdoso. La inyección cuarzosa en forma de delgadas venillas emplazadas en planos de clivaje, es escasa (Baldis, 1964). Las areniscas, subgrauvacas y lutitas de coloraciones verdosas presentan características de depositación rítmica (Cuerda y Baldis, 1971).

Espesor: Debido a que las grauvacas y areniscas están fuertemente plegadas e imbricadas, presentando hoy una posición subvertical, se hace difícil calcular su espesor, pero la parte aflorante se estima que alcanza los 400 metros de potencia (Mésigos, 1953; Baldis, 1964).

Relaciones estratigráficas: Su base no es visible. Su contacto superior es evidente estando la unidad recubierta en marcada discordancia angular por la Formación de El Paso (Mississippiano) (Mésigos, 1953).

Extensión geográfica: Aflora en el departamento de Calingasta, desde el pueblo llamado Sorocayense hasta más allá de la Estancia el Leoncito arriba, a lo largo del borde occidental de la Precordillera, constituyendo el núcleo del braquianticlinal de El Paso. Los asomos cubren un área ovalada de 800 metros de largo en sentido norte-sur y unos 400 metros de ancho (Mésigos, 1953).

Paleontología y edad: Inicialmente Zöllner (1950a), en su trabajo sobre las observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina, define al "Pretilítico" como de edad devónica.

Más tarde, Mésigos (1953), al definir a la Formación de Hilario (= Formación Hilario *sensu* Baldis, 1964) considera el hallazgo de Angelelli y Trelles (1938), en un área ubicada un poco más al norte en la Quebrada de la Alcaparrosa (Cordón de la Alumbraera), de restos de graptolites asignados a *Climacograptus* aff. *antiquus* Lapworth y *Amplexograptus* sp., indicadores del Ordovícico. De este modo Mésigos (1953), por la semejanza litológica de la unidad en cuestión (núcleo del braquianticlinal de El Paso) con los estratos de la Quebrada de la Alcaparrosa, le atribuye a la unidad una edad ordovícica. No obstante, el autor manifiesta sus dudas acerca de la edad que le asigna a la unidad indicando que ésta carece absolutamente de fósiles, y continúa expresando que él mismo se sorprende de considerar a la unidad como de edad ordovícica, apartándose de la idea de Zöllner (1950a), quien había sugerido una edad devónica como la más probable.

Luego, Baldis (1964) al establecer que la Formación Hilario correspondía al miembro de Areniscas amarillentas de la sección superior del "Pretilítico", pone en duda la posibilidad de una correlación de la sección superior del "Pretilítico" con los estratos con *Climacograptus* de Calingasta, fundamentando la carencia de datos entre localidades tan distantes y a su vez al tipo litológico del "Pretilítico" de la zona sur de Barreal que difería del de los sedimentos del borde occidental de la Sierra de la Alumbraera. Además, a pesar de la ausencia de fósiles señalada por Mésigos (1953), Baldis (1964) destaca la presencia de una forma fósil hallada en la parte superior de esta unidad junto a numerosos rastros de vermes. Este autor señala que esta forma había sido encontrada por Zöllner en el "Pretilítico" de la Quebrada de Cepeda, al E de Barreal y había sido posteriormente estudiada por Frenguelli (1952a) quien la clasificó como *Tontalia zöllneri* Frenguelli. Baldis (1964) continúa diciendo que Frenguelli la consideró como de origen algal en tanto que Amos *et al.* (1963) establecieron que la misma poseía una afinidad morfológica con los vermes problemáticos denominados *Chondrites*. Siguiendo esta última interpretación, Baldis (1964) comparó los restos hallados en la unidad con los descritos por Simpson (1956), en su revisión de estos problemáticos, y señaló que tenían muchas semejanzas con los que se habían descrito para el Devónico. El autor finaliza diciendo que la presencia de *Chondrites* y el estudio litológico del "Pretilítico", el cual no manifiesta presencia de rocas metamórficas, le permitió descartar la posibilidad de que las rocas en consideración sean de edad precámbrica, como lo sostenían algunos autores. De este modo, Baldis (1964) concluyó que la unidad era de edad presumiblemente devónica, a pesar de que aclaró que estos elementos fósiles no eran decisivos para establecer la edad de la unidad en cuestión.

Más tarde, Padula *et al.* (1967) señalaron que la unidad contenía fósiles problemáticos (*Chondrites*) y esporas y la consideraron como de edad devónica temprana. Baldis (en Cuerda y Baldis, 1971) estableció una equivalencia entre las formaciones Hilario - Lomitas Negras y la Formación TALACASTO (véase) basándose en la relación estratigráfica concordante que se observaba entre las formaciones Hilario, LOMITAS NEGRAS (véase) y TONTAL (véase).

Observaciones nomenclaturales: Originalmente Mésigos (1953) definió la unidad como Formación de Hilario, dado que en estos depósitos alcanzan su máximo desarrollo en las proximidades del Cerro Hilario. Posteriormente, Baldis (1964) cuando describe al "Pretilítico" de Zöllner (1950a) y lo subdivide en dos secciones (inferior y superior) se expresa diciendo que el miembro de Areniscas amarillentas de la sección superior es muy similar a la Formación Hilario de Mésigos (1953), eliminando de este modo la preposición "de".

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amos (A.J.), Baldis (B.) y Csaky (A.), 1963; Angelelli (V.) y Trelles (F.), 1938; Baldis (B.), 1964; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Frenguelli (J.), 1952a; Mésigos (M.G.), 1953; Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Simpson (S.G.), 1956; Zöllner (W.), 1950a.

HUAMAMPAMPA (Formación...)-Emsiano sup.? - Eifeliano medio

(Sierras Subandinas, Llanura Chaco-Salteña de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 64°30'-63° long. O)

ULRICH (A.), 1892. Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 7, p. 90.

BÖTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), SAMOSIUK (N.), VISTALLI (M.C.), 1984. Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades precarbónicas (Siluro-Devónicas) en el subsuelo de la Cuenca Paleozoica del Noroeste. *9º Congreso Geológico Argentino* (San Carlos de Bariloche), 5, p.94.

Localidad tipo: Alrededores de Candelaria donde la carretera de Tarabuco a Icla corta el sinclinal con esta formación en el núcleo, Provincia de Zudañez, Departamento de Chuquisaca, Bolivia (Ulrich, 1892; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Descripción: Böttcher *et al.* (1984) describen esta unidad en el subsuelo del este de Salta (Argentina) al igual que otros autores en superficie y subsuelo en Bolivia (*e.g.*, Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000) como una sucesión de areniscas de colores grises, grano medio a fino, micáceas, duras, compactas, con algunos niveles bioturbados, estratificadas en bancos de 10-50 cm formando paquetes de 2-4 m de espesor. Intercalan en menor medida pelitas de color gris oscuro y estratificación fina y bancos de cuarcitas macizas.

Espesor: En la localidad tipo fue medido un espesor de alrededor de 250 m (Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996). Limachi *et al.* (1996) registraron en varias localidades de Bolivia espesores entre 300 y 700 m mientras que Böttcher *et al.* (1984) registraron espesores de hasta 200 m. Starck *et al.* (1993a) consideran que la dupla ICLA-HUAMAMPAMPA (véase), la cual constituye una sucesión estrato y grano creciente transicional que incluyen en la Supersecuencia LAS PAVAS (véase), alcanza alrededor de 900 m (véase también Vistalli, 1999).

Relaciones estratigráficas: Böttcher *et al.* (1984), Starck *et al.* (1993a) y Suárez Soruco y Díaz Martínez (1996) indican que la base y tope serían concordantes con las Formaciones ICLA (véase) y LOS MONOS (véase) respectivamente en el subsuelo de Argentina y en superficie y subsuelo en Bolivia.

Extensión geográfica: Reconocida en el subsuelo de la Llanura Chaco-Salteña en Argentina (*e.g.*, Böttcher *et al.*, 1984; Starck *et al.*, 1993a) y en superficie y subsuelo en la zona central y sur de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, hasta la latitud de Santa Cruz de la Sierra en Bolivia y el subsuelo del Chaco en Bolivia (*e.g.*, López Pugliesi y Suárez Soruco, 1982; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000).

Paleontología y edad: Diversos autores registraron en estratos de superficie y subsuelo atribuidos a esta unidad en Bolivia, invertebrados (*e.g.*, *Australocoelia tourtelotti*, *Australospirifer antarcticus*, *Conularia quichua*) y palinomorfos continentales y marinos (*Emphanisporites annulatus*, *Dibolisporites echinaceus*, *Evittia sommeri*, *Acinosporites lindlarensis*, *Ancyrochitina langei*, *Eisenackitina aranea*, *Alpenachitina eisenacki*) que indicarían una edad emsiana tardía a givetiana temprana (véase Limachi *et al.*, 1996; Blicke *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000; Grahn, 2002; Alvarez *et al.*, 2003). Noetinger y di Pasquo (2010) registraron en el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, cuatro asociaciones palinológicas. La asociación 1 (entre 3628-3124 m de profundidad) atribuida al Eifeliano temprano-medio, podría estar comprendida en la Formación Huamampampa, apoyado además en las características litológicas de dicha sección del pozo (tramo más arenoso). Di Pasquo *et al.* (2009, 2015), Aráoz *et al.* (2017), Noetinger *et al.* (2018) han contribuido con información palinológica y paleobotánica sustentando la edad Emsiano-Eifeliano para esta unidad.

Observaciones: Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995) indican que la dupla Icla-Huamampampa (en afloramientos de la región subandina occidental en Argentina, se denomina Formación PESCADO (véase), también incluida en la Supersecuencia LAS PAVAS (véase).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Alvarez (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Aráoz (L.), Noetinger (S.), Vergel (M.M.) y Di Pasquo (M.M.), 2017; Blicck (A.), Gagnier (P.Y.), Bigey (E.P.), Edgecombe (G.D.), Janvier (P.), Loboziak (S.), Racheboeuf (P.R.), Sempere (T.) y Steemans (P.), 1996; Böttcher (G.), Frigerio (M.), Samosiuk (N.) y Vistalli (M.C.), 1984; di Pasquo (M.), Amenábar (C.R.) y Noetinger (S.), 2009; di Pasquo (M.M.), Noetinger (S.), Isaacson (P.), Grader (G.), Starck (D.), Morel (E.) y Anderson Fohnagy (H.), 2015; Grahn (Y.), 2002; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; López Pugliesi (J.M.) y Suárez Soruco (R.), 1982; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2010; Noetinger (S.), Di Pasquo (M.M.) y Starck (D.), 2018; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a; Suárez Soruco (R.), 2000; Suárez Soruco (R.) y Díaz-Martínez (E.), 1996; Ulrich (A.), 1892; Vistalli (M.C.), 1999.

I

ICLA (Formación.....).....Lochkoviano sup. - Eifeliano

(Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Salteña de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 64°30'-63° long. O)

ULRICH (A.), 1892. Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 7, p. 91.

BÖTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), SAMOSIUK (N.), VISTALLI (M.C.), 1984. Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades precarbónicas (Siluro-Devónicas) en el subsuelo de la Cuenca Paleozoica del Noroeste. *9º Congreso Geológico Argentino* (San Carlos de Bariloche), 5, p. 94.

Localidad tipo: Icla a 55 km al SE de Tarabuco, en el Departamento de Chuquisaca, Bolivia (Ulrich, 1892; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Descripción: Ulrich (1892) realiza la primera descripción de la unidad en Bolivia. Böttcher *et al.* (1984) describen esta unidad en el subsuelo del Este de Salta (Argentina) al igual que otros autores en superficie y subsuelo en Bolivia (e.g., Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000), como una sucesión de areniscas finas y pelitas micáceas de colores grises y fosilíferas en general.

Espesor: En la localidad tipo fue medido un espesor de alrededor de 300-400 m (Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996). Limachi *et al.* (1996) registraron en varias localidades de Bolivia espesores entre 100 y 700 m. Starck *et al.* (1993a) consideran que la dupla ICLA-HUMAMPAMPA constituye una sucesión estrato y grano creciente transicional que incluyen en la Supersecuencia LAS PAVAS (véase), alcanza unos 900 m.

Relaciones estratigráficas: Böttcher *et al.* (1984), Starck *et al.* (1993 a) y Suárez Soruco y Díaz Martínez (1996) indican que la base y tope serían concordantes con las formaciones SANTA ROSA (véase) y HUAMAMPAMPA (véase) respectivamente en el subsuelo de Argentina y en superficie y subsuelo en Bolivia.

Extensión geográfica: Reconocida en el subsuelo de la Llanura Chaco-Salteña en Argentina (e.g., Böttcher *et al.*, 1984; Starck *et al.*, 1993a) y en superficie y subsuelo en la zona

central y sur de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas hasta hasta la latitud de Santa Cruz de la Sierra en Bolivia y el subsuelo del Chaco en Bolivia (e.g., López Pugliesi y Suárez Soruco, 1982; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Vistalli, 1999; Suárez Soruco, 2000).

Paleontología y edad: Alvarez *et al.* (2003) listaron datos paleontológicos de invertebrados en esta unidad en afloramientos y subsuelo en Argentina y en Bolivia (e.g., *Proboscidina arcei*, *Scaphiocoelia boliviensis*, *Australospirifer hawkinsi*) y palinomorfos continentales y marinos (*Dictyotriletes emsiensis*, *Schizocystia saharica/pilosa*, *Emphanisporites annulatus*, *Evittia sommeri*; *Ramochitina magnifica*; *Ancyrochitina parisi*). Estos fósiles indican una edad lochkoviana tardía a eifeliana (véase Limachi *et al.*, 1996; Blicek *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000; Grahn, 2002; Alvarez *et al.*, 2003). Di Pasquo (2013) anticipó resultados del estudio palinológico de la sección de Yesera Centro abarcando las formaciones Santa Rosa, Icla, Huamampampa, Los Monos e Iquiri, apoyando la edad de dichas unidades.

Observaciones: Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995) consideran la dupla Icla-Huamampampa expuesta en Bolivia equivalente a la Formación PESCADO (véase).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Alvarez (L.A.), Dalenz Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Blicek (A.), Gagnier (P.Y.), Bigey (E.P.), Edgecombe (G.D.), Janvier (P.), Loboziak (S.), Racheboeuf (P.R.), Sempere (T.) y Steemans (P.), 1996; Böttcher (G.), Frigerio (M.), Samosiuk (N.) y Vistalli (M.C.), 1984; di Pasquo (M.M.), 2013; Grahn (Y.), 2002; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; López Pugliesi (J.M.) y Suárez Soruco (R.), 1982; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a; Suárez Soruco (R.) 2000; Suárez Soruco (R.) y Díaz-Martínez (E.), 1996; Ulrich (A.), 1892; Vistalli (M.C.), 1999.

IQUIRI (Formación...).....**Givetiano - Frasniano**

(Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Salteña de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 64°30'-63° long. O)

PADULA (E.L.) y REYES (F.C.), 1958. Contribución al Léxico Estratigráfico de las Sierras Subandinas. *Boletín Técnico Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1), p. 36.

Localidad tipo: Quebrada Iquiri, afluente occidental del río Ñancaguazú, contribuyente del río Grande.

Descripción original: White dice (en Padula y Reyes, 1958, p. 17): "The Iquiri formation is a serie of gray highly indurated, micaceous sandstones, outcropping on the west side of the structure at the type locality on the Iquiri creek, where it cuts through the "C" range. ... On this creek it is an specially well marked definite unit, but on some of the other sections there is no very sharp line between it and the Los Monos formation."

Descripción: Constituida por areniscas de grano fino de color gris amarillento a gris verdoso, micáceas, limosas, algunos niveles muy bioturbados y otros laminados, con abundantes restos vegetales, estratificadas en niveles de 20 a 80 cm. Intercalados se hallan delgados niveles de pelitas gris o castaño oscuro, micáceas y finamente laminadas. Además aparecen niveles de areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, y conglomerados finos. Se la restringe a la facies más arenosa del Devónico tardío de las Sierras Subandinas cuando aparece sobre la Formación LOS MONOS (véase) más pelítica (Padula y Reyes, 1958; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Espesor: El espesor de esta unidad en su localidad tipo es de 400 m y en la quebrada Los Monos presenta alrededor 30 metros según Padula y Reyes (1958). Es muy variable entre

0 m y 700 m en Bolivia y Argentina (véase Starck *et al.*, 1993a; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Limachi *et al.*, 1996).

Relaciones estratigráficas: La base de esta unidad es transicional con la Formación LOS MONOS (véase) aunque según las localidades estudiadas puede no estar presente o ser confundida con ésta, razón por la cual ambas unidades son reunidas en la Supersecuencia AGUARAGÜE (véase) por Starck *et al.* (1993a). Su tope es discordante (o paraconcordante) con el Grupo Macharetí del Carbonífero (véase Starck *et al.*, 1993a, b; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; di Pasquo, 2003, 2007b; Gutiérrez, 2008).

Extensión geográfica: Se reconoce principalmente en Bolivia, tanto en superficie como en el subsuelo de las Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y el Chaco hasta la latitud de Santa Cruz de la Sierra y de manera más saltuaria aflora en la región occidental de las Sierras Subandinas hasta la parte oriental de la Cordillera Oriental del noroeste de Argentina y en el subsuelo hasta el Chaco-Salteño y el oeste de Paraguay (véase Starck *et al.*, 1993a; Starck, 1995; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000).

Paleontología y edad: En la literatura es atribuida en general al Givetiano tardío - Frasniano/Fameniano según sus fósiles (palinomorfos e invertebrados) en diferentes localidades estudiadas y representaría una facies marina más somera, lo cual sugiere en general, la colmatación de la cuenca devónica (véase Castaño y Rodrigo, 1978; Pérez Leyton, 1991; Limachi *et al.*, 1996; Blicke *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000; Grahn, 2002; Alvarez *et al.*, 2003). En el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, Argentina, Noetinger y di Pasquo (2007, 2008b, 2011) registraron cuatro asociaciones palinológicas; entre ellas la asociación SA3 (2600-2548 m.b.b.p.) fue atribuida al Frasniano temprano. Este tramo arenoso inmediatamente por debajo del contacto discordante con diamictitas del Pennsylvaniano (di Pasquo y Noetinger, 2008b), fue considerado Formación IQIRI.

Observaciones: Es correlacionada con el Miembro ARENISCA JOLLÍN (véase) definida en el subsuelo del norte de Argentina (e.g., Vistalli, 1999; Starck, 1999). En el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, Argentina, di Pasquo y Noetinger (2008b) registraron a partir de los 2500 m de profundidad la presencia de la Biozona KA di Pasquo 2003 del Pennsylvaniano temprano lo cual permite definir la presencia de un hiato entre ésta y la asociación SA3 (2600-2548 m.b.b.p.) arriba citada que podría abarcar por lo menos el Fameniano y el Mississippiano. Otros trabajos palinoestratigráficos sobre el límite D-C en algunas localidades del sur de Bolivia y norte de Argentina indican la presencia de un hiato que incluye por lo menos el Fameniano y Tournaisiano (e.g., di Pasquo, 2005, 2007b, 2007c, 2008) hasta el Serpukhoviano (e.g., di Pasquo, 2003; di Pasquo y Noetinger, 2008b; Vergel *et al.*, 2008). Di Pasquo *et al.* (2009, 2015), Noetinger (2010, 2011), Noetinger *et al.* (2018), Aráoz *et al.* (2017) han contribuido con información palinológica y paleobotánica sustentando la edad de esta unidad.

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Alvarez (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Aráoz (L.), Noetinger (S.), Vergel (M.M.) y Di Pasquo (M.M.), 2017; Blicke (A.), Gagnier (P.Y.), Bigey (E.P.), Edgecombe (G.D.), Janvier (P.), Loboziak (S.), Racheboeuf (P.R.), Sempere (T.) y Steemans (P.), 1996; Castaño (A.) y Rodrigo (L.A.), 1978; di Pasquo (M.M.), 2003, 2005, 2007b, c, 2008; di Pasquo (M.M.) y Noetinger (S.), 2008b; di Pasquo (M.M.) *et al.*, 2009, 2015; Grahn (Y.), 2002; Gutiérrez (P.R.), 2008; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; Noetinger (S.), 2010, 2011; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2007, 2008b, 2011; Noetinger (S.), di Pasquo (M.M.) y Starck (D.), 2018; Padula (E.L.) y Reyes (F.C.), 1958; Pérez Leyton (M.), 1991; Starck (D.) 1995, 1999; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a, b; Suárez Soruco (R.), 2000; Suárez Soruco (R.) y Díaz-Martínez (E.), 1996; Vergel (M.M.), Di Pasquo (M.M.), Aráoz (L.) y Noetinger (S.), 2008; Vistalli (M.C.), 1999.

J

JAGÜEL (Formación...).....Devónico - Mississippiano

(Bolsón de Jagüé, Precordillera Septentrional de La Rioja, aprox. 28°40' lat. S y 68°34' long. O)

BORRELLO (A.V.), 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüé, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1), p. 50.

GONZALEZ (C.R.) y BOSSI (G.E.), 1986. Los depósitos carbónicos al este de Jagüel, La Rioja. *IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Mendoza, Actas, 1, p. 231.

GONZALEZ (C.R.) y BOSSI (G.E.), 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Actas, 2, p. 713-716, Santa Cruz de la Sierra (Bolivia).

FAUQUÉ (L.) y LIMARINO (C.O.), 1991. El Carbonífero de Agua de Lucho (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2), pp. 109-110.

Localidad y secciones tipo: Siguiendo el término JAGÜELIANO (véase), propuesto originalmente por Borrello en 1955, el nombre de Formación Jagüel fue postulado por González y Bossi (1986), para referirse a las sedimentitas aflorantes en un área que se extiende sobre la superficie de bajada del flanco oriental de las sierras ubicadas al oeste de Jagüel, entre la desembocadura de la quebrada del río del Peñón al oeste y el Cerro Punta Negra al este, donde asoman en forma saltuaria entre la cubierta de acarreo aluvial. De acuerdo con esta referencia, la localidad tipo de la Formación Jagüel corresponde al Cerro Mudadero, que representa sólo en parte el JAGÜELIANO de Borrello, y constituye las estribaciones más septentrionales de la Sierra de las Minitas. Estos afloramientos se ubican en la confluencia de los ríos del Peñón y Agua de Carlos, unos 40 km al oeste de la localidad de Jagüé, al sur de la Ruta Nacional 76 que conduce al paso internacional Pirca Negras, en el Bolsón de Jagüé, provincia de La Rioja.

En su proposición original, González y Bossi no identificaron la sección tipo de la unidad. Esta circunstancia, sumada a la notable complejidad estratigráfica y estructural de las unidades aflorantes en el Bolsón de Jagüé, particularmente en Sierra de las Minitas, condujo a interpretaciones fuertemente dispares con respecto al concepto de Formación Jagüel y su aplicabilidad.

Así, Fauqué y Limarino (1991) redefinieron la Formación Jagüel, mediante observaciones en los afloramientos del área del Río Agua de Carlos (extremo noroccidental de la Sierra de Las Minitas), incluyendo en esta misma unidad las formaciones Jagüel, Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores previamente reconocidas por González y Bossi (1986, 1987). La distribución de la Formación Jagüel fue así extendida a prácticamente todo el Bolsón de Jagüé, comprendiendo gran parte de Sierra de las Minitas. Sin embargo, en propuestas posteriores (Carrizo y Azcuy, 1998: p. 82; Carrizo, 2010), las sedimentitas correspondientes al Cerro Mudadero fueron consideradas como pertenecientes a la Formación Cerro Tres Cóndores, mientras que las del área de Agua de Carlos fueron atribuidas a las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores. De acuerdo con estas interpretaciones, la Formación Jagüel quedaría desprovista de localidad y sección tipo.

A pesar de las imprecisiones estratigráficas resultantes, con posterioridad el término Formación Jagüel fue extendido por el uso a las sedimentitas comprendidas en gran parte de Sierra de las Minitas, hacia el sur y el este de Agua de Carlos (Cisterna e Isaacson, 2003; Rustán *et al.*, 2011a).

Descripción original: "Consiste en bancos de psamitas (a wackes) con intercalaciones de capas delgadas, siendo su coloración general verde oliva. Estas sedimentitas han sufrido fuerte diagénesis, pero no hay en ellas signos de metamorfismo y en los afloramientos examinados no se encontraron evidencias de actividad volcánica contemporánea" (González y Bossi, 1986, p. 231).

Descripción: Fauqué y Limarino (1991, pp. 109-110) redescubrieron las sedimentitas atribuidas a la Formación Jagüel, basándose en un tramo representado en dos perfiles observados en área del Río Agua de Carlos, ubicados uno al Norte y otro al Sur. De acuerdo con estos autores, la unidad está allí sumamente dislocada por plegamiento y fallamiento, y se encuentra mayoritariamente formada por una potente secuencia de pelitas y areniscas finas de característico color verde oliva.

En el perfil norte, se describieron los 200 m superiores de la formación. Los 105 m inferiores de tal sección están formados exclusivamente por pelitas laminadas gris verdosas, que sólo ocasionalmente muestran delgadas intercalaciones (hasta 0,06 m de espesor) de areniscas finas generalmente macizas o con laminación horizontal u ondulítica. En esta sección aparecen con alguna frecuencia concreciones calcáreas, subesféricas de hasta 0,20 m de diámetro. Por encima (unos 95 m de espesor), la unidad está formada por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas, estratificadas en bancos de unos 0,04 m de potencia media. Las psamitas suelen encontrarse laminadas y en ocasiones muestran una imperfecta laminación ondulítica junto a ondulitas de corriente. Las pelitas por lo general aparecen laminadas.

En el segundo perfil, ubicado 4 km hacia el sur, aparece intercalado en la secuencia un muy interesante conjunto de diamictitas, conglomerados y pelitas guijarrosas, identificándose las siguientes litofacies: a) pelitas laminadas con clastos, b) diamictitas matriz-soportadas macizas, c) pelitas guijarrosas y d) ortoconglomerados polimícticos (Fauqué y Limarino, 1991, p. 109).

Según los autores, el tramo descrito se habría depositado en un ambiente marino de plataforma con influencia glacial.

Espesor y relaciones estratigráficas: Las imprecisiones ligadas a su definición original y posterior reconocimiento, sumadas a la complejidad estratigráfica y estructural en toda la comarca geográfica de los afloramientos referidos, ha causado que las relaciones estratigráficas y el espesor total de la Formación Jagüel se encuentren pobremente comprendidos.

Según el trabajo inicial de González y Bossi (1986), el espesor mínimo de la unidad (en el Cerro Mudadero) es de 1000 m, su base es desconocida y el techo está cubierto mediante discordancia angular por la Formación Punta del Agua. Sin embargo, al momento del reconocimiento de las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, intercaladas entre la Formación Punta del Agua por arriba y la Formación Jagüel por debajo, los mismos autores indicaron que la relación entre la Formación Jagüel y la Formación Agua de Lucho resultaba desconocida (González y Bossi, 1987).

En la posterior redefinición efectuada por Fauqué y Limarino (1991), no se especificaron valores de espesor total para la Formación Jagüel, por estar basadas las observaciones en un tramo estratigráfico parcial, en el área de Agua de Carlos. En esta área, la unidad está localmente cubierta por la Formación Río del Peñón (Pennsylvanniano - Pérmico?), mediante una marcada discordancia angular denominada Agua de Carlos.

De acuerdo con las interpretaciones estratigráficas posteriores de Carrizo y Azcuy (1998), de los afloramientos tratados en los trabajos reseñados, los únicos que reportan estimaciones de espesor para la Formación Jagüel, no corresponden a esta unidad y por lo tanto, su potencia total y relaciones estratigráficas resultan difíciles de establecer.

Extensión geográfica: El área de afloramientos atribuidos a la Formación Jagüel resulta extensa debido a los dispares criterios para el reconocimiento de la misma. Los principales asomos referidos a esta unidad se encuentran principalmente comprendidos en la Sierra de las Minitas (incluyendo el Cerro Mudadero y el área de Agua de Carlos), y en el sector septentrional del Bolsón de Jagüé (incluyendo el área de los cerros Agua de Lucho, Tres Cóndores y Punta Negra). El área de extensión limita al este con parte del Bolsón de Jagüé y la Sierra de Umango, al oeste con el sinclinal de Rincón Blanco y la Pampa de las Avestruces, al sur con el Río de La Troya y hacia el norte con el Río Bonete.

Paleontología y edad: En su reporte inicial, González y Bossi atribuyeron una edad mississippiana a las sedimentitas de la localidad tipo de la Formación Jagüel, en el Cerro Mudadero (González y Bossi, 1986, 1987). Según la redescubierta de Fauqué y Limarino (1991), en el área del Río Agua de Carlos, la unidad tendría también una edad "eocarbonífera" en función de fauna de *Protocanites* y flora de *Lepidodendropsis*.

La supuesta edad devónica de algunos afloramientos atribuidos a la Formación Jagüel en el área de Agua de Carlos, estuvo inicialmente basada en la mención de los estudios geológicos y paleoflorísticos efectuados por Carrizo en su tesis doctoral (citados en Carrizo y Azcuy, 1998). Estos autores sin embargo, interpretaron edades mississippianas para el resto de las sedimentitas correspondientes a ambas áreas tipo de la Formación Jagüel (esto es, Cerro Mudadero y Río Agua de Carlos), que fueron referidas, según el caso, a las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores.

En un trabajo de tesis doctoral inédito, Coughlin (2000) sugirió también una edad devónica tardía-mississippiana (Famneniano-Viseano), en función de evidencias de flora, invertebrados marinos, y dataciones Ar/Ar para gran parte de Sierra de las Minitas.

Más recientemente, una serie de contribuciones paleontológicas sobre estos afloramientos de Sierra de las Minitas, usualmente mapeados como Formación Jagüel, han indicado edades devónicas. Las evidencias están basadas en plantas como *Haplostigma* (Vaccari *et al.*, 2008), palinomorfos del Devónico Medio (Rubinstein *et al.*, 2010), y partes reproductivas de plantas conocidas en el Devónico tardío de Laurasia, como *Pseudosporogonites* y *Warsteinia* (Prestianni *et al.*, 2011, 2012).

Apoyándose en estas conclusiones bioestratigráficas y en las dataciones radimétricas de Coughlin (2000), Astini y Ezpeleta (2008) y Ezpeleta y Astini (2009), han interpretado que ciertos registros de diamictitas glaciáricas de Sierra de las Minitas podrían corresponder al conocido evento glacial del Devónico tardío (Struniano) de Gondwana, reforzando así las interpretaciones de edad en base a evidencias cronoestratigráficas.

El contenido de invertebrados marinos en capas atribuidas a la Formación Jagüel, aflorantes en el suroeste de Sierra de las Minitas (Agua del Quemado), se caracteriza por el predominio del braquiópodo *Azurduya* en asociación con bivalvos, gastrópodos, hyolithes, conularias y crinoideos (Cisterna e Isaacson, 2003; Sterren *et al.*, 2010).

Observaciones: Debe destacarse que Carrizo y Azcuy (1998) señalaron la necesidad de abandonar el término de Formación Jagüel ya que éste fue dado con prioridad para designar una secuencia cretácica en cuenca Neuquina (Windhausen, 1914 y Bertels, 1969: 50).

En base a similitudes litológicas y faunísticas (trilobites), Rustán *et al.* (2011a) y Holloway y Rustán (2012) han considerado que asomos puntuales de afloramientos usualmente referidos a la Formación Jagüel en Sierra de las Minitas, resultan asignables al Devónico Inferior de la Formación TALACASTO (véase), una unidad hasta ese momento conocida exclusivamente en la Precordillera Central de San Juan.

(J.J. RUSTÁN y A.F. STERREN)

Bibliografía: Astini (R.A.) y Maretto (H.M.), 1996; Bertels (A.), 1969; Borrello (A.V.), 1955; Carrizo (H.A.), 2010; Carrizo (H.A.) y Azcuy (C.), 1998; Cisterna (G.A.) e Isaacson (P.), 2003; Coughlin (T.J.), 2000; Ezpeleta (M.) y Astini (R.A.), 2009; Fauqué (L.E.) y Limarino (C.O.), 1991; González (C.R.) y Bossi (G.E.), 1986; 1987; Holloway (D.) y Rustán (J.J.), 2012; Prestianni (C.), Rustán (J.J.), Vaccari (N.E.), Sterren (A.F.), Rubinstein (C.V.) y Steemans (P.), 2011; Prestianni (C.), Rustán (J.J.) Vaccari (N.E.), Sterren (A.F.) Steemans (P.) y Rubinstein (C.V.), 2012; Rubinstein (C.V.), Monge (A.S.), Rustán (J.J.) y Astini (R.A.), 2010; Rustán (J.J.), Vaccari (N.E.), y Astini (R.A.), 2010; Sterren (A.F.), Cisterna (G.A.), Rustán (J.J.) y Astini (R.A.) 2010; Vaccari (N.E.), Rustán (J.J.), Astini (R.A.) y Ezpeleta (M.), 2008; Windhausen (A.), 1914.

JAGÜELIANO.....Devónico - Mississippiano

BORRELLO (A.V.), 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüel, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1), p. 50.

Véase: JAGÜEL (Formación ...)

(J.J. RUSTÁN y A.F. STERREN)

JOLLÍN (ARENISCAS DEL ...; ... SANDSTONE; Miembro ...)Frasniano

Véase: TONONO (Formación ...)

(S. NOETINGER)

L**LA ESCALERILLA (Granito.....).....Ordovícico**

Véase: EL VOLCÁN (Complejo Ígneo ...)

(A.F. MOROSINI)

LA HORQUETA (Formación.....).....Precámbrico? - límite Silúrico - Devónico*(Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. 34°15'-34°45' lat. S y 68°45'-69' long. O)*

GONZALEZ DÍAZ (E.F.), 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta", del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino* (San Luis), 3, p. 245.

Descripción original: "Metamorfitas vinculadas genéticamente a metasedimentitas que fueron sometidas a un metamorfismo del tipo dinámico, de carácter regional".)

Localidad tipo: Los principales afloramientos corresponden a aquellos localizados al norte de la Ruta Nacional N° 144 y el sector marginal al Gabro Loma Alta (González Díaz, 1981).

Descripción: Está constituida por metamorfitas de facies de esquistos verdes, resultado de metamorfismo regional de tipo dinamotérmico (González Díaz, 1981). Las rocas más representativas corresponden a filitas cuarzosas, filitas muscovíticas, filitas sericíticas, esquistosclorítico – sericítico-cuarzosos, esquistos cuarzo – feldespático-muscovítico-cloríticos, cuarcitas y esporádicamente calizas cristalinas. En algunas localidades las rocas están atravesadas por venas y venillas de cuarzo. Es habitual la presencia de materia carbonosa difusa y cristales de pirita, de aproximadamente 5 milímetros de diámetro, deformados y reemplazados por óxidos de hierro (Dessanti, 1956; González Díaz, 1981; Sepúlveda *et al.*, 2007). En general las rocas están afectadas por un plegamiento muy apretado con pliegues asimétricos o volcados, de tipo similar o plástico de escasa longitud de onda y rumbo NS- NE con inclinaciones que varían desde 45° a subverticales (Dessanti 1956; Sepúlveda *et al.*, 2007). Estudios llevados a cabo en las áreas de "La Horqueta" y "Los Gateados" indican que el metamorfismo regional que afectó a la unidad alcanzó un grado de alta anquizona-epizona y facies de presión intermedia (Tickyj *et al.*, 2017). Asimismo, análisis químicos sugieren que las rocas de la Formación La Horqueta poseen características típicas de rocas detríticas provenientes de corteza superior continental no reciclada y en menor medida de rocas ligeramente menos evolucionadas que la corteza continental superior media (Abre *et al.*, 2017)

Espesor y relaciones estratigráficas: La potencia registrada para esta secuencia es de entre 700 y 1000 metros (Manassero *et al.*, 2009), no conociéndose su base. Si bien su relación estratigráfica con la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase) no ha podido ser establecida con claridad, se considera que el pasaje entre ambas es gradual (Dessanti, 1956; González Díaz, 1981).

Extensión geográfica: Según González Díaz (1981) la distribución principal de esta unidad aparece al norte de la Ruta Nacional 144 y el sector marginal al Gabro Loma Alta que se halla próximo al río Atuel. Cuerda y Cingolani (1998) restringen los afloramientos de la Formación La Horqueta al área comprendida entre Río Seco de las Peñas-Los Gateados y Agua de la Piedra.

Paleontología y edad: La Serie LA HORQUETA (véase) fue asignada al Devónico por Di Persia (1972) sobre la base del hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* mientras

que en los alrededores de Agua del Blanco se han hallado restos de Tubícolas indeterminables (Núñez, en González Díaz, 1981). Toubes y Spikerman (1976) realizaron una datación en roca total (método K/Ar) que arrojó una edad de metamorfismo devónico tardía (353 ± 15 Ma). A partir del desdoblamiento de la Serie LA HORQUETA en la Formación La Horqueta y la Formación RIO SECO DE LOS CASTAÑOS propuesto por González Díaz (1981), los afloramientos asignados al Devónico debido al hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* (Di Persia, 1972) corresponderían a la Formación RIO SECO DE LOS CASTAÑOS. Por otra parte, Rubinstein (1997a) reconoce microfloras de acritarcos y prasinofitas de edad silúrica en los afloramientos asignados a la Formación La Horqueta que constituyen la caja del cuerpo gábrico de Loma Alta. Cuerda y Cingolani (1998) reconocieron niveles con graptofauna de edad caradociana en afloramientos localizados al este del Cerro Bola que fueron segregados con el nombre de Formación Pavón, y además restringen los afloramientos de la Formación La Horqueta al área comprendida entre Río Seco de las Peñas-Los Gateados y Agua de la Piedra. Por lo tanto, los hallazgos de acritarcos silúricos (Rubinstein, 1997b) se ubicarían entonces dentro de la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase). Posteriormente Tickyj *et al.* (2001) realizaron dos dataciones Rb/ Sr en la zona de Los Gateados y Puesto la Horqueta (371 ± 62 Ma y 379 ± 15 Ma, respectivamente) las cuales indican una edad devónica tardía para el metamorfismo que pliega y deforma la Formación La Horqueta. Recientes edades U-Pb y estudios de procedencia en circones detríticos de seis metasedimentitas (Cingolani *et al.*, 2008; Tickyj *et al.*, 2017) indican cuatro fuentes principales que aportan detritos: el cratón del Río de la Plata (Arqueano Superior-Proterozoico Inferior), una fuente importante de edad Mesoproterozoica (Greenvilliana) que correspondería al basamento de Precordillera - Cuyania, otra equivalente a los cinturones pampeanos y famatinianos y finalmente una fuente de proveniencia joven (412 Ma) que marcaría la edad más joven de sedimentación de la Formación La Horqueta en el límite Silúrico/Devónico. Estudios isotópicos (Nd/Sm) indican valores de ϵ Nd que están dentro del rango de variación de datos de la Formación de Cerro La Ventana, de edad mesoproterozoica, que forma parte del basamento del terreno Cuyania que aflora en el Bloque San Rafael (Abre *et al.*, 2017).

Observaciones: Esta formación fue inicialmente incluida en la Serie LA HORQUETA (Dessanti, 1956) y posteriormente González Díaz (1981) desdobló esta Serie en la Formación LA HORQUETA y la Formación RIO SECO DE LOS CASTAÑOS.

(A. GÓMEZ)

Referencias: Abre, (P.), Cingolani (C. A.), Chemale (F Jr.) y Uriz (N. J.), 2017; Cingolani, (C.A.), Tickyj (H.) y Chemale (F. Jr.), 2008; Cuerda (A.J.) y Cingolani (C.A.), 1998; Dessanti, (R.N.), 1945, 1955, 1956; Dessanti, (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; Di Persia (C.A.), 1972; González Díaz (E. F.), 1981; Groeber (P.) 1939; Holmberg (E.), 1948; Manassero (M.J), Cingolani (C.A.) y Abre (P.), 2009; Rubinstein (C.V.), 1997a; Sepúlveda (E.), Bermudez (A.), Bordonaro (O.) y Delpino (D.), 2007; Stappenbeck, (R.), 1934. Tickyj (H.), Cingolani (C.A.) y Chemale (F. Jr.), 2001; Tickyj, (H.), Cingolani (C.A.), Varela (R.) y Chemale (F. Jr.), 2017; Toubes (R. O.) y Spikerman (J. P.), 1976.

LA HORQUETA (Estratos de...; Serie de...; Grupo ...).....Precámbrico - Paleozoico inf.?

(*Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. 34°15'-34°45' lat. S y 68°45'-69' long. O.*)

DESSANTI (R.N.), 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85, p. 23-24.

Descripción original: "Está compuesta por gravacas, areniscas, arcillitas sericíticas y metasedimentos tales como esquistos micáceos y cuarzosos. Las mencionadas rocas se presentan en general desconectadas, si bien en algunos casos es posible establecer el pasaje por transición gradual de una a otra".

Relaciones estratigráficas: La base de esta unidad es desconocida e infrayace a la Serie El Imperial, del Carbonífero por medio de una discordancia angular (González Díaz, 1972).

Extensión geográfica: Oeste del puesto del Carrizalito; confluencia del arroyo Aisol y río Atuel; proximidades de las Salinas y al oeste y al norte de la Loma Alta; lomas de Rodeo de la Bordalesa; los extensos afloramientos que se extienden a lo largo del curso superior del Arroyo Punta del Agua y que se prolongan al norte del Río Diamante y aguas abajo del Paso de Las Salinas (Dessanti, 1956).

Edad: Según Dessanti (1956), la Serie La Horqueta yace directamente debajo de las sedimentitas de edad carbonífera pertenecientes a la Serie El Imperial, por lo tanto este autor considera que la edad de esta Serie es pre carbonífera inferior, no pudiendo establecer con seguridad si pertenece al Paleozoico inferior o bien al Precámbrico.

Observaciones: Fue reconocida por primera vez por Stappenbeck (1934) quien la define como "Paleozoico inferior metamorizado" mientras que Groeber (1939) la define como "Paleozoico metamórfico". Dessanti (1945) define esta secuencia de manera informal como "Estratos de la Horqueta" y la describe como una potente sucesión de metasedimentitas de edad precámbrica-devónica. El mismo autor, en el marco de la Hoja Geológica Cerro Diamante (1956), la redefine como "Serie de La Horqueta" y le asigna una edad precámbrica con dudas, aunque afirma con seguridad que su edad es pre-carbonífera inferior. Dessanti y Caminos (1967) reemplazan el término "Serie La Horqueta" por "Grupo La Horqueta" manteniendo el concepto original bajo el cual se agruparon las rocas sedimentarias poco o nada metamorizadas conjuntamente con los esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas y filitas ya que consideran a estas últimas como producto de un débil metamorfismo sobre rocas de un mismo ciclo de sedimentación. Posteriormente González Díaz (1981) separa el Grupo La Horqueta en la Formación LA HORQUETA (véase) y la Formación RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase).

(A. GÓMEZ)

Referencias: Dessanti, (R.N.), 1945, 1956; Dessanti, (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; Groeber (P.), 1939; González Díaz (E. F.), 1972, 1981; Stappenbeck (R.), 1934.

LA MODESTA (Formación...; Esquistos...).....Ordovícico sup. - Devónico sup.

(Macizo del Deseado, Prov. Santa Cruz, aprox. 46°52'-47°50' lat. S y 69°00'-70°15' long. O).

DI PERSIA (C.), 1960. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz). Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 2, p. 66-67.

Localidad tipo: Estancias La Josefina y la Modesta, provincia de Santa Cruz. Se encuentra ubicada entre los 47° 48' 55'' a 47° 51' 58'' de latitud sur y 69° 24' 35'' a 69° 28' 59'' de longitud oeste (Di Persia, 1960).

Descripción original: Di Persia en un trabajo inédito transcrito en Di Persia (1960, p. 66-67) denominó Esquistos La Modesta a la unidad formada por esquistos "color predominantemente verdoso, algo pardo: muy duros, aspecto en la mayoría de los afloramientos, sericítico. Muy bandeados e inyectados por venas de cuarzo. El espesor de estas venas es desde pocos milímetros a algunos centímetros. No son uniformes porque en ciertas partes aparecen como nódulos.....También es posible observar porciones como si fueran talquíferas y otras con cierto contenido calcáreo....".

Descripción: En la localidad tipo, Moreira *et al.* (2005) indican que está constituida por esquistos psamíticos y pelíticos muscovíticos, muscovítico-cloríticos y cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y en menor proporción por metavolcanitas mesosilícicas, rocas esquistosas ricas en turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn. En el área El Tranquilo-La Bajada, Moreira *et al.* (2012) indican que se trata de esquistos psamíticos y pelíticos cuarzo-muscovítico-cloríticos, que contienen biotita y cantidades variables de carbonato, feldespato, granate, epidoto y turmalina. En el Distrito Minero Cerro Negro, Permuy Vidal *et al.* (2014) caracterizan estas rocas como esquistos cuarzo-muscovítico-cloríticos. El grado metamórfico

alcanzado es muy bajo a bajo en prehnita-pumpellitita transicional a facies de esquistos verdes en la localidad tipo (Moreira *et al.*, 2005) y en facies esquistos verdes (grados biotita-granate) en el área El Tranquilo-La Bajada y Distrito Minero Cerro Negro (Moreira *et al.*, 2012 y Permuy Vidal *et al.*, 2014). Moreira *et al.* (2005) determinaron que está afectada por una esquistosidad S_1 regional que es subparalela a las superficies de sedimentación S_0 . La S_1 ha sido afectada por un segundo episodio de deformación, generando una S_2/L_2 no penetrativa, esta última más evidente en el área El Tranquilo-La Bajada y Distrito Minero Cerro Negro (Moreira *et al.*, 2012 y Permuy Vidal *et al.*, 2014). Los protolitos integran una secuencia sedimentaria marina depositada en sectores costeros con aportes fluviales y con procesos volcánicos relacionados en su localidad tipo (Moreira *et al.*, 2005) que pasa a una sucesión sedimentaria marina homogénea pelítica a psamo-pelítica más profunda en el área El Tranquilo-La Bajada y Distrito Minero Cerro Negro (Moreira *et al.*, 2012 y Permuy Vidal *et al.*, 2014). Según Moreira *et al.* (2005) y Permuy Vidal *et al.* (2014), estos protolitos podrían integrarse a cuencas diacrónicas desarrolladas durante el Paleozoico sobre corteza continental y cerca de un arco magmático. Estas cuencas progresivamente son más jóvenes hacia el oeste y luego han pasado a formar parte del prisma de acreción gondwánica.

Relaciones estratigráficas: La relación estratigráfica de las rocas de la Formación La Modesta con las vulcanitas jurásicas, algunas de las cuales la cubren mientras que otras la intruyen, permite establecer que son previas a esta edad. En su localidad tipo, se han inferido contactos tectónicos entre La Formación La Modesta y las rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas, que siguen los dos sistemas principales de fracturación reconocidos en el área (NNO y ONO). Homovc *et al.* (1996), basados en estudios sísmicos, interpretan una secuencia sedimentaria equivalente a las unidades permo-triásicas que apoya sobre un basamento al que correlacionan con la Formación La Modesta, infiriendo su edad como pre-Pérmica.

Extensión geográfica: Se reconoce en el sector central de la Región del Deseado ó Macizo del Deseado, en escasos y aislados afloramientos de superficies reducidas (áreas La Modesta-La Josefina y El Tranquilo-La Bajada) y en profundidad, descrita a partir de perforaciones de exploración minera (Distrito Minero Cerro Negro).

Edad: Di Persia (1960) asignó a esta unidad tentativamente al Precámbrico. Ugarte (1966b) fue el primer autor que ubicó a estas rocas en el Paleozoico temprano a medio. Lesta y Ferello (1962) las asignaron con dudas al Eopaleozoico. Moreira *et al.* (2005) reinterpretaron su ubicación temporal sobre la base de una datación (errorcra $Rb-Sr$: 413 ± 17 Ma). Por su parte Moreira *et al.* (2013) basados en una datación U-Pb SHRIMP de los circones detríticos determinaron una edad máxima de sedimentación de 446 ± 6 Ma (Ordovícico tardío) y sugieren que la colmatación de la cuenca tuvo lugar durante el Devónico Inferior, antes de la exhumación de los granitoides del Devónico medio correspondientes al Complejo RÍO DESEADO (véase). Gran parte de los circones detríticos arrojaron edades ordovícicas con un pico prominente en el Ordovícico temprano a los aproximadamente 473 Ma. En el Distrito Minero Cerro Negro, Permuy Vidal *et al.* (2014) determinaron a partir de una datación U-Pb SHRIMP en circones detríticos una edad máxima de depositación devónica tardía de 379 ± 4 Ma, siendo estas las rocas de basamento más jóvenes del Macizo del Deseado. Estos autores interpretan como su principal fuente de aporte los granitoides devónicos del Complejo RÍO DESEADO (Granitos El Laurel y Bahía Laura) y sus equivalentes del macizo Nordpatagónico (por ejemplo: Granitos Colan Conhué y Lago Lolog). Los picos secundarios corresponden a edades ordovícicas a silúricas, provenientes del Complejo RÍO DESEADO y de la Formación La Modesta (y sus posibles contribuyentes) al menos en su localidad tipo. En ambas localidades, los circones detríticos más antiguos analizados registraron picos menores de edades cámbricas-neoproterozoicas, mesoproterozoicas y paleoproterozoicas-arqueanas evidenciando una fuente común desde el interior de Gondwana.

Observaciones: Suero (1962) señaló la presencia de cuarcitas dentro de esta unidad y comparó su grado metamórfico con los esquistos de la zona de río Lácteo, al oeste del Lago Belgrano. Stipanovic *et al.* (1968) las relacionaron con las metamorfitas de bajo grado que afloran en Esquel y Río Pescado. Del Blanco *et al.* (1994) describieron estas rocas como filitas con cuarzo, plagioclasa, moscovita y clorita y esquistos con biotita, cuarzo, turmalina, feldspatos alcalinos, plagioclasa y anfíboles, ambos inyectados por venas de cuarzo lo que le confiere un aspecto bandeado. Panza y Cobos (1999) indican que las rocas de la Formación La

Modesta son de bajo grado metamórfico y pertenecen a la facies de esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita. Moreira *et al.* (2005) confirman que la litología, el grado metamórfico y la estructuración paleozoica determinada para la Formación La Modesta son semejantes a los rasgos sintetizados por Giacosa y Márquez (2002) para las metamorfitas de la Formación RIO LÁCTEO (véase) y en parte algunas litologías de la Formación BAHÍA LA LANCHA (véase). Esta correlación fue sugerida previamente por Feruglio (1949b) y Suero (1962), entre otros. Asimismo, Moreira *et al.* (2005) indican que, en un marco regional, la Formación La Modesta puede correlacionarse con una serie de unidades del oeste de la Patagonia y sector cordillerano.

(P. MOREIRA)

Referencias: Del Blanco (M.), Echavarría (L.), Echeveste (H.), Etcheverry (R.) y Tessone (M.), Mondelo (R.), 1994; Di Persia (C.), 1960; Feruglio (E.), 1949b; Giacosa (R.) y Márquez (M.), 2002; Homovc (J.), Constantini (L.), Ferreira (R.) y Pellon Miranda (A.), 1996; Lesta (P.) y Ferello (R.), 1962; Moreira (P.), González (P.D.), Fernández (R.), Echeveste (H.), Schalamuk (I.) y Etcheverry (R.), 2005; Moreira (P.), Loustalot (I.), Fernández (R.), Echeveste (H.), González (P.D.) y Schalamuk (I.), 2012; Moreira (P.), Fernández (R.), Hervé (F.), Fanning (M.) y Schalamuk (I.), 2013; Panza (J.) y Cobos (J.), 1999; Permuy Vidal (C.), Moreira (P.), Guido (D.M.) y Fanning (C.M.), 2014; Stipanovic (P.N.), Rodrigo (F.), Baulies (O.L.) y Martínez (C.G.), 1968; Suero (T.), 1962; Ugarte (F.) 1966b.

LA PORTEÑA (Granito...).....Devónico sup.

Véase: LA TOTORA (Batolito)

(M. LÓPEZ DE LUCHI y J.A. DAHLQUIST)

LA PUNILLA (Formación...).....Devónico? - Carbonífero inf.

(*Precordillera septentrional de San Juan y La Rioja, Sierra de La Punilla y Sierra del Volcán*, aprox. 28°51'25"-29°56' lat. S y 69°03'-68°45' long.

FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11 (1), p. 50-52.

Localidad y sección tipo: Fue reconocida por Furque (1963, p. 39) en la Quebrada de La Palca, Sierra de La Punilla (la naciente de la quebrada se ubica a 29°35' lat. S; 69°02' long. O).

Descripción original: "Son sus capas inferiores, cuarcitas y areniscas cuarcíticas, finas compactas, de color blanco a gris sucio, que por meteorización adquieren tonalidades negras azuladas. La base de las mismas no se conoce, ya que siempre se las encuentra en contacto de fractura, ya sea con las series neodevónicas como con las eocarbónicas.

Estas cuarcitas alternan con bancos delgados de lutitas arcillosas portadoras de restos orgánicos de origen vegetal, mal conservados y escasos. Entre estas capas, y distribuidos solamente en los afloramientos orientales, se presentan bancos gruesos de conglomerado mediano, verde oscuro, muy diagenizado, cuya mátrix es una arenisca fina silíceas. Los rodados más abundantes son de arenisca cuarcítica verde y de arenisca feldespática; rocas ígneas, grauvacas y lutitas compactas.

Hacia el oeste, estos afloramientos muestran progresivamente sus capas superiores, orientadas generalmente en dirección NNW disintiendo con el sentido N-S de la dorsal de que forman parte. Son grauvacas de color verde oscuro, que se desagregan en trozos acutangulares, de grano fino; pasan sin transición a otros superiores de grano fino a mediano, de color pardo oscuro, intruídos por filones-capas y diques de pórfidos dioríticos de colores claros. Al conjunto de grauvacas, le sucede un complejo que empieza con algunos conglomerados raros, seguidos por lutitas verdes claras y lutitas verde oscuras, de estratificación bien marcada y grano fino. Son portadoras de restos de vegetales

superficialmente carbonizados. Constituyen el conjunto de mayor espesor de la formación y por lo tanto el más importante. Las lutitas son muy homogéneas, tanto en sentido vertical como horizontal.

No se observa el techo de esta formación, por las mismas razones aducidas al considerar el piso. En el contacto con el Carbónico, los bancos de arenisca gris, parda, fina, muy compactas son frecuentes, constituyendo bancos gruesos”.

Descripción: La unidad ha sido descrita detalladamente por Furque (1963, p. 39-40) desde las nacientes de la quebrada de La Palca, en la Sierra de La Punilla. A criterio de Furque se trata de un perfil generoso y, aunque no completo, bastante aproximado a su sucesión real. En la base de este perfil describe capas cuarcíticas a las cuales se superponen sucesivamente lutitas, areniscas cuarcíticas de grano fino a mediano, bien estratificadas, cuarcitas, lutitas lajosas muy diaclasadas y portadoras de restos vegetales indeterminables, conglomerados gruesos, esencialmente rodados de cuarcitas y grauvacas Cerca de la vega de Las Placetas describe filones capas y diques de pórfiros dioríticos. Continúa la sucesión con lutitas hojosas alternantes con conglomerados claros y lutitas con restos vegetales, muy diaclasadas y de fácil disgregación. Se completa el perfil con areniscas algo cuarcíticas, muy compactas. Asimismo, Furque señala que en la Sierra del Volcán disminuye el área de estos afloramientos y se conservan en mayor cantidad los componentes inferiores del perfil, es decir las areniscas cuarcíticas, conglomerados y grauvacas.

Por otro lado, Furque (1972, p. 23) en su descripción de la Hoja 16 b Cerro La Bolsa indica que la masa principal de los depósitos correspondientes a la Formación LA PUNILLA está integrada por cuarcitas, areniscas cuarcíticas, areniscas, escasos conglomerados y lutitas con tonalidades verde claras a grises verdosas.

Cingolani *et al.* (1990 p. 208) identifican en el sector centro-oriental de la Sierra de La Punilla dos conjuntos litológicos, uno inferior y otro superior. Según estos autores, se trata de una sucesión clástica con predominio de areniscas y en menor proporción conglomerados y limo-arcillitas. Asimismo, destacan dos particularidades de la sucesión, la primera referente a su relativa monotonía y la segunda a un abundante contenido de plantas fósiles. Señalan además que toda la secuencia está afectada por una filonación principalmente de pórfidos andesíticos que se disponen con rumbos subparalelos a la estratificación.

Caminos *et al.* (1993) reconocen en esta formación dos miembros. El Miembro inferior está compuesto por grauvacas y conglomerados con escasas pelitas y estratificación poco marcada. El Miembro superior consiste en una sucesión de areniscas, conglomerados, limonitas y pelitas bien estratificadas.

Espesor: Furque (1956; 1963) estima un espesor de 3000 m, mientras que Furque (1972) calcula aproximadamente 4000 m de potencia. Caminos *et al.* (1993) asignan 3500 m de espesor al Miembro inferior y 4000 m de potencia al Miembro superior.

Relaciones estratigráficas: Según Furque (1956) y Furque y Baldis (1973) no se conoce ni la base ni el techo de la unidad pues “tanto al este como al oeste profundas y extensas líneas de falla las separan de las demás formaciones”.

Extensión geográfica: Provincias de San Juan y La Rioja. Sus afloramientos se extienden ampliamente en la Sierra de La Punilla donde se observan sus mayores espesores, mientras que se reducen en la sierra del Volcán hasta desaparecer en su extremo sur.

Paleontología y edad: Furque (1956) colecciona en la Sierra de La Punilla flora en buen estado de conservación en la cual reconoce *Hostimella*, *Asteroxylon* y *Arthrostigma* y en base a los estudios paleoflorísticos realizados por Frenguelli (1951) asigna la unidad al Devónico temprano.

Cingolani *et al.* (1990), Caminos *et al.* (1993) y Morel *et al.* (1993) reconocen importantes niveles plantíferos en el Miembro inferior de la Formación La Punilla. Morel *et al.* (1993) a base del registro paleoflorístico asigna al Devónico medio la sección litológica inferior en donde identifican *Hyenia* sp. y *Malanzania antiqua* Archangelsky (1983).

En el Miembro superior Morel *et al.* (1993) identifican *Frenguella eximia* (Frenguelli) Arrondo *et al.*; *Lepidodendropsis* cf. *hirmeri* Lutz; *Diplothemema bondenbenderi* (Kurtz) Césari; *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego y Césari y “*Rodea*” sp. Según Sessarego y Césari (1989) esta asociación paleoflorística corresponde a la biozona *Archaeosigillaria-*

Lepidodendropsis de edad carbonífera temprana. Según Morel *et al.* (1993, 1996), Cingolani *et al.* (1992) y Caminos *et al.* (1993) la taoflora reconocida en niveles del Miembro superior tiene una antigüedad que varía desde el Carbonífero temprano al Carbonífero tardío.

De gran importancia es la interpretación de los datos paleoflorísticos, lo cual llevó a los autores arriba citados a sugerir que la Formación La Punilla representa una sucesión sedimentaria continua, donde el proceso de depositación se habría iniciado en el Devónico medio-tardío, continuando durante el Carbonífero temprano y habría culminado en el Carbonífero tardío. Estas conclusiones se fundamentaron en la distinción de tres asociaciones megaflorísticas. La más antigua, identificada por Morel *et al.* (1993) contiene las especies *Malanzania antigua* y *Hyenia* sp., de antigüedad devónica. Las otras dos asociaciones corresponden al Carbonífero temprano y Carbonífero tardío (Cingolani *et al.*, 1992; Morel *et al.*, 1996). La explicación de una sucesión continua portadora de estas floras, representa un cambio sustancial en el concepto clásico del límite Devónico-Carbonífero (Furque, 1956, 1963, 1972; Furque y Baldis, 1973; Scalabrini Ortiz, 1972; Baldis *et al.*, 1982; Azcuy, 1985; Azcuy y Caminos, 1988; Azcuy *et al.* 2000; González, 1993), según el cual y como consecuencia de la fase Chánica, las sedimentitas devónicas infrayacen en discordancia angular a las secuencias carboníferas.

Por otra parte, Fauqué *et al.* (1989) identifican en el área del río de La Troya, inmediatamente al noreste de la Sierra de La Punilla, una importante asociación de flora y fauna con especies características del Carbonífero temprano.

Observaciones: Nuevos registros paleontológicos (Carrizo, 1998; Carrizo y Azcuy, 1997, 1998; Azcuy *et al.*, 2000) realizados en ambos miembros de la Formación La Punilla permitieron alcanzar las siguientes conclusiones:

a). las especies consideradas devónicas por Morel *et al.* (1993) coleccionadas en el Miembro inferior de la Formación La Punilla fueron reconocidas como típicos integrantes de asociaciones paleoflorísticas del Carbonífero temprano en unidades litoestratigráficas de la Precordillera de San Juan y La Rioja.

La especie asignada a *Malanzania antigua* (*sensu* Morel *et al.*, 1993) corresponde a *Malanzania ottonei* (Carrizo y Azcuy, 1998; Carrizo, 1998; Azcuy *et al.*, 2000). Asimismo, *Hyenia* sp. (Pl. 1. Fig. d, *sensu* Morel *et al.*, 1993) se incluye en *Cuyania longifolia* (Carrizo, 1998; Azcuy *et al.*, 2000), denominación de aquellos ejes con típicas características gimnospermicas.

En el Miembro inferior de la Formación La Punilla se han identificado las especies *Eusphenopteris devonica* y cf. *Diplothmema bodenhenderi* características del Carbonífero temprano, mientras que en el Miembro superior se ha registrado *Cuyania longifolia* asociada con *Diplothmema bodenhenderi* y *Frenguella eximia*. También *Cuyania longifolia* está ampliamente distribuida en las formaciones Tres Cóndores, Malimán, Cortaderas y Del Ratón y, en todas estas unidades está integrando la Fitozona *Frenguella-Paulophyton* (Carrizo, 1998, Azcuy *et al.*, 2000). De la misma manera, *Malanzania ottonei* Carrizo y Azcuy (1998) está ampliamente representada en la sección media de la Formación Tres Cóndores integrando también la asociación *Frenguella-Paulophyton* Carrizo (1998).

b) el conjunto paleoflorístico registrado hasta el momento en ambos miembros de la Formación LA PUNILLA corresponde a la Fitozona *Frenguella-Paulophyton* (Carrizo, 1998; Azcuy *et al.*, 2000) de edad carbonífera temprana.

c) el techo del Miembro superior de la Formación La Punilla pasa en contacto transicional hacia niveles arenosos correspondientes a la Formación Quebrada Larga portadora de elementos característicos de la asociación *Notorhacopteris-Botrychiopsis-Gingophyllum* (Azcuy *et al.*, 2011).

Carrizo (1998), Carrizo y Azcuy (1999) y Azcuy *et al.* (2000), en base de los resultados obtenidos luego de un detenido análisis de la megaflore, de sus observaciones tanto del registro faunístico como de las características litológicas en las distintas unidades eocarboníferas analizadas, consideran que la Formación La Punilla junto con las formaciones Agua de Lucho y Tres Cóndores deben ser incorporadas en el Grupo Angualasto (Limarino y Césari, 1992), como consecuencia de:

1. las asociaciones paleoflorísticas observadas en la Formación La Punilla indican una antigüedad carbonífera temprana y son comunes a las registradas en las unidades litoestratigráficas que integran este Grupo.

2. el registro faunístico, efectuado por distintos autores, revela la existencia de una fauna marina de antigüedad carbonífera temprana, con elementos comunes a aquéllos

reconocidos en la sección media basal de la Formación Malimán (Zona *Protocanites scalabrinii* - *Azurduya chavelensis* Sabattini *et al.*, 2001).

3. las variaciones litológicas entre las distintas formaciones no son mayúsculas y el conjunto muestra una sucesión sedimentaria correspondiente a un mismo ciclo depositacional ocurrido durante el Devónico tardío - Carbonífero temprano temprano y el Carbonífero temprano tardío, con características paleoambientales similares.

(H.A. CARRIZO)

Referencias: Archangelsky (S.), 1983; Arrondo (O.G.), Césari (S.N.) y Gutiérrez, (P.R.), 1991; Azcuy (C.L.), 1985; Azcuy (C.L.) y Caminos (R.), 1988; Azcuy (C.L.), Carrizo (H.A.) y Caminos (R.), 2000; Azcuy (C.L.), Carrizo (H.A.) y Iannuzzi (R.), 2011; Baldis (B.A.), Beresi (M.S.), Bordonaro (O.) y Vaca (A.), 1982; Caminos (R.), Fauqué (L.) y Limarino (C.), 1990; Caminos (R.), Fauqué (L.), Cingolani (C.), Varela (R.) y Morel (E.), 1993; Carrizo (H.A.), 1998; Carrizo (H.A.) y Azcuy (C.L.), 1995, 1997, 1998, 1999; Césari (S.N.), 1987; Cingolani (C.), Varela (R.), Morel (E.), Schauer (O.) y Arrondo (O.), 1990; Cingolani (C.), Morel (E.) y Zúñiga (A.), 1992; Fauqué (L.) y Limarino (C.), 1991; Fauqué (L.), Limarino (C.), Césari (S.N.) y Sabattini (N.), 1989; Frenguelli (J.), 1951; Furque (G.), 1956, 1963, 1972; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973; González (C.R.), 1993; Limarino (C.) y Césari (S.N.), 1992; Lutz (J.), 1933; Morel (E.), Cingolani (C.), Varela (R.) y Zúñiga (A.), 1993; Morel (E.), Cingolani (C.) y Zúñiga (A.), 1996; Sabattini (N.), Azcuy (C.L.) y Carrizo (H.A.), 2001; Scalabrini Ortiz (J.), 1972; Sessarego (H.) y Césari (S.), 1989.

LAS CHACRAS-PIEDRAS COLORADAS (Batolito de...).....Devónico medio - sup.

(Prov. San Luis, aprox. 32°25´-32°44´ lat. S y 65°39´-65°52´ long. O)

BROGIONI (N.), 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. *10º Congreso Geológico Argentino*, Tucumán, Actas 4, p. 115.

Localidad tipo y distribución geográfica: Las Chacras-Potreriillos, sierra de San Luis.

Descripción original: "Un plutón compuesto que exhibe dos *stock*: (i) el *stock* Potrerillos, constituye un granito rojo con muscovita y biotita, y (ii) el *stock* Las Chacras, que a su vez posee dos subdominios: el dominio central, formado por un granito porfírico con biotita y un dominio noreste formado por un granito equigranular y porfírico".

Observaciones: Estas rocas graníticas son incluidas en el denominado Orógeno Achaliano, el cual es asignado al Devónico medio- superior (Sims *et al.*, 1998, Stuart-Smith *et al.*, 1999).

Véase: LAS CHACRAS-POTRERILLOS (Batolito...).

(M. LÓPEZ DE LUCHI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Brogioni (N.), 1987; Sims (J.) Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.) y Stuart-Smith (P.) y Miro (R.), 1998; Stuart-Smith (P.), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.G.), Pieters (P.E.), Black (L.P.) y Miró (R.), 1999.

LAS CHACRAS-POTRERILLOS (Batolito de...).....Devónico medio - sup.

(Prov. San Luis, aprox. 32°25´-32°44´ lat. S y 65°39´-65°52´ long. O)

LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), SIEGSMUND (S.), HOFMANN (A.), HÜBNER (H.), HULKA (C.) y MOSCH (S.), 2001. Geological setting and composition of the Las Chacras-Potreriillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: First results. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152 (2-3), p. 327.

Descripción original: "El batolito de Las Chacras-Potreriillos consiste en seis subunidades graníticas las cuales están expuestas en un área de alrededor de 600 km², con un eje mayor de dirección NNO y un ancho máximo en la parte central de 17 km. Macroscópicamente, la fábrica varía desde el grano medio al grueso, equigranular a porfírico, y con foliación débil a ausente en algunos lugares. De norte a sur las principales subunidades son: stock Las Chacras: granito porfírico (GP), granito equigranular (GE), granito porfírico con grandes fenocristales (GPGF), granito porfírico con biotita (GPB); stock Potrerillos: granito rojo (GR) el cual puede ser subdividido a su vez en dos subunidades: con biotita (GB) y con muscovita (GM)".

Relaciones estratigráficas: Las rocas graníticas que conforman el batolito intruyen dos complejos metamórficos, al este el Complejo Metamórfico Conlara (564 ± 21 Ma, Siegesmund *et al.*, 2009) y al oeste el Complejo Metamórfico Pringles (498 ± 10 Ma para el metamorfismo en facies granulita) (Steenken *et al.*, 2006, 2008).

Edad: Una datación U-Pb convencional sobre circón produce una edad de 382 ± 5 Ma. (Siegesmund *et al.*, 2004).

Observaciones: López de Luchi *et al.*, (2001) cambian el nombre del batolito LAS CHACRAS-PIEDRAS COLORADAS (véase) dado que se reconocieron facies no distinguidas en el primer estudio efectuado por Brogioni (1987). En consecuencia, dado que la definición de las unidades contenidas dentro del batolito es diferente a la presentada por Brogioni (1987) se incluyen ambas denominaciones en este léxico.

Estas rocas graníticas son incluidas en el denominado Orógeno Achaliano, el cual es asignado al Devónico medio- superior (Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999).

(M. LÓPEZ DE LUCHI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Lopez de Luchi (M.G.), Siegesmund (S.), Hofmann (A.), Hübner (H.), Hulka (C.) y Mosch (S.), 2001; Siegesmund (S.), Steenken (A.), López de Luchi (M.G.), Wemmer (K.), Hoffmann (A.) y Mosch (S.), 2004; Siegesmund (S.), Steenken (A.), Martino (R.) Wemmer (K.) López de Luchi (M.G.), Frei (R.), Presniakov (S.) y Guerreschi, (A.), 2009; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow, (R.), Stuart-Smith (P.) y Miro (R.), 1998; Steenken (A.), Siegesmund (S.), López de Luchi (M.G.), Wemmer (K.) y Frei (R.) 2006; Steenken (A.), Wemmer (K.), Siegesmund (S.) y López de Luchi (M.G.), 2008; Stuart-Smith (P.G), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.G.), Pieters (P.E.), Black (L.P.) y Miró (R.), 1999.

LAS HERAS (Formación..).....Silúrico - Devónico

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°51'lat. S y 69°01' long. O).

Observaciones: Esta formación, definida por Pinna (1982, inédito), aflora en una faja angosta al oeste de la Estancia de San Isidro, desde la quebrada de San Isidro hasta la quebrada del Agua de Las Chilcas, con un espesor estimado en 370 m. Litológicamente fue dividida en dos miembros: pelítico inferior y psamo-pelítico superior. Se asienta en discordancia angular (aparente concordancia) sobre las calcipelitas cuspidales de la Formación Empozada. Hacia arriba pasa en forma poco clara a la Formación VILLAVICENCIO (véase). En el miembro inferior de la unidad se han encontrado bioperforaciones, fragmentos de icnitas y posibles fragmentos de graptolitos. El miembro superior es de comprobada edad devónica por la presencia de restos de plantas. El conjunto fue atribuido con reservas al lapso Silúrico - Devónico inferior.

Gallardo *et al.* (1988), hacen referencia a la Formación Las Heras, señalando que está compuesta por pelitas gris oliva oscuro, asignadas tentativamente al Silúrico-Devónico, Heredia y Beresi (2004) indicaron que las limolitas verde oscuras que cubren mediante discordancia erosiva a la Formación Empozada (Ordovícico), recibieron distintas denominaciones formales como Formación Las Heras, Formación VILLAVICENCIO o Formación CANOTA (véase), las dos últimas asignadas al Devónico.

Esta unidad fue reinterpretada como un bloque alóctono en los depósitos de olistostroma o mélange sedimentaria ("wildflysch") de la Formación LOS SOMBREROS (véase) asignada al

Devónico inferior? - medio? por Peralta y Heredia (2005), en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

(M.S. BERESI)

Referencias: Gallardo (G.), Heredia (S.) y Maldonado (A.), 1988; Heredia (S. E.) y Beresi (M.S.), 2004; Peralta (S.H.) y Heredia (S.), 2005; Pinna (L.), 1982.

LAS LAGUNITAS (Formación ...) Ordovícico sup. - Devónico inf.

(*Flanco sudoriental de la Cordillera Frontal, Prov. Mendoza, aprox. 34°38'-34°02' lat. S y 69°18'-69°30' long. O.*)

VOLKHEIMER (W.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Secretaría de Estado de Minería, Buenos Aires, Boletín 151, p. 17-18.

Localidad tipo: La localidad tipo corresponde al curso inferior del arroyo del cual deriva su nombre, que resulta un afluente septentrional del río Diamante en la provincia de Mendoza (34° 38' lat. S – 69° 32' long. O).

Descripción original: Volkheimer (1978, p. 17-18) como resultado de sus detallados relevamientos geológicos en el sur de la Cordillera Frontal, propuso denominar a parte de estas rocas como Formación Las Lagunitas y describe a la secuencia como: "Es un conjunto plegado de pizarras, areniscas cuarcíticas, grauvacas, esquistos cuarzo-biotíticos, y escasas intercalaciones de conglomerados finos....Litología: alternancia de pizarras mayormente sericíticas, en parte arenosas, limolitas, areniscas cuarcíticas, micáceas de grano fino a medio, y en menor grado de areniscas de grano grueso, sabulitas y conglomerados finos. El color del conjunto es de gris verdoso a gris".

Descripción: Sruoga *et al.* (2005) describen los afloramientos reconocidos a lo largo del arroyo Papagayos, siendo la secuencia de tipo turbidítico, integrada por grauvacas de grano fino de color gris verdoso y lutitas pizarreñas de color gris plomo, presentando bajo grado metamórfico.

Espesor: Según Volkheimer (1978), al norte del río Diamante el espesor alcanzaría aproximadamente 2000 metros de potencia, pudiendo ser mayor dado que la sucesión se encuentra fuertemente plegada. García-Sansegundo *et al.* (2012) estiman a partir de los cortes geológicos analizados en su trabajo, que la Formación Las Lagunitas tiene un espesor mínimo de 5000 metros.

Relaciones estratigráficas: No tiene base expuesta y ha sido intruida por diversos plutones gondwánicos que generaron importantes aureolas de contacto con sus típicas facies mineralógicas (Groeber, 1947; Sruoga *et al.*, 2005; Volkheimer, 1966, 1978). A su vez, está cubierta por rocas volcano-sedimentarias del Grupo Choiyoi y equivalentes (Permo-Triásico) o, como ocurre hacia el oeste, por depósitos correspondientes al inicio de la transgresión del mar neocomiano (Cretácico inferior).

Extensión geográfica: Asoma en el cañadón del río Diamante, desde inmediatamente aguas arriba de la desembocadura del arroyo Las Aucas hasta la desembocadura del arroyo Las Lagunitas, prolongándose al norte a lo largo del arroyo Las Lagunitas inferior y acompañando la ladera este del cerro Potrerillo, cruzando el arroyo Carrizalito. Los afloramientos de la Formación Las Lagunitas tienen un ancho medio de 2 kilómetros, llegando al sur de la veranada Maya a 4 kilómetros (Volkheimer, 1978). Descripciones más recientes permiten indicar que sus afloramientos se extienden entre los ríos Diamante por el sur y Tunuyán por el norte, alcanzando un ancho máximo de 15 km a la latitud del volcán Maipo. La unidad se localiza a lo largo del arroyo Las Lagunitas, afluente del río Diamante, en el faldeo oriental del Cordón del Carrizalito (Tickyj *et al.*, 2009).

Paleontología y edad: Inicialmente Groeber (1947) refiere una edad proterozoica a esta secuencia, al igual que a las metamorfitas de mayor grado que se encuentran más al norte en los cordones del Portillo y del Plata. Posteriormente, Volkheimer (1978) y Caminos (1979b) asignaron tentativamente una edad devónica, por su correlación con las Formaciones LA HORQUETA (véase) y RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (véase), aflorantes en el Bloque de San Rafael. La datación isotópica sobre la Tonalita Carrizalito ($334 \pm 16,5$ Ma, K-Ar, roca total) que intruye a la secuencia, sugirió una edad de sedimentación pre-carbonífera para la Formación Las Lagunitas (Dessanti y Caminos, 1967). De acuerdo a Méndez *et al.* (1995) sería referible al intervalo Ordovícico Superior-Devónico Inferior. Tickyj *et al.* (2009) dan a conocer el primer registro de graptolites que pertenecen a la Biozona de *Climacograptus bicornis*, del Ordovícico Superior (Sandbiano), con lo cual sustentaría la propuesta de una edad referible al lapso Ordovícico tardío-Devónico temprano.

Observaciones: Una de las primeras referencias detalladas sobre las rocas que componen la Formación Las Lagunitas pertenece a Groeber (1947), quien señaló en el borde occidental del cordón del Carrizalito la presencia de esquistos con variable grado de metamorfismo, intruidos por tonalitas, granitos y pórfidos riolíticos.

García-Sansegundo *et al.* (2012) consideran que parte de la Formación Las Lagunitas presenta facies diferentes, que no se encuentran afectadas por la deformación y el metamorfismo que exhibe esta unidad. Dichas rocas, fueron denominadas como Serie de Selerpe, aflorando en el extremo SE del Cordón del Carrizalito y encontrándose bien representadas en la parte oriental de la Quebrada de Cortaderas. Estos autores sugieren una edad Carbonífero tardío para esta secuencia, separándola así de la Formación Las Lagunitas.

(N.J. URIZ)

Referencias: Caminos (R.) 1979; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.L.) 1967; García Sansegundo (J.), Farias (P.), Rubio Ordóñez (A.) y Heredia (N.), 2012; Groeber (P.) 1947; Mendez (V.), Zanettini (J.C.) y Zappettini (E. O.) 1995; Sruoga (P.), Etcheverría (M.), Folguera (A.), Repol (D.) y Zanettini (J.C.) 2005; Tickyj (H.), Rodríguez Raising (M.), Cingolani (C.A.), Alfaro (M.) y Uriz (N.), 2009; Volkheimer (W.), 1966, 1978.

LAS PAVAS (... Supersequence; Supersecuencia ...).....Lochkoviano sup. - Eifeliano

(Sierras Subandinas Occidentales y este de la Cordillera Oriental, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 65°00'-63° long. O)

STARCK D., GALLARDO E., SCHULZ, A., 1993: The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. *Comptes Rendus XII ICC-P*, Buenos Aires, Vol 2, p. 375-376.

Localidad tipo: Sierra de Cinco Picachos, en el núcleo de la Sierra de Las Pavas – Pescado y en la zona de Abra de Zenta–Caspalá (Starck *et al.*, 1993a).

Descripción original: "It lies neatly over the Cinco Picachos supersequence. The boundary is shown by an abrupt thinning in grain size which corresponds to a large scale flooding surface. Here again the general pattern is an upward-coarsening sequence including Icla and Huamampampa Formations; these Bolivian units are used also for the Argentine subsurface strata...On surface the members of this supersequence were traditionally mapped as the Pescado Formation. Five smaller cycles than those assigned by the depositional sequence hierarchy were distinguished.....: they were designated the L. P. I, L. P. II, L. P. III, L. P. IV and L. P. V depositional sequences. The pelitic basal portion in the first of these sequences corresponds to the "Cerro Piedras shales" defined in the Eastern Cordillera".

Espesor: Presenta un espesor mas o menos constante que oscila entre los 800 y 900 m, tanto en superficie como en subsuelo (Starck *et al.*, 1993a).

Relaciones estratigráficas: Está limitada en base y techo por sendas inundaciones representadas por la base de la Formación ICLA (véase) y por la base de la Formación LOS

DEVÓNICO

MONOS (véase), perteneciente esta última a la supersecuencia que se le superpone, mencionada como Supersecuencia AGUARAGÜE (véase) por Starck *et al.* (1993a).

Extensión geográfica: Se reconoce en Argentina y Bolivia. En Argentina aflora en el sector oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales, extendiéndose en el subsuelo de la Llanura Chaco-Salteña. Véase formaciones PIEDRAS, HUAMAMPAMPA, ICLA y PESCADO.

Paleontología y edad: Véanse formaciones PIEDRAS, HUAMAMPAMPA, ICLA y PESCADO.

Observaciones: Los perfiles de la Sierra de Cinco Picachos muestran facies más proximales, estando ausentes la asociación de facies de plataforma distal, y alcanzando a presentarse facies continentales y "mixtas" de granulometría conglomerádica. Esta secuencia es la que produce gas y condensado en los yacimientos de Aguas Blancas – Bermejo, Ramos y Aguaraque.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a.

LA TOTORA (Batolito ...).Devónico medio - sup.

(Sierra de San Luis, aprox. 33°05'-33°10' lat. S y 65°40'-65°45' long. O).

LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), FANTÍN (M.) y RAPALINI (A.E.), 2002. Batolito La Totorá, Sierras de San Luis, Argentina: Primeros Resultados. En: CABALERI (N.), LINARES (E.), LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), OSTERA (H.), PANARELLO (H.), Eds. *Actas 15 Congreso Geológico Argentino*, I: 269-270.

Localidad tipo y distribución geográfica: El batolito La Totorá aflora al sudoeste de la ciudad de La Toma. El afloramiento tiene forma semicircular y una superficie aproximada de 40km² correspondiendo ésta al área expuesta de un plutón elipsoidal, según se interpreta a partir de los datos aeromagnéticos (Sims *et al.*, 1997).

Descripción original: "El plutón tiene un eje mayor NO de 12,5 km y uno menor de 9 km, lo cual indicaría una superficie de 102,5 km². El batolito es compuesto y exhibe una facies externa de grano muy grueso, el Granito La Porteña, compuesta principalmente por un monzogranito biotítico porfírico que localmente contiene anfíbol, una monzodiorita-granodiorita biotítico-anfibólica y un monzogranito de grano grueso y equigranular. La facies interna, el Granito Gobelli, es un monzogranito biotítico gris claro, de grano medio a grueso y varía de equigranular a porfírico. Los contactos entre ambas facies son mayormente transicionales aunque algunos ocurren en distancias menores que 2 metros. En el Granito la Porteña se observan enclaves monzoníticos microgranulares que alcanzan hasta 1 m de longitud"

Relaciones estratigráficas: Intruye con contactos netos el Complejo Metamórfico Conlara (564 ± 21 Ma, Siegesmund *et al.*, 2009)

Edad: Sólo se cuenta con dos edades K-Ar de enfriamiento en biotita. La edad biotita del Granito LA PORTEÑA (véase) es 358±8, mientras que para el granito GOBELLI (véase) el valor es de 371±8, indicando una edad devónica media-tardía (López de Luchi *et al.*, 2004).

Observaciones: Estas rocas graníticas son incluidas en el denominado Orógeno Achaliano, el cual es asignado al Devónico Medio-Superior (Sims *et al.*, 1998, Stuart-Smith *et al.*, 1999). Se trata de una unidad informal de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992, Art. 24), ya que no se define por sus características litológicas.

(M. LÓPEZ DE LUCHI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: López de Luchi (M.G.), Fantín (M.) y Rapalini (A.E.), 2002a; López de Luchi (M.G.), Rapalini (A.E.), Siegesmund (S.), Steenken (A.), 2004; Siegesmund (S.), Steenken, (A.), Martino (R.), Wemmer (K.), López de Luchi (M.G.), Frei (R.), Presniakov (S.) y Guereschi (A.), 2009; Sims (J.P.), Ireland (T.R.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.), , Stuart-Smith (P.) , 1998; Stuart-Smith (P.G.), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.G.), Pieters (P.E.), Black (P.G.) y Miró (R.), 1999.

LOLÉN (Formación...; Grupo...).....Devónico medio

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'-38°15' lat. S y 61°40' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 23.

HARRINGTON (H.J), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 167-168.

Descripción original: "El último y más alto grupo de la serie de Ventana está formado por unos 450 metros de areniscas micáceas esquistosas, entre las que se intercalan bancos delgados de filitas y pizarras. Estas rocas, que en la literatura geológica sobre las sierras se designan con el nombre de "esquistos eodevónicos", suceden en pasaje gradual a las capas más altas del grupo la providencia. Las areniscas, que pasan a veces a finos conglomerados y a grauvacas gruesas, son de colores variados pardo amarillento, gris amarillento, gris claro, gris verdoso, verdoso amarillento y verdoso azulado claro....Las pizarras, por el contrario, son de colores gris oscuro hasta gris negruzco, y las filitas, que solo aparecen en la base del conjunto, son rojizas o verdes, tal como ocurre en el grupo de Providencia."

Espesor: Su espesor es de aproximadamente 450 m.

Relaciones estratigráficas: Se ubica estratigráficamente por encima de la Formación PROVIDENCIA (véase). Su contacto con la suprayacente Formación Sauce Grande (Paleozoico superior) corresponde a una discordancia regional angular (Massabie y Rossello, 1984).

Extensión geográfica: Se correspondería a la del Grupo VENTANA (véase).

Paleontología y edad: Harrington (1947) describió moldes internos de braquiópodos, que forman masas compactas. Entre ellos se ha podido determinar con cierta seguridad algunos atribuibles a *Cryptonella baini* y *Schuchertella* sp. Anteriormente, Keidel (1916) ya había reconocido asimismo la presencia de *Leptocoelia flabellites* en otro nivel fosilífero.

El análisis de los circones detríticos de la Formación Lolén indican una proveniencia principalmente a partir del Famatiniano tardío y del Mesoproterozoico, como así también señalan una edad mínima de sedimentación de 387Ma (Uriz *et al.*, 2011), la cual corresponde al Devónico medio.

Observaciones: Harrington (1970) denomina por primera vez a esta unidad como Formación Lolén.

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.), 1947; 1970; Keidel (J.), 1916; Massabie (A.) y Rossello, (E.), 1984; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Macambira (M.B.) y Armstrong (R.), 2011.

LOMITAS NEGRAS (Formación...).....Devónico inf.

(Precordillera Occidental de San Juan, aprox. 32° lat. S y 69° long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *Proceedings International Symposium on Devonian System*, II, p. 177.

Localidad y sección o área tipo: Su sección tipo se encuentra a 30 km al sud-sudeste de Barreal, en la provincia de San Juan (Padula *et al.*, 1967, p. 177).

Descripción original: "It shows green and mauve shales with buff quartzite intercalations".

Descripción: Se caracteriza por la abundancia de lutitas de coloraciones verdes, moradas y rojizas. Son lutitas muy finas con algunas intercalaciones de areniscas de poco espesor; aparentemente la coloración morada o rojiza no es singenética. Las lutitas se hallan intensamente deformadas por el tectonismo y esa deformación que sufrieron las lutitas es quizás el factor principal para que se haya implantado en ellas una abundante inyección cuarzosa (Baldis, 1964).

Espesor: El espesor medido es de 170 m (Baldis, 1964).

Relaciones estratigráficas: La unidad se encuentra por encima de la Formación HILARIO (véase) y por debajo de la Formación TONTAL (véase), en ambos casos en relación de concordancia (Padula *et al.*, 1967).

Extensión geográfica: Véase Grupo CIÉNAGA DEL MEDIO.

Paleontología y edad: Amos y Marchese (1965) señalaron el hallazgo de restos de *Chondrites* e indicaron que a pesar de que estos fósiles poseían un significado cronológico dudoso, les permitieron separar a esta unidad del Precámbrico. Más tarde, Padula *et al.* (1967) indicaron que esta unidad poseía el mismo contenido fosilífero que el de la Formación HILARIO (véase) considerándose una edad devónica temprana para ambas unidades. Asimismo, Baldis (en Cuerda y Baldis, 1971) estableció una equivalencia entre las formaciones HILARIO-LOMITAS NEGRAS y la Formación TALACASTO (véase), basándose en la relación estratigráfica concordante que se observaba entre las formaciones HILARIO (véase), LOMITAS NEGRAS y TONTAL (véase).

Observaciones: Esta unidad fue definida por Padula *et al.* (1967) para nombrar al miembro de Lutitas multicolores definido por Baldis (1964) correspondiente al miembro medio de la sección superior del "Pretilítico".

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amos (A.J.) y Marchese (H.G.), 1965; Baldis (B.), 1964; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Zöllner (W.), 1950a.

LOS ESPEJOS (Formación.....).....Wenlockiano? - Lochkoviano

(Precordillera Central de San Juan, aprox. 30°12'-31°20' lat. S y 68°49' long. O)

CUERDA (A), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4 (5), p. 174-175.

Localidad tipo: Se localiza en la comarca situada al noroeste del cerro La Chilca, surcada por la quebrada del Río Los Espejos, San Juan (Cuerda, 1985).

Descripción original: "Sin solución de continuidad [sobre la Formación La Chilca] sigue hacia arriba el conjunto de capas reunidas en esta entidad, donde lutitas y lutitas arenosas de matices verde aceituna, verde claro y verde grisáceo representan las tonalidades de la secuencia en la sección examinada inmediatamente al norte de la quebrada de Los Espejos.

Las lutitas muestran marcada y fina estratificación regular, tratándose de sedimentitas uniformes en su distribución areal. Las lutitas arenosas obviamente presentan una textura más granular, aunque fina, no obstante lo cual, las láminas de que el conjunto se compone tienen un espesor de 1 - 2 cm. Esta formación contrasta con la anterior [La Chilca] por la tonalidad y caracteres sedimentológicos; en el terreno predominan las lutitas verdes en la sección inferior y media de dicha secuencia, dominando en la porción superior de la columna las pelitas arenosas, por igual uniformes. Bancos calcáreos de hasta 0,50 m de espesor se intercalan en los miembros enunciados. Estos depósitos calizos de tono castaño gris oscuro exteriormente hasta grisáceo blanquecino en corte fresco, son compactos y al golpe se fragmentan en piezas astillosas de filo marcado, desprendiéndose en el caso vapores fétidos que revelan su igual procedencia orgánica en la secuencia. Otro de los caracteres a destacar de las capas calcáreas es que algunas encierran en su masa restos [fósiles] ..., cuya frecuencia en algunos litotopos es tan elevada, que el calcáreo está reemplazado a la vista por las masas de brechas orgánicas de tipo coquina. Sin embargo, la llamativa distinción de este conjunto formacional es precisamente la existencia de dos capas con graptolitos que dentro de los miembros lutítico y lutítico arenoso han sido localizados en los niveles de 170 y 350 m. por encima del límite con la formación precedente [La Chilca] ...”.

Descripción: Se diferencian siete asociaciones de facies: a) de conglomerados ferruginosos, b) de pelitas verdes y moradas, c) de ritmitas tabulares delgadas, d) heterolíticas finas, e) heterolíticas gruesas, f) de areniscas amalgamadas y g) de complejos heterolíticos deformados. La asociación basal (a) es similar a la descrita para la Formación La Chilca (Silúrico), pero posee una mayor concentración de hematina que en general proviene de la oxidación y disolución de oolitas originalmente chamosíticas. En general no supera los 50 cm. Su génesis es similar a la de la Formación La Chilca (Silúrico), constituyendo el conglomerado transgresivo de esta unidad. La asociación de pelitas verdes y moradas (b) sobreyace a los conglomerados e indica momentos de reducida energía donde dominaron procesos de decantación, con muy esporádicos depósitos de tempestivas distales que aparecen en el tramo superior. Se alternan horizontes fangosos bioturbados con otros laminados. Los espesores varían de 30 a 50 m y su mayor desarrollo corresponde al sector centro-norte. Esta asociación se habría generado en la plataforma externa al resguardo del oleaje de tormentas. La asociación de ritmitas tabulares delgadas (c) incluye tempestitas distales y fangolitas de tiempo normal en relaciones arenisca:pelita inferiores a 1:2 - 1:4. Por su continuidad lateral y contenido icnológico (icnofacies de *Nereites*) han sido confundidas con turbiditas. Se desarrollan en tramos entre 10 y 20 m a continuación de la asociación fangosa y se repiten con menor espesor en algunos intervalos del tercio medio. La asociación de facies heterolíticas finas (d) incluye tramos de secuencia con predominio de estratofábricas mixtas de tracción-decantación a partir de flujos predominantemente oscilatorios, que originan estructuras lenticulares y ondulantes. Se desarrollan coquinas laminares que indican concentraciones autóctonas y parautóctonas. Se intercala con las asociaciones heterolítica gruesa y de areniscas amalgamadas, constituyendo la sedimentación de fondo en el tramo medio y superior de esta unidad. Caracteriza a un medio marino somero bajo la influencia del oleaje de buen tiempo en la transición de la plataforma interna a la cara de playa. La asociación de facies heterolíticas gruesas (e) incluye capas de arenisca media a gruesa, con continuidad lateral restringida y geometría de los cuerpos plano-convexa. Constituye paquetes de unos 5 m de espesor, con relación arenisca:pelita ~ 1:1, que suelen estar coronados por la asociación amalgamada en los sectores norte y centro. Las pelitas están fuertemente bioturbadas y las trazas corresponden a la icnofacies de *Cruziana*. Las concentraciones de fósiles poseen mayor retrabajo que en la asociación de facies heterolíticas finas. La estratofábrica de esta asociación indica fuerte influencia del oleaje de tormentas como modelador del fondo y agente concentrador de acumulaciones fosilíferas, que sumada a la litología e icnofacies dominante permiten interpretar un depósito en la cara de playa. La asociación de areniscas amalgamadas (f) está presente a partir del tercio medio de manera recurrente en las secciones del ámbito central y norte. Los bancos amalgamados poseen abundante lenticularidad interna, la granulometría alcanza ocasionalmente la arena media y son frecuentes los parches de coquina. Una particularidad de esta asociación son los tapices de micro-ondulitas que ocasionalmente la coronan y sobre la cual se apoyan en forma neta pelitas arcillo-limosas indicando un cambio brusco de las condiciones ambientales. Las superficies con desarrollo de micro-ondulitas, por sus características, indican una marcada somerización y eventualmente exposición subaérea de la línea de costa. Esta asociación indica ambiente de cara de playa somera, afectado por una

elevada energía del medio y exposición periódica. La asociación de complejos heterolíticos deformados (g) constituye paquetes de hasta 15 m, que se observan especialmente en el sector centro-norte, donde la unidad alcanza sus edades más jóvenes. Internamente han estado constituidos predominantemente por la asociación de facies heterolíticas gruesas y parcialmente por la fina, que posteriormente a su depositación fueron deformadas generando multiplicidad de pliegues sisarmónicos. Este fenómeno es interpretado como producto de licuefacción y fluencia inducida por actividad sísmica. Esta actividad sísmica se relaciona con la fase diastrófica Precordillerana que habría ocasionado el importante hiato que se ubica entre esta unidad y la Formación TALACASTO (véase). El efecto de la pendiente depositacional es descartado por su bajo gradiente (Astini y Maretto, 1996)

Espesor: En los afloramientos del norte alcanza los mayores espesores, que son del orden de 500 m en las secciones estratigráficas del cerro del Fuerte y Loma de los Piojos, mientras que hacia el sur se adelgaza no sobrepasando los 25 m de potencia (Astini y Maretto, 1996; Benedetto *et al.*, 1992).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1985) es concordante con la Formación La Chilca (Silúrico), con contacto neto a transicional y el límite superior está dado por el pasaje transicional a las sedimentitas eodevónicas suprayacentes. La transición con la Formación La Chilca (Silúrico) estaría dada por un hiato erosivo en casi toda la cuenca. En el tope, el pasaje a la Formación TALACASTO (véase), representa una discontinuidad regional de magnitud creciente de norte a sur (Sánchez *et al.*, 1993; Astini y Maretto, 1996).

Extensión geográfica: Se extiende desde la latitud de Jáchal hasta el Río San Juan al sur.

Paleontología y edad: Cuerda (1965) menciona la presencia de *Australina jachalensis* Clarke y *Chonetes fuertensis* Kayser. En los bancos calcáreos de relativa posición más alta indica abundantes restos de *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). De los dos niveles con graptolitos el inferior contiene *Monograptus uncinatus notuncinatus* Cuerda y el superior *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Elles y Wood y *Monograptus argentinus* Cuerda (Cuerda, 1965, 1969). En base al contenido de graptolitos Cuerda (1985) le asigna a la Formación Los Espejos una edad Ilandoveriana tardía - wenlockiana temprana a ludloviana temprana-media. Los graptolitos provenientes del tercio superior de la formación, en Cerro del Fuerte, fueron referidos a las zonas de *Neodiversograptus nilssoni* - *Lobograptus scanicus*, del Ludloviano temprano (Rickards *et al.*, 1996). Waisfeld *et al.* (1988) describen una trilobitofauna proveniente de los niveles superiores de la formación en Cerro del Fuerte. Se trata de taxones es su mayoría citados o descriptos por primera vez en el país, de extensa distribución estratigráfica y algunas especies restringidas a la región como *Calymene vallecitoensis*.

El estudio de braquiópodos permitió distinguir cuatro asociaciones faunísticas, así como proponer correlaciones entre las secciones estudiadas (Cerro del Fuerte, Las Aguaditas, Loma de Los Piojos, Talacasto y Tambolar) (Benedetto *et al.*, 1992). Estos autores reconocen por primera vez la probable presencia del Wenlockiano, del Ludloviano y Pridoliano, indicando para la cuarta asociación, en el techo de la unidad, en Cerro del Fuerte, una edad lochkoviana temprana.

Los primeros estudios de conodontes corresponden a Hünicken (1975) y Hünicken y Sarmiento (1988). Posteriormente, Albanesi *et al.* (2006) reconocen la Zona de *Kockelella variabilis variabilis* en coquinas carbonáticas de la parte media-superior de la Formación Los Espejos, en Quebrada Ancha (Sierras de Talacasto), que les permite asignar los niveles portadores al Ludloviano temprano (Gorstiano). Heredia *et al.* (2007) reconocen la presencia del conodonte *K. variabilis variabilis* Walliser en la parte superior de la Formación Los Espejos, en Cerro del Fuerte, lo que indicaría una edad ludloviana temprana para los niveles portadores y no lochkoviana como se había interpretado en base a la fauna de braquiópodos (Benedetto *et al.*, 1992).

Las investigaciones palinológicas de esta unidad han sido objeto de numerosas publicaciones (Pöthe de Baldi, 1975a, 1975b, 1981, 1998; Rubinstein, 1992, 1993, 1995, 1997b y citas incluidas). En el primer estudio integrado de palinomorfos y graptolitos realizado por Rubinstein y Brussa (1999) se distinguieron tres asociaciones compuestas por acritarcos y en menor proporción mioesporas. Las asociaciones palinológicas denominadas 3 y 4 corresponden a la parte inferior de la Formación Los Espejos en Quebrada Ancha, donde no se

hallaron graptolitos ni otros fósiles de valor estratigráfico. A pesar de que los estratos que las contienen habían sido previamente asignados al Wenlockiano, los palinomorfos indicaron una edad no mayor que homeriana tardía o gorstiana temprana, debido a la presencia del género *Emphanisporites*, y los acritarcos *Ozotobranchion* y *Fimbriaglomerella*. La Asociación 5, correspondiente a la Zona de *Neodiversograptus nilsonni-Lobograptus scanicus*, de edad gorstiana (ludloviana temprana) se presenta en la parte superior de la formación. García Muro y Rubinstein (2015) ajustaron la edad de esta unidad en base a palinomorfos marinos y terrestres. La edad más antigua correspondería al Wenlockiano, en la localidad de Cerro La Chilca, por la presencia de *Schismatosphaeridium algerense* Cramer y Díez e *Hispanaediscus lamontii* Wellman. El Ludloviano y sus pisos Ludfordiano y Gorstiano? se reconocen por la presencia de acritarcos como *Fimbriaglomerella divisa* Loeblich y Drugg y *Ozotobranchion palidodigitatus* (Cramer) Playford y esporas como *Chelinospora* cf. *cantabrica* Richardson et al., *C. sanpetrensis* (Rodríguez) Richardson et al., *Synorisporites tripapillatus* Richardson y Lister, *Chelinospora* cf. *hemisferica* Richardson et al., Morphon *Chelinospora verrucata* var. *verrucata* García Muro et al. y *Amicosporites* cf. *streelii* Steemans. El Pridoliano fue observado en Quebrada Ancha, sección más austral estudiada, principalmente por la presencia de esporas como *Breconisporites* sp. B en Richardson et al., *Brochotriletes foveolatus* Naumova y *Leonispora argovejiae* Cramer y Díez (Rubinstein y García Muro, 2011, 2013; García Muro y Rubinstein, 2015; García Muro et al., 2014a; 2018a). El hallazgo de las esporas *Chelinospora cantabrica* Richardson et al., cf. *Streelispora newportensis* (Chaloner y Streel) Richardson y Lister, *Cymbosporites proteus* McGregor y Camfield y el Morphon *Dictyotriletes* cf. *emsiensis* Rubinstein et al., además de acritarcos como *Thysanoprobolus polykion* Loeblich y Tappan y *Schizocystia pilosa* Jardiné et al. (García Muro et al., 2014b), en la sección más septentrional (Río Jáchal), confirma la edad lochkoviana para los niveles cuspidales de la formación, registrándose el límite Silúrico/Devónico en la Formación Los Espejos.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Albanesi (G.L.), Ortega (G.) y Hünicken (M.A.), 2006; Astini (R.A.) y Maretto (H.M.), 1996; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Cuerda (A.J.), 1965, 1985; Cuerda (A. J.), Rickards (R.) y Cingolani (C.), 1988; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.) y Steemans (P.), 2014a, b, 2018; García Muro (V.J.) y Rubinstein (C.V.), 2015; Heredia (S.), Mestre (A.) y Milana (J.P.), 2007; Hünicken (M.A.), 1975; Hünicken (M.A.) y Sarmiento (G.N.), 1988; Pöthe de Baldis (E.D.), 1975a, b, 1981, 1998; Rickards (B.), Brussa (E.), Toro (B.) y Ortega (G.), 1996; Rubinstein (C.V.), 1992, 1993a, 1995, 1997b, 2001; Rubinstein (C.V.) y Brussa (E.D.), 1999; Rubinstein (C.V.) y García Muro (V.J.), 2011, 2013; Sánchez (T.M.), Benedetto (J.L.) y Astini (R.A.), 1993; Waisfeld (B.G.), Toro (B.A.) y Brussa (E.D.), 1998.

LOS MONOS (Formación...; Lutitas...).....Eifeliano - Givetiano

(Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Salteña de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 64°30'-63° long. O)

MATHER (K.F.), 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia and Embarcación, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 33, p. 731.

PADULA (E.L.) y REYES (F.C.), 1958. Contribución al Léxico Estratigráfico de las Sierras Subandinas. *Boletín Técnico, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1), p. 14.

Localidad tipo: Quebrada de Los Monos, afluente sur del río Pilcomayo, en el lugar donde corta la parte oriental de la Sierra de Aguarañe, aproximadamente a 8 kms al SO de la ciudad de Villa Montes, Bolivia (Padula y Reyes, 1958).

Descripción original: White dice en un informe inédito (en Padula y Reyes, 1958, p. 14 y sigs.): "The Los Monos formation consists of micaceous, carbonaceous, fissile shales mostly dark colored with thin quartzitic sandstone layers in the upper part. – The formation is named from the type locality on Los Monos creek ... its boundaries are not established, but the

formational characteristic is taken as the shaly carbonaceous character of the strata exposed at the type locality”.

Descripción: Compuesta por lutitas laminadas de color gris oscuro a negro, intercaladas con delgados bancos de areniscas finas (véase Limachi *et al.*, 1996).

Espesor: En la localidad tipo fue medido un espesor de alrededor de 400 m, y la Formación IQUIRI (véase) tendría alrededor de 30 m (Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996). Limachi *et al.* (1996) registraron en varias localidades de Bolivia espesores entre 100 y 200 m. López Pugliesi y Suárez Soruco (1982) indicaron que su mayor desarrollo es de alrededor de 700 m basado en perfiles de superficie y subsuelo del sector oriental de Bolivia y norte de Argentina. Mombrú y Aramayo Flores (1986) reconocieron que el espesor de esta unidad varía entre 600 m y 3000 m, en el subsuelo de Argentina, debido a repeticiones por tectónica. Starck *et al.* (1993a) midieron espesores que alcanzan como máximo alrededor de 1000 m para la dupla LOS MONOS-IQUIRI (véase), la cual constituye una sucesión estrato y grano creciente transicional y por ello, incluidas en la Supersecuencia AGUARAGUE (véase), reconocida en varias localidades de superficie y subsuelo del norte de Argentina (véase también Vistalli, 1999).

Relaciones estratigráficas: Starck *et al.* (1993a) indican que el tope sería concordante a transicional con la Formación IQUIRI (véase), cuando está presente, y la base sería concordante con la Formación PESCADO (véase) en superficie y con la Formación HUAMAMPAMPA (véase) en subsuelo en Argentina. Suárez Soruco y Díaz Martínez (1996) concuerdan también que sería concordante con la primera y última unidades citadas en Bolivia, aunque en la localidad tipo la base no está expuesta.

Extensión geográfica: Reconocida en el subsuelo de Bolivia, Paraguay y norte de Argentina, y en superficie se registra en el ámbito occidental de las Sierras Subandinas y en la parte oriental de la Cordillera Oriental en el norte de Argentina (Starck *et al.*, 1993a; Starck, 1999), hasta la latitud de Santa Cruz de la Sierra en Bolivia (López Pugliesi y Suárez Soruco, 1982; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco, 2000).

Paleontología y edad: Diversos autores registraron en esta unidad (superficie y subsuelo) palinomorfos e invertebrados que indicarían una edad desde el Eifeliano al Frasniano (e.g., Castaño y Rodrigo, 1978; Barreda, 1986; Pérez-Leyton, 1991; Ottone, 1996; Limachi *et al.*, 1996; Blicek *et al.*, 1996; Grahn, 2002; Alvarez *et al.*, 2003; Melo, 2005; di Pasquo, 2005, 2007a, c; Noetinger y di Pasquo, 2007, 2008b, 2010). Depósitos continentales y marinos en su mayoría someros fueron reconocidos en diferentes localidades por sus fósiles (invertebrados, plantas y palinomorfos) y las especies comunes identificadas en esta unidad, y en otras asociaciones en el norte de Bolivia, Brasil, Argentina (centro y norte) y Chile han permitido establecer la existencia de conexiones terrestres y marinas (véase Grahn, 2005; di Pasquo *et al.*, 2007, 2009, y referencias en ambos trabajos). En el perfil de Balapuca, di Pasquo (2007a, b) registró asociaciones palinológicas y “*Haplostigma furquei*” en la Formación Los Monos atribuidas al Eifeliano tardío-Givetiano. En el Pozo San Antonio X-1 en el norte de Salta, Argentina, Noetinger y di Pasquo (2010) registraron cuatro asociaciones palinológicas. Las asociaciones 2 (3122-2990 m de profundidad) y 3 (2914-2698 m) atribuidas al Eifeliano tardío a Givetiano tardío, estarían comprendidas en la Formación Los Monos apoyado además en las características litológicas de dicha sección del pozo (tramo más pelítico).

Observaciones: Si bien Mather (1922) fue el primero en describir esta unidad como “Lutitas Los Monos” en la quebrada homónima, dicho conjunto de estratos fue poco después redescrito por White (en Padula y Reyes, 1958) quien propuso dividirlo en dos formaciones, restringiendo el término LOS MONOS a la facies más arcillosa en su parte inferior a media, mientras que la parte superior más arenosa se denomina IQUIRI (véase). Por ello, la autoría de ambas unidades es atribuida a White a partir de la publicación formal de Padula y Reyes (1958). Esta dupla LOS MONOS-IQUIRI se correlaciona con la Formación TONONO (véase) definida en el subsuelo de la Llanura Chaco-Salteña (Böttcher *et al.*, 1984; Starck, 1995). Mingramm y Russo (en Cuerda y Baldís, 1971) habrían reconocido en el río Bermejo (área de Alarache, límite con Bolivia), sedimentitas designadas informalmente “Estratos del Alto Río Bermejo”. Esta sucesión compuesta por areniscas cuarcíticas, lutitas negras y conglomerados,

sería equivalente a la Formación Los Monos según Suárez Riglos (1975) y Starck (1999). Di Pasquo (2013) anticipó resultados del estudio palinológico de la sección de Yesera Centro abarcando las formaciones Santa Rosa, Icla, Huamampampa, Los Monos e Iquiri, apoyando la edad de dichas unidades (véase también citas en Formación IQUIRI).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Alvarez (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Barreda (V.D.), 1986; Blicek (A.), Gagnier (P.Y.), Bigey (E.P.), Edgecombe (G.D.), Janvier (P.), Loboziak (S.), Racheboeuf (P.R.), Sempere (T.) y Steemans (P.), 1996; Böttcher (G.), Frigerio (M.), Samosiuk (N.) y Vistalli (M.C.), 1984; Castaño (A.) y Rodrigo (L.A.), 1978; di Pasquo (M.M.), 2005, 2007a, c, 2013; di Pasquo (M.), Amenábar (C.R.) y Noetinger (S.), 2007, 2009; di Pasquo (M.M.), Noetinger (S.), Isaacson (P.), Grader (G.), Starck (D.), Morel (E.) y Anderson Folnagy (H.), 2015; Grahn (Y.), 2002, 2005; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; López Pugliesi (J.M.) y Suárez Soruco (R.), 1982; Mather (K.F.), 1922; Melo (J.H.G.), 2005; Mombrú (C.) y Aramayo Flores (F.) 1986; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2007, 2008b, 2010; Ottone (E.G.), 1996; Padula (E.L.) y Reyes (F.C.), 1958; Pérez-Leyton (M.), 1991; Starck (D.), 1995, 1999; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a; Suárez Soruco (R.), 2000; Suárez Soruco (R.) y Díaz-Martínez (E.), 1996; Vistalli (C.), 1999.

LOS NOGALES (Granito...).....Devónico medio - sup.

(Prov. Córdoba, aprox. 33°09'52,27" lat. S y 65°02'58,74"long. O)

FAGIANO (M.), OTAMENDI (J.), NULLO (F.E.), y BRIEN (C.), 1993. Geología y petrografía del Granito Los Nogales, Achiras, Provincia de Córdoba. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas IV, p. 36-38.

Localidad tipo y distribución geográfica: Extremo sur de la sierra de Comechingones, próximo a la localidad de Achiras, provincia de Córdoba.

Descripción original: "La roca varía en composición desde un monzogranito a sienitas y monzonitas cuarzosas, sus colores van desde gris rosado a rosado blanquecino y son de grano medio a grueso.....Su textura es granular hipidiomórfica, es frecuente su deformación plástica manifestada por la extinción ondulosa de sus constituyentes félsicos y marcada flexura de los elementos micáceos".

Descripción: El granito Los Nogales forma la unidad inferior de un complejo ígneo estructuralmente estratificado denominado Complejo Igneo ACHIRAS (véase) (Sims *et al.*, 1997, p 55-59). La roca tiene una coloración rosada y granulometría gruesa a seriada y fuertemente magnética, compuesta principalmente por cuarzo, microclino perfitico, biotita y escasa hornblenda; como accesorios contiene apatita, magnetita y pirita. En algunos lugares, filones de pegmatita y la alineación débil de la biotita definen un bandeado magmático. Xenolitos de gneis, anfibolita y tonalita son enclaves comunes que se disponen paralelos al flujo magmático. El complejo ígneo ha sido interpretado como un producto de anatexis local a 700°C y 3 kb

Dentro del complejo ígneo estratificado, el granito Los Nogales forma cuerpos tabulares con contactos intrusivos concordantes con leucogranitos equigranulares no magnéticos y diques de aplita y pegmatita turmalina- granate- muscovita. Sims *et al.* (1997) interpretan que representa un producto de la cristalización fraccionada de magma granítico derivado de una fuente metasedimentaria, que intruyó las rocas metamórficas en niveles de corteza media a superior, como una serie de intrusiones múltiples durante un evento de milonitización progresiva. Geoquímicamente, la composición de elementos mayoritarios y traza son similares a las de otros granitos devónicos. Tanto el granito seriado como el leucogranito equigranular son ligeramente peraluminosos con un ISA (índice de saturación en aluminio) de 1,1 y muestran un ligero enriquecimiento de Rb, Y y U, si se los compara con otros granitos de la misma edad.

Relaciones estratigráficas: El granito Los Nogales intruye rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Conlara, de edad ordovícica, cortando las fábricas D1 y D2 de los gneises. El magma granítico derivado de una fuente metasedimentaria, habría intruido las metamorfitas, en niveles de corteza media a superior, como una serie de múltiples inyecciones durante la milonitización progresiva de la zona de cizalla Las Lajas (Sims *et al.*, 1997).

Edad: Edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circón 384 ± 6 Ma (Camacho y Ireland, 1997; Sims *et al.*, 1997), correspondiente al Devónico medio a tardío.

(J.C. CANDIANI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Camacho (A.) e Ireland (T.R.), 1997; Fagiano (M.), Otamendi (J.), Nullo (F.E.) y Brien (C.), 1993; Sims (J.P.), Stuart-Smith (P.G.), Lyons (P.) y Skirrow (R.), 1997.

LOS SOMBREROS (Formación ...).....Devónico inf.? - Devónico medio?

(*Precordillera central y occidental de San Juan y Precordillera de Mendoza*, aprox. $30^{\circ}10' - 32^{\circ}55'$ lat. S y $68^{\circ}50' - 69^{\circ}12'$ long. O)

CUERDA (A.J.), CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1983. La graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana* 20(3-4), p. 241-244.

BANCHIG (A.L.) y BORDONARO (O.L.), 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostromica de talud. *Precordillera argentina*. V Reunión Argentina de Sedimentología, San Miguel de Tucumán, Actas 2, p. 283-288.

PERALTA (S.), 2005a. Formación Los Sombreros: un evento diastrófico extensional del Devónico (inferior?-medio?) en la Precordillera argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, p. 322.

Observaciones: La Formación Los Sombreros definida originariamente por Cuerda *et al.*, (1983) en el área del río Los Sombreros, flanco oriental del extremo sur de la sierra del Tontal, ha sido considerada como una secuencia continua desde el Cámbrico al Ordovícico superior (Cuerda *et al.*, 1983). Posteriormente, Banchig y Bordonaro (1994) redefinen a esta formación como una secuencia olistostromica de talud, integrada por olistolitos carbonáticos cámbricos incluidos en lutitas negras autóctonas, depositada entre el Ordovícico temprano y el tardío temprano (*Nemagaptus gracilis*) y que afloran en el borde oriental de la Precordillera occidental. Por su parte, Peralta (2005a) interpreta estos depósitos marinos como un olistostroma (mélange sedimentaria) y los reconoce a lo largo de una faja de afloramientos extendida desde el área del Río Jáchal, en la Precordillera de San Juan, hasta el área de San Isidro, en la Precordillera de Mendoza (Peralta y Heredia, 2005) y los re-asigna al Devónico post-Formación Punta Negra (Emsiano?-Eifeliano?). Peralta (2005a) asigna un edad devónica inferior-media? a los depósitos de la Formación Los Sombreros basado en la presencia de cuerpos re-sedimentados de diversas unidades del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior, cuyas edades están documentadas por el contenido paleobiológico. Un contexto similar se observa para los depósitos del Devónico Inferior-Medio? reconocidos sobre el curso de la quebrada de San Isidro, en los cuales participan en gran parte cuerpos re-sedimentados de las unidades del Ordovícico (Formación Empozada), Silúrico-Devónico (Formación LAS HERAS, véase) y Devónico Inferior - Medio? (ex Formación VILLAVICENCIO, véase). Asimismo, este autor, considera a la Formación RINCONADA (véase) de edad devónica y como un equivalente de la Formación Los Sombreros.

Según Peralta (2013) la Formación Los Sombreros (*nom. emen.*, Cuerda *et al.*, 1983; Banchig y Bordonaro, 1994; ex Formación Corralito, Furque y Caballé, 1988, Furque *et al.*, 1990) integra junto a la infrayacente Formación PUNTA NEGRA (véase), el Grupo GUALILÁN (véase) en el flanco oriental de la Sierra de la Invernada y área de Pachaco. Los depósitos de olistostroma o "mélange" sedimentaria reconocidos por Furque y Caballé (1988) como Formación CORRALITO (véase), asignados originariamente al Ordovícico y posteriormente al

Silúrico y/o Devónico, son reasignados por Peralta (2013) a la Formación Los Sombreros, en concordancia con la reinterpretación realizada por Peralta (2005a) y Peralta *et al.* (2008), quienes indican para la misma una edad devónica post-Formación Punta Negra.

(M.S. BERESI)

Referencias: Banchig (A.L.) y Bordonaro (O.L.), 1994; Cuerda (A.J.), Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1983; Furque (G.) y Caballé (M.F.), 1988; Furque (G.), Cuerda, (A.J.), Caballé (M.F.) y Alfaro (M.), 1990; Peralta (S.H.), 2005a, 2013; Peralta (S.H.) y Heredia, (S.), 2005; Peralta (S.H.), Chávez (I.J.), Cuadra (I.) y Ortiz (M.), 2008.

M

MENDIETA (Formación ...; Miembro ...; Serie de ...).....Silúrico sup.? - Devónico inf

(Sierras de Zapla y Puesto Viejo, Prov. Jujuy, aprox. 23°50'-24°37' lat. S y 65° long. O)

NIENIEWSKI (A.) y WLEKLINSKI (E.), 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5, p. 185-186.

PADULA (E.L.), ROLLER (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), y BALDIS (B.A.), 1967: Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169.

HARRINGTON (H.J.), 1967. Devonian of South America. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 1*, p. 655.

Localidad tipo: A lo largo del camino a la mina "9 de octubre", en Zapla, donde se encuentra el más completo desarrollo de esta serie (Nieniewski y Wleklinski, 1950). Desde la confluencia de los Ríos Grande y Perico al sur, continuando por el flanco oriental hasta el Arroyo Moralito, al norte, Sierra de Zapla (Oliver Gascón, 1975).

Descripción original: "Bajo este nombre [Serie de Mendieta] involucramos para su descripción a estratos serie 5) de la región comprendidos entre las Areniscas Amarillentas y el Hor. Calc. Dol. [Horizonte Calcáreo-Dolomítico] ... Dicha serie se puede dividir desde abajo en los siguientes pisos: a) areniscas blanquecinas...b) Areniscas violáceas...c) Areniscas rojizas...a) Las areniscas blanquecinas afloran en bancos cuya potencia máxima alcanza a 0,50 m. Son duras, con cemento silíceo de grano pequeño; tienen colores claros, blancuzcos y abundante mica muy finamente distribuida en los planos de estratificación. Las partes superficiales expuestas a la acción de los agentes climáticos se rompen en bloques irregulares con aristas agudas, formando peñas escarpadas como el C° Aserradero en Zapla. En el techo aparece un paquete de estratos areno-esquistosos, compuesto de areniscas finas, compactas, con pequeñas laminillas de mica dispuestas en bancos delgados, a menudo casi laminares, de color gris, que alternan con esquistos grises o gris oscuros ... b) Las areniscas violáceas, casi cuarcíticas, son semejantes a las anteriores pero se destacan precisamente por su característico color violáceo. c) Las areniscas rojizas siguen a las areniscas violáceas con cambio gradual de sus características. El tamaño de los granos no es más uniforme y a menudo se encuentran bancos conglomerádicos con granos de hasta 3 mm. La estratificación no es clara, con bancos que alcanzan hasta un m de espesor. Son blandas, desmenuzables, con cemento ferruginoso y fácilmente disgregables ...".

Descripción: Posee una composición psamítica relativamente constante. En la desembocadura del Río Perico, unos 200 m aguas arriba, afloran areniscas cuarcíticas finas, de color gris blanquecino a rosado claro, macizas y duras, con estratificación fina a mediana, ocasionalmente mediana a gruesa de tipo tabular, con leve tendencia a la lenticularidad. La litología típica de esta formación está constituida por areniscas finas, limosas a fangosas, de color gris verdoso, con laminación pobre y estratificación fina. En la Sierra de Zapla se

distinguieron tres miembros con diferentes denominaciones que nunca fueron formalmente propuestas (cf. Oliver Gascón, 1975; Monaldi, 1987).

Relaciones estratigráficas: Se apoya en concordancia y de manera transicional sobre la Formación Lipeón y es cubierta en discordancia por la Formación Yacoraite (Cretácico) o por sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara (Eoterciario).

Extensión geográfica: Se reconoce en las sierras de Zapla y Puesto Viejo.

Espesor: Según Nieniewski y Wleklinski (1950), las areniscas blanquecinas alcanzan los 120 m, las areniscas violáceas los 50 m y las areniscas rojizas los 150 m. Monaldi (1987) indica espesores parciales de 230 m en la Angostura del Río Grande, 170 m en el Arroyo San Pedro y 52 m en el Arroyo Moralito. Los espesores de la Formación Mendieta son muy variables por efecto de la erosión precretácica, que en algunos lugares la suprimió por completo. Según Boso y Monaldi (2008) en la Sierra de Zapla alcanza los 720 m, mientras que en la Sierra de Puesto Viejo no supera los 250 m.

Paleontología y edad: Las primeras referencias de fauna encontrada en la Formación Mendieta provienen de Bonarelli (1921) con *Orthis? laticostata* y Schlagintweit (1937) con *Leptocoelia flabelites*, *Tentaculites crotalinus* y *Cruziana* sp., quienes interpretaron una edad devónica. Harrington (1967) le asigna una edad devónica temprana, en base a su escaso contenido fosilífero. Andreis *et al.* (1982) hallaron *Rhynchonella marinelli*, *Bucanella rectangularis*, *Bucanella* sp. y *Tentaculites?* sp. Monaldi (1987) señala frecuentes nódulos con conuláridos, trilobites, y trazas como *Zoophycos*.

Observaciones: Si bien diferentes autores (e.g. Padula *et al.*, 1967) atribuyen la designación de Serie de Mendieta a Bonarelli (1921, p. 53-56), este autor menciona el hallazgo del primer fósil del Devónico en el norte argentino (*Orthis (?) laticostata* D'Orbigny) en la Angostura del Río Grande de Jujuy, entre San Juancito y Mendieta y se refiere a este fósil como el "ejemplar de Mendieta". Asimismo, Bonarelli (1921) señala que "el punto más cómodo en la región subandina del norte, para estudiar la serie devónica, es la angostura de Mendieta, al naciente de Perico, a los dos lados del Río Grande de Jujuy". Probablemente el error de asignarle a este último autor la denominación de la Serie de Mendieta provenga de la referencia a la serie devónica.

Schlagintweit (1937, p. 5) utiliza informalmente la denominación Serie de la Mendieta, sin mayores precisiones, al mencionar el hallazgo de fósiles.

Padula *et al.* (1967), definen la Formación BARITÚ (véase), dividiéndola en varios miembros. Al miembro superior lo denominan Miembro LAS PIEDRAS (véase), aclarando que en la Sierra de Zapla un leve cambio de facies da origen al Miembro Mendieta, que es muy similar al Miembro LAS PIEDRAS, excepto por su color rojo a violeta rojizo.

Harrington (1967), menciona a la Formación Mendieta indicando a Nieniewski y Wleklinski (1950) como sus autores. Dice que, en la Sierra de Zapla, la Formación Mendieta, areno-pelítica, se apoya mediante una leve discordancia regional sobre la Formación Zapla y está cubierta discordantemente por estratos cretácicos. Menciona además que contiene escasos fósiles marinos que sugieren una edad devónica temprana y en general es equivalente a parte de la Formación BARITÚ. En realidad, Nieniewski y Wleklinski (1950) definen la Serie de Mendieta, no la formación y Harrington (1967) probablemente haya considerado que la unidad debía ser ubicada como formación, pero no formalizó el cambio.

Autores posteriores (i.e. Mingramm *et al.*, 1979; Andreis *et al.*, 1982; Monaldi, 1987; Aceñolaza *et al.*, 1999; Boso y Monaldi, 2008) continúan utilizando la denominación Formación Mendieta, considerando diferentes autorías para la misma, por ejemplo Aceñolaza *et al.* (1999, p. 211) asignan su autoría a Bonarelli (1921).

El uso de esta unidad ha venido arrastrando errores desde su creación y, por lo tanto, su rango, definición, autorías y fechas requieren de una revisión.

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación Mendieta es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior- Devónico Inferior, en la Sierra de Zapla y posee tonalidades preferentemente rojizas y moradas como las de la unidad aflorante en la región de Los Colorados. De acuerdo a Andreis *et al.* (1982) la diferencia entre las Formaciones Mendieta y ARROYO COLORADO es fundamentalmente cromática. Monaldi (1987) considera que las Formaciones ARROYO COLORADO y Mendieta serían equivalentes,

sin adelantar una edad para ambas. Astini *et al.* (2004) utilizan la denominación de Formación ARROYO COLORADO, en lugar de Formación Mendieta, para evitar la multiplicación de nombres, ya que consideran que tiene mayor significado regional.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y García (G.), 1999; Andreis (R.), Bottcher (G.), Frigerio (F.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Astini (R.A.), Waisfeld (B.G.), Toro (B.A.) y Benedetto (J.L.), 2004; Bonarelli (G.), 1921; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Harrington (H.J.), 1967; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.R.), 1987; Nieniewski (A.) y Wleklinski (E.), 1950; Oliver Gascón (J.), 1975; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Schlagintweit (O.), 1937.

MICHICOLA (Formación....).....Eifeliano s.l.?

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLER (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozos exploratorios (Puesto Tigre (S.PET.x-1), Michicola (MC-1) y Tonono (To-1), localizados entre las siguientes coordenadas: 22° a 23° S. y 62° 30' a 63° 40' O. en la provincia de Salta (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "The Michicola Formation (n. nov.) [defined in subsurface] is formed of whitish-grey, silicified quartz sandstones."

Espesor: Su espesor es de algunas decenas de metros (Russo *et al.*, 1979; Noetinger, 2010).

Relaciones estratigráficas: Forma parte del Grupo SAN MARTÍN (véase). En el Subandino Este y la llanura Chaco-Salteña N, la Formación suprayace a las cuarcitas de la Formación RINCÓN (véase), y por encima de ella se encuentra la Formación TONONO (véase) en concordancia (véase Mingramm *et al.*, 1979, p. 101, fig. 2)

Extensión geográfica: Es reconocida en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta (Padula *et al.*, 1967).

Paleontología y edad: No hay estudios publicados sobre registros paleontológicos para esta formación. Padula *et al.* (1967) correlaciona a la Formación Michicola con las cuarcitas del Cerro León en Paraguay, las cuales de acuerdo a Wolfart (1967) son silúricas, posiblemente extendiéndose al Devónico inferior. Más tarde, Fernández Garrasino y Cerdán (1981), en base a estudios litológicos y sísmicos la correlacionan con la formación SANTA ROSA (véase), de edad devónica temprana. La ubicación estratigráfica de estos sedimentos, entre la formación RINCÓN (véase) de un rango etario que va del Pragiano al Givetiano y la formación TONONO (véase) de edad emsiana a frasniana, sugiere una edad bastante más joven para la Formación Michicola. Vistalli (1999) propone un rango para la formación que va desde el Pragiano y hasta el Givetiano, para el Chaco-Salteño, sin embargo no da lugar a la Formación RINCÓN (véase). Fernández-Seveso *et al.* (2000) ubican a esta unidad por encima de la Formación RINCÓN (véase) y por debajo de la Formación TONONO (véase). La edad de la Formación Michicola no es clara, debido a que no se ha hallado ningún registro paleontológico al día de hoy. La ubicación estratigráfica de la misma, nos da un rango de edad que estaría comprendido entre la Formación RINCÓN y la Formación TONONO. Debido a que las diversas publicaciones referidas a estas dos últimas formaciones nos dan edades que se solapan entre ellas, no es posible determinar los límites precisos entre las mismas y por lo tanto la ubicación de la Formación Michicola. Un hecho seguro es que las Formaciones TONONO y RINCÓN (véanse) son distintas litológicamente, mientras la primera comprende lutitas micáceas, la segunda

incluye lutitas bituminosas, carbonáceas. Es posible que los registros paleontológicos no hayan sido asociados a las formaciones adecuadamente. Recientes estudios palinológicos contrastados con las columnas litoestratigráficas correspondientes, concuerdan con una edad que va del Eifeliano tardío al Frasniano temprano para la Formación TONONO (véase) (Noetinger, 2010) y una edad que va del Pragiano al Emsiano tardío para la Formación RINCÓN (véase) (Noetinger y di Pasquo, 2013) por lo que, según estos registros, la Formación Michicola comprendería una edad eifeliana *s. l.*

Observaciones: En el subsuelo de la llanura Chaco-Salteña, algunos autores consideran a la Formación Michicola una variación facial de la Formación RINCÓN (Aceñolaza *et al.*, 1999).

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y García (G.), 1999; Fernández Garrasino, (C.A.) y Cerdán, (J.A.), 1981; Fernández Seveso, (F.), Vistalli (M.C.) y Viñes (R.F.), 2000; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Noetinger, (S.), 2010; Noetinger (S.) y di Pasquo, (M.M.), 2013; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Vistalli, (M.C.), 1999; Wolfart, (R.), 1967.

MOGOTES NEGROS (Formación...),.....Silúrico - Devónico?

(*Precordillera Oriental de San Juan*, aprox. 31°07'-31°20' lat. S y 68°32' long. O)

BORRELLO (A.V.), 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales* 14, p. 82-84.

Localidad tipo: Extremo nororiental de la Sierra de Villicúm. Los afloramientos se hallan parcialmente surcados por la Quebrada Don Braulio (Cuerda, 1985).

Descripción original: "... Estos caracteres son idénticos a los observados en el flanco oriental de la Sierra de Villicúm, San Juan, por autor presente (Borrello, 1965, cuadro II), en el conjunto que Cabeza Quiroga (1942) denominara Formación de Mogotes Negros. En una masa psefítica, en parte psamítica, con trama de ortoflysch de unos 2000 m de espesor, sobresalen como cuerpos exóticos, escafoides o irregulares, los olistolitos de caliza llanvirniana, siendo numerosos los olistolitos psefíticos de resedimentación del propio flysch que se observan...Existen bancos de clastos medianos formados exclusivamente por el mismo material calcáreo ...".

Descripción: Peralta (1984) divide a esta formación, en la Quebrada de La Pola en una sección inferior fosilífera, de aproximadamente 300 m de espesor, que se inicia con areniscas y limonitas de coloración grisácea, que sobreyacen concordantemente al conglomerado ferruginoso de la Formación Don Braulio (Silúrico), continúan depósitos turbidíticos de régimen caóticos, con ocasionales niveles conglomerádicos y bloques olistolíticos de composición calcárea y psefítica. Los bloques de caliza provienen de la Formación San Juan, como lo demuestra la fauna que contienen. A unos 150 m de la base desaparecen los olistolitos calcáreos mientras que persisten los de composición psefítica, se observa el primer nivel fosilífero con abundantes restos, se incrementa notablemente el contenido faunístico observándose intercalados lentes conglomerádicos y bloques olistolíticos psefíticos de 2 m de espesor. La sección superior, de unos 500 m de espesor, está compuesta por psamitas y psefitas que sobreyacen normalmente a la sección inferior fosilífera.

Espesor: Tentativo, entre 1500 y 2000 m (Borrello, 1969; Cuerda, 1965).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1985) la formación yace en concordancia sobre una sucesión de pelitas negras fosilíferas referidas al Ordovícico superior. Los términos estratigráficos superiores están cubiertos por detritos sueltos de edad cuaternaria. Su techo muestra un contacto tectónico con sedimentitas terciarias (Peralta, 1984).

Extensión geográfica: Borde oriental de la Sierra de Villicúm (Peralta, 1984).

Paleontología y edad: De acuerdo a Peralta (1984) el contenido de la sección inferior fosilífera de esta unidad, en el faldeo oriental de la Sierra de Villicúm, incluye *Monograptus argentinus* (Cuerda), *Australina jachalensis* (Clarke), *Harringtonina australis* (Boucot), *Stropheodonta fascifer* (Kayser) y *Atrypina acutiplicata* (Kayser), además de *Tentaculites*, trilobites, corales, gastrópodos y crinoideos, e indica una edad ludloviana inferior para esta sección. La parte superior, sin registro fosilífero, es considerada por este mismo autor, como de probable edad devónica. Posteriormente Peralta (1993), que considera la Formación Mogotes Negros equivalente a Formación RINCONADA (véase), interpreta una edad silúrica tardía para esta última en base al contenido fosilífero mencionado.

Observaciones: Peralta (1993) considera a la Formación Mogotes Negros como un equivalente estratigráfico de la Formación RINCONADA (Amos, 1954), dando prioridad a esta última denominación sobre la de Formación Mogotes Negros, propuesta por Cabeza Quiroga (en Borrello, 1969), en función del carácter formal de la propuesta de Amos (1954). Amos incluyó tanto los olistostromas de la Sierra Chica de Zonda como sus equivalentes homotácicos de Villicúm.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Borrello (A.V.), 1965, 1969, Cabeza Quiroga (J.R), 1942, Cuerda (A.J.), 1965, 1985; Peralta (S.H.), 1984, 1993.

MONTE MARÍA (Formación ...; Grupo ...)Devónico medio - Carbonífero inf.

(Isla Gran Malvina, 51°37'8,83" lat. S y 59°36'2,77" long. O)

BORRELLO A.V. (1963). Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia, Buenos Aires, p. 27.

BORRELLO A. V. (1972). Islas Malvinas. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, p. 759-760.

Localidad tipo: Se considera como "localidad tipo" a la región de Monte María en la Isla Gran Malvina, Borrello (1963, 1972).

Descripción original: Borrello (1972, p. 759-760) en su trabajo expresa: "Se trata de la unidad cuyos caracteres litológicos fueron notados primeramente por Andersson quien advirtió en la Malvina oriental y cerca de puerto San Luis la presencia de restos plantíferos junto a fragmentos de *Spirifer* (*antarticus?*). Por su parte Halle señaló la localización de plantas fósiles en la isla Gran Malvina cerca de punta Amarilla, habiéndose expresado en tal sentido Baker para las plantas devónicas de puerto Purvis en la misma isla occidental. La formación está integrada de ortocuarzitas, psamitas cuarcíticas, psamitas y lutitas".

Espesor: Borrello (1972) describe un espesor del conjunto de 750 metros.

Relaciones estratigráficas: Esta unidad se describe en relación concordante con la infrayacente Formación BAHÍA FOX (véase), siendo cubierta discordantemente por la denominada Formación Cerritos o Tillita Lafonia del neopaleozoico.

Extensión geográfica: Abarca gran parte de la isla Gran Malvina y un considerable sector de la isla Soledad.

Paleontología y edad: De acuerdo a los trabajos de Borrello (1963, 1972) los restos de plantas se reducen a *Calamites* (Halle) y restos de *Lepidondendroides* (Halle y Baker). En cuanto a su edad, Borrello (1972) expresa que las capas de esta secuencia podrían partir de un Devónico Medio a un posible Carbonífero inferior.

Observaciones: Borrello (1963) agrupa a las secuencias cuarcíticas superiores del conjunto devónico identificadas por Baker (1924) con el nombre de Port Stephens beds con las facies continentales de la Formación BAHIA FOX (Port Philomel beds; Baker, 1924) en el denominado Grupo Monte Maria, dándole status formacional años más tarde (Borrello, 1972). Estas cuarcitas fueron reconocidas por Baker (1924) en la región de Monte María, de donde Borrello (1963, 1972) se basó para asignar dicha denominación a esta unidad.

Véase: CALETA SHAG (Formación ...); PORT PHILOMEL (Formación ...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972.

N

NAPOSTÁ (Formación...; Grupo ...)Devónico

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'-38°15' lat. S y 62°10' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 23.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 167.

Descripción original: "Sigue directamente sobre el de Bravard y está integrado por unos 400 metros de areniscas cuarcíticas muy homogéneas. Estas rocas son de grano fino a muy fino, compactas, macizas y densas... Por lo común se disponen en capas delgadas formando paquetes de varios metros de espesor con admirable laminación entrecruzada de tipo subácueo. En conjunto, pues, muestran notable semejanza con las areniscas cuarcíticas del grupo Mascota de la serie de Curamalal, pero se las distingue fácilmente de aquéllas por su color predominantemente blanco."

Espesor: Su espesor es de aproximadamente 400 metros.

Relaciones estratigráficas: Se ubica estratigráficamente por encima y en forma concordante a la Formación BRAVARD (véase) y por debajo de la Formación PROVIDENCIA (véase).

Extensión geográfica: Se correspondería a la del Grupo VENTANA (véase).

Paleontología y edad: No se describe en las publicaciones.

Observaciones: Harrington (1970) denomina por primera vez a esta unidad como Formación Napostá. Las Formaciones Napostá y Providencia presentan analogías composicionales con las formaciones Trocadero e Hinojo, del Grupo Curamalal (Silúrico). Son psamitas homogéneas de grano fino, compactas y de colores grises y algo rosados, Kilmurray (1975).

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.) 1947; 1970; Kilmurray (J.O.) 1975.

NORMAL (Facies.....).....Devónico

Véase: VILLAVICENCIO (Grupo ...)

(M.S. BERESI)

P

PELITA MORALITO (Miembro.....)..... Silúrico sup.? - Devónico

Observaciones: El Miembro Pelita Moralito sobreyace al Miembro ARENISCA GARRAPATAL (véase) e infrayace al Miembro ARENISCA ESCALERA (véase), dentro de la Formación MENDIETA (véase) (Monaldi 1987, inédito; Boso y Monaldi, 2008). Está compuesto por limolitas y arcilitas, de color gris oscuro y gris verdoso e intercalaciones de estratos delgados de areniscas grises.

Según Mingramm *et al.* (1979), la Formación Mendieta es el equivalente de la Formación ARROYO COLORADO (véase), del Silúrico superior- Devónico Inferior?, en la Sierra de Zapla.

Andreis *et al.* (1982), en base a una fauna de quitinozoos, sugieren una edad wenlockiana a pridoliana para el Miembro Pelita Moralito, que asignan a la Formación ARROYO COLORADO (véase). Boso y Monaldi (2008) mantienen la nomenclatura original de Formación Mendieta, asignándola al Devónico.

(A. DALENZ FARJAT y C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Andreis (R.), Böttcher (G.), Frigerio (M.), Hinterwimmer (G.) y Samosiuk (N.), 1982; Boso (M.A.) y Monaldi (C.R.), 2008; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau, (L.), 1979; Monaldi (O.H.), 1987.

PESCADO (Formación...; Miembro...; ... Sandstone)Emsiano-Eifeliano

(Este de la Cordillera Oriental y parte occidental de las Sierras Subandinas, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 65°-64°30' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169.

Localidad tipo: Río Baritú, Salta (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: Padula *et al.* (1967, p. 169) dicen: "The Pescado Sandstone Member shows fine-grained, dark green-grey greywackes and grey, whitish and yellowish sandstones".

Descripción: Cuerda y Baldis (1971) la describen como una sucesión de grauvacas de color gris verdoso y areniscas grises y blanquecinas, con frecuente estratificación entrecruzada e intercalaciones de lutitas grises, a veces carbonosas. Antelo (1983) describe una sucesión de pelitas negras finamente estratificadas, con ondulitas, fósiles y bioturbación que hacia el tope alternan con más frecuencia hasta dominar capas de areniscas de grano fino micáceas.

Espesor: Según Antelo (1983) tiene una potencia de 100 m en el angosto San Ignacio.

Relaciones estratigráficas: Según Padula *et al.* (1967), Cuerda y Baldis (1971) y Antelo (1983) la base de esta unidad es concordante con la Formación PORONGAL (véase). El tope según los dos primeros autores sería transicional a la Formación PIEDRAS (véase).

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a).

Paleontología y edad: Antelo (1983) menciona la presencia de invertebrados como *Australospirifer antarcticus*, *Proboscidina arcei*, *Australocoelia tourtelotti*, *Notiochonetes falklandica* y *Zoophycos*, algunos de ellos también reconocidos en la Formación PIEDRAS

(véase) por Padula *et al.* (1967; véase Cuerda y Baldis, 1971; Suárez Riglos, 1975; Vistalli, 1989). Álvarez *et al.* (2003) documentaron entre el Abra de Zenta y el Río Lipeo, por encima de la progradación mapeada como Conglomerado PORONGAL (véase), a unos 10 m del evento transgresivo de las Lutitas Cerro PIEDRAS (véase) (véase PICACHOS) en Zenta, y la secuencia Las Pavas I en Lipeo, la presencia de *Scaphiocoelia boliviensis* asociada a una fauna de bivalvos grandes *Ptychopteria (Actinopteria) eschwegei*, varios mutatinélidos, y una asociación de *Iridistrophia* sp., *Plicoplasia planoconvexa*, *Metaplasia* sp., *Derbyina smithii*, *Podolella?* sp donde se ubica el límite Pragiano-Emsiano inferior (Hernández *et al.*, 2000). Noetinger y di Pasquo (2008a, 2010) recuperaron en la sección Abra Límite (Sierra de Zenta Provincia de Jujuy, Argentina), en estratos atribuibles a las formaciones PESCADO y PIEDRAS (véanse), esporas, criptosporas, acritarcos y algas clorofíceas. Entre las esporas *Diboliporites farraginis* McGregor y Camfield indica una edad devónica media (Eifeliano) para la asociación (véase también di Pasquo *et al.*, 2011). También en el área de la Sierra de Zenta, en la localidad de Abra Azul se halló una asociación de palinomorfos que sugieren una edad entre el Pragiano y el Emsiano inferior (véase Noetinger y di Pasquo, 2010, Noetinger *et al.*, 2016, 2018).

Observaciones: Starck *et al.* (1993a) la incluyen en la Supersecuencia LAS PAVAS (véase), correlacionada con las Formaciones ICLA (véase) y HUAMAMPAMPA (véase) basándose en fósiles de invertebrados comunes (véase Suárez Riglos, 1975).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Antelo (B.), 1983; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; di Pasquo (M.M.), Vergel (M.M.), Noetinger (S.), Aráoz (L.) y Aceñolaza (G.F.), 2011; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2008a, 2010, 2011; Noetinger (S.), Di Pasquo (M.M.), Isaacson (P.), Aceñolaza (G.F.) y Vergel (M.M.), 2016; Noetinger (S.), Di Pasquo (M.M.) y Starck (D.), 2018; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.) Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), 1995, 1999; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a; Suárez Riglos (M.), 1975; Turner, (J.C.M.), 1972; Vistalli (M.C.), 1989, 1999.

PICACHOS (Grupo...).....**Lochkoviano - Givetiano?**

(Este de la Cordillera Oriental y parte occidental de las Sierras Subandinas, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 65°-64°30' long. O)

ANTELO PÉREZ (B.), 1983. Formación Pescado (Río Iruya - Salta), su edad y correlación. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 38(1), p. 118-119.

Localidad tipo: Angosto San Ignacio, curso medio del Río Iruya, 17 km aguas arriba de la localidad Isla de Cañas, Salta, Argentina.

Descripción: Constituida por areniscas finas a gruesas, bien consolidadas, silicificadas en general, con estratificación cruzada, laminación paralela y macizas, interestratificadas con lutitas las que son más frecuentes hacia el tope. Véase las formaciones BARITÚ, PORONGAL, PESCADO y PIEDRAS que componen esta unidad.

Espesor: Antelo (1983) le asigna una potencia de alrededor de 800 m en la localidad tipo. Padula *et al.* (1967, fig. 2) representaron un espesor de aproximadamente 3000 m para esta unidad en el río Baritú.

Relaciones estratigráficas: Según Antelo (1983) un contacto basal por falla se establece entre esta unidad (o la Formación BARITÚ, véase) y la Formación Lipeón, en tanto no menciona la relación del tope (es decir la Formación PESCADO, véase) en la localidad tipo. Según Padula *et al.* (1967), la base de esta unidad es concordante con la Formación Lipeón, aunque sobre la base de pruebas paleontológicas y estratigráficas, Harrington (1967) considera que existe una discordancia (véase Turner, 1972). Según la región, una discordancia separa a las unidades del Devónico de las sedimentitas del Paleozoico Superior (e.g., Starck *et al.*, 1993a, b; Starck, 1995; di Pasquo, 2003, 2007d). En la Sierra de Zenta, Vergel *et al.* (2008),

Noetinger y di Pasquo (2008a) y di Pasquo y Vergel (2008) confirmaron la existencia de un hiato importante entre las Formaciones PESCADO (véase) y Tarija, donde hallaron por primera vez asociaciones palinológicas del Eifeliano-Givetiano? y Pennsylvaniano temprano respectivamente, separadas por escasos metros a ambos lados de la discordancia.

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a).

Paleontología y edad: Se han hallado fósiles de invertebrados en varias localidades donde aflora la Formación PIEDRAS (véase), entre los que se citan *Australocoelia tourteloti* y *Australospirifer antarcticus* y trilobites en que indican una antigüedad devónico temprana a media (Cuerda y Baldis, 1971; Turner, 1972; Suárez Riglos, 1975). Noetinger y di Pasquo (2008a, 2010) registraron asociaciones palinológicas en estratos atribuibles al Grupo Picachos, en la sección Abra Límite (65° 0,343' O, 23°10,858' S), Sierra de Zenta (Cordillera Oriental). Estos autores sugieren una edad devónica temprana por la presencia de *Angochitina chlupaci* Paris y Laufeld, *Hoegisphaera cf. glabra* Staplin y *Dibolioporites farraginis* McGregor y Camfield.

Comentarios: La propuesta estratigráfica de Antelo (1983) consiste en denominar la sucesión litológica descrita por Padula *et al.* (1967) dividida en cuatro miembros y caracteriza con categoría de formación a tres de esos cuatro miembros (BARITÚ (véase), PORONGAL (véase) y PESCADO (véase)). Posiblemente debido a que no menciona al Miembro o Formación PIEDRAS (véase) tal como fuera definido sobre esta última por Padula *et al.* (1967), otros autores no lo han tenido en cuenta. Por su parte, Vistalli (1989, 1999), Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995, 1999) incluyen de manera informal en la base de la Formación PESCADO (véase) sedimentitas llamadas "lutitas Cerro Piedras". A fin de evitar confusiones con el nombre formacional PIEDRAS (véase) según Padula *et al.* (1967), no se recomienda el uso informal "lutitas Cerro Piedras".

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Antelo (B.), 1983; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; di Pasquo (M.M.), 2003, 2007d; di Pasquo (M.M.) y Vergel (M.M.), 2008; Harrington (H.J.), 1967; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2008a, 2010; Padula (E.L.), Roller (E.O), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), 1995, 1999; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a, b; Suárez Riglos (M.), 1975; Turner, (J.C.M.), 1972; Vergel (M.M.), Di Pasquo (M.M.), Aráoz (L.) y Noetinger (S.), 2008; Vistalli (C.), 1989, 1999.

PICHI MAHUIDA (Grupo...).....Cámbrico sup. - Devónico inf.

(Sector sud-oriental de la provincia de La Pampa, aprox. 38°52' lat. S y 65° long. O)

TICKYJ (H.), LLAMBÍAS (E.) y SATO (A.), 1999. El basamento cristalino de la región sub-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orogéno Famatiniano de Sierras Pampeanas. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas 1, p. 162.

Descripción: Los granitoides no deformados del Grupo Pichi Mahuida atribuidos al Cámbrico Superior-Devónico Inferior, el Complejo Metamórfico Las Piedras asignado al Cámbrico Superior?-Ordovícico y los granitoides deformados del Complejo Cerro de Los Viejos restringidos al límite Carbonífero-Pérmico forman parte del zócalo cristalino que aflora en el sudeste de la provincia de La Pampa (Tickyj *et al.*, 1999a). El Grupo Pichi Mahuida está formado por granitos y granodioritas biotíticos y muscovíticos no deformados de textura porfiroide, de grano grueso a mediano y se incluye en el ciclo orogénico Famatiniano de las Sierras Pampeanas Orientales (Tickyj *et al.*, 1999a). Tickyj *et al.* (1999b) señalan que en el Grupo Pichi Mahuida fueron identificadas cuatro unidades: la Granodiorita Río Colorado, de textura porfiroide con megacristales de feldespato potásico, presenta plagioclasa zonada, cuarzo, feldespato potásico, biotita y muscovita; la Granodiorita Salto Andersen compuesta por escasos fenocristales de plagioclasa, contiene plagioclasa zonada, cuarzo, feldespato potásico biotita y anfíboles; el Granito Curacó con un 73%-75% de SiO₂, de carácter peraluminoso y alta

relación K_2O/Na_2O ; y por último la Granodiorita-Granito Puesto Sainges de composición similar a la Granodiorita Salto Andersen pero sin anfíboles. Sato *et al.* (1996) distinguen dos cuerpos graníticos que denominaron Granodiorita Río Colorado (GdRC) y Granito Curacó (GCc) en los alrededores de la desembocadura del río Curacó en el río Colorado, cercanos a la localidad de Pichi Mahuida. Indican que la Granodiorita Río Colorado está representada por un afloramiento de 6,5 km y que en el sector que se encuentra sobre la margen del río Colorado presenta facies localizadas de grano fino. El Granito Curacó aflora a lo largo de 1,5 km sobre la margen del río homónimo e intruye a la Granodiorita Río Colorado en su borde noroccidental. Informan además, la presencia de otros granitoides entre la localidad de Pichi Mahuida y Andersen a lo largo del río Colorado. Para el Granito Curacó, la datación Rb/Sr reportada por estos autores dio una edad de 397 ± 25 M con una relación inicial (R_i) de Sr ($0,7239 \pm 0,0057$) (Devónico temprano). Su carácter peraluminoso y una R_i de Sr tan alta entre otros factores evidenciaron un granito post-orogénico. Tickyj *et al.* (1999b) afirman que el análisis radiométrico U-Pb (en zircones) realizado en la Granodiorita Río Colorado le atribuye una edad de 500 ± 27 Ma y en la Granodiorita Salto Andersen indica una edad de 431 ± 12 Ma, lo cual sumado a los valores obtenidos por Sato *et al.* (1996) acotan la edad del Grupo Pichi Mahuida al Cámbrico tardío-Devónico temprano. Linares *et al.* (1980) habían estudiado los afloramientos intrusivos de la zona y los distribuyeron en tres ciclos magmáticos. Las rocas graníticas del río Curaco, de Pichi Mahuida y Puesto Sainges fueron asignadas al Cámbrico medio-superior; los granitos del dique Andersen y una muestra del río Curaco fueron atribuidos al Silúrico-Devónico inferior y los granitos de Pichi Mahuida y una aplita del río Curaco, entre otros, al Carbonífero inferior. Estos autores propusieron al Granito Curaco como una unidad litoestratigráfica con carácter informal para describir el granito aflorante en el curso del río Curaco, entre su desembocadura con el río Colorado por el este y el camino hacia la estancia El Álamo por el oeste. Lo definieron como un granito porfiroide de color rosado, de grano mediano-grueso con megacrístales de microclino. Según todos los autores mencionados se trata de Curacó o Curaco.

Observaciones: La primera mención de esta unidad corresponde a la tesis doctoral inédita de Tickyj (1999), quien propuso agrupar bajo la denominación Grupo Pichi Mahuida a los granitoides que intruyen al Complejo metamórfico Las Piedras, sin deformaciones dúctiles posteriores y que presentan sus mejores exposiciones sobre las márgenes de los ríos Curacó y Colorado, en las cercanías de la localidad de Pichi Mahuida.

(S.M. DEVINCENZI)

Referencias: Linares (E.), Llambías (E.) y Latorre (C.), 1980; Sato (A.), Tickyj (H.) y Llambías (E.), 1996; Tickyj (H.), 1999; Tickyj (H.), Llambías (E.) y Sato (A.), 1999a; Tickyj (H.), Stipp Basei (M.A.), Sato (A.) y Jorg (E.), 1999b.

PIEDRA SANTA (FORMACIÓN....)Devónico medio - Carbonífero sup.

(Andes Norpatagónicos, Prov. Neuquén, aprox. $39^{\circ}30'$ lat. S y $70^{\circ}40'-71^{\circ}$ long. O).

DIGREGORIO (J.H.) y ULIANA (M.A.) 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2, p. 990-991.

Localidad tipo: Cordón de la Piedra Santa, $70^{\circ}37'O$ y $39^{\circ}23'S$ (Leanza, 1992).

Descripción original: "Está formada por esquistos micáceos, micacitas y filitas gris verdosas o negruzcas, dispuestas en niveles delgados, localmente afectados por clivaje pizarreño. Se trata, en apariencia, de una sucesión original de areniscas, pelitas y, ocasionalmente, conglomerados cuarzosos, con matriz arcillosa, de origen marino ?, sometida a un metamorfismo regional que no supera las facies de esquistos verdes...En ciertos sectores se observan inyecciones venosas de cuarzo y feldespatos potásicos...".

Descripción: La unidad está compuesta por metasedimentitas con intercalaciones menores de metavolcanitas que exhiben disminución del grado metamórfico de oeste a este (Leanza, 1992; Franzese, 1993a). En el sector más oriental (Cordón de la Piedra Santa, Cerro Trapial

Mahuida y Cuesta de Rahue) aparecen metapelitas con clorita, biotita, granate y andalucita, con un grado bajo a medio de metamorfismo de facies de esquistos verdes (Franzese, 1993a). Hacia el noroeste se observa el pasaje de esquistos a gneises pelíticos que van desde la asociación biotita + granate + andalucita + estauroilita hasta andalucita + cordierita + sillimanita, alcanzando un grado alto en asociación con migmatitas (Vattuone de Ponti, 1988). Intercaladas entre las metapelitas se encuentran metabasitas (Vattuone de Ponti, 1990). Las condiciones máximas de presión han sido estimadas en 3,5 Kbar con temperaturas entre 550 y 700 ° C (Franzese, 1992; Vattuone de Ponti, 1990). La secuencia metamórfica está localmente intruida por granitoides que desarrollaron aureolas de contacto con una zonación con muscovita, biotita, cordierita y andalucita (Franzese, 1992) y localmente sillimanita (Vattuone de Ponti, 1990). La unidad está afectada por cinco episodios de deformación (Franzese, 1993b); los tres primeros generados por cizalla dúctil y contemporáneos con el metamorfismo regional; el cuarto de carácter semifrágil posterior a las intrusiones graníticas y el último vinculado con plegamiento relacionado a fallas transcurrentes activas durante el Mesozoico y Cenozoico.

Espesor: No se conoce.

Relaciones estratigráficas: Si bien las relaciones de base son desconocidas, está intruida por cuerpos graníticos del Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1992), de edad carbonífera tardía-pérmica temprana y cubierta en discordancia por las volcanitas del Grupo Choiyoi (y equivalentes), de la Fm. Lapa, de los Basaltos Tipilihuque y Huechahué, de la Andesita Palau Mahuida y de la Ignimbrita Carreri, sedimentitas de la Fms. Los Molles y Mitrauquén y depósitos glaciares (Cingolani *et al.*, 2011).

Extensión geográfica: De norte a sur, está localizada en varias manifestaciones en el área delimitada por los parajes de Pino Hachado, Sainuco y Primeros Pinos. Su principal afloramiento es en el cordón de la Piedra Santa. Aflora también en el cerro Trapial Mahuida, sierra de Chacaicó, y en el cerro Lapa (Cingolani *et al.*, 2011).

Edad: Digregorio y Uliana (1980) asignaron la Formación Piedra Santa en forma tentativa al Paleozoico medio, en tanto que Zappettini *et al.* (1987) sugieren que es comparable con la Formación GUARACO NORTE (véase) a la que le asignaron edad silúrica-devónica. Dataciones K-Ar en roca total realizadas por Franzese (1995), indican un rango de edades entre 372 ± 18 y 311 ± 16 Ma (Devónico medio-Carbonífero tardío) para el metamorfismo regional que afecta a la unidad.

Observaciones: Las rocas que componen esta unidad fueron citadas por primera vez por Groeber (1918) como micaesquistos con pegmatitas.

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Cingolani (C.A.), Zanettini (J.C.M.) y Leanza (H.A.), 2011; Franzese (J.R.), 1992; 1993a; 1993b, 1995; Groeber (P.), 1918; Leanza (H.A.), 1992; Vattuone de Ponti (M.E.), 1988; 1990.

PIEDRAS (Formación...; ... Member; Miembro...; Lutitas...)Emsiano - Eifeliano

(Este de la Cordillera Oriental y parte occidental de las Sierras Subandinas, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 65°-64° 30' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 169.

Localidad tipo: Río Baritú, Salta (Padula *et al.* 1967).

Descripción original: Padula *et al.* (1967, p. 169) dicen: "The Piedras Shale Member begins with a polymictic conglomerate. Dark green to black shales, which dominate over sandstones and oligomictic well rounded conglomerates, follow upwards".

Descripción: Cuerda y Baldis (1971) describen esta unidad con un conglomerado basal formado por clastos procedentes de sedimentitas de las unidades subyacentes, seguido de lutitas y grauvacas gris oscuras y negras con fauna de invertebrados.

Espesor: No fue especificado por Padula *et al.* (1967).

Relaciones estratigráficas: Según Padula *et al.* (1967) y Cuerda y Baldis (1971) la base de esta unidad es concordante con la Formación PESCADO (véase) y el tope sería discordante con las sedimentitas del Paleozoico superior (véase di Pasquo *et al.*, 2011).

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972).

Paleontología y edad: Según Padula *et al.* (1967) los fósiles de invertebrados hallados tales como *Australocoelia tourteloti*, *Australospirifer antarcticus*, *Conularia* sp. y trilobites indican una antigüedad emsiana (Cuerda y Baldis, 1971; Turner, 1972; Suárez Riglos, 1975). Véase también Formación PESCADO.

Observaciones: Vistalli (1989, 1999), Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995, 1999) utilizaron el nombre "lutitas Cerro Piedras" para denotar una facies de inundación en la base de la Formación PESCADO (véase). Por error di Pasquo *et al.* (2011) utilizaron este nombre "Cerro Piedras" en lugar de PIEDRAS tal como corresponde al nombre de la presente unidad. Padula *et al.* (1967) correlacionaron la presente unidad con la Formación ICLA (véase), por su contenido fosilífero (véase también Cuerda y Baldis, 1971; Starck *et al.*, 1993a, 1993b).

Comentario: A fin de evitar confusiones se recomienda no utilizar el nombre "lutitas Cerro Piedras" en el sentido de Vistalli (1989, 1999), Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995, 1999).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Alvarez (L.A.), Dalenz- Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Antelo (B.), 1983; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; di Pasquo (M.M.), Vergel (M.M.), Noetinger (S.), Aráoz (L.) y Aceñolaza (G.F.), 2011; Padula (E.L.), Rolleri (E.O), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), 1995, 1999; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a, b; Suárez Riglos (M.), 1975; Turner (J.C.M.), 1972; Vistalli (M.C.), 1989, 1999.

PIRCAS NEGRAS (Formación.....).....Devónico medio? - Devónico sup.?

(*Precordillera Occidental de San Juan y La Rioja*, aprox. 29°30'-30° lat. S y 68°30'-69° long. O)

FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carboníferos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11(1), p. 49-50.

FURQUE (G.) y BALDIS (B.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. *V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz-Córdoba 1972, Actas 3, p. 247-248.

Localidad y sección tipo: Quebrada Pircas Negras, afluente del río Blanco, ubicada aproximadamente a 5 km al norte de la localidad de Chinguillos, en donde afloran sus mayores espesores (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Descripción original: "Los sedimentos que constituyen esta formación son principalmente de origen pelítico, entre los que rara vez se intercalan conglomerados medianos compactos. El conjunto tiene tonalidades verde oscuro a gris verdoso, gris oscuro a negruzco. En la zona del norte predominan arcillitas negras, en bancos delgados con estructuras de mudcrack. Hacia el

S [sur] son reemplazadas paulatinamente por lutitas y limolitas, de color pardo con diversas tonalidades, entre las que se destaca una oscura rojiza. En la zona de La Chigua y Malimán, las capas tienen un aumento progresivo de material arenoso, observándose la presencia de algunos horizontes de arenitas. En el contacto con el Devónico [léase en el contacto con la Formación Chigua *sensu* Furque y Baldis, 1973], pasan a una facies francamente psammíticas" (Furque, 1956, p. 49-50).

Descripción: La unidad se divide en tres miembros: inferior, medio y superior. También se observan en esta unidad, algunos cuerpos intrusivos como diques y filones capa. El miembro inferior, con un espesor máximo de 200 m, está bien expuesto en las quebradas Del Chaco y Don Justo, en esta última pueden observarse los niveles más inferiores. El miembro comienza su base con un conglomerado polimíctico mediano, lenticular, con clastos de cuarzo y areniscas moderadamente cuarcíticas, continuando luego con areniscas de grano mediano grises, pardas y moradas, con algunas intercalaciones lutíticas. En algunos de los bancos se observa además la presencia de marcas de flujo. Sobre estas aparecen lutitas y limolitas verde blanquecinas y verde grisáceas, con delgadas intercalaciones de areniscas. Sigue un conglomerado polimíctico grueso con clastos predominantes de areniscas poco maduras, bien redondeados y de hasta 1 m de diámetro, que alcanzan un espesor de hasta 60 m en la quebrada de Don Justo. El miembro medio, con una potencia de 590 m, se encuentra inmediatamente por encima del conglomerado del miembro inferior, y consiste en una monótona secuencia de ritmitas en las cuales se observa un leve predominio de areniscas finas a medianas. Estas areniscas son casi en su totalidad wackes líticas de coloraciones gris verdosa y azul grisáceas. Los bancos raramente presentan un espesor mayor a 1 m y exhiben abundantes marcas de flujo. El miembro superior posee un espesor máximo de 380 m. Su pasaje desde el miembro anterior es gradual y está dado por un ligero aumento de lutitas respecto a las areniscas, por lo que no es fácil distinguirlos. La composición es semejante a la del miembro medio, y los bancos de areniscas son cada vez más escasos y no superan los 10 a 15 cm de espesor. Las coloraciones varían de gris azulado a verde amarillento y verde oliva. No se observa ningún tipo de marca de sedimentación y además, el intenso diaclasamiento impide en ciertos casos, reconocer los planos de estratificación (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Espesor: La unidad posee un espesor que varía entre 800 y 1.000 m aproximadamente (Baldis y Peralta, 1999). En la quebrada Del Chaco, el máximo espesor medido es de 1.057 m (excluyendo intrusivos) y en la quebrada de Don Justo la unidad alcanza 820 m de espesor (excluyendo intrusivos). En la parte norte de la región, en la zona de mina Difunta Correa y la quebrada de Ramadita, la unidad se presenta en sus máximos espesores, aunque la intensidad de plegamiento dificulta la medición exacta del espesor de la secuencia. Frente a la localidad de Chinguillos, sobre las barrancas del río Blanco, se realizó una medición parcial estimándose un espesor total medido de 815 m (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Relaciones estratigráficas: La base de la unidad se encuentra en contacto tectónico con la Formación CHIGUA (véase) y su techo no se observa por encontrarse cubierto (Baldis y Sarudiansky, 1975).

Extensión geográfica: En la zona comprendida entre la quebrada del Chaco y La Cortadera, la unidad aflora a ambos márgenes del río Blanco, siendo sus mejores afloramientos los de la margen oriental. Estas sedimentitas presentan una estructura homoclinal con estratos rebatidos en las quebradas de La Cortadera y Don Justo, evidenciándose que su base estaría ubicada hacia el oeste, no siendo posible observarla por existir un contacto tectónico entre estas sedimentitas y las de la Formación CHIGUA (véase).

Paleontología y edad: Esta unidad fue atribuida al Devónico por Furque y Baldis (1973), basándose en la presencia de escasos restos de trilobites mal preservados hallados en la quebrada Ramadita, frente a la localidad de Chinguillos e identificados como *Phacops* cf. *Ph. oruroensis* asociados a restos de la licofita *Haplostigma furquei*. Los mencionados autores consideraron que, en base a la fauna y flora halladas, la unidad podía probablemente correlacionarse con los miembros RAMADITA y CHAVELA (véase) de la Formación CHIGUA (véase). Más tarde, Baldis y Sarudiansky (1975), estudiando diversas localidades, hallaron trilobites que asignaron al género *Phacops* junto a restos de plantas atribuibles a *Haplostigma furquei* Frenguelli emend. Gutiérrez, en niveles calcáreos correspondientes al miembro superior

de esta unidad. Los autores señalaron que la unidad presentaba los mismos datos paleontológicos que los del Miembro CHAVELA (véase), de la Formación CHIGUA (véase), miembro que había sido atribuido al givetiano por su contenido fósil.

Baldis y Peralta (1999, p. 234), en su cuadro de correlación de unidades siluro-devónicas de la Precordillera, ubicaron al Grupo CHINGUILLOS (véase) en el Devónico medio a superior, y de esto se desprende que la Formación Pircas Negras debería tener una antigüedad devónica media.

El cuadro de correlación de Baldis y Peralta (1999) debería actualizarse en base a los nuevos datos palinológicos obtenidos del Miembro CHAVELA (véase). Debido a que la Formación Pircas Negras carece de datos palinológicos y que los otros datos paleontológicos son los mismos que los hallados en el Miembro CHAVELA (véase), resulta, por el momento, difícil de precisar la edad de la unidad. Dadas las contradicciones que se observan entre las edades de la Formación Pircas Negras y del Miembro CHAVELA (véase), la edad de la unidad en cuestión se considerará dudosa, hasta tanto se realicen nuevos hallazgos o dataciones, especialmente en la Formación Pircas Negras donde aún no hay información actualizada.

Observaciones: La unidad fue denominada inicialmente como Formación RIO BLANCO (véase) por Furque (1956) quien, ante la ausencia de fósiles, le asignó una edad ordovícica en base a la similitud litológica con la Formación Yerba Loca, aflorante en la Sierra de La Punilla. Sin embargo, esta denominación quedó inválida, pues anteriormente Borrello (1942) utilizó este mismo nombre para designar a un conjunto de sedimentitas triásicas de la comarca de Potrerillos (Provincia de Mendoza), teniendo por lo tanto prioridad en la aplicación del nombre. Asimismo, este nombre fue utilizado por Frenguelli (1944) con igual acepción (Furque y Baldis, 1973, pp. 247-248). Más tarde, Furque y Baldis (1973) propusieron reemplazar el término RIO BLANCO por Pircas Negras, el cual proviene de la quebrada homónima que se sitúa al norte de la quebrada Ramadita. Estos últimos autores le atribuyeron a la unidad una edad devónica a partir del hallazgo de trilobites, quedando descartada la edad ordovícica para dicha formación.

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Baldis (B.A.) y Sarudiansky (R.M.), 1975; Borrello (A.V.), 1942; Frenguelli (J.), 1944; Furque (G.), 1956, 1963; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973.

**PORONGAL (Formación...; Member; Miembro...; ... Conglomerate).....
.....Lochkoviano? - Pragiano**

(*Este de la Cordillera Oriental y parte occidental de las Sierras Subandinas, Jujuy/Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 65°-64°30' long. O*)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2*, p. 169.

Localidad tipo: Río Baritú, Salta (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: Padula *et al.* (1967, p. 169) dicen: "The Porongal Conglomerate Member is oligomictic, quartz being dominant. Pebbles are egg-sized and well rounded. Deltaic cross-bedding is common. The overall colour is grey to whitish-grey. Dark grey wackes and dark grey to dark green laminated shales occur as mere intercalations".

Descripción: Compuesta esencialmente de bancos de conglomerados y areniscas cuarzosas conglomerádicas con estructuras entrecruzadas en bancos tabulares y lenticulares e intercalaciones menores de grauvacas y limolitas gris verdosas (e.g., Cuerda y Baldis, 1971; Vistalli, 1989).

Espesor: Antelo (1983) le asigna una potencia de alrededor de 80 m en el Angosto San Ignacio. Vistalli (1989) menciona espesores variables entre 480 m en el río Pescado y 260 m en el río Porongal.

Relaciones estratigráficas: Según Padula *et al.* (1967) y Antelo (1983) la base y tope de esta unidad son concordantes con las Formaciones BARITÚ (véase) y PESCADO (véase). Starck *et al.* (1993a) la consideran parte de la Supersecuencia CINCO PICACHOS (véase). Starck *et al.* (1992) establecieron que la Formación Porongal se inicia con la aparición de los primeros términos conglomerádicos, en tanto BARITÚ se mantiene en litologías samíticas.

Extensión geográfica: Se reconoce en superficie, principalmente en la parte oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas más occidentales en territorio argentino (Padula *et al.*, 1967; Turner, 1972; Vistalli, 1989; Starck *et al.*, 1993a).

Paleontología y edad: No se han encontrado fósiles en esta unidad (e.g., Antelo, 1983; Vistalli, 1989; Noetinger y di Pasquo, 2010). Sin embargo se le asigna una edad lochkoviana? - pragiana por las dataciones palinológicas realizadas en Abra Límite, en la sierra de Zenta (véase di Pasquo *et al.*, 2011).

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Antelo (B.), 1983; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971 di Pasquo (M.M.), Vergel (M.M.), Noetinger (S.), Aráoz (L.) y Aceñolaza (G.F.), 2011; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2010; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1992, 1993a; Turner, (J.C.M.), 1972; Vistalli (M.C.), 1989.

PORT PHILOMEL (Formación...; beds...).....Givetiano inf.

(Isla Gran Malvina, 51°49'31,91"-51°30'47,34" lat. S y 60°28'18,64"-60°8'41,88" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 27.

Localidad tipo: El área tipo se encuentra entre Shallow Harbour Creek y Isthmus Cove, Port Philomel, en la Isla Gran Malvina (Aldiss y Edwards, 1999).

Descripción original: La descripción de la unidad Port Philomel Beds (Baker, 1924) es transcrita textualmente por Aldiss y Edwards (1999): "soft yellow sandstones, thin-bedded micaceous sandstones and greyish-brown sandy shales with lepidodendroid plant remains, which occur above the fossiliferous Fox Bay Formation and below the quartzites of the Port Stanley Formation".

Descripción: De acuerdo a las descripciones de Aldiss y Edwards (1999), existe toda una gradación sedimentológica completa entre la Formación Port Philomel y la Formación FOX BAY (véase), por lo tanto, comúnmente es imposible realizar una separación litoestratigráfica entre estas dos unidades y en muchos casos es tratada como una sola. Sin embargo, la típica Formación Fox Bay difiere bastante de la típica Formación Port Philomel, por lo que parece útil mantener la división propuesta por Baker (1924). La Formación Port Philomel se distingue de la Formación Fox Bay por el incremento general de areniscas de tamaño de grano medio, la ausencia de fósiles de invertebrados marinos y por la frecuente presencia de microfósiles de plantas.

La Formación Port Philomel comprende a areniscas subarcóicas castañas amarillentas y castañas a grises o negras con limolitas, pelitas y fangolitas castañas grisáceas a negras. Las areniscas son típicamente de granulometría fina a media, bien seleccionadas, aunque aparecen también algunos niveles de areniscas arcillosas y arenas gruesas. El contenido de micas (biotita y muscovita) es abundante en niveles de areniscas y pelitas, pero por lo general es menor que en la Formación Fox Bay. Algunas fangolitas son carbonáticas y se presentan de forma aislada nódulos de pirita. Las fangolitas además son ricas en contenidos de materia orgánica, apareciendo en algunas localidades (Saunders Island y Carcass Island) pequeños lentes de carbón. Las descripciones petrográficas de areniscas subarcóicas de granulometría finas y medias, moderadamente bien seleccionadas, muestran una composición mineralógica

constituida mayormente por cuarzo monocristalino, abundante feldespato, micas (biotita y muscovita) y fragmentos líticos dispersos. Circones comúnmente están presentes. La cementación de los granos es arcillosa y en otros casos mayormente por pirita y material ferruginoso (Aldiss y Edwards, 1999).

Las estructuras sedimentarias presentes son muy variadas, con estratificación plana media a fina y laminación fina, localmente con lineaciones de corriente, estratificación entrecruzada y marcas de olas de corriente que incluyen ondulaciones asimétricas, laminación flaser, estratificación entrecruzada en artesa, en forma de cuña y tabular, con pequeños rellenos de canales con conglomerados con clastos de fangolitas (Aldiss y Edwards, 1999).

La variada gama de tipos litológicos, estructuras sedimentarias, junto con la abundancia de restos de plantas, sugiere un ambiente de deposición deltaico, pudiendo estar también representados ambientes submareales y de *shoreface*. Las direcciones de paleocorrientes registradas fueron generalmente al noreste, pero varió entre noroeste y sureste (Aldiss y Edwards, 1999).

Espesor: Los espesores estimados para la Formación Port Philomel varían desde 130 metros en el Mount Philomel, 200 a 300 metros cerca de Green Hill, Mount Adam, Hill Cove y Port North, y aproximadamente 350 metros en Coast Ridge y en la Isla Soledad. Dada las problemáticas para separar esta unidad de las formaciones infra y suprayacentes (Greenway, 1972; Marshall, 1994; Aldiss y Edwards, 1999), los espesores registrados deben ser tomados como aproximados.

Relaciones estratigráficas: Se encuentra en relación de concordancia con la infrayacente Formación FOX BAY y en igual relación pasa a la Formación PORT STANLEY (véanse). Sus límites son difusos y en muchos casos se estiman sus contactos sobre la base de las observaciones geomorfológicas y topográficas, dado que la Formación Port Philomel tiende a formar colinas con laderas más pronunciadas que las partes adyacentes de la Formación Fox Bay (Aldiss y Edwards, 1999).

Extensión geográfica: Se asume que la Formación Port Philomel presenta una distribución semejante a la Formación Fox Bay, aunque las exposiciones esporádicas de esta unidad no permiten tener un mapeo detallado de la secuencia. Se distribuye en el centro y norte de la Isla Gran Malvina, islas menores circundantes y en el norte de la Isla Soledad. Secciones de referencia en la Isla Gran Malvina se encuentran en la región de Shallow Bluff y la costa sur de Mare Rincon, en el lado noreste de Port North desde Stevelly Bay a Mount Brown Beach y en el lado oeste de Curlew Creek. La parte superior de la secuencia se expone en la Isla Soledad en Settlement Beach, mientras que en islas menores ubicadas al oeste de la Isla Gran Malvina se encuentra en Carcass Island y en la ladera noroeste de Sugarloaf Hill en Saunders Island (Aldiss y Edwards, 1999).

Paleontología y edad: Se caracteriza por contener fragmentos de licofitas y restos de plantas indeterminadas. En algunas areniscas de grano fino a medio contienen concentraciones de fragmentos de plantas que constituyen delgados niveles carbonosos. Asimismo, se hallan tallos tridimensionales de licópsidas asimilables a *Lepidodendron* ampliamente distribuidas y localmente abundantes. Las especies fueron colectadas por Baker y por Halle, siendo descritas y discutidas por Seward y Walton (1923).

Clarke (1913) registró la existencia de placas de peces indeterminados (presumiblemente partes del caparazón óseo que se encuentran comúnmente en peces devónicos) en Halfway Cove, cerca de Dunnose Head. Posteriormente, Maisey *et al.* (2002) describieron estos restos como la primera documentación de vertebrados devónicos en Islas Malvinas, sugiriendo una edad devónica media (Givetiana?) para la formación.

En la base de la secuencia se encuentran intervalos de fangolitas y limolitas bioturbadas similares a las presentes en la Formación Fox Bay, especialmente donde se encuentra una alternancia de estos niveles con aquellos que presentan restos de plantas, pero donde los restos de invertebrados marinos están ausentes.

La edad de la Formación Port Philomel queda constreñida al Devónico medio- tardío por las evidencias de las unidades adyacentes (Aldiss y Edwards, 1999). Seward y Walton (1923) llegaron a la conclusión, de acuerdo a las 'pobres evidencias' disponibles de plantas fósiles en la secuencia, que probablemente la formación debería sea asignada al Devónico medio. Cramer y Cramer (1972) reportaron el descubrimiento de palinomorfos del Givetiano temprano

(Devónico medio) en un trozo de limolita pelítica que contienen restos de microfósiles de plantas, las cuales fueron colectadas por Halle (1912) en la región de Halfway Cove, Dunnose Head.

Marshall (2016) indica una edad eifeliana tardía-givetiana temprana en base a la asociación de palinomorfos identificados.

Observaciones: Borrello (1963; 1972) agrupó las cuarcitas superiores de la denominada por Baker (1924) Port Stanley beds con las facies continentales de la Formación Bahía Fox (Port Philomel beds; Baker, 1924) como Formación MONTE MARIA (véase), pero se basó en una interpretación errónea de la geología de la zona del Monte María (Scasso y Mendia, 1985). Greenway (1972) no tuvo información suficiente para separar este intervalo de la Formación Fox Bay, el cual no fue identificado posteriormente por Marshall (1994). Sin embargo, la Formación Port Philomel (*sensu* Baker, 1924) parece formar una unidad distinta en todas las Islas, situada concordantemente entre las formaciones Fox Bay y Port Stanley (Aldiss y Edwards, 1999).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972; Clarke (J.M.), 1913; Cramer (F.H.) y Cramer (M.D), 1972; Greenway (M.E.), 1972; Halle (T.G.), 1912; Maisey (J.G.), Borghi (L.) y Carvalho (M. da G.P.), 2002; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016; Mendia (J.E.) y Scasso (R.A.), 1982; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985; Seward (A.C.) y Walton (J.), 1923.

PORT STANLEY (Formación...; ... Beds) Fammeniano sup.

(Isla Soledad, 51°41'54,33" lat. S y 57°51'4,75" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 29.

Localidad tipo: El área tipo se sitúa en las colinas y zona costera de los alrededores de Port Stanley (Puerto Argentino), en la Isla Soledad (Baker, 1924), aunque ni la base ni la parte superior de la formación están bien expuestas en esta región. Probablemente, una sección tipo más representativa pueda encontrarse en las secuencias menos deformadas presentes en la Isla Gran Malвина.

Descripción original: Aldiss y Edwards (1999) hacen referencia a la descripción de la unidad por Baker (1924) como: "...upper quartzitic sandstone series' which forms the 'heights of the northern part of the Colony' as the Port Stanley Beds".

Descripción: Las cuarcitas superiores de estas capas son las rocas más conspicuas en las Islas Malvinas. Estas se observaban en los alrededores de Stanley (Puerto Argentino), en las crestas y cordilleras principales, observándose lo que parece ser a primera vista las crestas de pliegues, separados por depresiones, aunque una inspección más detallada muestra que el carácter del plegamiento es complicado como consecuencia de la aparición de un sobreplegamiento isoclinal.

Según Aldiss y Edwards (1999), la unidad está compuesta mayormente por areniscas cuarzosas de granulometría media, algunas cuarcitas con niveles de areniscas de granulometría fina, limolitas y fangolitas. Algunas capas de areniscas duras, bien cementadas, forman exposiciones escarpadas características, conocidas como 'Cuarcitas Stanley'.

La característica más relevante de la Formación Port Stanley es que carece mayormente de fósiles, sin embargo, en la base de la secuencia se registran restos de licópsidas similares a las encontradas en la Formación PORT PHILOMEL (véase). Es mayormente madura, de granulometría media y localmente con niveles de areniscas gruesas. La sección inferior es predominantemente cuarcítica. Los estratos intermedios son en su mayoría de areniscas de granulometría media, con niveles de areniscas finas, con limolitas micáceas fangosas y pelitas limosas. En general se trata de areniscas cuarzosas, pero también son comunes las subarcosas. En su mayoría son de color gris pálido, pero pueden ser blanquecinas, castañas o

rojizas. La mayoría son bien seleccionadas, con granos de cuarzo de moderados a bien redondeados, y la presencia de granos del tamaño gujarros son raros. En general las areniscas contienen biotitas y minerales pesados (tales como rutilo y circón). La presencia de muscovita no es usual. De manera aislada y muy local aparece pirita en las areniscas (Aldiss y Edwards, 1999).

Las descripciones petrográficas de areniscas de distinta granulometría demuestran que mayormente están compuestas por granos cuarzo monocristalino, algunos con cristales de feldspatos y muscovitas orientadas. En las areniscas de granulometría más gruesa aparece pocos granos de cuarzo policristalino y minerales pesados. Las areniscas de granulometría fina presentan clorita, una variedad de minerales no opacos y agregados de pirita. Las areniscas se encuentran bien cementadas por sobrecrecimiento de sílice en los granos primarios, con parches de cemento de arcilla (Lott, 1997; 1999).

Esta unidad puede ser interpretada como producto de ambientes marinos de *shoreface* incluyendo depósitos de canales de marea. Como en el resto del Grupo GRAN MALVINA (véase), las direcciones de paleocorriente son hacia el norte, pero varían entre oeste-suroeste y este-noreste. Curtis y Hyam (1998) encontraron que la distribución de paleocorrientes cerca de la localidad de Bold Cove varía desde unimodal a trimodal en cortas distancias. Scasso y Mendia (1985) observan direcciones de paleocorrientes del norte cerca de Stanley, pero una distribución bimodal (NNE y SE) en Shag Cove.

Espesor: Se estima entre 400 a 500 metros en la Isla Gran Malvina, incrementándose a 700 metros cerca de Mount Rosalie, y superior a 1100 metros en Isla Soledad.

Relaciones estratigráficas: En general la Formación Port Stanley se presenta en relación concordante respecto a la infrayacente Formación PORT PHILOMEL (véase). En las secciones expuestas, la base de la Formación Port Stanley se toma a partir de la aparición de abundante de estratificación entrecruzada en areniscas cuarzosas. En otras regiones, como en la sección expuesta en la playa cercana a la localidad de Carcass Bay, la base de la Formación Port Stanley es erosiva, sobreponiéndose a la Formación Port Philomel.

Las Formaciones Bluff Cove y tillitas Fitzroy (Carbonífero superior -Pérmico inferior), unidades basales del Grupo Lafonia, yacen en discordancia sobre la Formación Port Stanley

Extensión geográfica: Sector norte de ambas islas principales (Isla Gran Malvina e Isla Soledad), siendo atípica en la región central de la Isla Gran Malvina. Aflora en todos los altos o sierras del sector norte de la Isla Soledad y en la mayoría de aquellas al norte de la localidad de Fox Bay en la Isla Gran Malvina, a excepción de las regiones de Hornby Mountain y María Mount. En la Isla Gran Malvina aflora sobre el extremo del flanco del anticlinal del Hornby Mountain. La unidad se encuentra expuesta totalmente cerca de Bold Cove, donde la estructura anticlinal principal está afectada por pliegues menores. Sobre el flanco noroeste del anticlinal de Hornby Mountain, las cuarcitas se profundizan suavemente hacia el norte y forman una región de colinas que se extienden a lo ancho de la isla desde West Point Island a través de Mount Adam y Mount Robinson hasta Many Branch Harbour. También aflora en Port Philomel, Saunders Island, Keppel Island y Pebble Island, donde las capas inclinan suavemente hacia el norte, y en la isla adyacente al noroeste. En la Isla Soledad, la Formación Port Stanley aflora en la mayor parte de la mitad norte de la isla, interrumpida por capas de la Formación FOX BAY en Port San Carlos y los alrededores de Port Salvador.

Paleontología y edad: La sección inferior de esta unidad se caracteriza por la presencia de abundante contenido de tallos de licópsidas y fragmentos de plantas fósiles similares a los observados en la Formación Port Philomel. Esta sección inferior en la secuencia, portadora de restos de plantas, ha sido reconocida en la península Dunnose Head y otros lugares hacia el oeste, como en Coast Ridge y en Green Hill al noroeste de Port Howard. En la cantera Mount Pleasant, en las fangolitas, se encuentran esporádicamente fragmentos de plantas pobremente preservadas. Trazas fósiles y bioturbaciones no son comunes en esta unidad, no obstante M. Hunter (en comunicación oral, 1998; Aldiss y Edwards, 1999) encontró perforaciones verticales de unos pocos milímetros de diámetro en las Cuarcitas Stanley cerca de Cape Pembroke. Por otro lado, N. Meadows (en comunicación oral, 1996; Aldiss y Edwards, 1999) observó bioturbación en la Formación Port Stanley cerca de Bluff Cove.

Estudios palinológicos en el techo de la unidad en la sección de Dumber Creek indicaron una edad fammeniana (Devónico tardío) para los estratos superiores (Marshall, 1994). Marshall

(2016) a partir de nuevos estudios palinológicos, realiza una calibración de la edad de secuencia, concluyendo que la parte superior de la Formación Port Stanley contiene una asociación del Fameniano Tardío.

La parte inferior de la Formación Port Stanley resulta equivalente al menos a la parte de edad givetiana a frasniana de la Formación Weltevrede (sección inferior del Grupo Witteberg de Sudáfrica), el cual contiene plantas fósiles y trazas de invertebrados marinos (Broqué, 1992; Hiller y Taylor, 1992). La base de la Formación Weltevrede se correspondería con la Formación Port Philomel. Las ortocuarcitas de la Formación Witpoort (Grupo Witteberg) resultan muy similares a las cuarcitas de la Formación Port Stanley, de edad fammeniana (Hiller y Taylor, 1992).

Observaciones: Borrello (1963; 1972) agrupó las formaciones Port Philomel y Port Stanley en la Formación MONTE MARIA (véase). Scasso y Mendia (1985) proponen la denominación de Formación CALETA SHAG (véase) para las sedimentitas, principalmente cuarcíticas, con restos de plantas que coronan la sucesión devónica. Este término reemplazó al usado previamente por estos mismos autores como Formación PUERTO ARGENTINO (véase) (Mendia y Scasso, 1982). Aldiss y Edwards (1999) le otorgan el rango de formación a las "upper quartzitic sandstone series" de Baker (1924), denominándola Formación Port Stanley.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1963, 1972; Broqué (C.A.M.), 1992; Curtis (M.L.) y Hyam (D.M.), 1998; Hiller (N.) y Taylor (F.F.), 1992; Lott (G.K.), 1997, 1999; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985.

PORT STEPHENS (... Formation; Formación...; ... beds).....Silúrico? - Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°46'03"-52°15'30" lat. S y 60°17'53"-60°49'49" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 13.

Localidad tipo: Se considera a la región ubicada entre las localidades de Cape Meredith, Port Stephens, South Harbour y East Bay (Baker, 1924).

Descripción original: "This formation was originally named the 'Port Stephens Beds' by Baker (1924), who recognised it only in the southern part of West Falkland and adjacent islands... The Port Stephens Formation is divisible into at least five members (Plantation in West Falkland or Limpet Creek in East Falkland, Albemarle, Mount Alice, South Harbour, Fish Creek)".

Véase: PUERTO STEPHENS (Formación ...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924.

PROVIDENCIA (Formación...; Grupo...).....Devónico

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox. 37°40'-38°15' lat. S y 61°45' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 23.

DEVÓNICO

HARRINGTON (H.J), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 167.

Descripción original: "Este grupo alcanza unos 200 ó 300 metros de espesor y se sitúa directamente sobre el grupo de Napostá. La mitad inferior del grupo está formada por areniscas esquistosas de grano fino y de colores rojizos entre las que se intercalan numerosos bancos de esquistos arcillosos y filitas de colores rojos ladrillo y verde oscuro. La mitad superior está caracterizada por areniscas cuarcíticas compactas, densas y macizas en bancos gruesos. Estas rocas son de grano fino y su color originario era gris blanquecino, pero se encuentran hoy secundariamente pimentadas por óxidos de hierro, presentando tonalidades desde el rojo ladrillo intenso hasta el rosado rojizo y rosado amarillento y, ocasionalmente, pardusca y baya. También se encuentran en esta parte superior intercalaciones de esquistos arcillosos y filitas rojizas y verdes, pero son menos abundantes que en la sección inferior."

Espesor: Aproximadamente 200 a 300 metros.

Relaciones estratigráficas: Se ubica estratigráficamente por encima de la Formación NAPOSTÁ (véase) y por debajo de la Formación LOLÉN (véase).

Extensión geográfica: Se correspondería a la del Grupo VENTANA (véase).

Paleontología y edad: No se describe en las publicaciones

Observaciones: Harrington (1970) denomina por primera vez a esta unidad como Formación Providencia.

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Harrington (H.J.) 1947, 1970.

PUERTO ARGENTINO (Formación ...) Devónico medio

(Isla Soledad, 51°41'51,22" lat. S y 57°51'4,22" long. O)

MENDÍA (J.E.) Y SCASSO (R.A.), 1982. Perfiles geológicos en Ensenada Shag y alrededores de Puerto Argentino, Islas Malvinas, República Argentina. Reunión de comunicaciones de la Asociación Geológica y Paleontológica Argentina, del 9-6-1982.

Véase: CALETA SHAG (Formación ...).

(N.J. URIZ)

Referencias: Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1982.

PUERTO STEPHENS (Formación...; ... beds).....Silúrico? - Lochkoviano sup.

(Isla Gran Malvina, 51°46'03"-52°15'30" lat. S y 60°17'53"-60°49'49" long. O)

BORRELLO (A. V.) 1972. Islas Malvinas. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, p. 758.

Localidad tipo: Se ubica en el área de la bahía San Felipe y las regiones de cabo Belgrano (cape Meredith), Puerto Esteban (Port Stephens), South Harbour y East Bay (Baker, 1924; Borrello, 1972).

Descripción: La unidad comprende secuencias de areniscas de grano medio a muy grueso, cuarcita y conglomerados cuarcíticos redondeados y guijarros de cuarzo blanco. Se

presentan además areniscas de grano fino y en menor proporción pelitas. Las areniscas varían de una composición cuarcítica pura a subarcosas, con muy poco contenido de mica en comparación con la suprayacente Formación BAHÍA FOX (véase). Scasso y Mendía (1985), describen a las areniscas como cuarcíticas y subarcosas de grano fino a grueso y colores claros (blanquecino y gris amarillento hasta ocre, localmente gris verdoso). Estas rocas se encuentran estratificadas en bancos predominantemente medianos y gruesos, localmente amalgamados, a menudo macizos o mostrando estratificación entrecruzada (tanto tabular como en artesa), laminación ondulítica ascendente y estratificación horizontal. Los materiales psefíticos son sólo importantes en la base de la unidad, donde alcanzan entre 1 y 3 metros de potencia, rellenando un paleorrelieve labrado sobre las rocas del basamento. Se trata de conglomerados que gradan a areniscas conglomerádicas, con clastos bien redondeados del basamento de hasta 20 cm de diámetro máximo. Finalmente, las pelitas (grises verdosas hasta rojizas, frecuentemente micáceas), que suelen intercalarse como delgados niveles dentro de las secuencias arenosas, resultan por lo general macizas y ocasionalmente laminadas.

Las areniscas de la Formación Puerto Stephens se interpretan como el producto de la depositación de un evento de transgresión marina a través de la paleosuperficie erosionada del Complejo Cape Meredith. Las características sedimentológicas son consistentes con la sección superior de un ambiente de *shoreface*. La presencia intensa de perforaciones de *Skolithos* es indicativa de episodios de relativa estabilidad, lo que permitió la colonización del sustrato (Meadows, 1999).

Los mapeos regionales llevados a cabo por Aldiss y Edwards (1999) han permitido subdividir a la unidad en cinco miembros sobre la base de las expresiones topográficas, cambios a gran escala en las litofacies y el contenido de trazas fósiles. Los miembros reconocidos para la Formación Puerto Stephens de base a techo son: Plantation (Silúrico) en la isla Gran Malvina (West Falkland) o Limpet Creek (Ordovícico-Silúrico) en la isla Soledad (East Falkland), Albemarle (Ordovícico-Silúrico), Mount Alice (Silúrico?), SOUTH HARBOUR (véase) y FISH CREEK (véase).

Espesor: Baker (1924) estimó el espesor de estas capas en 1600 metros y Borrello (1972) en 1500 metros. Scasso y Mendía (1985), sobre la base de perfiles levantados en Caleta Shag y cabo Belgrano (Cape Meredith), estimaron un espesor aproximado de 1000 metros. Por otro lado, Hunter y Lomas (2003) indicaron un espesor total para la Formación Port Stephens en la isla Gran Malvina de ca. 2560 metros. De acuerdo a los espesores estimados por Aldiss y Edwards (1999) para cada uno de los miembros identificados, su sumatoria arrojaría una potencia aproximada entre 3300 - 3450 metros para esta unidad.

Relaciones estratigráficas: En el extremo sur de la isla Gran Malvina, en la localidad de Cape Meredith (Cabo Belgrano) esta unidad descansa en relación discordante sobre el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Cape Meredith de edad mesoproterozoica (Cingolani y Varela, 1976). En la isla Soledad la base no se encuentra expuesta. Se estima que la Formación Puerto Stephens es concordante con la suprayacente Formación BAHÍA FOX. No hay evidencia que esta unidad incluya discordancias, sin embargo, algunas partes de la secuencia no se encuentran bien expuestas, incluso en la costa, por lo que estas interrupciones pueden no ser identificadas.

Extensión geográfica: La Formación Puerto Stephens es la subdivisión más potente y extendida de las Grupo WEST FALKLAND (véase) y su distribución en general es muy similar a la del grupo (Aldiss y Edwards, 1999). Comprende el sur y sudoeste de la isla Gran Malvina, la zona situada a ambos lados del paralelo 52° incluyendo las islas San José, San Rafael, Goicoechea y menores de la inmediación (Borrello, 1972).

Paleontología y edad: La unidad carece de contenido fosilífero, a excepción de las trazas fósiles en la parte baja y media de la secuencia y los vestigios de plantas en la parte superior. Muchas de las areniscas muestran una gama de icnofábrica de los cuales las formas de perforaciones de *Skolithos* y *Diplocraterion* son los más comunes y pueden presentarse de manera suficientemente intensa como para obliterar las características sedimentarias primarias casi completamente.

La edad de la Formación Puerto Stephens está muy pobremente definida. La base podría ser tan antigua como Cámbrica o tan joven como Devónica. Es poco probable que sea mayor que la edad mínima de los diques de lamprófiros (ca. 520 Ma) que cortan al Complejo

Cape Meredith y debería ser más antigua que la edad mínima que el grupo de doleritas (ca. 422 Ma; Thistlewood *et al.* 1997) que atraviesan la unidad en la región de Cape Meredith. Borrello (1972) menciona que se asigna al Devónico temprano bajo, sobre la base de la continuidad con los bancos suprayacentes, sin descartar la posibilidad de una edad silúrica (Frakes y Crowell, 1967).

Estudios recientes de Marshall (2016) basados en las asociaciones palinológicas de esta unidad restringen su edad al Devónico Temprano (Lochkoviano Tardío).

Finalmente, Ramos *et al.* (2017) presentan edades de circones detríticos de diferentes niveles de esta unidad, cuyos registros de los circones más jóvenes representan edades cámbricas tardías (486 a 492 Ma).

Observaciones: Baker (1924) es quien en principio reconoce para las secuencias devónicas cuatro secciones a las que llamó como 'estratos o capas' (*beds*), proponiendo la siguiente nomenclatura de base a techo: PORT STEPHENS, FOX BAY, PORT PHILOMEL y PORT STANLEY (véanse), reservando la denominación de Port Philomel Beds para los sedimentos aflorantes en la isla Gran Malvina y Port Stanley Beds para los de la isla Soledad. Esta terminología definida originalmente por Baker (1924) es esencialmente la que ha sido utilizada en las subsiguientes publicaciones y se encuentra en uso hoy en día con algunas modificaciones de menor importancia (Frakes y Crowell 1967; Greenway 1972).

Baker (1924) utiliza la denominación de Port Stephens Beds para incluir al conjunto sedimentario que comprende la base de la secuencia paleozoica en la isla Gran Malvina, hallándose conformado principalmente por areniscas, con escasos niveles conglomerádicos (especialmente en su base) e intercalaciones pelíticas.

Posteriormente, Borrello (1972) adecuó la denominación Port Stephens Beds otorgada informalmente por Baker (1924) de acuerdo con las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, dándole el rango litoestratigráfico de formación.

Turner (1980) mantiene la nomenclatura original de Formación Port Stephens, sin la traducción literal de la misma. Esta denominación fue mantenida por Aldiss y Edwards (1999). Posteriores trabajos como los Scasso y Mendia (1985), Aldiss y Edwards (1999), Meadows (1999), Hunter y Lomas (2003), profundizaron los estudios de las secuencias, permitiendo comprender los ambientes de depositación, realizar correlaciones e interpretaciones paleogeográficas.

Véase: GRAN MALVINA (Grupo ...); PORT STEPHENS (Formación ...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Borrello (A.V.), 1967, 1972; Frakes (L.A.) y Crowell (J.C.), 1967; Harrington (H.J.), 1967; Marshall (J.E.A.), 2016; Meadows (N.S.), 1999; Ramos (V.A.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Naipauer (M.) y Rapalini (A.), 2017; Scasso (R.A.) y Mendia (J.E.), 1985.

PUESTO TIGRE (Formación...).....Lochkoviano - Pragiano

(Planicie Chaco-Salteña, Provincia de Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo PET-x1, provincia de Salta (22°-23° lat. S y 62° 30'-63° 40' long. O), (Padula *et al.*, 1967)

Descripción original: "The Puesto Tigre (n. nov.) Formation consists of dark, fissile shales with some interbedded quartz-sandstones".

Paleontología y edad: Volkheimer *et al.* (1986) describen la litología de la formación, un espesor de 1800 m en el pozo homónimo, compuesta por una base de lutitas oscuras y verduzcas con intercalaciones de areniscas, una porción media de areniscas y el tope de la

formación con lutitas oscuras. A su vez, publicó tres palinozonas para la Formación Puesto Tigre, de edad devónica temprana, UROCHITINA LOBOI Assemblage-Zone, RAMOCHITINA MAGNIFICA Assemblage-Zone y ANCYROCHITINA PARISI Assemblage-Zone (véanse), correspondientes respectivamente a las litologías anteriormente enumeradas, siendo la primera correlacionable con la base de la Formación Furnas, de edad lochkoviana y las últimas con la Formación Ponta Grossa, de edad pragiana, de la Cuenca Paraná (Grahm *et al.*, 2000).

Observaciones: La Formación Puesto Tigre ha sido considerada inválida por Mingramm y Russo (1972) y en Russo *et al.* (1979) con la justificación, basada en posteriores estudios inéditos a la definición de la formación, de que los miembros integrantes de la misma corresponderían a las Formaciones COPO, CABURÉ y RINCÓN (véanse) de edad siluro-devónica. Es necesario recalcar que no ha sido encontrada literatura donde se oficialice la denominación de miembros para la Formación Puesto Tigre, aunque Acevedo (1986), siguiendo la nomenclatura del legajo del pozo Puesto El Tigre, cita a los miembros como, de base a techo, Miembro Pelítico Inferior; Miembro Areniscoso y Miembro Pelítico Superior. Padula *et al.* (1967) cita que la microfaua de quitinozoos encontrada en la formación tiene un fuerte carácter Silúrico, al igual que la parte baja de la Formación COPO (véase). Esto último reforzaría la propuesta de invalidación. Es posible que haya que hacer un ajuste a las edades propuestas para las formaciones COPO, CABURÉ y RINCÓN (véanse) según lo propuesto por Mingramm y Russo (1972), pero en líneas generales la litología y edad aproximada de las mismas coinciden claramente con lo publicado por Volkheimer *et al.* (1986), lo cual afirmaría la inhabilitación de la formación, propuesta por los primeros autores.

(S. NOETINGER)

Referencias: Acevedo (O.M.), 1986; Grahm (Y.), Pereira (E.) y Bergamaschi (S.), 2000; Mingramm (A.) y Russo (A.), 1972; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

PUNTA NEGRA (Formación...; Complejo de ...).....
Pragian sup. – Emsiano - Frasniano inf.?

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 30° y 30°31' lat. S).

BRACCINI (O.I.), 1949. El perfil de Tambolar (Provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4, p. 175.

Localidad y sección tipo: De acuerdo con Padula *et al.* (1967) la sección tipo se desarrolla a lo largo del Río San Juan. Para Baldis (1973, p. 148), siguiendo las descripciones originales de Braccini (1949), la sección tipo se ubica en la margen norte del Río San Juan, en las exposiciones de los desmontes realizados para la construcción del dique nivelador, unos 28 km al oeste de la ciudad de San Juan, Provincia de San Juan.

Descripción original: "...la sucesión de terrenos que van desde los...niveles fosilíferos del Devónico inferior hasta el Complejo de Punta Negra, al margen de variaciones locales, evidencia un paulatino enriquecimiento arenoso que culmina en la parte más baja del Complejo de Punta Negra compuesto por potentes bancos de arcosas, sin trazas de material pelítico intercalado."

Descripción: Potente columna que muestra una depositación rítmica tipo flysch característica en una sucesión monótona de areniscas, arcosas y subgrauvacas verde muy oscuro. Estas pasan hacia arriba a areniscas de grano fino y lutitas y muy escasos conglomerados polimícticos. Hacia la parte central y norte de la cuenca, las areniscas disminuyen considerablemente, mientras que las lutitas arenosas se vuelven dominantes. Al norte del Valle de Gualilán el contenido arenoso se incrementa, aclarándose el color, conduciendo a una confusión parcial con la formación Talacasto. En el techo de cada rítmica, son abundantes los calcos de flujo y detritos vegetales (Padula *et al.*, 1967, p. 177).

De acuerdo con Baldis (1973), conforma una sucesión estrato y granocreciente de areniscas y limolitas intercaladas de coloración general verde a verde negruzco, con predominio de capas tabulares, dispuestas en bancos variables de 0,2 m a 1,5 m de espesor, caracterizados por su ritmicidad y sedimentación gradada. La gradación granulométrica en cada banco varía desde arenisca media en la base a limolita o arcilita en el techo. El tipo litológico predominante, tanto en sentido vertical como areal, corresponde al de vaques feldespáticos y vaques líticos. Las estructuras sedimentarias más usuales son las marcas de flujo, de carga y óndulas, generalmente presentes en el techo de cada ritmita, donde son frecuentes también las briznas vegetales carbonosas.

Espesor y relaciones estratigráficas: Los espesores generales medidos entre la localidad de Sasso, sobre el Río San Juan y la sección de Río de Las Chacritas sobre la Sierra de la Trampa, al norte, alcanzan aproximadamente 1000 m (Bustos, 1996). En la extensión aquí tratada (provincia de San Juan) la unidad apoya sobre las sedimentitas marinas de la Formación TALACASTO (véase), del Devónico Inferior y el límite entre ambas unidades ha sido motivo de discusión y confusión en la literatura. Inicialmente fue considerado transicional (Bracaccini, 1949; Padula *et al.*, 1967; Baldis, 1973; G. González Bonorino, 1975; Bustos, 1996) y constituido por una sucesión de lutitas, limolitas y areniscas de color verde grisáceo y moradas, que adquieren gradualmente carácter rítmico hacia arriba. Sin embargo, este intervalo considerado primeramente como miembro superior de la Formación Talacasto (miembro de "lutitas verdes y moradas" de Espisúa, 1968 y Baldis, 1975a), fue interpretado con posterioridad como tramo basal de la Formación Punta Negra (Astini, 1991), debido a su carácter transicional hacia arriba, relación genética (Astini, 1990b) y presencia de una discontinuidad en la base (Baldis y Peralta, 1999). De esta manera, el contacto entre ambas unidades fue considerado neto y paraconcordante por algunos autores (Baldis y Peralta, 1999). Por su parte Astini (1991, p. 289) ubicó la base de la Formación Punta Negra inmediatamente por encima de su asociación de facies "C", correspondiente al horizonte guía de Keidel (1921), que consideró como techo de la Formación TALACASTO en toda la cuenca. Bustos y Astini (1997), Herrera y Bustos (2001) y Poiré *et al.* (2005), consideraron la base de la Formación Punta Negra como diacrónica. Esto se basó en el carácter del techo de la Formación TALACASTO según Herrera y Bustos (2001, p. 369), el cual correspondería al Pragiano más superior o Emsiano basal en su localidad tipo de Quebrada de Talacasto (donde coincide con el horizonte guía de Keidel) y al Emsiano inferior alto al norte de la cuenca, donde el pasaje entre ambas unidades se ubica muy por encima de este horizonte. De acuerdo con esta última interpretación, los niveles superiores de la Formación Talacasto en las secciones del norte, se correlacionarían con los términos basales de la Formación Punta Negra en la sección tipo de Talacasto y más australes.

La Formación Punta Negra es invariablemente sobrepuesta en discordancia erosiva por sedimentitas carboníferas continentales del grupo Paganzo. No obstante, Peralta (2005a, b) ha interpretado que, debido a sus inclusiones, los depósitos olistostrómicos de la Formación LOS SOMBREROS (véase) serían de edad devónica y se ubicarían por encima de esta unidad en discordancia erosiva, y aún mediando angularidad.

Extensión geográfica: La unidad se encuentra sumamente extendida en el ámbito de la Precordillera Central de la Provincia de San Juan, desde el sur del Río Jáchal al norte hasta unos 60 km al sur del Río San Juan (aproximadamente hasta el paralelo 32°), a partir de donde fue cartografiada como Formación Villavicencio hacia la provincia de Mendoza (Harrington 1954, publicado en 1971). Ambas unidades han sido consideradas lateralmente continuas por otros autores (Cuerda y Baldis, 1971, Poiré *et al.*, 2005).

Paleontología y edad: Las trazas fósiles son muy frecuentes y diversas (Peralta y Aceñolaza, 1988; Peralta y Ruzycski, 1990; Bustos, 1996; Edwards *et al.*, 2009), habiéndose reconocido icnofacies de *Nereites*, *Cruziana* y *Skolithus*. Restos de plantas son muy abundantes, particularmente en los paquetes pelíticos, e incluyen *Sporongites?*, *Pachyteca*, *Hostimella*, *Cyclostigma*, *Isidrophyton?*, *Salopella* y *Haplostigma* (Frenguelli, 1951, 1952; Menéndez, 1967; Baldis, 1973; Poiré y Morel, 1996; Poiré *et al.*, 2005, Edwards *et al.*, 2009) y *Haskinsia* (Arnol y Coturel, 2017; Coturel y Arnol, 2018). Evidencias palinológicas indican el Emsiano, en la base de la unidad en la localidad de Talacasto (Herrera y Bustos, 2001, p.368), en contraste con reportes previos del Eifeliano–Givetiano (Rubinstein, 1999) y Givetiano (Rubinstein, 2000). García Muro *et al.* (2018b), en concordancia, reportaron palinomorfos del

Emsiano inicial en el tramo basal de la unidad en Quebrada de Talacasto. En la misma localidad, Arnol *et al.* (2020) reportaron circones de edad frasniana más arriba en la sucesión. La fauna de invertebrados marinos es escasa y poco conocida (Padula *et al.*, 1967; Baldis, 1973).

En la sección de Río de las Chacritas Herrera y Bustos (2001) reportaron crinoideos, trilobites, bivalvos y braquiópodos, éstos últimos referidos a los géneros *Metaplasia?*, *Mutationella* y *Salopina*, en asociación con conetáceos (Herrera, 1995) y discínidos. Salas *et al.* (2013) reportaron ostrácodos mientras Sterren *et al.* (2015) reportaron bivalvos en posición estratigráfica similar (unos 250 m sobre la base), en la sección de Loma de los Piojos. El trilobite *Acanthopyge (Lobopyge) balliviani*, en estas asociaciones (Rustán y Vaccari, 2010) fue considerado indicador del Devónico Medio. En coincidencia, se han reconocido asociaciones de braquiópodos Emsiano tardío-Eifeliano temprano en el área de Pachaco (Peralta *et al.*, 1995), y a su vez Bustos y Astini (1997) en base al cálculo de tiempo de depositación han considerado que la unidad no superaría el Devónico Medio. Por su parte Arnol *et al.* (2020) reportaron circones frasnianos en la sección de Río Talacasto.

En Loma de los Piojos hacia el norte, el límite entre la Formación Talacasto y Punta Negra está 250 m por encima del horizonte guía (Keidel, 1921), y la Formación Punta Negra contiene palinomorfos asignados al Pragiano tardío en los niveles basales, con formas del Emsiano recién a unos 210 m de la base (García Muro *et al.*, 2018b).

Así, la base de esta unidad sería diacrónica. En las secciones de Talacasto y más al sur, las edades más antiguas corresponderían al Emsiano inicial, pero serían pragianas tardías hacia el norte en la región de Loma de los Piojos. No obstante, circones recuperados por debajo del horizonte guía de Keidel, en la Formación TALACASTO, en la sección de Río de las Casitas sugieren edades emsianas para la parte superior de esta unidad (Arnol *et al.*, 2020), que sería una edad máxima para la Formación Punta Negra.

De acuerdo con toda la evidencia en conjunto, la edad máxima posible verificada paleontológicamente sería pragiana tardía- emsiana (García Muro *et al.*, 2018b), mientras una edad devónica tardía sólo está sugerida por algunos indicios paleoflorísticos (Frenguelli, 1951, 1952; Baldis 1973), y registros de un único circón frasniano (Arnol *et al.*, 2020).

Observaciones: Esta unidad fue originalmente denominada “Complejo de Punta Negra” por Braccacini (1949), para correlacionar los afloramientos del perfil de Tambolar con los llamados “estratos post-devónicos” reconocidos por Keidel (1921), en la sección de Loma de los Piojos. Con posterioridad, Padula *et al.* (1967) manifestaron explícitamente la intención de elevar formalmente la unidad al rango de Formación (p. 177), a pesar de reconocer que el término “Formación Punta Negra” había sido empleado ya por Braccacini en 1950.

De acuerdo con las disposiciones del Código Argentino de Estratigrafía, el término original “Complejo de Punta Negra” de Braccacini (1949), debería considerarse válido (art. 22.1.ii y 32). Sin embargo, la denominación posterior “Formación Punta Negra” de Braccacini (1950), que se ha empleado sostenidamente hasta nuestros días puede utilizarse válidamente como *nomen substitutum*, en virtud de encontrarse justificado su uso por razones de estabilidad nomenclatural (art. 21.4 y 22).

En razón de estos fundamentos, la unidad debería citarse de la siguiente manera al menos una vez en cada publicación (art. 21.4): Formación Punta Negra (Braccacini, 1949; *nom. subst.* 1950).

Estas sedimentitas se relacionaron inicialmente con abanicos submarinos (Baldis, 1973; González Bonorino, 1975; González Bonorino y Middleton, 1976; Peralta y Ruzycski, 1990; Peralta, 2005b; entre otros). Más tarde fueron consideradas depósitos deltaicos (Astini, 1990b), de acuerdo con estudios sedimentológico-estratigráficos (Bustos, 1996), y de procesos sedimentarios vinculados a niveles con plantas (Poiré y Morel, 1996). Mayores precisiones de un origen relacionado con turbiditas deltaicas, fueron aportadas por Bustos y Astini (1997) respecto a la incidencia de procesos eustáticos cíclicos en una cuenca de antepaís en rampa. Recientemente, estudios de icnofacies y tafonomía de restos vegetales han permitido interpretar ambientes marinos someros de plataforma interna y continentales localizados (Cuerda *et al.*, 1990), que sugieren procesos sedimentarios relacionados con eventos de tormenta y corrientes de turbidez (Poiré *et al.*, 2005; Edwards *et al.*, 2009). Se ha relacionado con una cuenca de antepaís ligada a un orógeno que controla el aporte desde la Sierras Pampeanas (Arnol *et al.*, 2020). La unidad presenta marcados cambios laterales de facies, correspondiendo la facies característica aquí descripta, a la mayoría de los afloramientos de Precordillera Central sanjuanina, de acuerdo con Baldis (1973).

Trabajos adicionales de referencia: Bodenbender, 1896, 1902; Borrello, 1969; Braccacini, 1950; Harrington, 1967; Heim, 1952; Kayser, 1897; Keidel, 1921; Stappenbeck, 1910.

(J.J. RUSTÁN y N.E. VACCARI)

Referencias: Arnol (J.A.) y Coturel (E.P.), 2017; Arnol (J.), Uriz (N.), Cingolani (C.), Basei (M. A.) y Abre (P.), 2020; Astini (A.R.), 1991; Baldis (B.A.), 1973, 1975a; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Bodenbender (G.), 1894, 1896, 1902; Bodenbender (G.) y Kayser (E.), 1896; Borrello, 1969; Braccacini (O.I.), 1949, 1950; Bustos (U.D.), 1996; Bustos (U.D.) y Astini (A.R.), 1997; Coturel (E.P.) y Arnol (J.A.), 2018; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Cuerda (A.J.), Arrondo (O.), Morel (E.) y Spalletti (L.A.), 1990; Edwards (D.), Poiré (D.G.), Morel (E.M.), Cingolani (C.A.), 2009; Espisúa (E.), 1968; Frenguelli (J.), 1951, 1952b; Furque (G.) y Cuerda (A.J.), 1979; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.) y Rustán (J.J.) 2018b; González Bonorino (G.), 1975; González Bonorino (G.) y Middleton (G.N.), 1976; Harrington (H.J.), 1967, 1971; Heim (A.), 1952; Herrera (Z.A.), 1995b; Herrera (Z.A.) y Bustos (U.D.), 2001; Kayser (E.), 1897; Keidel (J.), 1921; Menéndez (C.A.), 1967; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Peralta (S.H.), 2005a, 2005b; Peralta (S.H.) y Aceñolaza (F.G.), 1988; Peralta (S.H.) y Ruzycski De Behrenstein (L.J.), 1990; Peralta (S.H.), León (L.I.) y Carter (C.H.), 1995; Poiré (D.) y Morel (E.), 1996; Poiré (D.), Edwards (D.), Morel (E.M.) y Cingolani (C.A.), 2005; Rubinstein (C.V.), 1999, 2000; Rustán (J.J.) y Vaccari (N.E.), 2010b; Salas (M. J.), Sterren (A.) y ; Rustán (J.J.), 2013; Stappenbeck (R.), 1910, Sterren (A.F.), Rustán (J.J.) y Salas (M.J.) 2015.

R

RAMADITA (Miembro...; Formación ...).....Devónico medio - sup.

(*Precordillera Occidental de San Juan*, E de Malimán, entre el río Blanco y la Sierra de Punilla, aprox. 29°30'-30° lat. S y 68°30'-69° long. O)

FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11 (1), p. 52-54.

FURQUE (G.) y BALDIS (B.A.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. *V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz-Córdoba 1972, Actas 3, p. 244-246.

Localidad y sección o área tipo: El perfil tipo fue sugerido por Furque (1956, p. 59-62) en la quebrada La Cortadera (y quebrada de Chavela). A fin de ampliar la descripción litológica, Baldis y Sarudiansky (1975) extendieron la zona tipo a la quebrada Don Justo.

Descripción original: "Está constituida por una sucesión normal de limolitas, lutitas, areniscas finas y conglomerados de tonalidades pardas y verdes azuladas, correspondientes en su totalidad a depósitos continentales... Toda la serie está cruzada por numerosos diques y filones capas de diversas intrusivas".

Descripción: Se apoya en concordancia sobre el Miembro CHAVELA (véase) y se distingue de éste por presentar una mayor proporción de areniscas, aunque en algunas partes predominan las lutitas. La unidad comienza con una alternancia de bancos de lutitas y areniscas, estos últimos de 5 a 20 cm de espesor, de color verde azulado aunque en las cercanías de los cuerpos intrusivos, el color de los bancos sufre alteraciones pasando a ser pardo amarillento. Sobre estos se disponen bancos de lutitas concrecionales verde azuladas con intercalaciones de lentes calcáreas con estructura de cono en cono, muy similares a los observados en el Miembro CHAVELA (véase) pero diferenciándose de estos por su contenido faunístico (trilobites). A continuación se dispone un conglomerado de forma lenticular, polimíctico con clastos de 30 cm de diámetro de areniscas moderadamente cuarcíticas y

cuarzo, con elevada redondez y esfericidad, el cual aparece intruído por un dique en la quebrada La Cortadera; pero está bien expuesto en un abra ubicada entre esta quebrada y la de Don Justo. Por encima de este conglomerado se encuentra una sucesión de ritmitas compuestas por la alternancia de bancos de areniscas y lutitas de color verde y pardo amarillentas por alteración. Los bancos de areniscas presentan en general un mayor espesor alcanzando como máximo 30 cm. Las areniscas observadas en todo este conjunto son wackes líticas. La secuencia finaliza con bancos de lutitas verde azuladas con intercalaciones calcáreas de forma lenticular, muy similares a las de la parte inferior de este miembro y a las del Miembro CHAVELA (véase). Estos bancos lutíticos se hallan en contacto por falla con la Formación PIRCAS NEGRAS (véase) (Baldis y Sarudiansky, 1975).

La unidad presenta intrusiones de diques y filones de basaltos, lamprófiros, pórfiros andesíticos y/o dacíticos (Baldis y Sarudiansky, 1975; Baldis y Peralta, 1999).

Espesor: Según Furque (1956), en ningún tramo de los afloramientos se observa el perfil completo de esta unidad, desconociéndose tanto su base como su techo, por eso no puede apreciarse el espesor total de la misma. Sin embargo, este autor, basándose en las sedimentitas aflorantes en las quebradas Las Trancas y Pedernal, propuso que el espesor podría ser de aproximadamente de 700 m. Posteriormente, Baldis y Sarudiansky (1975) consideraron un espesor máximo medido de 480 m.

Relaciones estratigráficas: Véase Formación CHIGUA.

Extensión geográfica: Los afloramientos pertenecientes a este miembro se extienden desde la quebrada Ramadita hacia el sur, en dirección a la quebrada Chavela y desaparecen a la altura de la comarca denominada Malimán de Arriba ocultos por mantos de derrubios. En las quebradas Quirquinchos y La Cortadera (que cortan transversalmente a la serie) sus afloramientos se reducen a menos de una tercera parte de los de la quebrada Las Trancas (Furque, 1956, p. 52). Sin embargo, Baldis y Sarudiansky (1975, p. 310) indicaron que este miembro se desarrolla sólo en el flanco occidental del anticlinal de las quebradas de La Cortadera y Don Justo.

Paleontología y edad: Véase Formación CHIGUA.

Véase: CHAVELA (Miembro ...).

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Baldis (B.A.) y Sarudiansky (R.M.), 1975; Furque (G.), 1956; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973; Sarudiansky (R.M.), 1971.

RAMOCHITINA MAGNIFICA (... Assemblage; Zona de ...; Zona de conjunto ...; Biozona de Asociación de ...).Lochkoviano sup.? - Pragiano s l.

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

VOLKHEIMER (W.), MELENDI (D.L.) y SALAS (A.), 1986. Devonian chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 173 (2), p. 243.

Descripción original: "Ramochitina magnifica (Lange) is by far the most frequent species in our Assemblage B. In the Paraná Basin (Brazil) this species is restricted to the lowermost part of the Jaguariava Member of Ponta Grossa Formation".

Observaciones: Grahn *et al.* (2000) formalizan la propuesta de la Zona de Rango Total *Ramochitina magnifica* para la Cuenca Paraná en Brasil y Paraguay, de edad Pragiana. Esta unidad fue reconocida originalmente en la Formación PUESTO TIGRE (véase) en la Planicie Chaco-Salteña; en la Formación Tequeje superior, en la Cuenca Madre de Dios de Bolivia y la Formación Cordobés del subsuelo uruguayo.

Edad: Por correlación con la Cuenca Paraná Volkheimer *et al.* (1986) asignan una edad emsiana tardía. Grahn *et al.* (2000) ajustan finalmente esta edad al Pragiano *s.l.* y finalmente Grahn (2005) propone la Zona de Intervalo *Ramochitina magnifica* para el oeste de Gondwana, con un rango de edad que va desde el Lochkoviano tardío? al Pragiano *s.l.*, y aclara que la primera aparición de la especie es incierta según las diferentes cuencas.

(S. NOETINGER)

Referencias: Grahn (Y.), 2005; Grahn (Y.), Pereira (E.) y Bergamaschi (S.), 2000; Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

RENCA (Batolito de...; Granito de...).....Devónico medio

(Prov. San Luis, aprox. 32°46'55,77" lat. S, 65°28'22,02" long. O)

LOPEZ DE LUCHI (M.G.), 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del batolito de Renca. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 4, p. 42.

Localidad tipo y distribución geográfica: Renca, provincia de San Luis.

Descripción original: "El granito de Renca forma un plutón de forma elíptica de 25 por 13 km, con una zona externa compuesta por una granodiorita porfiroidea monzogranito, y una zona interna constituida por un leucomonzogranito equigranular".

Descripción: La estructura anular está muy bien definida en las imágenes aéreas de magnetometría y radimetría (Sims *et al.*, 1997). La zona externa tiene 2 a 5 km de ancho, formada un monzogranito porfírico, de color rosado, de grano grueso, compuesto por cuarzo, fenocristales de feldespato potásico de 5 a 10 cm de largo y biotita. Las fases accesorias incluyen titanita, apatita, magnetita, circón y allanita. El núcleo es un granito equigranular de grano medio, formado por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita y biotita. Ambas litologías graníticas son ligeramente peraluminosas, con un índice de saturación en aluminio (ISA) = 1,1.

Relaciones estratigráficas: Intruye gneises del Complejo Metamórfico Conlara (564 ± 21 Ma, Siegesmund *et al.*, 2009).

Edad: La edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circón produce un valor de 393 ± 5 Ma, correspondiente al Devónico medio (Camacho e Ireland, 1997; Sims *et al.*, 1997).

Observaciones: El Batolito de Renca es incluido en el denominado Orógeno Achaliano, de edad devónico media-tardía (Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999).

(J.C. CANDIANI y J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Camacho (A.) e Ireland (T.R.), 1997; López de Luchi (M.G.), 1993; Siegesmund (S.), Steenken (A.), Martino (R.), Wemmer (K.), López de Luchi (M.G.), Frei (R.), Presniakov (S.) y Guerreschi (A.), 2009; Sims (J.), Stuart-Smith (P.G.), Lyons (P.) y Skirrow (R.), 1997; Sims (J.), Ireland (T.), Camacho (A.), Lyons (P.), Pieters (P.), Skirrow (R.), Stuart-Smith (P.) y Miró (R.), 1998; Stuart-Smith (P.), Camacho (A.), Sims (J.P.), Skirrow (R.G.), Lyons (P.), Pieters (P.E.), Black (L.P.) y Miró (R.), 1999; Whitmeyer (S.J.), y Simpson (C.), 2003.

RINCÓN (Formación ...).....Pragiano-Givetiano

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26°20' lat. S y 63°20' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (26° 20' lat.S y 63° 20' long. O), (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006).

Descripción original: "The Rincón Formation (n. nov.) [defined in subsurface] shows black, laminated to fissile, micaceous and partially fossiliferous shales."

Espesor: Varía entre 250 y 1300 m (Grahm, 2003; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2012). La parte superior de la Formación por sí sola, puede llegar a tener un espesor de aproximadamente 1000 m (Grahm y Gutiérrez, 2001).

Relaciones estratigráficas: En Santiago del Estero y en el este de Salta, en el Pozo Puesto El Tigre x-1, la formación suprayace a las cuarcitas de la Formación CABURÉ (véase), y por encima de ella se encuentran estratos permo-carboníferos o más hacia el este, en el pozo Santa Victoria x-1, la Formación MICHICOLA (véase) (Fernández Seveso *et al.*, 2000).

Extensión geográfica: La Formación Rincón es reconocida tanto en el subsuelo del Chaco-Salteño, al este de la provincia de Salta, como en la Planicie Chaco-Pampeana, en la provincia de Santiago del Estero (Padula *et al.*, 1967; Fernández Seveso *et al.*, 2000; Antonelli y Ottone, 2006; Noetinger y di Pasquo, 2013).

Paleontología y edad: Los estratos fosilíferos de la formación incluyen macrofósiles como *Metacryphaeus* sp., *Calmonia subcesiva*, *Australocoelia tourtelotti* entre otros y palinomorfos que sugieren una edad emsiana–givetiana (Cuerda y Baldis, 1971; Aceñolaza *et al.*, 1999; Grahm y Gutiérrez, 2001; Grahm, 2003). Antonelli y Ottone (2006) examinaron la Formación Rincón en un pozo en la llanura Chaco-Pampeana, y la presencia de *Dibolisporites echinaceus*, *Emphanisporites annulatus*, *Grandispora* spp., *Dictyotriletes emsiensis* y *Rhabdosporites langii* permitieron la atribución al Emsiano tardío–Eifeliano temprano. Noetinger y di Pasquo (2013) presentaron una asociación de esporas, microplancton y quitinozoos, pertenecientes a la Formación Rincón en un rango etario que va del Pragian tardío al Emsiano tardío.

Observaciones: En el subsuelo de la llanura Chaco-Salteña, algunos autores consideran a la Formación MICHICOLA (véase) una variación facial de la Formación Rincón (véase Aceñolaza *et al.*, 1999).

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza (G.) y Garcia (G.), 1999; Antonelli (J.) y Ottone (E.G.), 2006; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Fernández Seveso (F.), Vistalli (M.C.) y Viñes (R.F.), 2000; Grahm (Y.), 2003; Grahm (Y.) y Gutiérrez (P.R.), 2001; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2013; Padula (E.L.), Rollerli (E.O), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

RINCONADA (Formación...).....Llandoveryano - Wenlockiano sup.

(*Precordillera Oriental de San Juan*, aprox. 31°07'-32°07' lat. S y 68°49' long. O)

AMOS (A. J), 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1), p. 14, 16.

Observaciones: Peralta (2005a) considera a la Formación Rinconada de edad devónica y la interpreta como un equivalente a la Formación LOS SOMBREROS (véase).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Amos (A J.), 1954; Peralta (S.H.), 2005a

RIO BLANCO (Formación...).....**Triásico sup.**

(*Precordillera Occidental de San Juan y La Rioja*, aprox. 29°30'-30° lat. S y 68°30'-69° long. O)

Observaciones: Como se indica en el Léxico Estratigráfico del Triásico (Stipanovic y Marsicano, 2002, p. 246-248), este nombre fue introducido por Fossa Mancini (1937) como "Estratos del Río Blanco" y fue sustituido por la denominación de Formación Río Blanco por Rolleri y Criado Roqué (1968). La denominación Formación Río Blanco utilizada por Furque (1956) para los depósitos supuestamente ordovícicos que afloran a ambos lados del Río Blanco, al norte de la localidad de Malimán, no es válida, siendo las sedimentitas triásicas las que tienen prioridad por haber sido definidas con anterioridad. Este comentario fue señalado por Furque y Baldis (1973, p. 247-248) quienes proponen además el reemplazo del término Río Blanco por PIRCAS NEGRAS (véase) para las sedimentitas definidas por Furque (1956). Simultáneamente con el reemplazo nomenclatural, los autores les asignan a estas sedimentitas una edad devónica a partir del hallazgo de trilobites, quedando descartada la edad ordovícica para dicha formación.

Véase: PIRCAS NEGRAS (Formación...)

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Fossa Mancini (E.), 1937; Furque (G.), 1956; Furque (G.) y Baldis (B.), 1973; Rolleri (E.O.) y Criado Roqué (P.), 1968; Stipanovic (P.N.) y Marsicano (C.A.), 2002.

RIO DESEADO (Complejo...)**Neoproterozoico - Devónico inf.**

(*Macizo del Deseado, Prov. Santa Cruz*, aprox. 47°40' lat. S. y 67°20' long. O).

VIERA (R.) y PEZZUCHI (H.), 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico de la Patagonia extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31 (4), p. 281.

Localidad tipo: Aproximadamente 7,5 km al nor-noroeste del casco de la estancia Dos Hermanos (Viera y Pezzuchi, 1976).

Descripción original: "Litológicamente está compuesto por esquistos micáceos, filitas, cuarcitas, inyectadas por cuarzo lechoso entre los planos de esquistosidad y también en forma de venas discordantes. A las rocas citadas se asocian cuerpos de tipo anfibolítico y diques pegmatíticos que intruyen en parte el material mencionado."

Descripción: Los principales afloramientos se encuentran en las cercanías de las estancias Las Tres Hermanas, Dos Hermanos y El Sacrificio y comprenden rocas metamórficas y plutónicas. Las rocas metamórficas incluyen metacuarcitas, filitas, anfibolitas, esquistos anfibólicos y esquistos cálcicos. Las metacuarcitas y filitas están compuestas por cuarzo-feldespato-muscovita+/-biotita-clorita. Las anfibolitas y los esquistos anfibólicos están compuestos por plagioclasa-hornblenda+/-cuarzo-epidoto-titanita-calcita-tremolita-granate-dióxido (Giacosa *et al.*, 1998). Las rocas muestran estructuras dúctiles asociadas a una primera fase de deformación dúctil (D1) en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes (zona de biotita) y parte más baja de facies anfibolita (con epidoto) a las que se superponen estructuras asociadas a una fase de deformación frágil (D2) probablemente relacionadas con la exhumación del complejo (Márquez *et al.*, 1993; Giacosa *et al.*, 1998). Las rocas plutónicas son calcoalcalinas distinguiéndose tres grupos en función de sus características estructurales (Márquez *et al.*, 1993). El primer grupo comprende sienomonzogranitos y granodioritas foliados (ortogneises graníticos pre-D1) de microclino, biotita, muscovita y granate. El segundo grupo incluye tonalitas, granodioritas y sienomonzogranitos post-cinemáticos con biotita, muscovita y granate; tienen foliación magmática y forman

migmatitas inyectadas y enclaves. El tercer grupo se emplazó tardíamente respecto de D1 y esta constituido por diques y filones graníticos muy evolucionados con facies pegmatíticas y cuerpos grábricos con foliación de flujo.

Relaciones estratigráficas: Está cubierta en discordancia angular por la Formación La Golondrina, de edad pérmica, e intruida por las rocas plutónicas y volcánicas jurásicas pertenecientes a la formación La Leona y al Grupo Bahía Laura respectivamente (Giacosa *et al.*, 1998).

Edad: Dataciones U/Pb SHRIMP en circones detríticos sugieren una edad máxima de depositación de 565 Ma (Pankhurst *et al.*, 2003) en tanto que dataciones K/Ar en anfibolita indican que el metamorfismo de la unidad habría ocurrido a los 540±20 Ma (Pezzuchi, 1978). La edad del magmatismo se ubica entre los 401 y 472 Ma (U/Pb TIMS y U/Pb SHRIMP, Loske *et al.*, 1999 y Pankhurst *et al.*, 2003).

(N.A. RUBINSTEIN)

Referencias: Giacosa (R.), Cesari (O.) y Genini (A.), 1998; Loske (W.), Márquez (M.), Giacosa (R.), Pezzuchi (H.) y Fernández (M.), 1999; Márquez (M.), Giacosa (R.), Pezzuchi (H.) y Fernández (M.), 1993; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Loske (W.), Márquez (M.) y Fanning (C.M.), 2003; Pezzuchi (H.), 1978.

RÍO LÁCTEO (Formación...; Complejo Esquistoso del ...).....Devónico - Carbonífero inf.?

(Prov. Santa Cruz, Cordillera Patagónica Austral, aprox. 47°-48°30' lat. S y 72°09' long. O)

FOSSA MANCINI (E.), FERUGLIO (E.) y YUSSEN DE CAMPANA (J.C.), 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la nomenclatura estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 171, p. 83.

LEANZA (A.F.) 1972. Andes Patagónicos Australes. En Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, p. 690.

Localidad y sección o área tipo: Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en los márgenes del Lago Belgrano y a lo largo del valle del Río Lácteo, en cuya cabecera se halla su localidad tipo (Ramos, 1979).

Descripción original: Se debe a Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938, p. 83) quien la describe como "...una serie espesa de pizarras arcillosas y de esquistos filádicos y cuarcícticos más o menos intensamente metamorfoseados..."

Descripción: Esta unidad se corresponde con lo que originalmente Feruglio denominó Complejo Esquistoso del Río Lácteo, a partir de una sugerencia de De Ferraris (en Fossa Mancini *et al.*, 1938). Bianchi (1967) en un informe inédito y Leanza (1972) enmendaron el nombre a Formación Río Lácteo, donde agruparon todos los afloramientos de rocas metamórficas de bajo grado que se extienden desde el Lago Buenos Aires hasta la región del Lago San Martín. Posteriormente, se restringe la Formación Río Lácteo para agrupar las rocas metamórficas de bajo grado expuestas entre los 47° y 48°30' lat S; hacia el sur los afloramientos de rocas paleozoicas sin metamorfismo son segregados en la Formación BAHÍA DE LA LANCHA (véase) (Riccardi y Rolleri, 1980; Giacosa y Márquez 2002). El protolito que predomina en esta unidad es el sedimentario, las rocas más abundantes son las metapelitas y metareniscas, aunque se describen intercalaciones aisladas de metaconglomerados y calizas cristalinas. Las venas de cuarzo son un rasgo muy recurrente en toda la unidad. El metamorfismo es de grado muy bajo, la presencia de clorita y sericita sugiere la parte basal de la facies de esquistos verdes (Giacosa y Márquez, 2002). La estructura interna que presenta la Formación Río Lácteo se caracteriza por una tectónica compresiva dúctil, la que generó foliación, pliegues de diferente escala y ordenes, venas de cuarzo singenético y transposición tectónica (Giacosa y Márquez, 2002). Debido al grado de deformación que presentan las rocas,

el ambiente de sedimentación de la Formación Río Lácteo no ha sido determinado con claridad; sin embargo, de acuerdo a la sucesión caracterizada por la intercalación de pelitas y areniscas, con conglomerados subordinados, varios autores han interpretado un ambiente turbidítico relacionado con un talud continental.

Espesor: El espesor total de esta formación no ha podido ser determinado por no ser visible su base y poseer plegamiento apretado y fallas que repiten la sucesión.

Relaciones estratigráficas: La base de la formación no se observa, la parte superior está cubierta en discordancia angular por volcanitas del Complejo El Quemado (Jurásico superior) en el sector norte y por conglomerados de la Formación El Bello (Jurásico inferior) en el sector sur (Escosteguy *et al.*, 2014). Por otro lado, conforma la roca de caja de una gran variedad de cuerpos intrusivos del Pérmico (?), Jurásico, Cretácico y Mioceno en la zona del Monte San Lorenzo.

Extensión geográfica: Esta unidad está muy bien representada en el sector argentino de la Cordillera Patagónica Austral. La mayor parte de las exposiciones están dentro del Parque Nacional Perito Moreno, provincia de Santa Cruz. Las exposiciones más septentrionales se encuentran en el cerro Principio, sector norte del Lago Pueyrredón. Los mejores afloramientos están en los alrededores del Monte San Lorenzo, en los valles de los ríos Oro, San José, Furioso y Cañadón Largo. Hacia el sur se destacan las secciones sobre el curso del río Lácteo y en los márgenes de los Lagos Belgrano, Volcán, Mogote, Azara, Escondido, Nansen y Burmeister. Los afloramientos más australes de esta unidad se describen en el faldeo occidental de la sierra de las Vacas y cabeceras del río Mayer.

Paleontología y edad: No se encontraron evidencias fosilíferas en la Formación Río Lácteo, por relaciones estratigráficas es pre-jurásica, mientras que por una relación de intrusividad con la Tonalita Sobral puede ser considerada pre-pérmica, de acuerdo a una datación K-Ar de 283 ± 10 Ma (Ramos, 1979). Por otro lado, si aceptamos la posible correlación con la Formación BAHÍA DE LA LANCHA (véase), unidad que posee un contenido escaso de fósiles y edades U-Pb en circones detríticos (343 ± 16 Ma; Augustsson *et al.*, 2006), se puede sugerir una edad de sedimentación comprendida entre el Devónico y el Carbonífero temprano.

Observaciones: Como se mencionó anteriormente la Formación BAHÍA DE LA LANCHA (véase) posiblemente sea un equivalente sin metamorfismo de la Formación Río Lácteo. Hacia el este, en el ámbito del Macizo del Deseado, las metamorfitas de la Formación LA MODESTA (véase) también han sido correlacionadas con el basamento de la Cordillera Patagónica Austral. En el territorio chileno varias unidades metamórficas agrupadas en el Complejo Metamórfico Andino Oriental poseen un protolito sedimentario, grado metamórfico y edades similares que permitieron integrar a la Formación Río Lácteo al mencionado complejo (Hervé *et al.*, 2008). Estudios termocronológicos (trazas de fisión en circones) sobre rocas del complejo antes citado, indicaron que el metamorfismo regional ocurrió antes del Pérmico tardío (Thomson y Hervé, 2002).

(M. NAIPAUER)

Referencias: Augustsson (C.), Münker (C.), Bahlburg (H.) y Fanning (C.M.), 2006; Bianchi (J.L.), 1967; Escosteguy (L.D.), Geuna (S.), Etcheverría (M.) y Franchi (M.), 2014; Fossa Mancini (E.), Feruglio (E.) y Yussen de Campana (J.C.), 1938; Giacosa (R.) y Márquez (M.), 2002; Hervé (F.), Calderón (M.) y Faúndez (V.), 2008; Leanza (A.F.), 1972; Ramos (V.A.), 1979; Riccardi (A.C.) y Roller (E.O.), 1980; Thomson (S.N.) y Hervé (F.), 2002.

RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS (Formación ...).....Silúrico sup. - Devónico inf.

(Bloque de San Rafael, Prov. Mendoza, aprox. $34^{\circ}45'$ - $35^{\circ}30'$ lat. S y $68^{\circ}30'$ - $69'$ long. O)

GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19, p. 154.

Localidad tipo: El perfil tipo se reconoce en el cañón del Atuel, en las cercanías del dique Valle Grande, extendiéndose desde las lomas de Rincón Bayo hasta alcanzar por el nacimiento la quebrada del río Seco de los Castaños (González Díaz, 1972).

Descripción original: "Areniscas micáceas oscuras y escasas limolitas verdes".

Descripción: En el perfil tipo, la litología está compuesta por areniscas feldespáticas micáceas gruesas a medianas de color gris oscuro o morado, subgrauvacas, lutitas y limolitas (González Díaz, 1972). Tiene un rumbo general N 30-40° O, con inclinaciones de hasta 70° al NE (Poiré *et al.*, 2002). En el perfil Lomitas Negras se reconocen niveles de conglomerados con clastos de rocas carbonáticas ordovícicas pertenecientes a la Formación PonónTrehué (Nuñez, 1976). En los afloramientos de Agua de Blanco se desarrollan estructuras de plegamiento muy suave y dislocaciones. En esta zona Poiré *et al.* (2002) definieron una sección inferior pelítica con intercalaciones arenosas ondulíticas, una sección media de facies heterolíticas con arena y trazas fósiles y una sección superior de facies heterolíticas con bancos arenosos masivos. Sobre la base de estudios regionales, Manassero *et al.* (2009) interpretaron la secuencia descrita como un sistema de plataforma marina-deltaica distal a proximal. La presencia de icnogéneros de tipo *Dictyodora*, *Nereites* y *Zoophycos* (Pazos *et al.*, 2015a y b) y escasos artrópodos (Di Persia, 1972) favorece esta interpretación.

Espesor y relaciones estratigráficas: Si bien la base donde se apoya esta unidad es desconocida, el contacto con la Formación El Imperial -de edad carbonífera- se establece por medio de una discordancia angular (González Díaz, 1972). El espesor aproximado de esta unidad sería de unos 600 metros (Manassero *et al.*, 2009).

Extensión geográfica: Otros afloramientos característicos corresponden a aquellos conocidos como ruta 144, que constituye la caja de la tonalita Rodeo de la Bordalesa y del Gabro Loma Alta y las áreas de Lomitas Negras y Agua del Blanco localizados en el sector sur del Bloque de San Rafael (Manassero, *et al.*, 2009).

Paleontología y edad: A partir del desdoblamiento de la Serie LA HORQUETA (véase) en la Formación LA HORQUETA (véase) y la Formación Río Seco de los Castaños (González Díaz, 1981), los afloramientos asignados al Devónico debido al hallazgo de restos del coral tabulado *Pleurodyction* (Di Persia, 1972) corresponderían a la Formación Río Seco De Los Castaños, al igual que los afloramientos de la ruta 144 caracterizados por la presencia de microfloras de acritarcos y prasinofitas que indican una edad silúrica a devónica inferior (Rubinstein, 1997a). Por otra parte, dataciones de circones detríticos permitieron restringir la edad de esta unidad al Ludloviano–Lochkoviano (Cingolani *et al.*, 2013, 2014). Nuevos estudios (Pazos *et al.*, 2015a, b) reconocieron una asociación de trazas fósiles de edad silúrica tardía-devónica temprana compuesta principalmente de *Dictyodora scoticatenuis* y una nueva icnoespecie llamada *atuelica*, *Nereites* (*cf. cambrensis, irregularis, jacksoni, macleayii, missouriensis, pugnus*, *isp.*) *Taenidium* sp. y *Zoophycos* *isp.* mientras que, en los afloramientos de Agua del Blanco, Poiré *et al.* (2002) reconocieron icnofacies de *Cruziana*. Esta asociación es consistente con un ambiente de plataforma marina- deltaica proximal a distal hacia el oeste tal como ha sido propuesto por Manassero *et al.* (2009). Morel *et al.* (2017) describen restos de plantas fósiles en la quebrada del río Atuel, a unos 12 kilómetros de la ciudad El Nihuil. La asociación registrada comprende una baja diversidad de plantas terrestres primitivas y con fuerte fragmentación de los especímenes, que fueron asignadas a *Bowerophylloides cf. mendozaensis* y *Hostinella* sp. Sobre la base de la información taxonómica y la correlación estratigráfica, estos autores infieren que la Formación Río Seco de los Castaños tiene una edad devónica temprana. Finalmente, recientes estudios isotópicos (Cingolani *et al.*, 2017) indican dos fuentes principales de aporte de sedimentos. La principal, de edad ordovícica, correspondería al terreno Pampia. El segundo grupo indicaría un aporte de edad mesoproterozoica proveniente del complejo ígneo-metamórfico de la Formación Cerro La Ventana. Asimismo, la signatura de Sm-Nd reconocida coincide con el basamento Mesoproterozoico y la plataforma carbonática–silicoclástica respaldando ambas procedencias.

Observaciones: Esta formación fue inicialmente incluida en la Serie LA HORQUETA (Dessanti, 1956) (véase) y posteriormente González Díaz (1981) desdobló esta Serie en la Formación La Horqueta y la Formación Rio Seco De Los Castaños. En esta unidad también se incluyen las “grauvacas y pizarras arenosas” de Dessanti (1945) y las “grauvacas y lutitas sericíticas” de Dessanti y Caminos (1967) las cuales, de acuerdo con estos autores, se corresponden con afloramientos asignados a la “Serie LA HORQUETA” y al “Grupo LA HORQUETA” (véase) respectivamente.

Los términos devónicos de esta unidad se correlacionan con las formaciones VILLAVICENCIO (véase), PUNTA NEGRA (véase) y TALACASTO (véase) que afloran en la Precordillera (Harrington, 1971; González Bonorino y Middleton 1976; González Díaz 1981; Astini, 1991; Peralta *et al.*, 1995; Bustos; 1996; Poiré y Morel 1996; Edwards *et al.* 2001; Peralta 2003, 2005a; Astini *et al.* 2005; Poiré *et al.* 2005) mientras que Rubinstein (1997a) correlaciona los afloramientos de la ruta 144 con la Formación LOS ESPEJOS (véase), también aflorante en la Precordillera, de acuerdo a la microflora de acritarcos reconocida.

(A. GÓMEZ)

Referencias: Astini (R.A.), 1991; Astini (R.A.), Dávila (F.M.), López Gamundí (O.), Gómez (F.), Collo (G.), Ezpeleta (M.), Martina (F.) y Ortiz (A.), 2005; Bustos (U.), 1996; Cingolani (C.A.), Manassero (M.), Basei (M.) y Uriz (N.), 2013; Cingolani (C.A.), Manassero (M.J.), Uriz (N.J.) y Basei (M.A.S.), 2014; Cingolani (C.A.), Uriz (N.J.), Abre (P.), Manassero (M.J.) y Basei (M.A.S.), 2017; Dessanti (R.N.) 1945, 1956; Dessanti (R.N.) y Caminos (R.L.), 1967; Di Persia (C.A.), 1972; Edwards (D.), Morel (E.), Poiré (D.G.) y Cingolani (C.A.), 2001; González Bonorino (G.) y Middleton (G.N.), 1976; González Díaz (E.F.), 1964, 1972, 1981; Harrington (H.J.), 1971; Manassero (M.J.), Cingolani (C.A.) y Abre (P.), 2009; Morel (E.M.), Cingolani (C.A.), Ganuza (D.), Uriz (N.J.) y Bodnar (J.), 2017; Nuñez (E.), 1976; Pazos (P. J.), Gutiérrez (C.), Fernández (D. E.), Heredia (A. M.) y Comerio (M.), 2015a; Pazos (P. J.), Heredia (A. M.), Fernández (D. E.), Gutiérrez (C.) y Comerio (M.), 2015b; Peralta (S.H.) 2003, 2005a; Peralta (S.H.), León (L.I.) y Carter (C.H.), 1995; Poiré (D.) y Morel (E.) 1996; Poiré (D.G.), Cingolani (C.) y Morel (E.), 2002; Rubinstein (C.V.), 1997a.

S

SALAR DEL RINCÓN (Formación...).....**Ordovícico sup. - Silúrico inf.?**

(*Puna Occidental de Salta*, aprox. 24°05' y 24°15' lat. S).

ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.) y SALFITY (J.A.), 1972. El Neopaleozoico de la Puna Argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. *Anais da Academia Brasileira da Ciências*, 44 (Suplemento), p. 6.

Localidad y sección tipo: El perfil tipo fue definido por Aceñolaza *et al.* (1972b) al oeste del Salar del Rincón, en una profunda quebrada de rumbo NE que desemboca en el mismo.

Descripción original: “Sucesión arenoso-arcillosa, de color blanco amarillento, o verdoso caracterizada por una fauna de invertebrados marinos que permite asignarla al Devónico Inferior”.

Descripción: Donato y Vergani (1985) dividen esta formación en dos miembros. El miembro inferior, compuesto por facies de conglomerados polimícticos finos a gruesos, y de areniscas cuarzosas finas a medianas, originado en un sistema fluvial anastomosado proximal, y el miembro superior caracterizado por sedimentitas de origen marino. Los autores reconocen el pasaje transicional entre ambos miembros y las facies de vaques finas a medianas, de areniscas cuarzosas finas a medianas y de arcillita presentes en el miembro superior, las que representarían un ambiente marino litoral silicoclástico, a mixto con aporte terrígeno.

Espesor: El mayor espesor de la unidad se presenta expuesto en la margen norte de la quebrada del Médano (Benedetto y Sánchez, 1990). En el área tipo el miembro inferior posee 38 m de espesor aproximado, mientras que el miembro superior presenta aproximadamente 78 m (Donato y Vergani, 1985).

Relaciones estratigráficas: Se apoya en discordancia angular sobre la Formación Las Vicuñas (Tremadociano temprano) y se encuentra cubierta, mediante discordancia erosiva, por la Formación Cerro Oscuro (Carbonífero tardío) (Aceñolaza *et al.*, 1972b; Moya *et al.*, 1993).

Extensión geográfica: Sus afloramientos se encuentran restringidos al área comprendida entre el cerro Rincón, que forma parte del límite con Chile, y el Cerro Oscuro, ubicado unos pocos kilómetros hacia el sureste.

Paleontología y edad: Esta unidad fue inicialmente asignada al Devónico Inferior por Aceñolaza *et al.* (1972a, b) en base a su contenido de invertebrados fósiles, como tentaculítidos, conuláridos y braquiópodos, y más tarde por los trilobites registrados por Baldis *et al.* (1973) y Baldis y Longobuco (1977). Posteriormente, su edad fue restringida al lapso Ashgilliano tardío a Llandoveryano temprano por Isaacson *et al.* (1976), sobre la base del análisis de las faunas de braquiópodos y graptolitos. Estudios más detallados de los distintos grupos fósiles registrados posteriormente, tales como tentaculítidos (Godoy Ciguel, 1989), braquiópodos y bivalvos (Benedetto y Sánchez, 1990), trilobites y graptolitos (Malanca y Moya, 1998) sugirieron una edad coincidente con ese lapso temporal. Más recientemente, Rubinstein y Vaccari (2004) asignaron el miembro superior de esta unidad al Hirnantiano tardío-Rudánico temprano, sobre la base de evidencias litológicas y paleontológicas (criptoesporas y acritarcos).

Observaciones: Aceñolaza *et al.* (1972b) dieron a conocer la unidad, pero sin asignarle un nombre formacional. Poco después, fue descrita formalmente como Formación Salar del Rincón por Aceñolaza *et al.* (1972a) en el área del Cerro Oscuro. Más tarde, una edad ordovícica tardía a llandoveryana temprana fue sugerida fundamentalmente por la presencia de graptolitos monograptidos, que actualmente resultan de posición incierta (Isaacson *et al.*, 1976). Una revisión estratigráfica detallada del área tipo de esta unidad fue realizada posteriormente por Donato y Vergani (1985), quienes propusieron su subdivisión en dos miembros: inferior y superior, aunque mantuvieron la edad devónica inferior asignada originalmente. Estudios recientes de palinomorfos y graptolitos han corroborado la asignación de esta unidad al Ordovícico Superior-Silúrico inferior?, hasta tanto se brinden mayores detalles sobre los elementos diagnósticos que permitan mayores precisiones para la ubicación del límite sistémico (Vaccari *et al.*, 2010; Toro *et al.*, 2011).

(B.A. TORO)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Benedetto (J.L.) y Salfity (J.A.), 1972a; Aceñolaza (F.G.), Benedetto (J.L.), Koukharsky (M.), Salfity (J.A.) y Viera (O.) 1972b; Baldis (B.A.), Levy (R.) y Nullo (F.), 1973; Baldis (B.A.) y Longobuco (M.), 1977; Benedetto (J.L.) y Sánchez (T.M.), 1990; Donato (E.O.) y Vergani (G.), 1985; Godoy Ciguel (J.), 1989; Isaacson (P.E.), Antelo (B.) y Boucot (A.J.), 1976; Malanca (S.) y Moya (M.C.), 1998; Moya (M.C.), Malanca (S.), Hong (F.) y Bahlburg (H.), 1993; Rubinstein (C.V.) y Vaccari (N.E.), 2004; Toro (B.A.), Vaccari (N.E.), Vento (B.A.) y Balseiro (D.), 2011; Vaccari (N.E.), Toro (B.A.), de la Puente (S.G.) y Rubinstein (C.V.), 2010.

SAN CARLOS (Miembro...)-Wenlockiano - Pragiano/Emsiano

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'–42°15' lat. S y 65°–69°15' long. O)

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): p. 161.

Observaciones: Zanettini (1981) define dos miembros para la Formación Sierra Grande (Miembros San Carlos y Herrada). El Miembro San Carlos corresponde a la sección inferior de

la secuencia, compuesto por cuarcitas conglomerádicas grisáceas a verdosas, con clastos redondeados de cuarzo, cuarcitas y filitas, que son seguidas por limolitas y lutitas alternantes que pasan a niveles hematíticos oolíticos (Horizonte ferrífero Rosales), al cual suceden areniscas finas, limolitas y lutitas rojizas, culminando con cuarcitas finas grises y lentes conglomerádicos de color pardo. El autor no brinda detalles sobre la localidad tipo de esta unidad.

La reinterpretación de las particularidades sedimentarias de la Formación Sierra Grande permitió a Zanettini (1999) postular un tercer miembro denominado Polke (Cámbrico tardío - Silúrico?), en la parte inferior de la unidad, por lo que redefinió los límites de los miembros establecidos previamente.

Véase: SIERRA GRANDE (Formación...), HERRADA (Miembro...)

(N.J. URIZ)

Referencias: Zanettini (J.C.M.), 1981, 1999.

SAN IGNACIO (Formación ...).....**Carbonífero sup. - Pérmico inf.**

(Prov. San Juan, 30°85'-31° lat. S; 70°55'-70°05' long. O)

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.), HEREDIA (N.), MARÍN (G.), QUESADA (C.), ROBADOR (A.), RAGONA (D.), CARDÓ (R.), 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 308 y 318 de latitud Sur. 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 2, p, 10.

Observaciones: Está constituida por depósitos carbonáticos microbialíticos dómicos, trombolitos y calizas inorgánicas laminadas con arcillitas, volcanoclastitas y depósitos pedogenéticos asociados. Se han identificado las siguientes asociaciones de facies: brechas y areniscas, conglomerados areniscas y pelitas y calizas, rocas volcánicas y pelitas (Busquets *et al.*, 2013). Se extiende hacia el noroeste del yacimiento de Castaño Viejo (quebradas de Las Ñipas, Las Ánimas y tramo superior de la de San Ignacio), en la Cordillera Frontal.

Se la describió en un principio como silúrico-devónica con base en estudios de esporas, restos de acritarcos y quitinozoos, recolectados por Pöthe *et al.* (1987) en los términos margosos de la Quebrada de Las Ánimas (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996; Busquets *et al.*, 2013). Sin embargo, posteriores estudios describieron una microflora con predominio de esporas trilete, acompañadas en menor proporción por polen bisacado, en la parte superior de la unidad que fue referida a la Biozona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata* (Césari y Gutiérrez, 2000), de edad carbonífera tardía (Busquets *et al.*, 2005). En base a las asociaciones polínicas, troncos silicificados y relaciones estratigráficas, Busquets *et al.* (2013) proponen una edad carbonífera tardía a pérmica temprana temprana para esta formación y sugieren que el material analizado por Pöthe *et al.* (1987) posiblemente derive del retrabajo de sedimentitas ordovícicas y silúricas.

(C.A. BENAVENTE)

Referencias: Busquets (P.), Colombo (F.), Heredia (N.), Solé de Porta (N.), Rodríguez Fernández (L.R.) y Álvarez Marrón (J.), 2005; Busquets (P.) y Limarino (C.O.), Cardó (R.), Méndez-Bedia (I.), Gallastegui (G.), Colombo (F.), Heredia (N.) y Césari (S.N.), 2013; Césari (S.N.) y Gutiérrez (P), 2000; Pöthe (E.D.), Cardó (R.) y Pelichotti (R); 1987; Rodríguez Fernández (L.R.), Heredia (N.), Marín (G.), Quesada (C.), Robador (A.), Ragona (D.) y Cardó (R.), 1996.

SAN MARTÍN (... Group; Grupo...).....**Silúrico sup. - Devónico medio**

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta; Planicie Chaco- Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: El grupo fue creado a partir de información producida por diversas exploraciones entre los 22° y 23° Sur y 62°30' a 63°40' Oeste (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "The San Martín Group (n. nov.) was created by YPF (1966) on the information produced by wildcats located between 22° to 23° South and 62° 30' to 63° 40' West. [Comprende las formaciones PUESTO TIGRE (véase), MICHICOLA (véase) y TONONO] The name derives from San Martín County. Province of Salta".

(S. NOETINGER)

Referencias: Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

SANTA ROSA (Formación.....).....Lochkoviano - Pragiano

(*Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Salteña de Salta*, aprox. 22°-23° lat. S y 65°-63° long. O)

AHLFELD (F.) y BRANISA (L.), 1960. Geología de Bolivia. Editorial Don Bosco, p. 61. La Paz.

BÖTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), SAMOSIUK (N.), VISTALLI (M.C.), 1984. Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades precarbónicas (Siluro-Devónicas) en el subsuelo de la Cuenca Paleozoica del Noroeste. *9° Congreso Geológico Argentino* (San Carlos de Bariloche), 5, p. 92-94.

Localidad tipo: Río Santa Rosa afluente sur del Río Pilcomayo, en el Departamento de Potosí, Bolivia (Ahlfeld y Branisa, 1960; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Descripción: Ahlfeld y Branisa (1960) realizan la primera descripción de la unidad en Bolivia. Böttcher *et al.* (1984) describen esta unidad en el subsuelo del este de Salta (Argentina) al igual que otros autores en superficie y subsuelo en Bolivia (e.g., Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000) como una sucesión de cuerpos cuarcíticos y areniscas de colores grises amarillento a gris claro, grano medio a fino, micáceas, duras, compactas, con estratificación cruzada y laminadas formando paquetes de 1-2 m de espesor; algunos niveles presentan bioturbación. Intercalan en menor medida capas delgadas de pelitas de color gris oscuro.

Espesor: En la localidad tipo fue medido un espesor de alrededor de 120 m (Ahlfeld y Branisa, 1960). Suárez Soruco y Díaz Martínez (1996) y Limachi *et al.* (1996) registraron en varias localidades de Bolivia espesores entre 100 y 700 m mientras que Böttcher *et al.* (1984) registraron espesores entre 300 y 600 m.

Relaciones estratigráficas: Böttcher *et al.* (1984), Starck *et al.* (1993a) y Suárez Soruco y Díaz Martínez (1996) indican que la base y tope serían concordantes con las Formaciones Kirusillas o Tarabuco e ICLA (véase) respectivamente, en el subsuelo de Argentina y en superficie y subsuelo en Bolivia. Starck *et al.* (1993a) y Starck (1995) incluyen esta unidad en la Supersecuencia CINCO PICACHOS (véase).

Extensión geográfica: Reconocida en el subsuelo de la Llanura Chaco-Salteña en Argentina (e.g., Böttcher *et al.*, 1984; Starck *et al.*, 1993a) y en superficie y subsuelo en la zona central y sur de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas hasta hasta la latitud de Santa Cruz de la Sierra en Bolivia y el subsuelo del Chaco en Bolivia (e.g., López Pugliesi y Suárez

Soruco, 1982; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000).

Paleontología y edad: Se trata de una unidad sin registros fósiles en Argentina, pero en Bolivia fueron hallados restos de peces, invertebrados (e.g., *Sanjuanetes dalenzae*, *Proboscidina arcei*; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Suárez Soruco, 2000; Alvarez *et al.*, 2003), palinomorfos continentales y marinos (*Dictyotriletes emsiensis*, *Retusotriletes maculatus*, *Apiculiretusispora plicata*, *Urochitina lobo*, *Margachitina catenaria tenuipes*, *Ramochitina magnifica*, *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*; Limachi *et al.*, 1996; Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996; Grahn, 2002; Alvarez *et al.*, 2003; di Pasquo y Noetinger, 2008a) y plantas primitivas (di Pasquo y Noetinger, 2008a) que indicarían una edad lochkoviana hasta pragiana.

(M.M. DI PASQUO)

Referencias: Ahlfeld (F.) y Branisa (L.), 1960; Alvarez (L.A.), Dalenz-Farjat (A.), Hernández (R.M.) y Albariño (L.M.), 2003; Böttcher (G.), Frigerio (M.), Samosiuk (N.) y Vistalli (M.C.), 1984; di Pasquo (M.M.) y Noetinger (S.), 2008a; Grahn (Y.) 2002; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; López Pugliesi (J.M.) y Suárez Soruco (R.), 1982; Starck (D.), 1995; Starck (D.), Gallardo (E.) y Schulz (A.), 1993a; Suárez Soruco (R.), 2000; Suárez Soruco (R.) y Díaz-Martínez (E.), 1996; Vistalli (C.), 1999.

SANTA ROSA (Granito ...; Plutón...).....Devónico sup.?

(Prov. Catamarca, prox. 28°26'-28°15' lat. S y 65°33'-65°24' long. O).

TOSELLI (A.), REISSINGER (M.), DURAND (F.R.), BAZÁN (C.), 1983. Rocas graníticas. En: ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.), Toselli (A.), eds., Geología de la Sierra de Ancasti. *Münst Forsch Geol Paläont*, 59, p. 84.

Localidad tipo y distribución geográfica: Sector noroccidental de la Sierra de Ancasti, aproximadamente 28°17'38" lat. S y 65°26'32" long. O (Toselli *et al.* 1983)

Descripción original: “[Los granitos Sauce Guacho y Santa Rosa] son dos cuerpos de forma subelíptica de rumbo general NNE-SSO a NE-SO que se alojan en los esquistos bandeados de la Formación Ancasti. Estos plutones son predominantemente porfíricos, de color rosado a rojizo, muscovíticos-biotíticos y en algunos sectores con desarrollo de texturas miarolíticas”.

Relaciones estratigráficas: Intruye los esquistos de la Formación Ancasti (Aceñolaza *et al.*, 1996), asignables al Cámbrico (ver Rapela *et al.*, 2007) u Ordovícico Inferior (Larovere *et al.*, 2011).

Edad: Una edad de 373 ± 10 Ma fue establecida por el método K/Ar por Linares (1977), sugiriendo un evento magmático asignable al Devónico tardío.

Observaciones: El autor de este escrito considera que esta edad, asignable al Devónico tardío, debe ser revisada usando métodos de datación más precisos dado que un evento magmático carbonífero temprano es reconocido en las vecinas sierras de Velasco, Zapata y Fiambalá, pero el magmatismo Devónico está ausente.

(J.A. DAHLQUIST)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Miller (H.) y Toselli (A.J.), 1996; Larovere (M.A.), de los Hoyos (C.R.), Toselli (A.J.), Rossi (J.N.), Basei (M.A.S.) y Belmar (M.E.), 2011; Linares (E.), 1977; Rapela (C.W.), Pankhurst (R.J.), Casquet (C.), Fanning (C.M.), Baldo (E.), González-Casado (J.M.), Galindo (C.) y Dahlquist (J.), 2007; Streckeisen (A.), 1976; Toselli (A.), Reissinger (M.), Durand (F.R.) y Bazán (C.), 1983.

SANTIAGO DEL ESTERO (Grupo...).....**Silúrico sup. - Devónico medio**

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta; Planicie Chaco-Pampeana, Prov. Santiago del Estero, aprox. 26°20' lat. S y 63°20' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo SE. EC. x-1, provincia de Santiago del Estero (26° 20' lat. S y 63° 20' long. O) (Padula *et al.*, 1967; Antonelli y Ottone, 2006).

Descripción original: "The Santiago del Estero Group (n. nov.) was created by YPF (1965) on the basis of subsurface information obtained in the SE.EC.x-1, El Caburé stratwell. The name derives from the Province Santiago del Estero. [Comprende las formaciones COPO (véase), CABURÉ (véase) y RINCÓN (véase)] Copo is the county, Caburé the nearest railroad station to the location. Rincón is the locality at which the Continental – Marathon Oil Co. drilled the ER-1 test".

(S. NOETINGER)

Referencias: Antonelli (J.) y Ottone (E.G.), 2006; Padula (E.L.) Rolleri (E.O), Mingramm (A.), Criado Roque (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967.

SECOND (...Assemblage ; Biozona de Asociación...; ... Association).....
.....**Pragian - Emsian**

(Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. lat. 31°, 00' 20" S y 68°, 46', 33" long. O)

HERRERA (Z.A.), 1995b. The Lower Devonian chonetoid brachiopods from the Argentine Precordillera. En RACHEBOEUF (P.), ed., Four contributions to the study of chonetoid brachiopods, 136, p. 106. Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon I, Lyon.

Descripción: De acuerdo con la publicación original de Herrera (1995b), la asociación de braquiópodos que caracteriza la biozona está compuesta por *Kentronetes ortegae* Herrera, *Australostrophia penoensis* Herrera, *Chonostrophia elenae* Herrera, *Plicanopia* Boucot y Harper, *Lomaella primoris* Herrera y *Anoplia* sp A (chonetoides), junto con los géneros *Metaplasia* Hall y Clarke y *Mutationella* Kozłowski. La biozona corresponde al tramo medio alto de la Formación TALACASTO (véase), constituido por areniscas pardas y azuladas. Se reconoció principalmente al norte del área del río Talacasto, donde los tramos de la sección media y superior de la Formación Talacasto están mejor desarrollados (sección de Cerro La Chilca y Loma de los Piojos).

Edad: La asignación de una edad no más joven que Pragian tardío - Emsian temprano para esta asociación, se realizó teniendo en cuenta rasgos evolutivos del septo medio dorsal de la especie de *Australostrophia* Caster, que se registra en los niveles terminales de esta biozona (Herrera, 1993, p. 292). Los primeros registros de *Australospirifer antarcticus* (Morris y Sharpe), especie característica del Emsian según Herrera (1993), apoyaría el registro del límite Pragian - Emsian en los tramos cuspidales de esta asociación.

Observaciones: Véase FIRST Assemblage.

(J.J. RUSTÁN)

Referencias: Herrera (Z.A.), 1993, 1995b.

SIERRA GRANDE (Formación...).....**Wenlockiano - Pragiano/Emsiano**

(Macizo Nordpatagónico, Prov. Río Negro y noreste de Chubut, 40°30'-42°15' lat. S y 65°-69°15' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 40 (10), p. 1875.

MÜLLER (H.), 1965. Zur alterfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologische Rundschau*, 54 (2), p. 717.

Localidad tipo: Tanto al sur como al norte de la localidad homónima de la provincia de Río Negro, en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, se presentan de manera saltuaria afloramientos de esta unidad. Las exposiciones más representativas ocurren en la región sur de Sierra Grande (Yacimiento Sur y Este) y al norte, en la Loma Alfaro (Yacimiento Norte), presentándose las mayores potencias registradas.

Descripción original: "In addition, the Sierra Grande formation of northeastern Chubut, north of Puerto Madryn in Patagonia, is almost certainly Lower Devonian".

Descripción: La Formación SIERRA GRANDE comprende a un conjunto de sedimentitas silicoclásticas donde se reconocen esencialmente areniscas y cuarcitas, con alternancia de secuencias pelíticas, presentando de manera subordinada bancos conglomerádicos, areniscas conglomerádicas y niveles u horizontes ferríferos de interés minero. Se incluyen también dentro de esta unidad, rocas magmáticas representadas por diabasas y rocas clorítico-granatíferas sinsedimentarias. Sus tonalidades varían de blanco grisáceas a rojizas. Presentan laminación y estratificación fina a gruesa, estratificación entrecruzada y ondulitas. El material pelítico, se presenta generalmente interestratificado con las psamitas o constituye secuencias asociadas a los niveles mineralizados. Las facies más gruesas de la secuencia (conglomerados y areniscas conglomerádicas) se presentan en la base de la unidad, aflorantes en el sector oriental, según las interpretaciones de los perfiles publicados por Zanettini (1981, 1999). Spalletti *et al.* (1991) y Spalletti (1993) sugieren que la Formación Sierra Grande se desarrolló en ambiente marino abierto, con buen desarrollo de las zonas de plataforma poco profunda dominadas por procesos de olas y tormentas. La acumulación de facies se produjo mayormente entre la playa y el frente de costa superior. La sedimentación de mar afuera estuvo regida por condiciones de buen tiempo y tormenta representadas por facies heterolíticas. La génesis de concentraciones ferríferas en la Formación Sierra Grande se ha visto favorecida debido a las características ambientales de sedimentación: mar abierto y escasa profundidad, lento índice de sedimentación, condiciones paleoclimáticas cálidas y un ascenso general del nivel del mar durante la depositación. Zanettini (1981) subdivide la Formación Sierra Grande en los Miembros SAN CARLOS (inferior) (véase) y HERRADA (superior) (véase) y posteriormente define el Miembro Polke, de probable edad silúrica (Zanettini, 1999) basándose en sus caracteres litológicos, contenido fosilífero y reinterpretaciones mediante estudios de cambios relativos del nivel del mar, los cuales responden a procesos transgresivo-regresivos.

Espesor: Dadas las características estructurales de la unidad (pliegues cerrados afectados por fallamiento) los espesores suelen ser variables. Para los afloramientos septentrionales (Yacimiento Norte), en el flanco occidental del sinclinal Rosales, la secuencia estratigráfica alcanza 1.243 metros y en el perfil relevado en Loma Alfaro es de 2.130 metros (máxima potencia registrada). En los afloramientos meridionales (Yacimiento Sur), su espesor alcanza los 1.274 metros. En los afloramientos orientales del sector de Loma Monocchio, su potencia es de 159 metros, mientras que en la Estancia Giordano, la sucesión tiene 367 metros de espesor (Zanettini, 1981, 1999).

Relaciones estratigráficas: La secuencia sedimentaria silúrico-devónica sobreyace en discordancia angular a metamorfitas de bajo grado (Ectinita El Jagüelito), cuyo contacto es observable al noreste del yacimiento Norte en el cerro Colorado y al sur del arroyo Herrada; mientras que en el sector de Punta Sierra, se apoya en discordancia erosiva sobre rocas intrusivas magmáticas de edad paleozoica temprana del Complejo Plutónico Punta Sierra, que incluye al Granito Punta Sierra datado en 435 ± 20 Ma (Weber, 1983); 483 ± 22 Ma (Varela *et*

al., 1997, 1998); 476 ± 4 Ma Pankhurst *et al.*, 2006 y Granodiorita Arroyo Salado, de la cual se obtuvieron edades de 476 ± 4 Ma (Varela *et al.*, 1998) y 475 ± 6 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006). En los afloramientos al sur de la localidad de Sierra Grande y en el sector de Estancia Giordano, el contacto basal no se observa por hallarse cubierto por sedimentos modernos. En las proximidades de la Mina Hiparsa, se encuentran granitoides considerados como pérmicos por Busteros *et al.* (1998) según las dataciones realizadas previamente por Halpern *et al.* (1970) y Varela *et al.* (1997) por tanto se los reconoce inicialmente como intrusivos en esta unidad. Posteriormente, a través de nuevos estudios isotópicos (Pankhurst *et al.*, 2006; Varela *et al.*, 2007, 2008) se interpreta la existencia de un granito denominado informalmente como Granito Mina Hiparsa, de edad ordovícica temprana, que forma parte del sustrato de las sedimentitas silúrico-devónicas y una granodiorita ubicada al oeste de la laguna Medina (Granodiorita Laguna Medina), datada como Carbonífero-Pérmico, siendo intrusiva en la Formación Sierra Grande (Varela *et al.*, 2008). La Formación Sierra Grande es sobrepuesta por la Formación Marifil (Jurásico inferior a medio), tanto en los afloramientos septentrionales, meridionales y Estancia Giordano. La Formación Puesto Piris (Triásico medio a superior) cubre a la unidad de manera parcial en el sector meridional y de igual forma lo hacen las formaciones Patagonia (Oligo-Mioceno) y Tehuelches (Mio-Pleistoceno) en las exposiciones septentrionales y orientales. Depósitos holocénicos y derrubios de la misma formación cubren generalmente a la unidad dificultando su observación. Al norte y sur de la localidad de Sierra Grande, es intruida por cuerpos granodioríticos (stock y diques) y diques riolíticos de la Formación Marifil.

Extensión geográfica: Aflora principalmente en forma dispersa en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, sudeste de la provincia de Río Negro. Otros afloramientos menores se encuentran en el noreste de la provincia de Chubut, próximos a la localidad de Gastre, reconocidos aquí como Formación GUDIÑO (Proserpio, 1978) (véase) y correlacionados con esta unidad (Cortés *et al.*, 1984). También se registran depósitos correlacionables a los de la Formación Sierra Grande entre las localidades de Valcheta y Nahuel Niyeu (Nuñez *et al.*, 1975; Cortés *et al.*, 1984) y próximos a las nacientes del arroyo Salado, borde norte de la meseta de Somuncura (Rincón del Salado). Las exposiciones de la localidad de Valcheta y alrededores son de escaso desarrollo y su potencia de menor espesor. Finalmente, existen reducidas exposiciones en el área del Gran Bajo de Gualicho descritas por Sepúlveda (1983).

Paleontología y edad: Las primeras descripciones sobre el contenido fosilífero que permitieron asignar una edad a la unidad, se deben a Müller (en Klammer, 1964) el cual menciona la presencia de *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.) y *Castellaroia fascifer* (Kayser) en las areniscas superiores del horizonte sur. Müller (1965) describe *Trimerus?* sp., *Proetus?* sp., *Eotomaria* sp., *Parmortis* sp., *Australostrophia* sp. y *Clarckeia antisiensis* (d'Orb.) procedentes de la 'Loma de los Fósiles' en el mismo horizonte sur. También han sido reportados por algunos autores restos de *Conularia quichua* Ulrich y *Bainella?* sp. pobremente preservados hacia el techo de las areniscas del horizonte este. De acuerdo a Müller (1965) los últimos puntos dan una edad devónica inferior. Posteriormente, el registro de invertebrados marinos (braquiópodos, trilobites, pelecípodos, conuláridos e icnofósiles) provenientes principalmente de la Loma de los Fósiles y el Yacimiento Este, permiten considerar a la unidad de edad silúrica media?-tardía - devónica temprana (Manceñido y Damborenea, 1984). La asociación de fauna presente, confirma la existencia de elementos de la "Zona de Harringtonina", del Wenlockiano, vinculados a componentes endémicos que caracterizan a la Provincia Malvinokáfrica. La presencia de conuláridos sugiere la extensión de la edad hasta el Devónico Inferior. Estas edades son coherentes con las dataciones obtenidas para los granitoides famatinianos del Complejo Plutónico Punta Sierra y equivalentes, constituyendo parte del sustrato donde se asienta esta unidad, como así también, concuerdan con la edad máxima de sedimentación (440 a 428 Ma, Silúrico inferior-medio) obtenida a partir de los estudios geocronológicos en circones detríticos de varias muestras de ortocuarzitas de la Formación Sierra Grande (Uriz *et al.*, 2008a y b, 2011).

Observaciones: La denominación formal de Formación Sierra Grande fue empleada inicialmente por Harrington (1962) y utilizada por Müller (1965), a quien posteriormente se le atribuye la nomenclatura, pero sus estudios centraron el interés sobre el contenido fosilífero presente en la secuencia.

Navarro (1962) emplea la designación de "Serie Ferrífera" para describir los depósitos del Yacimiento Sur, identificando distintos miembros (Cuarzitas de Alegría, Grauvacas de los

Fósiles, Horizonte Ferrífero Principal, Grauvacas del Techo y Cuarcitas del Cerro Blanco). Amos (1971) designa con el mismo nombre a la sección inferior (silúrica), mientras que para la sección superior (devónica) Cuerda y Baldís (1971) mantienen la denominación utilizada por Navarro (1962) de Formación CERRO BLANCO (véase). Las publicaciones de Klammer (1964); Müller (1965); Braitsch (1965), Avila (1978) y los trabajos geofísicos llevados a cabo por Zanettini *et al.* (1979) permiten caracterizar la unidad bajo otros aspectos geológico-estructurales. Para el sector nororiental Núñez *et al.* (1975), Weber (1983) y Busteros *et al.* (1998) completan la descripción de los afloramientos; mientras que, trabajos de índole regional para el ámbito de Macizo Nordpatagónico, son desarrollados por Stipanovic y Methol (1980), Stipanovic *et al.* (1968), Cortés *et al.* (1984), Ramos y Cortés (1984). Otras contribuciones de variada temática completan el conocimiento geológico de la unidad (Gelós, 1977; Avila, 1980, 1982; entre otros).

(N.J. URIZ y C.A. CINGOLANI)

Referencias: Amos (A.J.), 1971; Avila (J.C.), 1978, 1980, 1982; Braitsch (O.), 1965; Busteros (A.), Giacosa (R.), Lema (H.) y Zubia (M.), 1998; Cortés (J.M.), Caminos (R.) y Leanza (H.A.), 1984; Cuerda (A.J.) y Baldís (B.A.), 1971; De Alba (E.), 1954; Gelós (E.M.), 1977; Halpern (M.), Umpierre (U.) y Linares (E.), 1970; Harrington (H.J.), 1962; Klammer (G.), 1964; Manceñido (M.) y Damborenea (S.), 1984; Müller (H.), 1965; Navarro (H.), 1962; Núñez (E.), Bachmann (E.W.), Ravazzoli (I.), Britos (A.), Franchini (M.), Lizuain (A.), Sepúlveda (E.), 1975; Pankhurst (R.J.), Rapela (C.W.), Fanning (C.M.) y Márquez (M.), 2006; Proserpio (C.A.), 1978; Ramos (V.A.) y Cortés (J.M.), 1984; Sepúlveda (E.), 1983; Spalletti (L.A.), 1993; Spalletti (L.A.), Cingolani (C.A.) y Varela (R.), 1991; Stipanovic (P.N.), Rodrigo (F.), Baulies (O.L.) y Martínez (C.G.), 1968; Stipanovic (P.N.) y Methol (E.J.), 1980; Uriz (N.J.), Cingolani, (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Armstrong (R.A.), 2008a; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.) y Macambira (M.J.), 2008b; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Macambira (M.B.) y Armstrong (R.) 2011; Valvano (J.A.), 1949; Varela (R.), Cingolani (C.A.), Sato (A.M.), Dalla Salda (L.), Brito Neves (B.B.), Basei (M.A.S.), Siga Jr. (O.) y Teixeira (W.), 1997; Varela (R.), Basei (M.A.S.), Sato (A.M.), Siga Jr. (O.), Cingolani (C.A.) y Sato (K.), 1998; Varela (R.), Sato (K.), González (P.), Sato (A.) y Basei (M.), 2007; Varela (R.), Basei (M.), González (P.), Sato (A.) y Sato (K.), 2008; Weber (E.I.), 1983; Zanettini (J.C.M.), 1981, 1999; Zanettini (J.C.M.), Rossi (E.E.) y Curcio (R.), 1979; Zöllner (W.), 1951.

SOUTH HARBOUR (... Member; Miembro ...)..... Silúrico? - Lochkoviano inf.

(Isla Gran Malvina, 52°00'21"–52°05'59" lat. S y 60°44'43"–62°59'03" long. O)

ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10, p. 20-21.

Localidad tipo: Una sección completa podría construirse a partir de observaciones sobre el lado norte de South Harbour Rincon y Cape Orford, junto con la costa entre Cape Orford y Carancho Bluff, en la isla Gran Malvina.

Descripción original: "The South Harbour Member is mostly composed of medium and coarse-grained subarkosic sandstones. Together with the Fish Creek Member, it has commonly been described as typical of the whole Port Stephens Formation ... The South Harbour Member is a newly recognised subdivision of the Port Stephens Formation. The eponymous inlet is largely enclosed by the type outcrop ... The South Harbour Member is typically composed of medium to very coarse subarkosic sandstones, although medium to coarse quartz arenites do occur. Some of the sandstones are slightly micaceous. They range from poorly to well sorted with subangular to rounded grains, and some include pebble lags or isolated quartz pebbles up to 15 millimetres diameter, or sporadic mudflake conglomerates and rare sandstone intraclasts. Individual mudstone intraclasts up to 13 centimetres long occur in a very coarse pebbly sandstone near South Harbour. M. Hunter (oral communication, 1998) reports a thick bed of gritty gravel on the north-east side of the entrance to Carew Harbour. No fossils have been found".

Descripción: Las descripciones petrográficas de las areniscas gruesas muestran granos de cuarzo monomineral pobremente seleccionado, soldados entre sí por un cemento de cuarzo. Los contornos de los granos raramente se pueden observar y se encuentran suturados. Hay presencia de fragmentos líticos, pero no se observa la participación de feldespato. A menudo los poros se encuentran parcialmente rellenos por arcilla (Lott, 1997). Las areniscas subarcóicas, de grano medio a muy grueso, se caracterizan por presentar cuarzo poli y monocristalino, feldespato potásico subredondeados, junto con biotitas alteradas, muscovitas, pirita y parches de matriz o cemento rico en arcilla. El cemento está mayormente compuesto por sobrecrecimiento de cuarzo. En general las areniscas son pobremente seleccionadas. En los niveles donde se presentan areniscas más finas, esta se encuentra bien seleccionada, con granos de cuarzo monocristalino subredondeados, feldespato potásico subordinado y muscovita. Las láminas de mica mayores se encuentran parcialmente alteradas. En forma esporádica se encuentran granos de cuarzo policristalino, así como cristales de circón y agregados de pirita. Hay una cementación dominante de illita (Lott, 1999).

Diamictitas (supuestamente tillitas), con contenidos menores de pelitas, han sido reportadas en la Formación PORT STEPHENS (véase), cerca de South Harbour (Baker, 1924; Marshall, 1994). Según Hyam *et al.* (1997), estos tipos de roca aparecen en diques sedimentarios.

Espesor: Cercano a los 600 metros en el sur de la Isla Gran Malvina.

Relaciones estratigráficas: El Miembro South Harbour se dispone en forma concordante con el infrayacente Miembro Mount Alice (Silúrico), aunque no ha sido identificado un límite mapeable entre ambas unidades. Estas dos unidades muestran un pasaje gradacional en la Isla Gran Malvina, no obstante, la ausencia de un límite identificable no invalida la designación o reconocimiento de las mismas, ya que ambos miembros representan facies sedimentarias contrastantes. Así, el Miembro Mount Alice está compuesto por areniscas granulométricas más gruesas y de naturaleza feldespática, las trazas fósiles están ausentes y está dominado por estratificación entrecruzada en artesa de gran escala. Asimismo, los análisis de las areniscas de ambas unidades muestran un contenido de minerales pesados que indican diferente procedencia. El Miembro Mount Alice es similar al Miembro Albemarle (Ordovícico-Silúrico), mientras que la asociación de minerales pesados del Miembro South Harbour se asemeja a las unidades sucesivas (Knox y Aldiss, 1999). El pasaje al suprayacente Miembro FISH CREEK (véase) también es concordante, presentando una composición similar, pero con la participación de areniscas menos gruesas que las reconocidas para el Miembro South Harbour (Aldiss y Edwards, 1999).

Extensión geográfica: Se extiende desde Cape Orford en el oeste hasta Leicester Falls y Port Edgar en el este, en el sur de la Isla Gran Malvina. También aflora en la parte norte de New Island, en el área de Roy Cove, al igual que en la región de Hornby Mountains. Asimismo, se presenta en sectores no diferenciados de la Formación PORT STEPHENS (véase) en el norte de Weddell Island, cerca de Main Point, sobre el sector oriental de Pebble Island y la adyacente parte de la Isla Gran Malvina, al norte y oeste de Douglas, este de Cape Bougainville, entre Foul Bay y Coutts Hill.

Paleontología y edad: Carece de contenido de microfósiles y trazas. Aldiss y Edwards (1999) por relación estratigráfica sugieren una probable edad silúrica. Esta interpretación es coincidente con la correlación realizada por Hunter y Lomas (2003) respecto a parte del equivalente Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica).

Marshall (2016) identifica la presencia de un conjunto palinológico compuesto por esporas simples, con raros quitinozoos y acritarcos, que indican una edad lochkoviana temprana.

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Hunter (M. A.) y Lomas (S. A.), 2003; Hyam (D.M.), Marshall (J.E.A.) y Sanderson (D.J.), 1997; Knox (R.W.O.B.) y Aldiss (D.T.), 1999; Lott (G.K.), 1997, 1999; Marshall (J.E.A.), 1994, 2016.

SPHAEROCHITINA PILOSA (... Assemblage; Zona de ...; Zona de conjunto de ..; Biozona de Asociación de...).....Devónico medio

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'- 63°40' long. O)

VOLKHEIMER (W.), MELENDI (D.L.) y SALAS (A.), 1986. Devonian chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 173 (2), p. 243.

Descripción original: "Sphaerochitina pilosa (Collinson y Scott)... is the dominant form of the Assemblage D. In the same assemblage there occurs one specimen of Sphaerochitina sp. cf. S. schwalbi (Collinson y Scott)..."

Edad: La edad de esta biozona se compara con la de una asociación de la Formación Cedar Valley de los Estados Unidos, la cual sugiere un posible Devónico Medio (ver Volkheimer et al., 1986)

(S. NOETINGER)

Referencias: Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

I

TALACASTO (Formación...).....Lochkoviano - Emsiano inf.

(Precordillera central y septentrional, Prov. San Juan y La Rioja, aprox. 30°-30°31' y 28°42'50" lat. S y 68°39'29" long. O).

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System*, Proceedings 2, p. 177.

Localidad y sección tipo: Quebrada de Talacasto, donde ésta corta la sierra homónima, unos 60 km al noroeste de la ciudad de San Juan, Provincia de San Juan.

Descripción original: "The lithology is variable. South of the San Juan River appear mainly greenish-grey, marly sandstones and a few greyish-green, poorly stratified shales. The shale content increases northward. The shales contain calcareous and ferruginous, fossiliferous concretions. At the Jáchal River occur bluish-black, fossiliferous limestones. Conglomerates are scarce but appear as thin lenses. The uppermost part, generally confounded with the Silurian part of the Tambolar Formation, consists mainly of green to mauve shales with buff quartzite intercalations. Cross-bedding is frequent in fine-grained sandstones. The overall greenish-grey color is the feature distinguishing the formation from the olive-green Silurian."

Descripción: Sucesión de fangolitas y vaques muy bioturbados con intercalaciones de capas delgadas y continuas de areniscas finas. En forma subordinada se localizan cuerpos arenosos de mayor jerarquía (Astini, 1990a) y lentes y concreciones carbonáticas. La coloración predominante es gris-verdoso, pero localmente pueden reconocerse fajas oxidadas de colores ocre y morado (Astini, 1991).

Cuatro miembros de continuidad lateral cuestionada hacia el sur de la localidad de Talacasto (Baldis, 1975a, Astini, 1991), fueron originalmente definidos por Espisúa (1968) y Baldis (1975a). De los mismos, el más superior (miembro de "lutitas verdes y moradas"), típicamente reconocible en el área de Talacasto y hacia el sur, fue posteriormente considerado como base de la Formación Punta Negra (Astini, 1991). Los restantes miembros, definidos de base a techo, y de acuerdo con la más difundida terminología de Baldis (1975a), son los siguientes: miembro de lutitas verdes, correspondiente a la asociación de facies A de Astini (1991), constituido por fangolitas, en parte lutíticas, concrecionarias, de coloración verde grisáceo a negro; miembro de areniscas azules, en gran parte correspondiente a la asociación

de facies B de Astini (1991), compuesto por capas de areniscas finas con intercalaciones de fangolitas, muy bioturbadas, de coloración verdoso a verde grisáceo hasta azulado y miembro de lutitas nodulares (miembro de areniscas con concreciones esferoidales de Baldis y Peralta, 1999), parcialmente correspondiente a la asociación de facies A de Astini (1991), integrado por capas de areniscas muy finas y fangolitas verdosas, portando niveles de concreciones calcáreas fosilíferas.

Espesor y relaciones estratigráficas: La unidad aumenta notablemente de espesor de sur a norte, alcanza los 100 m en el área del Río San Juan, ronda los 300 m en su localidad tipo de Talacasto y supera los 1000m en proximidades de San José de Jáchal, al norte de la Precordillera Central. En general, apoya en discontinuidad estratigráfica sobre el Silúrico de la Formación LOS ESPEJOS (véase) y su equivalente sur, la Formación TAMBOLAR (véase) (Astini, 1996; Astini y Maretto, 1996). El posible registro del límite Silúrico-Devónico se ubica en la parte más superior de la Formación LOS ESPEJOS en la sección de Cerro del Fuerte y Cerro la Chilca (Carrera *et al.*, 2013), de acuerdo con datos de braquiópodos (Benedetto *et al.*, 1992; Herrera 1993), palinomorfos (Le Hérissé *et al.*, 1997) y conodontes (Heredia *et al.*, 2007), y también en la zona del Río Jáchal en base a palinomorfos (García Muro *et al.*, 2014b) y el área del Río Talacasto en base a conodontes (Mestre *et al.*, 2017).

En el techo del miembro de areniscas azules, se destaca una capa de unos 10 m de espesor compuesta de fangolitas bandeadas grises a verdosas y areniscas, que rematan en un nivel de oolitas ferruginosas rojizas, con minerales ricos en cromo de fuente máfica (Arnol *et al.*, 2020), alterado a colores ocráceos que se destacan en el terreno. Este horizonte, aproximadamente constante en toda la cuenca, corresponde al estrato reconocido por Keidel (1921) como "horizonte con *Pleurotomaria*", luego descrito por Astini (1991) como asociación de facies "C" y considerado como excelente capa guía. El horizonte de Keidel ha sido considerado como probablemente Pragiano tardío en base a palinomorfos (García Muro *et al.*, 2017, 2018b) aunque zircones infrayacentes indican edades emsianas (Arnol *et al.*, 2020). Esta capa guía se localiza en el tope de la unidad en la localidad tipo de Talacasto y secciones más australes, donde es sobrepuesto directamente por la Formación Punta Negra (Devónico Inferior a Superior?), con palinomorfos de edad Emsiano temprano (García Muro *et al.*, 2017). En las secciones más septentrionales el horizonte de Keidel se ubica en la parte media-superior de la unidad, sobrepuesta por el miembro de lutitas nodulares Pragiano tardío a Emsiano (García Muro *et al.*, 2017; 2018b; Arnol *et al.*, 2020). En consecuencia, el límite con la suprayacente Formación PUNTA NEGRA resultaría diacrónico (véase Formación PUNTA NEGRA).

Extensión geográfica: La Formación Talacasto aflora casi ininterrumpidamente a lo largo de la Precordillera Central sanjuanina, entre el Río Jáchal (30° lat. Sur) y el Río San Juan (30° 30' lat. S), aproximadamente. Su registro más septentrional corresponde a asomos aislados (28°42'50" lat. S/ 68°39'29" long. O) en el contexto estructural y estratigráficamente complejo de Sierra de las Minitas, Bolsón de Jagüé, extremo norte de Precordillera en la provincia de La Rioja (Rustán *et al.*, 2011a).

Paleontología y edad: Datos de palinomorfos fueron reportados en el área de Cerro del Fuerte (Le Hérissé *et al.*, 1997), Sierra de las Minitas (Rubinstein *et al.*, 2010), Quebrada de Talacasto, Río Jáchal y Loma de los Piojos (García Muro y Rubinstein, 2014b; García Muro *et al.*, 2017; 2018b). La unidad es portadora de abundante fauna de macroinvertebrados marinos (Castellaro, 1966) de afinidades malvinocáfricas, en ocasiones excepcionalmente preservada. Los grupos mejor representados son en general braquiópodos (Amos y Boucot, 1963; Herrera, 1993, 1995a, 1995b; Levy y Nullo, 1970a, 1970b, 1972a, 1972b; Méndez Alzola y Sprechmann, 1971; Racheboeuf y Herrera, 1994; Racheboeuf *et al.*, 1998), bivalvos (Sánchez *et al.*, 1995), trilobites (Thomas, 1905; Cuerda y Baldis, 1971; Baldis, 1967, 1975a, 1975b; Baldis y Peralta, 1991; Edgecombe *et al.*, 1994a, b; Vaccari *et al.*, 1994 y Waisfeld *et al.*, 1994; Rustán, 2008; Rustán y Vaccari, 2010a, 2010b, 2012a, 2012b; Rustán *et al.*, 2011a, 2011b; Holloway y Rustán, 2012; Rustán, 2016; Rustán y Balseiro, 2016; Rustán *et al.*, 2020; Randolfe *et al.*, 2020a, 2020b), equinodermos (Haude, 1995, 2004; Haude y Sterren, 2006; Haude *et al.*, 2007; Ruedemann, 1916; Waisfeld, 1989), ostrácodos (Baldis y Rossi de García, 1972; Salas *et al.*, 2013); esponjas (Carrera y Rustán, 2015); cefalópodos (Cichowolski y Rustán, 2017, 2020), briozoos (Carrera *et al.*, 2019) y corales (Baldis, 1971; Fernández-Martínez *et al.*, 1999, 2002, 2007; García-López y Fernández-Martínez, 1995; Rodríguez *et al.*, 2002; Carrera *et al.*, 2013). Plantas relacionadas con *Cooksonia* son conocidas en la sección tipo (Edwards *et al.*, 2009).

Ante la ausencia de conodontes y graptolitos, las edades se han ajustado en base a braquiópodos, palinomorfos y zircones. Las mayores precisiones con braquiópodos fueron aportadas por Herrera (1991, 1993, 1995b), Racheboeuf y Herrera (1994) y Herrera y Bustos (2001:369). Una edad lochkoviana (no inicial) está indicada para el tramo basal de la formación, en el área de Cerro del Fuerte, Cerro de la Chilca y Río Jáchal (Benedetto *et al.*, 1992; García Muro y Rubinstein, 2014b, 2017), en concordancia con braquiópodos del miembro inferior de lutitas verdes reportados por Herrera y colaboradores. Este miembro contiene más arriba el trilobite *Reedops* indicador del Pragiano (Holloway y Rustán, 2012). El miembro de areniscas azules suprayacente porta trilobites y braquiópodos considerados pragianos (Rustán *et al.*, 2020), pero contiene zircones datados como emsianos en la sección de Río de las Casitas (Arnol, *et al.*, 2020). El miembro de lutitas nodulares que suprayace el horizonte de Keidel, contiene braquiópodos considerados Emsiano temprano o más jóvenes (Herrera, 1993; Herrera y Bustos, 2001: 369). En la localidad de Loma de los Piojos palinomorfos de los 250 m superiores de la formación, que suprayacen al horizonte guía (Keidel, 1921), se han considerado Pragiano tardío, sin embargo (García Muro *et al.*, 2018b).

Así, la base de la unidad correspondería al Lochkoviano (no basal) en toda la cuenca, mientras que el techo en la sección de Talacasto y más al sur, representado por el horizonte de Keidel, sería de edad Pragiano tardío, aunque circones indican una edad emsiana (Arnol *et al.*, 2020). En las secciones del norte el espesor suprayacente al horizonte de Keidel, de unos 250 m en inmediaciones de Jáchal, se ha considerado Pragiano tardío mediante palinomorfos (García Muro *et al.*, 2018b), pero no pueden excluirse edades emsianas en atención a los datos de circones y la correlación del horizonte de Keidel.

Observaciones: De acuerdo con el Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992), los nombres con que se designan los miembros de la Formación Talacasto, son considerados informales (art.11) y carentes de validez nomenclatural puesto que no se integran por un topónimo (arts. 18, 22.2.iii, 33, 34.4), debiendo escribirse con minúsculas.

No se han mencionado facies marinas profundas. La unidad se ha relacionado con una cuenca interna tranquila y subsidente, caracterizada por un arco occidental que da lugar a mares de escasa profundidad hacia el oeste (Baldis, 1975a). Igualmente, se ha ligado a un sistema depositacional de plataforma fangosa desarrollado en condiciones de nivel de mar alto, comparable con modelos desarrollados en cuencas de antepaís (Astini, 1991; Bustos y Astini, 1997, Rustán *et al.*, 2011a). Las altas tasas de depositación de carga en suspensión interpretadas a partir de sus características litoestratigráficas (Baldis, 1975a y b) y sedimentológicas (Astini, 1991), se han explicado como debidas a la influencia del aporte de grandes cursos fluviales.

Trabajos adicionales de referencia: Bodenbender, 1896, 1902; Baldis y Cané, 1969; Baldis y Chebli, 1969; Borrello, 1969; Clarke, 1912, 1913; Furque, 1956; Harrington, 1967; Kayser, 1897; Leidhold y Wetten, 1948; Leveratto, 1968; Stappenbeck, 1910.

(J.J. RUSTÁN y N.E. VACCARI)

Referencias: Amos (A.) y Boucot (A.J.), 1963, Arnol (J.), Uriz (N.), Cingolani (C.), Basei (M. A.) y Abre (P.), 2020; Astini (R.A.), 1990a, 1991, 1996; Astini (R.A.) y Maretto (H.M.), 1996; Baldis (B.A.), 1967, 1971, 1973, 1975a, b; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1991, 1999; Baldis (B.A.) y Rossi De García (E.) 1972; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Braccacini (O.I.), 1949, 1950; Bustos (U.D.) 1996; Bustos (U.D.), Astini (A. R.) 1997; Carrera, (M.), Montoya (E.), Rustán (J.J.) y Halpern (K.), 2013; Carrera (M.) y Rustán (J.J.), 2015; Carrera (M.), Ernst (A.) y Rustán (J.J.), 2019; Castellaro (H.), 1966; Cichowolski (M.) y Rustán (J.J.), 2017, 2020; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Edgecombe (G.D.), Vaccari (N.E.) y Waisfeld (B.G.), 1994a, b; Edwards (D.), Poiré (D.G.), Morel (E. M.), Cingolani (C. A.), 2009; Espisúa (E.), 1968; Fernández-Martínez (E.), Plusquellec (Y.) y Castaño De Luis (R.), 2007; Fernández-Martínez (E.), Plusquellec (Y.) y Tourneur (F.), 2002; Fernández-Martínez (E.), Plusquellec (Y.), Tourneur (F.) y Herrera (Z.), 1999; García-López (S.) y Fernández Martínez (E.), 1995; García Muro (V.J.) y Rubinstein (C.V.), 2014b; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.) y Rustán (J.J.), 2017; García Muro (V.J.), Rubinstein (C.V.), Rustán (J.J.) y Steemans (P), 2018b; González Bonorino (G.), 1975; Haude (R.), 1995, 2004; Haude (R.) y Sterren (A.F.), 2006; Haude (R.), Brocke (R.), Heinrichs (T.) y Riegel (W.), 2007; Heredia (S.), Mestre (A.) y Milana (J.P.), 2007; Herrera (Z.A.), 1991, 1993, 1995a, b; Herrera

(Z.A.) y Bustos (U.D.), 2001; Holloway (D.) y Rustán (J.J.), 2012; Keidel (J.), 1921; Le Hérisse (A.), Rubinstein (C.R.) y Steemans (P.), 1997; Levy (R.) y Nullo (F.), 1970a, b, 1972a, b; Méndez Alzola (R.) y Sprechmann (P.), 1971; Padula (E.L.), Roller (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Peralta (S.H.), 1991; Racheboeuf (P.R.) y Herrera (Z.A.), 1994; Racheboeuf (P.R.), Dalenz Farjat (A.) y Lefebvre (B.), 1998; Randolfe (E.), Rustán (J.J.) y Bignon (A.), 2020a, b; Rodríguez (S.), Carrera (M.G.) y Fernández-Martínez (E.), 2002; Rubinstein (C.V.), Monge (A.S.), Rustán (J.J.) y Astini (R.A.), 2010; Ruedemann (R.), 1916; Rustán (J.J.), 2008, 2016; Rustán (J. J.) y Vaccari (N.E), 2010a, b; 2012a, b; Rustán (J. J.), Vaccari (N.E) y Astini (R.A.), 2011a; Rustán (J.J.), Balseiro (D.), Waisfeld (B.), Foglia (R.D.), y Vaccari (N. E.), 2011b; Rustán (J.J.) y Balseiro (D.), 2016; Rustán (J.J.), Waisfeld (B.G.) y Vaccari (N.E), 2020; Salas (M. J.), Sterren (A.) y Rustán (J.J.), 2013; Sánchez (T.M.), Waisfeld (B.G.) y Toro (B.A.), 1995; Sterren (A.), Salas (M. J.) y ; Rustán (J.J.), 2015; Thomas (I.) 1905, Vaccari (N.E.), Waisfeld (B.G.) y Edgecombe (G.D.), 1994; Waisfeld (B.G.), 1989; Waisfeld (B.G.), Edgecombe (G.D.) y Vaccari, (N.E.), 1994.

TAMBOLAR (Formación...)Wenlockiano - Lochkoviano?

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 31°14'-31°30' lat. S y 68°51'-69°13' long. O)

HEIM (A.), 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7 (1), p. 16.

Localidad tipo: Portezuelo del Tambolar, en el km 74 de la ruta San Juan - Calingasta.

Descripción original: "1) 2-2,5 m estratos basales del tambolar: esquistos silíceos verdes y cuarcita con flint. En el camino se intercala un estrato de 10-20 cm blanco, tobífero en la parte basal: 2) 60 m esquistos arcillosos morados y verdes: 3) 13,5 m arenisca fina cuarcítica en bancos finos. Superficie neta, ondulosa y herrumbrosa: 4) 120 m esquistos arcillosos, predominantemente gris-verduscos, con bancos de 5- 30 cm a distancias de 1-10 m de dolomita arenosa con superficie pardo anaranjada.....Pasaje de estos bancos a: 5) 20-30 m de esquistos arcillosos verde-morados con bancos silíceos caracterizados por sus rastros y tubos vermiformes: 6) 160 m de esquistos verduzcos y morados. Límite neto (pasaje sobre un metro?) a 7) Devónico".

Descripción: En base a las características litológicas, Baldis y Peralta (1999) dividen esta unidad en tres miembros: Miembro inferior, de 1,30 m de espesor, que incluye un conglomerado basal y bancos de fangolitas bioturbadas y fangolitas laminadas; Miembro de pelitas y areniscas verdes y moradas, que alcanza los 54,70 m de espesor y consiste en una sucesión predominantemente pelítica, con intercalaciones arenosas, algunas lenticulares con acumulaciones bioclásticas y Miembro arenoso superior, de 11 m de espesor. En la reseña de facies y asociaciones de facies que caracterizan al Silúrico de la Precordillera, Astini y Maretto (1996) tratan en conjunto a las formaciones LOS ESPEJOS (véase) y Tambolar.

Espesor: Máximo 162,50 m en La Deheza, disminuyendo de espesor hacia el oeste, registrándose 25 m en Pachaco (Astini y Maretto, 1996).

Relaciones estratigráficas: Yace en discordancia erosiva sobre las calizas eorodovícicas. El contacto superior con el Devónico está dado por una paraconcordancia y su carácter erosivo es evidente al estar truncado abruptamente el paquete arenoso cuspidal de la Formación Tambolar, que representa facies de cara de playa (Astini y Maretto, 1996).

Extensión geográfica: Área de Río San Juan. Hacia el este de la localidad tipo se reconoce en el área de Ullum y en las quebradas de los ríos Nacimiento, Sassito y Sasso. Hacia el oeste, Peralta y León (1993) registran un importante cambio litofacial, denominando a estos depósitos Facies Pachaco.

Paleontología y edad: Heim (1952) reconoce braquiópodos y corales en los esquistos arcillosos con dolomitas arenosas intercaladas (punto 4 de la descripción original). Benedetto *et al.* (1992) registran una fauna de braquiópodos con *Clarkeia antisimensis* y *Castellaroina fascifer*

como especies más abundantes, indicando una edad Ludloviana-Pridoliana? para los niveles portadores. Benedetto y Franciosi (1998), en una contribución posterior, sugieren una edad no menor que wenlockiana tardía para la Formación Tambolar, en el área de Pachaco, por la fauna de braquiópodos de sus niveles superiores, mientras que los niveles del techo de esta unidad, en su sección tipo, los refieren al Ludloviano tardío - Pridoliano. Peralta *et al.* (1997) presentan una asociación de acritarcos del miembro inferior de la Formación Tambolar, a la que le asignan una edad llandoveriana tardía-wenlockiana temprana y a la que correlacionan con los acritarcos de la Formación LA CHILCA (véase). Sin embargo, los escasos taxones enumerados en este trabajo también están presentes en la Formación Los Espejos. Por lo tanto, no es posible establecer hasta el momento, en base a su contenido palinológico, ninguna correlación entre las formaciones Tambolar y las formaciones LA CHILCA (véase) o LOS ESPEJOS (véase). Mestre (2009) reconoce los primeros conodontes de la Formación Tambolar (Facies Pachaco), en los paquetes arenosos de la parte alta de la sección en la Quebrada Horqueta. La asociación contiene *Zieglerodina?* cf. *zellmeri* Carls, Slavik y Valenzuela-Ríos, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson y Mehl), *Wurmiella* cf. *excavata* (Branson y Mehl), *Delotaxis* cf. *elegans* (Walliser) y *Belodella* sp. La asociación y principalmente el registro de *Zieglerodina?* cf. *zellmeri*, le permite sugerir una edad pridoliana inferior para los niveles portadores. Salas *et al.* (2018) reinterpretan la fauna de conodontes y describen nuevos ostrácodos, asignándole a la parte superior de la Formación Tambolar una edad pridoliana tardía a posiblemente lochkoviana temprana, en la misma sección y niveles estudiados por Mestre (2009).

Observaciones: En el área de Pachaco, Peralta y León (1993) distinguen la Facies Pachaco, conformada por una sucesión predominantemente pelítica de 25 m de espesor, que dividen en un miembro inferior conglomerádico, en discordancia erosiva sobre la Formación San Juan y un miembro superior compuesto por fangolitas moradas, moteadas y con intensa bioturbación, con escasas y delgadas intercalaciones de areniscas con acumulaciones bioclásticas asociadas.

Una correlación norte-sur entre las formaciones Los Espejos y Tambolar fue propuesta por Benedetto *et al.* (1992) y Astini y Maretto (1996) en base a sus similitudes faunísticas y litofaciales. A partir del análisis de facies realizado por Astini y Maretto (1996) para las formaciones LOS ESPEJOS (véase) y Tambolar, a las que tratan en conjunto, observan que la asociación de facies heterolíticas (e) corona los ciclos estratocrecientes en el sector sur de la cuenca (e. g. Sassito, La Deheza), constituyendo la asociación de areniscas amalgamadas (f) el tope de esta unidad en la sección de Tambolar. Si bien Peralta (1990) ha interpretado facies más someras en la Formación Tambolar con respecto al Grupo TUCUNUCO (véase), Astini y Maretto (1996) señalan lo contrario de acuerdo a sus mediciones de paleocorrientes. En coincidencia con lo observado por Peralta y Carter (1990), las paleocorrientes muestran dirección predominante hacia el sur, lo cual contradice la suposición de mayor proximidad hacia dicho sector.

(C.V. RUBINSTEIN y V.J. GARCÍA MURO)

Referencias: Astini (R.A) y Maretto (H.M), 1996; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Benedetto (J.L.) y Franciosi (M.), 1998; Benedetto (J.L.), Racheboeuf (P.R.), Herrera (Z.), Brussa (E.D.) y Toro (B.A.), 1992; Heim (A.), 1952; Mestre (A.), 2009; Peralta (S.H.) y Carter (C.H.), 1990; Peralta (S.H.) y León (L.), 1993; Peralta (S.H.), Pöthe de Baldis (E.D.) y Aceñolaza (G.F.), 1997; Salas (M.J.), Mestre (A.), Gómez (M.J.) y Garcias (Y.), 2018.

THIRD (...Assemblage ; Biozona de Asociación.....)..... Emsiano

(*Precordillera Central, Prov. San Juan, aprox. lat. 30°, 17' 34" S y 68°, 46', 42" long. O*)

HERRERA (Z.A.), 1995b. The Lower Devonian chonetoidean brachiopods from the Argentine Precordillera. En RACHEBOEUF (P.), ed., Four contributions to the study of chonetoidean brachiopods, 136, p. 107. Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon I, Lyon.

Descripción: De acuerdo con la publicación original de Herrera (1995b), la asociación de braquiópodos que caracteriza la biozona está compuesta por *Lomaella sanjuanina* Herrera, *Pleurochonetes?* Isaacson, *Kentronetes vallensis* Herrera (chonetoideos), junto con los géneros *Australospirifer* Caster, *Iridistrophia* Havlíček, *Pustulatia* Cooper; *Plicoplasia* Boucot, *Trigonirhynchia* Cooper, *Protoleptostrophia* Caster y *Cryptonella* Hall entre otros. La biozona corresponde al tramo medio alto de la Formación TALACASTO (véase), constituido por areniscas finas y limolitas oscuras, verdosas, con nódulos. Se reconoció principalmente al norte del área del río Talacasto, donde los tramos de la sección media y superior de la Formación Talacasto están mejor desarrollados (sección de Cerro La Chilca y Loma de los Piojos).

Edad: La edad emsiana para esta biozona fue asignada en base a la presencia de *Pleurochonetes*, *Lomaella*, y *Australospirifer* (Herrera, 1993, p. 292).

Observaciones: Véase FIRST Assemblage.

(J.J. RUSTÁN)

Referencias: Herrera (Z.A.), 1993, 1995b.

TONONO (Formación...; Lutita ...; Miembro...)..... Emsiano

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.), BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2*, p. 174.

Localidad tipo: Pozo To-1, provincia de Salta (22° - 23° lat. S y 62° 30' - 63° 40' long. O), (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "The Tonono Formation (n. nov.) [defined in subsurface] shows a succession of dark grey to black, laminated and fissile, very micaceous, bituminous and carbonaceous shales with variable sand or silt admixtures. Grey to whitish sandstones appear in very thin individual beds. ...The uppermost part of this formation, where quartz-sandstones dominate, [it was denominated as] the Jollin Sandstone Member".

Descripción: La Formación Tonono ha sido dividida por Padula *et al.* (1967), y Mingramm y Russo (1972), en dos miembros: uno inferior o Lutita Tonono, compuesto por lutitas grises, oscuras y negras con intercalaciones de areniscas y limonitas, y otro superior denominado Areniscas del JOLLÍN (véase) con predominio de areniscas cuarcititas en su desarrollo. Las facies determinadas para la Formación Tonono, en el Chaco salteño por Böttcher *et al.* (1984), fueron las de areniscas finas y pelitas alternantes, entre las que predominan la subfacies con escasa bioturbación sobre las de abundante bioturbación, y facies de cuarcitas.

Espesor: Varía entre 1960 y 710 m (Böttcher *et al.*, 1984). Las variaciones que esta formación sufre en su extensión se deben a la erosión sufrida durante la fase Chánica.

Relaciones estratigráficas: En sentido Oeste-Este, en la provincia de Salta, la Formación Tonono suprayace a la Formación MICHICOLA (véase) y es limitada superiormente por sedimentos permo-carboníferos hacia el oeste y por sedimentos del Cretácico superior y Terciario hacia el este (pozos Puesto El Tigre X-1 y Santa Victoria X-1 y X-2) (Padula *et al.*, 1967; Volkheimer *et al.*, 1986); coincidiendo con el esquema anterior, Mingramm *et al.* (1979) resume las relaciones estratigráficas de la Formación Tonono para el Noroeste Argentino. Según Azcuy y Laffitte (1981) y Volkheimer *et al.* (1986) en el Pozo Tonono X-1 la Formación Tonono-Los Monos subyace discordantemente a la Formación Tupambi.

Extensión geográfica: Es reconocida en el subsuelo del Chaco-Salteño, en el este de la provincia de Salta (Mingramm y Russo, 1972).

Paleontología y edad: Se ha mencionado la presencia de *Cyclostigma* sp., microplancton, quitinozoos y un trilobite en el pozo Jollín (Padula *et al.*, 1967; Mingramm y Russo, 1972; Russo *et al.*, 1979; Aceñolaza *et al.*, 1999). Mingramm y Russo (1972) ubican la formación desde el Emsiano hasta el Givetiano, es decir, abarcando todo el Devónico medio. Russo *et al.* (1979) ubican a la entidad entre la parte superior del Emsiano, el Eifeliano y el Givetiano y correlacionan a las Areniscas del JOLLÍN ó JOLLÍN Sandstone con la parte baja de la Formación IQUIRI (véase) de Bolivia. Azcuy y Laffitte (1981) describieron la Asociación 0, proveniente de una muestra no identificada del pozo Tonono, compuesta por abundantes quitinozoos y otras formas microplanctónicas tales como acritarcos, algas clorofitas como *Chomotriletes* sp., prasinofitas tal como *Maranhites* sp. cf. *M. brasiliensis* (Brito emend. Burjack y Oliveira) y escasos escolecodontes. Asociados a los anteriores citan a las esporas *Emphanisporites* sp. cf. *E. rotatus* (McGregor *emend.* McGregor), *Grandispora pseudoreticulata* (Menéndez y Pöthe de Baldis) Ottone) entre otras. El conjunto anterior es reconocido como Devónico tardío. Böttcher *et al.* (1984) citan material inédito que asigna una edad emsiano-eifeliana a frasniana-givetiana. Barreda (1986) estudió una asociación completa datada como givetiana-frasniana, al noreste de la planicie Chaco-Salteña, compuesta por microplancton, esporas y quitinozoos, pero solo la asociación de acritarcos fue publicada. Volkheimer *et al.* (1986) estudiaron a la Formación Tonono en los pozos Ramos X-1; Puesto el Tigre X-1 y una muestra del pozo Tonono X-1, encontrando especies como *Gotlandochitina* sp. y *Sphaerochitina pilosa* (Collinson y Scott) y *Sphaerochitina* sp. cf. *S. schwalbi* (Collinson y Scott) las cuales sugieren una edad devónica media para los niveles altos de la formación y crea la palinozona SPHAEROCHITINA PILOSA Assemblage-Zone (véase). Recientemente, Noetinger (2010) estudió la Formación Tonono en niveles inferiores del pozo homónimo, previamente no estudiados. Las tres asociaciones palinológicas definidas para la formación van desde el Eifeliano tardío – Givetiano temprano al Frasniano temprano. La asociación To1 caracterizada por las especies *Grandispora douglstownense* (McGregor), *Dibolisporites eifeliensis* ((Lanninger) McGregor), *Verrucosporites* sp. cf. *V. loboziakii* (Marshall y Fletcher), *Alpenachitina matogrossensis* (Burjack y Paris), *Alpenachitina* sp. cf. *A. eisenacki* (Dunn y Miller) y *Ancyrochitina simplex* (Grahn *et al.*), sugieren una edad eifeliana tardía – givetiana temprana. La presencia de *Geminispora lemurata* (Balme), *Aneurospora greggsii* ((McGregor) Streel), *Biharisporites parviornatus* (Richardson), *Raistrickia aratra* (Allen) y *Leiotriletes balapucencis* (di Pasquo) indica una edad givetiana s. l. para la asociación To2. En la asociación To3, atribuida a las Areniscas del JOLLIN (véase), se reconocen *Acinosporites* sp. cf. *A. eumammillatus* (Loboziak *et al.*) que junto a los quitinozoos *Angochitina katzeri* (Grahn y Melo) y *Angochitina mourai* (Lange) sugieren una edad frasniana temprana.

Observaciones: Es recurrente en la literatura encontrar citada a la formación como “Los Monos/ Tonono”, a pesar de que la Formación Los Monos fue definida en Bolivia. Böttcher *et al.* (1984) regionalizan a la Formación “Los Monos/Tonono” según las proporciones de facies. Las facies determinadas para la Formación Tonono, en el Chaco salteño, son las de areniscas finas y pelitas alternantes, entre las que predominan las subfacies con escasa bioturbación sobre las de de abundante bioturbación y facies de cuarcitas, mientras que para la región de la Sierras Subandinas las facies predominantes son las de areniscas finas y pelitas alternantes, tanto con abundante (zona de Aguarañe) o escasa bioturbación (zona de Ramos). A pesar de que no está recomendado por el Código de Estratigrafía (1992) la definición de unidades en subsuelo, la Formación Tonono queda diferenciada de su correlativa LOS MONOS (véase), definiéndose para la región del Chaco-Salteño tal como lo avalan el número de publicaciones citadas previamente.

(S. NOETINGER)

Referencias: Aceñolaza (F.G.), Aceñolaza, (G.) y Garcia (G.), 1999; Azcuy (C.L) y Laffitte (G.), 1981; Barreda (V.D.), 1986; Bötcher (G.), Frigerio (M.), Samosiuk (N.) y Vistalli (M.C.), 1984; Mingramm (A.) y Russo (A.), 1972; Mingramm (A.), Russo (A.), Pozzo (A.) y Cazau (L.), 1979; Noetinger (S.), 2010; Padula (E.L.), Roller (E.O), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

TONTAL (Formación...).....Devónico medio - sup.

(*Precordillera Occidental de San Juan*, aprox. 32° lat. S y 69° long. O)

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *Proceedings International Symposium on Devonian System, Proceedings 2*, p. 180.

Localidad y área tipo: En las sierras del Tontal y de Ciénaga del Medio, a 25 km al sudeste de Barreal (Padula *et al.*, 1967).

Descripción original: "The main characteristic is the presence of greenish-grey sandstones, with pass into blackish-grey subgrey-wackes and greywackes and a few greenish-grey shales".

Descripción: Se compone de una serie de areniscas de coloración gris verdosa con intercalaciones delgadas de lutitas verdes que pasan gradualmente a subgrauvacas y grauvacas negro-verdosas. El conjunto de grauvacas aparece principalmente en el Cerro Leoncito y en el sector E de la zona. Se observa en las areniscas un abundante corrugamiento y clivaje de fractura. La inyección cuarzosa es abundante en forma de venillas que siguen a los planos de clivaje (Baldis, 1964).

Espesor: Sin datos.

Relaciones estratigráficas: La unidad suprayace en concordancia con la Formación LOMITAS NEGRAS (véase) (Padula *et al.*, 1967) e infrayace en discordancia angular a la Formación Leoncito, del Carbonífero temprano, al pie occidental de la Precordillera entre Sorocayense y La Pampa de Yalguaraz (Amos y Marchese, 1965; Baldis, 1964). En las estribaciones orientales de la Cordillera del Tigre, más precisamente entre la Estancia Tambillos y la quebrada Agua de Las Pircas, al norte y sur del límite entre las provincias de San Juan y Mendoza, el grupo infrayace en marcada discordancia angular a rocas de la Formación Yalguaraz, del Carbonífero Superior (Amos y Rolleri, 1965).

Extensión geográfica: La unidad es reconocida en el área limitada al norte por el arroyo de las Cabeceras, al oeste por el Valle de Barreal-Calingasta, al este por las estribaciones del cordón del Naranjo y el valle de la Ciénaga del Medio, extendiéndose al sur hasta las denominadas Lomitas Negras (Baldis, 1964).

Paleontología y edad: Según Padula *et al.* (1967) y Cuerda y Baldis (1971) en esta unidad no se han hallado fósiles. Sin embargo, Amos y Marchese (1965) señalaron la presencia de restos de *Chondrites* en las areniscas grises y grauvacas (= Formación Tontal, *sensu* Padula *et al.*, 1967). También los autores mencionaron la presencia de restos vermiformes identificados como *Fraena* sp. (Amos y Marchese, 1965), junto a restos de *Scolicodonthus* y esporas en esos mismos depósitos. Los autores expresan que a pesar de la escasez del contenido faunístico hallado y de su dudoso significado cronológico, estos datos les permiten separar a este grupo del Precámbrico.

A su vez, Padula *et al.* (1967) correlacionaron la unidad con la Formación PUNTA NEGRA (véase) indicando de este modo, que la misma podría pertenecer al Devónico medio a superior. Asimismo, Baldis (en Cuerda y Baldis, 1971) estableció una equivalencia entre la Formación Tontal y las formaciones PUNTA NEGRA (véase) y VILLAVICENCIO (véase) basándose en la relación estratigráfica concordante que se observaba entre las formaciones HILARIO (véase), LOMITAS NEGRAS (véase) y Tontal.

Observaciones: Esta unidad fue definida por Padula *et al.* (1967) para nombrar al miembro de Grauvacas y Areniscas grises definido por Baldis (1964) correspondiente al miembro más joven de la sección superior del "Pretilítico".

(C.R. AMENÁBAR)

Referencias: Amos (A.J.) y Marchese (H.G.), 1965; Amos (A.J.) y Rolleri (E.), 1965; Baldis (B.), 1964; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Padula (E.L.), Rolleri (E.O.), Mingramm (A.), Criado Roqué (P.), Flores (M.A.) y Baldis (B.A.), 1967; Zöllner (W.), 1950.

TUCUNUCO (Grupo...).....**Hirnantiano - Lochkoviano**

(*Precordillera Central de San Juan*, aprox. 30°12'-31°20' lat. S y 68°49' long. O)

CUERDA (A), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4 (5), p. 173.

Localidad tipo: Pie occidental del Cerro La Chilca, San Juan (Cuerda, 1985).

Descripción original: "Sobrepuestos concordantemente a las lutitas con graptolitos, los depósitos silúricos asoman integrando una secuencia uniforme de 550 m de espesor cuya magnitud estratigráfica cabe en el orden de Grupo ... Bajo la denominación de Grupo Tucunuco se propone esta nota reunir las dos unidades formacionales reconocidas en la secuencia silúrica local [formaciones LA CHILCA y LOS ESPEJOS] ...".

Descripción: Astini y Maretto (1996) realizan una reseña de las facies y asociaciones de facies, para las formaciones LA CHILCA (véase) y LOS ESPEJOS (véase), reunidas en el Grupo TUCUNUCO, a partir de las contribuciones de Sánchez *et al.* (1991) y Astini y Piovano (1992).

Espesor: 550 m en la localidad tipo según descripción original (Cuerda, 1965). Espesor máximo, alrededor de 500 a 600 m en el área de Jáchal. Hacia el sur se adelgaza hasta alcanzar un espesor de 300 m en el área de Talacasto y 200 m en la sierra de La Deheza (Baldis y Peralta, 1999).

Relaciones estratigráficas: Según Cuerda (1965) la base de esta unidad se sobreimpone concordantemente a las lutitas caradocianas y el contacto superior está dado por una fractura regional. Posteriormente, Cuerda y Baldis (1971) y Peralta (1990) consideran que su límite inferior está representado por una discontinuidad de carácter regional, mientras que el superior constituye una paraconcordancia que los separa del Grupo GUALILÁN (véase).

Extensión geográfica: Aflora en el centro-norte de San Juan, aproximadamente entre la sierra de La Deheza al sur y el Río Jáchal por el norte (Astini y Piovano, 1992; Baldis y Peralta, 1999)

Paleontología y edad: Véase formaciones LA CHILCA y LOS ESPEJOS.

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Astini (R.A) y Maretto (H.M), 1996; Astini (R.A) y Piovano (E.L), 1992; Baldis (B.A.) y Peralta (S.H.), 1999; Cuerda (A.J.), 1965, 1985; Cuerda (A.J.) y Baldis (B.A.), 1971; Peralta (S.H) ,1990; Sánchez (T.M.), Waisfeld (B.G.) y Benedetto (J.L.), 1991.

U

UNCHIMÉ (Formación...).....**Silúrico - Devónico Inf.**

(*Sierras Subandinas, Prov. Salta*, aprox. 24°44' lat. S y 64°50' long. O)

RUIZ HUIDOBRO (O.J.), 1955. Tectónica de la Hoja Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1), p. 14-15.

Localidad tipo: Quebrada de Unchimé, Sierra del Gallo (Ruiz Huidobro, 1955).

Descripción original: "En la Quebrada de Unchimé intervienen en esta formación areniscas subesquistosas, micáceas, de colores gris, verdoso y amarillento, de grano mediano

a fino y con estratificación regular: con intercalaciones de areniscas silíceas del mismo color y moradas, finamente estratificadas. En la base se observa un banco conglomerádico de unos 50 cm de espesor. Por debajo siguen areniscas blanquecinas más bien duras, con impregnaciones ferruginosas dadas por un banco hematítico de unos 60 cm de potencia, que pasa a una serie de areniscas subesquistosas de color amarillo-verdoso, friables (con disyunción del tipo esferoidal) con sus planos de estratificación con guías hematíticas de color negruzco, con reflejos acerados, que finalmente se concentran en un banco hematítico de unos 4-6 m de potencia ...”

Espesor: Se estima una potencia máxima de 1500 m (Ruiz Huidobro, 1955).

Relaciones estratigráficas: La base esta unidad se desconoce y su techo está en contacto, en los afloramientos más orientales, con la Formación Pirgua, del Cretácico (Ruiz Huidobro, 1955).

Extensión geográfica: Sierra del Gallo (Ruiz Huidobro, 1955).

Paleontología y edad: Fue asignada al Silúrico y Devónico temprano (Ruiz Huidobro, 1955).

Observaciones: De acuerdo a Antelo Pérez (1978), la denominada “Formación Unchimé” por Ruiz Huidobro (1955) corresponde a los afloramientos más australes de la Formación LIPEÓN (véase), en el complejo estructural de la sierra del Gallo. Asimismo, es un equivalente lateral de la Formación CAHIPUNCO (véase) que aflora en las sierras de Santa Bárbara, Cachipunco y Centinela (Antelo Pérez, 1978).

(C.V. RUBINSTEIN)

Referencias: Antelo Pérez (B.), 1978; Ruiz Huidobro (O.J.), 1955.

UROCHITINA LOBOI (...Assemblage; Zona de...; Zona de conjunto de ...; Biozona de Asociación de...).....**Lochkoviano sup.**

(Planicie Chaco-Salteña, Prov. Salta, aprox. 22°-23° lat. S y 62°30'-63°40' long. O)

VOLKHEIMER (W.), MELENDI (D.L.) y SALAS (A.), 1986. Devonian chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 173 (2), p. 245.

Descripción original: “*Urochitina lobo* (Volkheimer et al.), *Cingulochitina striata* (Volkheimer et al.) and *Sphaerochitina densibaculata* (Volkheimer et al.) constitute a well characterized assemblage (Assemblage A)... The incoming of *Urochitina* has never been observed in strata older than Lower Devonian... As the Assemblage A is found stratigraphically below the *Ancyrochitina parisi* Assemblage-Zone of upper emsian age, the probable age is pre-upper Emsian”.

Extensión geográfica: Esta unidad fue reconocida originalmente en la Formación PUESTO TIGRE (véase) en la Planicie Chaco-Salteña (Volkheimer et al., 1986; Noetinger y di Pasquo, 2013) aunque también se la reconoció en la Formación TALACASTO (véase) en la Precordillera Argentina (Le Herissé et al., 1997). La biozona de asociación fue reconocida tanto en Brasil (Cuenca Solimões) como en Bolivia (formaciones Tequeje, Tarabuco y Santa Rosa) (véase Grahn, 2002).

Edad: Originalmente esta biozona es referida al Devónico temprano “pre-Emsiano tardío” (Volkheimer et al., 1986). Limachi et al. (1996) propusieron la Zona de *Urochitina lobo* – *Sphaerochitina densibaculata*, de edad silúrica tardía? – lochkoviana y la reconocen en el subsuelo del norte argentino, en el Departamento Chuquisaca en Bolivia y en la Cuenca Solimões, en Brasil. Grahn et al. (2003) erigen la Hemerazona Concurrente *Urochitina lobo* y

Ramochitina jutaiense en la Formación Jutái, también de edad lochkoviana tardía, correlacionable con el intervalo estratigráfico correspondiente a la Zona de Linaje (*Phylozone*) Z, dentro de la Zona Opper *breconensis-zavallatus* (BZ) inferior (ver Rubinstein *et al.*, 2005). Finalmente, Grahn (2005) define la zona Zona de Intervalo *Urochitina lobo* (Lochkoviano tardío), en la Cuenca Solimões en Brasil y la correlaciona con la biozona de asociación propuesta por Volkheimer *et al.* (1986) correlacionables con la Zona de Linaje (*Phylozone*) Z (Zona BZ) y la Zona Ems de las cuencas Solimões y Paraná (véase Rubinstein *et al.*, 2005).

(S. NOETINGER)

Referencias: Grahn (Y.), 2002, 2005; Grahn (Y.), Pereira (E.) y Bergamaschi (S.), 2000; Grahn (Y.), Loboziak (S.) y Melo (J.H.G.), 2003; Le Herissé (A.), Rubinstein (C.V.) y Steemans (P.), 1997; Limachi (R.), Goitia (V.H.), Sarmiento (D.), Arispe (O.), Montecinos (R.), Díaz Martínez (E.), Dalenz-Farjat (A.), Liachenco (N.), Pérez Leyton (M.) y Aguilera (E.), 1996; Noetinger (S.) y di Pasquo (M.M.), 2013; Rubinstein (C.V.) Melo (J.H.G.) y Steemans (P.), 2005; Volkheimer (W.), Melendi (D.L.) y Salas (A.), 1986.

V

VENTANA (Grupo...; Serie...).....Devónico

(Prov. Buenos Aires, Sierras Australes, aprox- 37°40'-38°15' lat. S y 62°00' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1947. Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 61, p. 22.

HARRINGTON (H.J.), 1970. Las sierras australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, p. 166-167.

Localidad y sección tipo: Se extiende por toda la Sierra de Bravard, Sierra de la Ventana y la ancha faja de elevaciones menores que se extienden por el pie oriental de esta última hasta cerca del Río Sauce Grande (Harrington, 1947, p. 22).

Descripción original: Harrington (1947, p. 22): "La serie de Ventana ocupa posición estratigráfica inmediatamente superior a la de Curamalal y forma, por si sola, toda la sierra de Bravard, la de Ventana y la ancha faja de elevaciones menores que se extienden por el pie oriental de esta última hasta cerca del río Sauce Grande..."

Descripción: El Grupo Ventana (Harrington, 1970) es parte de la secuencia sedimentaria siliciclástica marina con cierto contenido fosilífero. Sobreyace a las cuarcitas del Grupo Curamalal, asignadas al Silúrico (Harrington, 1947). Los análisis de paleocorrientes indican una proveniencia del noreste (Reinoso, 1968) o este-noreste según Harrington (1970). El contacto superior del Grupo Ventana está representado por un hiatus que lo separa disconformemente de una sucesión constituida por diamictitas correspondientes a la sedimentación deltaica post-glacial del Grupo Pillahuincó (Uriz *et al.*, 2011).

Espesor: Su espesor total puede estimarse en unos 1250 m a 1400 m, divididos en cuatro grupos litológicos que, de abajo hacia arriba son los de BRAVARD (véase), NAPOSTÁ (véase), PROVIDENCIA (véase) y LOLÉN (véase).

Relaciones estratigráficas: Esta unidad sobreyace en relación transgresiva al Grupo Curamalal y subyace al Grupo Pillahuincó.

Extensión geográfica: El Grupo Ventana forma por sí solo toda la Sierra de Bravard, la de Ventana y la ancha faja de elevaciones menores que se extiende por el pie oriental de esta última, hasta cerca del Río Sauce Grande.

Paleontología y edad: Harrington (1947, p. 24) describe moldes internos de braquiópodos que forman masas compactas atribuibles a *Cryptonella baini* Sharpe, *Schurchertella* sp., *Spirifer* sp. en la Formación LOLÉN, que fueron posteriormente asignados al Devónico pudiendo incluso extenderse hasta el Carbonífero tardío (Buggisch, 1987).

(M.J. ARROUY y L.E. GÓMEZ PERAL)

Referencias: Buggisch (W.) 1987; Harrington (H.J.) 1947; 1970; Reinoso (M.) 1968; Uriz (N.J.), Cingolani (C.A.), Chemale Jr. (F.), Macambira (M.B.) y Armstrong (R.), 2011.

VILLAVICENCIO (Formación).....Devónico Inf.

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°00'-32°40' lat. S y 69°-68°5' long. O).

FURQUE (G.) y CUERDA (A.J.), 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En J.C. Turner (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias I, p. 480-481.

Localidad tipo: Sierra y cuesta de Villavicencio, sector oriental de la Precordillera de Mendoza (Cuerda *et al.*, 1988b; Kury, 1993).

Descripción original: "Harrington propuso esta unidad con el rango de Grupo para describir el conjunto sedimentario que en el extremo S de la Precordillera se distingue por presentar un metamorfismo regional de bajo grado, no reconocido en aquellas otras comarcas donde afloran depósitos devónicos. Subdividió al conjunto en tres facies: a) facies normal, leptometamorfitas (lutitas, grauvacas y areniscas cuarcíticas); b) facies Alojamiento, metasedimentitas con intercalaciones de calizas y c) facies Cortadera, con metamorfismo más intenso e intrusivos de rocas básicas y ultrabásicas que contienen cuerpos serpentínicos"

Descripción: La Formación Villavicencio comprende los depósitos de la "facies Normal" del Grupo VILLAVICENCIO (véase) sensu Harrington (1971). En su localidad tipo, consiste en bancos de hasta 1 m de espesor de grauvacas de coloración verdosa a verde grisácea y pelitas gris oscuras a negras con típica estructura turbidítica. En general, las areniscas presentan gradación normal, base neta o erosiva con marcas subestratales de corrientes y herramientas e hypichnias en potentes sucesiones amalgamadas y techo gradacional a las pelitas. La formación quedó reducida a los afloramientos del borde oriental de la Precordillera mendocina (Kury, 1993; Baldis y Peralta, 1999).

Espesor y relaciones estratigráficas: Su espesor aflorante se ha estimado en unos 2000 m (Cuerda *et al.*, 1987). Se desconoce tanto la base como el techo de la Formación Villavicencio debido a que están limitados por fallas (Kury, 1993). Según Harrington (1971) el contacto superior está en algunos lugares expuesto mediante discordancia angular con formaciones del Carbónico Inferior (Formación Jagüel) en el Cordón del Jagüel y del Pérmico? - Triásico (Grupo Santa Clara) al norte del Cerro Chorreado y en el Cerro Cielo al oeste de la Pampa de Yalguaraz.

Extensión geográfica: Se extiende desde las proximidades del límite con San Juan hasta el valle del río Mendoza, localizándose los afloramientos más meridionales en los flancos del Cerro Cacheuta.

Paleontología y edad: El contenido paleontológico de la formación está representado por plantas, trazas fósiles y palinomorfos. Cuerda *et al.* (1987) asignan a estos depósitos una edad devónica temprana en base a la presencia de restos de plantas vasculares referidas a Lycophytas y asignadas inicialmente al género *Baragwanathia*, así como otros fragmentos probablemente de Rhynophytas, hallados a 2 km al oeste de la boca de la quebrada de San

Isidro. Posteriormente Edwards (en Cuerda *et al.*, 1993), reinterpreta la edad de los mencionados restos de plantas como del Silúrico tardío (Pridoliano), asociados a fragmentos de euryptéridos y numerosos icnogéneros de las facies de *Nereites* (Cingolani, 1970, en Cuerda *et al.*, 1993). Rubinstein (1993) registra en depósitos de la Formación Villavicencio, expuestos en la quebrada de San Isidro, restos de palinomorfos (miosporas y acritarcos), cuya edad asigna también al Devónico temprano (Pragian a Emsiano y más probablemente Pragian), en concordancia con la edad inicialmente indicada para los restos de flora. La revisión de las asociaciones de palinomorfos continentales y marinos, predominantemente mioesporas y escasos acritarcos y quitinozoos, provenientes de la parte inferior de la Formación Villavicencio, en la quebrada de San Isidro, sugieren una edad pragiana tardía a emsiana temprana (Rubinstein y Steemans, 2007).

Observaciones: Cucchi (1972) separó las metasedimentitas clásticas de la “facies Normal” del Grupo Villavicencio sensu Harrington (1971) de las facies/formaciones CORTADERAS (véase) (metasedimentitas intruidas por rocas básicas y ultrabásicas muy serpentinizadas) y ALOJAMIENTO (véase) (potentes intercalaciones de calizas en las metasedimentitas de la “facies normal”). Por su parte, Furque y Cuerda (1979) designan a la Formación Villavicencio como *nomen substitutum* del Grupo Villavicencio. Posteriormente, Cuerda *et al.* (1987) reinterpretan los depósitos del Grupo Villavicencio del borde oriental de la Precordillera de Mendoza, en la comarca situada al norte de la quebrada de Canota y los dividen en dos formaciones que denominan Formación Villavicencio de edad ordovícica (llandeiliana) en base a graptolitos e intensamente plegada y fracturada, y Formación CANOTA (véase) de edad devónica temprana, por la presencia de restos de plantas vasculares primitivas referidas a *Lycophytas*, así como otros fragmentos comparables a Rhynophytas, al oeste de la Estancia San Isidro, que interpretan sobrepuesta en discordancia regional a los depósitos ordovícicos. Por su parte Kury (1993) señala que el contacto entre dichas formaciones es de carácter tectónico y no sedimentario por lo que sigue la propuesta original de Harrington (1941) equiparando las sedimentitas (wackes y pelitas) de coloración verdosa con restos de plantas de edad devónica *sensu lato* con la Formación Villavicencio, como se la había reconocido clásicamente en la literatura geológica y a las ordovícicas con la Formación Empozada. Por esta razón, la Formación CANOTA *sensu* Cuerda *et al.* (1987), no encontró consenso entre los investigadores del tema, manteniéndose a tal efecto la denominación de Formación Villavicencio que incluye a las leptometamorfitas de la “facies Normal” de edad silúrica tardía -devónica (Baldis y Peralta, 1999).

En la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza, los depósitos pelíticos y psamo-pelíticos gris acero y verde grisáceo que mediante discordancia se asientan sobre las sedimentitas ordovícicas de la Formación Empozada, fueron asignados por Pinna (1982) a la Formación LAS HERAS (véase) de dudosa edad silúrica? - devónica, que aflora en ambos márgenes de las Quebrada de San Isidro, de la Empozada, del Agua de la Cruz y del Agua de La Chilca. Recientemente los depósitos del Silúrico? - Devónico inferior de fangolitas y vaques finos de coloración verdosa reconocidos en la Quebrada de San Isidro y asignados previamente a la Formación Villavicencio son reinterpretados por Peralta y Heredia (2005) como depósitos de olistostroma o mélange sedimentaria (“wildflysch”), que engloban diversos olistolitos ordovícicos y silúricos (Formación Las Heras) y se los reasigna a la Formación LOS SOMBREROS (véase) en el sentido de Peralta (2005a). En base a su contenido paleobiológico de restos de plantas vasculares primitivas, palinomorfos y trazas fósiles de la Icnofacies de *Cruziana*, su edad es referida por este último autor como post-Punta Negra, Emsiano? - Eifeliano? Estos depósitos se extienden en una faja de afloramientos con rumbo meridiano desde el sector norte del Río Jáchal, en la Precordillera Central y Occidental de San Juan, hasta el área de San Isidro, en la Precordillera de Mendoza.

(M.S. BERESI)

Referencias: Baldis (B.A.) y Peralta (S.) 1999; Cucchi (J.), 1972; Cuerda (A.J.), Cingolani (C.), Bordonaro (O.), 1993; Cuerda (A.J.), Cingolani (C.), Arrondo (O.), Morel (E.) y Ganuza (D.), 1987; Cuerda, (A.J.), Lavandaio (E.), Arrondo (O.) y Morel (E.), 1988; Furque (G.) y Cuerda (A.J.), 1979; Harrington (H.J.), 1941, 1971; Kury (W.), 1993; Peralta (S.H.), 2005a; Peralta (S.H.) y Heredia (S.E.), 2005; Pinna (L.), 1982; Rubinstein (C.V.), 1993b; Rubinstein (C.V.) y Steemans (P.), 2007.

VILLAVICENCIO (Grupo...).....Devónico

(*Precordillera de Mendoza*, aprox. 32°00'-33°15' lat. S y 68°45'-69°10' long. O)

HARRINGTON (H.J.), 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 114, p. 22.

Localidad y sección tipo: El grupo Villavicencio en su "facies Normal" aflora desde la Sierra de Villavicencio en el sur, hasta el flanco oriental del cerro del Cielo en el Norte, Precordillera de Mendoza. Una segunda faja de afloramientos se extiende desde el extremo sur de la sierra de las Cortaderas hasta la sierra del Tontal constituyendo casi todo el cordón de las Cortaderas, el de los Alojamientos, Peñasco y Santa Clara, en el límite con la Provincia de San Juan. La mitad norte de esta faja corresponde a la "facies Normal" que hacia el suroeste pasa gradualmente a la "facies Cortadera" y hacia el sureste a la "facies Alojamiento". La sección tipo es la Sierra de Villavicencio (Harrington, 1971, p. 22).

Descripción original: "El Grupo Villavicencio, tal como se desarrolla en la zona tipo, consiste en una potente sucesión de metagrauvacas, metacuarcitas, pizarras y filitas de color azul oscuro a verdoso oscuro. Estas rocas alternan repetidas veces, ora predominando los tipos psammíticos, ora los pelíticos. Las rocas psammíticas se disponen en bancos por lo general de grano fino y muy tenaces, observándose a veces estratificación gradada. Se meteorizan con tonos verdosos y verde amarillentos. Las pizarras, pizarras filíticas y filitas son por lo común de color azul con lustre sedoso o satinado y, a menudo presentan finas corrugaciones tectónicas que simulan ondulitas. La alternancia de metasedimentitas psammíticas es irregular ... En conjunto el grupo presenta litología en extremo monótona y uniforme. La "facies ALOJAMIENTO" se caracteriza por la aparición de potentes intercalaciones de calizas en las metasedimentitas clásticas en un todo comparables a las de la "facies normal" del Grupo Villavicencio....La "facies CORTADERA" representa un aspecto especial del Grupo Villavicencio caracterizado por un mayor grado de metamorfismo, ... y por la presencia de grandes cuerpos lenticulares de rocas básicas y ultrabásicas, por lo general muy serpentinizadas alojadas en las metasedimentitas. La "facies normal", leptometamórfica, está prácticamente exenta de rocas ígneas y sólo se observa, muy ocasionalmente, algún dique de diabasa atravesando las metasedimentitas...El grado de metamorfismo de los sedimentos pelíticos y semipelíticos no ha sobrepasado la subfase de clorita-sericita (muscovita)..."

Relaciones estratigráficas: Según Harrington (1971) el límite inferior es desconocido mientras que el contacto superior está bien expuesto en muchos lugares y especialmente al norte del cerro Chorreado y en el cerro del Cielo, donde el grupo está cubierto en marcada discordancia angular por el Grupo Santa Clara de edad pérmica? - triásica y en otras localidades por falla con diversas unidades carboníferas o triásicas.

En la comarca ubicada al oeste de Estancia de San Isidro, y en la comarca de Canota, los depósitos devónicos se yuxtaponen mediando una falla inversa de alto ángulo sobre las sedimentitas ordovícicas de la Formación Empozada (Cuerda *et al.*, 1988b, p. 359) o según Harrington (1957) estas sedimentitas son cubiertas en discordancia erosiva por la formación Villavicencio (Devónico). En la localidad de Salagasta ubicada en el extremo austral de la Sierra de La Higuera, Precordillera de Mendoza, sedimentitas triásicas del Grupo Uspallata cubren en discordancia angular a la Formación Villavicencio mientras que ésta yace en discordancia erosiva sobre las calizas de la Formación San Juan (Heredía *et al.*, 2010). En la Precordillera de Mendoza, en la sección de San Isidro, la Formación Villavicencio yace en discordancia erosiva sobre depósitos siliciclásticos neo-ordovícicos de la Formación Empozada.

Extensión geográfica: La mayor extensión regional ocurre en el sector central de la Precordillera mendocina, desde el límite con la provincia de San Juan, y sigue por los cordones de Cortaderas, Alojamiento y sierras de Villavicencio y Mal País; por el oeste llegan hasta la estancia de Villavicencio, en Canota y por el sur hasta el valle del río Mendoza.

Espesor: 2000 a 3000 m (Harrington, 1971; Cuerda *et al.*, 1988b).

Paleontología y edad. Harrington (1941) comienza con las investigaciones de detalle en las sierras de Villavicencio y Mal País, sin utilizar una denominación específica, asignando a los depósitos al "Paleozoico, en su mayor parte Devónico". Posteriormente Harrington (1971) introdujo por primera vez la denominación de Grupo Villavicencio e interpretó como posible la edad devónica tanto en su "facies Normal" leptometamórfica como en las "facies ALOJAMIENTO y CORTADERA". Pöthe de Baldis e Ichazo (1987) señalan la presencia de quitinozoos en los depósitos del Grupo Villavicencio, en la quebrada del río Santa Clara y sugieren una edad llandoveriana a probablemente ordovícica tardía. Furque y Cuerda (1979) ubican al conjunto en el Devónico medio por la presencia de restos vegetales.

Observaciones: Harrington (1971) propuso la denominación de Grupo Villavicencio con las facies Normal, CORTADERA y ALOJAMIENTO. Posteriormente, Furque y Cuerda (1979) modificaron tal denominación por la de Formación Villavicencio acorde al Código Argentino de Estratigrafía (1992) y ubicaron a este conjunto en el Devónico medio por situarse geográficamente en la continuidad meridiana con las formaciones TONTAL y PUNTA NEGRA (véanse). Por su parte, Cuerda *et al.* (1988b) revisaron la sucesión estratigráfica del Grupo Villavicencio, expuesta 30 km al noroeste de la ciudad de Mendoza en el sector central de la Precordillera, y la dividieron en dos unidades correspondientes a la Formación Villavicencio de edad ordovícica (llandeilliana-caradociana) en base a la presencia de graptolitos y a la Formación CANOTA (véase), constituida por las metasedimentitas clásticas de la "facies Normal" y asignada al Devónico Inferior por la presencia de briznas vegetales en la base de los estratos psamíticos. Esta última denominación para los depósitos devónicos precordilleranos no encontró consenso entre los investigadores del tema manteniéndose la de Formación Villavicencio para las leptometamorfitas (lutitas, grauvacas y areniscas cuarcíticas) de la "facies Normal" del Grupo Villavicencio.

(M.S. BERESI)

Referencias: Cuerda, (A. J.), Lavandaio (E.), Arrondo (O.) y Morel (E.), 1988; Harrington (H.J.), 1941, 1957, 1971; Furque (G.) y Cuerda (A. J.), 1979; Heredia (S.), Beresi (M.S.), Mestre (A.) y Rodríguez (M.C.), 2010; Pothe de Baldis (D.) e Ichazo (G.), 1987.

W

WEST FALKLAND (... Group)Silúrico? - Devónico inf. - medio - Carbonífero?

(Islas Malvinas, 50°57'12,70"-52°29'05,95" lat. S y 56°57'12,70"-62°10'16,63" long. O)

ALDISS D.T. y EDWARDS E.J., 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, p. 13.

Observaciones: Secuencias reconocidas originalmente como DEVONO-CARBONIFEROUS Series (Baker, 1924) y DEVONO-CARBONIFEROUS Group (Greenway, 1972), véase.

Aldiss y Edwards (1999) proponen la denominación West Falkland Group para el Grupo GRAN MALVINA (véase) porque consideran inapropiado esta última denominación. Sin embargo, West Falkland Group es un nombre no válido de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992) debido a que los topónimos de una unidad estratigráfica no deben alterarse traduciéndolos a otros idiomas (el componente geográfico del nombre debe estar de acuerdo con el uso reconocido en el país donde se encuentra la localidad tipo (Art. 19.4).

(N.J. URIZ)

Referencias: Aldiss (D.T.) y Edwards (E.J.), 1999; Baker (H.A.), 1924; Greenway (M.E.), 1972.

REFERENCIAS

- ABRE (P.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE (F.jr.) y URIZ (N.J.), 2017. La Horqueta Formation: Geochemistry, Isotopic Data, and Provenance Analysis. En: CINGOLANI (C.) (ed.), Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin. Springer Earth System Sciences: 161-182. Berlin.
- ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.) y SALFITY (J.A.), 1972a. El Neopaleozoico de la Puna Argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. Anais da Academia Brasileira da Ciências, 44 (Suplemento): 5-20. Rio de Janeiro.
- ACEÑOLAZA (F.G.), BENEDETTO (J.L.), KOUKHARSKY (M.), SALFITY (J.A.) y VIERA (O.), 1972b. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27 (3): 345-346, Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.) y TOSELLI (A.J.), 1996. Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, Reihe A, 19(6), 412 pp. Munich.
- ACEÑOLAZA (F.G.), ACEÑOLAZA (G.) y GARCÍA (G.), 1999. El Silúrico-Devónico del Noroeste Argentino. En: CAMINOS (R.), ed., Geología Argentina. Capítulo 9. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales, 29 (9): 205-214. Buenos Aires.
- ACEVEDO (O.M), 1986. El Precarbónico en la Provincia de Salta. Boletín de Informaciones Petroleras 3(6): 65-72. Buenos Aires
- AGUIRRE (L.) y LEVI (B.), 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín 17: 5-37. Santiago.
- AHLFELD (F.) y BRANISA (L.), 1960. Geología de Bolivia. Editorial Don Bosco, 215 p. La Paz.
- ALBANESI (G.L.), ORTEGA (G.) y HÜNICKEN (M.A.), 2006. Bioestratigrafía de conodontes y graptolitos silúricos en la sierra de Talacasto, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 43(1): 93-112. Buenos Aires.
- ALBARIÑO (L.A.), DALENZ FARJAT (A.), ALVAREZ (L.), HERNÁNDEZ (R.) y PEREZ LEYTON (M.), 2002. Las Secuencias Sedimentarias del Devónico en el Subandino Sur y el Chaco. Bolivia y Argentina. Quinto Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. CD Trabajos Técnicos. Mar del Plata.
- ALDISS (D.T.) y EDWARDS (E.J.), 1999. The Geology of the Falkland Islands. British Geological Survey Technical Report, WC/99/10. 135 pp. Keyworth.
- ALVAREZ (L.A.), DALENZ FARJAT (A.), HERNÁNDEZ (R.M.) y ALBARIÑO (L.M), 2003. Integración de facies y biofacies en un análisis secuencial en plataformas clásticas devónicas del sur de Bolivia y noroeste Argentino. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 10(2): 103-121. Buenos Aires.
- AMENÁBAR (C.R.), 2007. New palynological assemblage from the Chigua formation (Early late-Middle Devonian), at Del Chaco Creek, Volcán Range, Precordillera Argentina. En: ACEÑOLAZA (G.F.), VERGEL (M.), PERALTA (S.) y HERBST (R.), eds., Field Meeting of the IGCP 499-UNESCO "Devonian Land-Sea Interaction, Evolution of Ecosystems and Climate (DEVEC), San Juan: 92-96.
- AMENÁBAR (C.R.), 2009. Middle Devonian microfloras from the Chigua Formation, Precordillera region, northwestern Argentina. In: KÖNIGSHOF (P.), ed., Devonian Change: Case Studies in Palaeogeography and Palaeoecology. Geological Society, London, Special Publications, 314: 177-192. Londres.
- AMENÁBAR (C.R.) y DI PASQUO (M.) 2008. Nuevos aportes a la palinología, cronología y paleoambiente de la Precordillera Occidental de Argentina: formaciones El Planchón, Codo (Devónico) y El Ratón (Mississippiano). Acta Geológica Lilloana, 21 (1): 3-20. Tucumán.
- AMENÁBAR (C.R.), DI PASQUO (M.), CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 2006. Palynology of the Chigua (Devonian) and Malimán (Early Carboniferous) formations in the Del Volcán range, San Juan Province, Argentina. Part I. Palaeomicroplankton and acavate smooth and ornamented spores. Ameghiniana, 43(2): 339-375. Buenos Aires.
- AMENÁBAR (C.R.), DI PASQUO (M.), CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 2007. Palynology of the Chigua (Devonian) and Malimán (Early Carboniferous) formations in the Del Volcán

range, San Juan Province, Argentina. Part II. Cavate, pseudosaccate and cingulizionate spores. *Ameghiniana*, 44(3): 547-564. Buenos Aires.

AMENÁBAR (C.R.), DI PASQUO (M.) y AZCUY (C.L.), 2009. Palynofloras of the Chigua (Devonian) and Malimán (Mississippian) formations from the Precordillera Argentina: Age, correlation and discussion of the D/C boundary. *Revista Española de Micropaleontología*, 41(3): 217-239. Madrid.

AMOS (A. J.), 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(1): 5-38. Buenos Aires.

AMOS (A.J.), 1971. Silurian of Argentina. En: BERRY (W.B.N.) y BOUCOT (A.J.), eds., *Correlation of South American Silurian Rocks*. Geological Society of America, Special Paper 133: 5-19. Boulder.

AMOS (A.) y BOUCOT (A.J.) 1963. A revision of the brachiopod family *Leptocoelidae*. *Palaeontology*, 6: 440-457. Londres.

AMOS (A.J.) y MARCHESE (H.G.), 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura de Carbónico en la Ciénaga del Medio, Estancia Leoncito, Sud de Barreal, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(2): 263-270. Buenos Aires.

AMOS (A.J.) y ROLLERI (E.), 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan- Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 50-71. Buenos Aires.

AMOS (A.J.), BALDIS (B.) y CSAKY (A.), 1963. La Fauna del Carbónico Medio de la Formación La Capilla y sus Relaciones Geológicas. *Ameghiniana*, 3(4): 123-134. Buenos Aires.

ANDERSSON (J.G.), 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. En: NORDENSKJÖLD (O.) (ed.), *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Sudpolar-Expedition 1901-1903*, 3(2), 38 pp. Estocolmo.

ANDREIS (R.), 1965. Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. *Anales, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.*, 6: 9-63. La Plata.

ANDREIS (R.), BOTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), HINTERWIMMER (G.), y SAMOSIUK (N.), 1982. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el Río Grande, Sierra de Zapla, Jujuy, Argentina y consideraciones sobre su edad. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2: 457-479. Buenos Aires.

ANDREIS (R.), GONZÁLEZ (C.R.) y CORTIÑAS (J.), 1985. Estratigrafía de los Grupo Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40: 284-289. Buenos Aires.

ANGELELLI (V.) y TRELLES (F.), 1938. Las alumbreras de Rodeo y Calingasta y los sulfatos de hierro de La Alcaparrosa, San Juan. *Boletín, Obras Sanitarias de la Nación*, 8(9), 82 pp. Buenos Aires.

ANTELO PEREZ (B.), 1978. Las Formaciones de Edad Silúrica en el Noroeste Argentino, (Provincias De Jujuy y Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 1-16. Buenos Aires.

ANTELO [PÉREZ] (B.) 1983. Formación Pescado (río Iruya, Salta), su edad y correlación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(1): 118-119. Buenos Aires.

ANTONELLI (J.) y OTTONE (E.G.), 2006. Palinología de coronas del Devónico y Carbonífero Superior del Pozo YPF:SE:EC:x-1, El Caburé, provincia de Santiago del Estero, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, 8(2): 111-117. Buenos Aires.

ARÁOZ (L.), NOETINGER (S.), VERGEL (M.M.), DI PASQUO (M.M.), 2017. Bioestratigrafía, paleogeografía y paleoecología del Paleozoico de Sierra de Zenta, Cordillera Oriental Argentina. *Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 32: 43-64. San Miguel de Tucumán.

ARCHANGELSKY (S.), 1983. Una nueva licofita herbácea del Devónico de las Islas Malvinas, Argentina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 9: 129-135. Santa Cruz de la Sierra.

ARIAS (J.A.), CHABALE (E.), MORENO ESPELTA (C.) y CHAVEZ MANRIQUE (A.), 1980. Geología del área termal de Cachipunco, departamento Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 557-569. Buenos Aires.

ARNOL (J.A y COTUREL (E.P.), 2017. Plantas de la Formación Punta Negra (Devónico) en la Precordillera de San Juan, Argentina. *Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de resúmenes* 11. San Luis.

ARNOL (J.A.), URIZ (N.J.), CINGOLANI (C.A.), BASEI (M.A.S.) y ABRE (P.), 2020. Provenance analysis of Devonian peripheral foreland basins in SW Gondwana, case of the Gualilán Group, Precordillera Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 109(7): 2467-2494. Berlin.

ARRONDO (O.G.), CÉSARI (S.N.) y GUTIÉRREZ (P.R.), 1991. *Frenguella* a new genus of lycopods from Early Carboniferous of Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70:187-197. Amsterdam.

ASTINI (R.A.), 1990a. Cuerpos de arena en la Formación Talacasto, plataforma fangosa del Devónico precordillerano, provincia de San Juan. 3° Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), 13-18.

ASTINI (R.A.), 1990b. Formación Punta Negra: un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma?, 3° Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), 19-24.

ASTINI (R.A.), 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 277-294. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico Medio de la Precordillera del Oeste argentino. Evidencias estratigráficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526. Buenos Aires.

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, pp. 1-74. Córdoba.

ASTINI (R.A.) y EZPELETA (M.), 2008. Evidencias de la glaciación devónica en el ámbito andino, Sierra de las Minitas, La Rioja, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino (Salvador de Jujuy), Actas 3: 1061-1062.

ASTINI (R.A.) y MARENGO (L.), 2006. Paleoambientes y estratigrafía secuencial de depósitos marinos marginales del Ordovícico de la sierra de Zapla (sierras Subandinas, noroeste argentino) y su relación con la Cuenca Andina Central. *Revista Geológica de Chile*, 33: 247-276. Santiago.

ASTINI (R.A.) y MARETTO (H.M.), 1996. Análisis estratigráfico del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan y consideraciones sobre la evolución de la cuenca. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas: 351-368. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.) y PIOVANO (E.L.), 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 99-110. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), WAISFELD (B.G.), TORO (B.A.), BENEDETTO (J.L.), 2004. El Paleozoico inferior y medio de la región de Los Colorados, borde occidental de la Cordillera Oriental (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 243-260. Buenos Aires.

ASTINI (R.A.), DÁVILA (F.M.), LÓPEZ GAMUNDÍ (O.), GÓMEZ (F.), COLLO (G.), EZPELETA (M.), MARTINA (F.) y ORTIZ (A.), 2005. Cuencas de la región precordillerana. En: CHEBLI (G.), CORTIÑAS (J.), SPALLETTI (L.), LEGARRETA (L.) y VALLEJO (E.), eds., *Frontera Exploratoria de la Argentina*. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, *Ampliando las Fronteras*: 115-141. Buenos Aires.

AUGUSTSSON (C.), MÜNKER (C.), BAHLBURG (H.) y FANNING (C.M.), 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163: 983-995. Londres.

AVILA (J.C.), 1978. Secuencia de deformación en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, Río Negro. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Suplemento de Acta Geológica Lilloana, 14. San Miguel de Tucumán.

AVILA (J.C.), 1980. Estructura geológica del Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Acta Geológica Lilloana, 15 (2): 85-102. San Miguel de Tucumán.

AVILA (J.C.), 1982. Problemas geológicos estructurales en la explotación minera de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 5: 141-169. Jujuy.

AZCUY (C.L.), 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. *Compte Rendu du 10° Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère* (Madrid, 1983), Actas 4: 281-293. Madrid.

AZCUY (C.L.) y CAMINOS (R.), 1988. Características paleogeográficas y diastóricas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 78: 203-224. Lima.

AZCUY (C. L.) y LAFFITTE (G.), 1981. Palinología de la Cuenca Noroeste Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 4: 823-838.

AZCUY (C.L.), CARRIZO (H.A.) y CAMINOS (R.), 2000. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En: CAMINOS (R.), ed., Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, 29(12): 261-318. Buenos Aires.

AZCUY (C.L.), CARRIZO (H.A.) y IANNUZZI (R.), 2011. Frondes rhacopterídeas del Neopaleozoico de América del Sur: taxonomía y evolución morfológica. Acta Geológica Lilloana 23(1-2): 3-26. San Miguel de Tucumán.

AZCUY (C. L.) y LAFFITTE (G.), 1981. Palinología de la Cuenca Noroeste Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 4: 823- 838.

BAKER (H.A.), 1922. Geological Investigations in the Falkland Islands. Proceedings of the Geological Society, 1093: 12-15. Londres

BAKER (H.A.), 1924. Final Report on Geological Investigations in the Falkland Islands, 1920-1922. Government Printer, Stanley. 38 pp, map, cross-section and 18 figures. Stanley.

BALDIS (B.), 1964. Estratigrafía y estructura del Paleozoico al Sud del Arroyo de las Cabeceras, Ea. Leoncito (San Juan). Boletín de Informaciones Petroleras, 365: 28-33. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.), 1967. Some Devonian trilobites of the Argentine Precordillera., International Symposium of Devonian System: 789-796. Calgary.

BALDIS (B.A.), 1971. La posición estratigráfica de *Favosites argentina* Thomas. Ameghiniana, 8: 77-82. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.), 1973. Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28: 147-155. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.), 1975a. El Devónico Inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30: 53-83. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.), 1975b. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico Inferior de la Precordillera Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (San Miguel de Tucumán), Actas 1: 219-240.

BALDIS (B.A.) y CANÉ (T.C.), 1969. El Paleozoico en la región occidental y austral de Jáchal (Provincia de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 121-128. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.) y CHEBLI (G.), 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 1: 47-66. Mendoza.

BALDIS (B.A.) y LONGOBUJO (M.), 1977. Un trilobite del Devónico Inferior de la Puna. Ameghiniana, 14: 170-174. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.) y PERALTA (S.H.), 1991. El género *Reedops* Richter y Richter (Trilobita) en el Silúrico-Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos 12: 129-131. Santa Cruz de la Sierra.

BALDIS (B.A.) y PERALTA (S.H.), 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(10): 215-238. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.) y ROSSI De GARCÍA (E.), 1972. Ostracodes devonniens argentins associés a la faune Malvinokaffrique. 5 Congrès Africain de Micropaléontologie (Addis Abeba), Proceedings: 57-92.

BALDIS (B.A.) y SARUDIANSKY (R.M.), 1975. El Devónico en el noroeste de la Precordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30: 301-329. Buenos Aires.

BALDIS (B.A.), LEVY, (R.) Y NULLO (F.), 1973. Acerca de una fauna marina devónica de la Puna salteña. 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 3: 413-421.

BALDIS (B.A.J), BERESI (M.S.), BORDONARO (O.) y VACA (A.), 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 4: 399-445. Buenos Aires.

BANCHIG (A.L.) y BORDONARO (O.L.), 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostrómica de talud. Precordillera argentina. 5° Reunión Argentina de Sedimentología (Tucumán), Actas 2: 283-288. San Miguel de Tucumán.

BANCHIG (A.) y BORDONARO (O.L.), 1997. Formación Alojamiento: una unidad carbonática-silicoclástica cámbrica de la Precordillera mendocina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan), Actas: 16-21.

BARREDA (V.D.), 1986. Acrítarcos Givetiano–Frasnianos de la Cuenca del Noroeste, Provincia de Salta, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 18(2): 229-245. Madrid.

BENEDETTO (J.L.) y FRANCIOSI (M.), 1998. Braquiópodos silúricos de las formaciones Tambolar y Rinconada en la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 35(2): 115-132. Buenos Aires.

BENEDETTO (J.L.) y SÁNCHEZ (T.M.), 1990. Fauna y edad del estratotipo de la Formación Salar del Rincón (Eopaleozoico, Puna Argentina). *Ameghiniana*, 27: 317-326. Buenos Aires.

BENEDETTO (J.L.), RACHEBOEUF (P.R.), HERRERA (Z.), BRUSSA (E.D.) y TORO (B.A.), 1992. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formation de Los Espejos, Siluro-Dévonien de la Précordillère (NW Argentine). *Geobios*, 25: 599-637. Lyon.

BERTELS (A.), 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 41-54. Buenos Aires.

BIANCHI (J.L.), 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante las campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales B-39, 77 p., Buenos Aires. (Inédito)°.

BLIECK (A.), GAGNIER (P.Y.), BIGEY (E.P.), EDGECOMBE (G.D.), JANVIER (P.), LOBOZIAK (S.), RACHEBOEUF (P.R.), SEMPERE (T.) y STEEMANS (P.) 1996. New Devonian fossil localities in Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 295-308. Columbia.

BODENBENDER (G.), 1894. Devono y Gondwana en la República Argentina. Las formaciones sedimentarias de la parte noroeste. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 15: 201-252. Córdoba.

BODENBENDER (G.), 1896. Beobachtungen über Devon-und Gondwana-Schichten in der argentinischen Republik. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 48: 743-772. Berlin.

BODENBENDER (G.), 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las Sierras Centrales de La República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 17: 203-262. Córdoba.

BODENBENDER (G.) y KAYSER (E.), 1896. Über Silur, Devon, Carbon und die *Glossopteris*-Stufe in der Gegend von Jáchal im nordwestlichen Argentinien. *Zeitschrift der Deutsches Geologisches Gessellschaft*, 48: 183-186. Berlin.

BONARELLI (G.), 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Geología. *Anales*, 15(I):1-96. Buenos Aires.

BONARELLI (G.) y NÁGERA (J.J.), 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, *Boletín* 27: 1-39. Buenos Aires.

BORDONARO (O.L.) y BANCHIG (A.), 1996. Estratigrafía de los Olistolitos Cámbricos de la Precordillera Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 471-479.

BORDONARO (O.L.), BANCHIG (A.), ARROQUI LANGER (A.), 1999. Síntesis estratigráfica de los depósitos del margen continental occidental paleozoico inferior de la Precordillera de Cuyo. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 393-396.

BORRELLO (A.V.), 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico-Retiense en los alrededores de Potrerillos, provincia de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 181 p. La Plata. (Inédito).

BORRELLO (A.V.), 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüé, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10: 44-53. Buenos Aires.

BORRELLO (A.V.), 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia, 70 pp. Buenos Aires.

BORRELLO (A.V.), 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 6: 65-93. La Plata.

BORRELLO (A.V.), 1967. Estado actual del conocimiento del Flysch en la Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie* 6, Geología 44: 125-153. La Plata.

- BORRELLO (A.V.), 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-188, Buenos Aires.
- BORRELLO (A.V.), 1972. Islas Malvinas. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 755-770. Córdoba.
- BOSO (M.A.) y MONALDI (C.R.), 2008. Cuencas Silúrico-Devónicas y los depósitos ferríferos asociados en la Provincia de Jujuy. En: COIRA (B.) y ZAPPETTINI (E.O.) (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy): 155-165. San Salvador de Jujuy.
- BOSO (M.A.), MONALDI (C.R.) y SALFITY (J.A.), 1983. Silúrico y Devónico del noroeste argentino: investigaciones en desarrollo. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 9: 137-142. La Paz.
- BÖTTCHER (G.), FRIGERIO (M.), SAMOSIUK (N.) y VISTALLI (M.C.), 1984. Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades precarbónicas (Siluro-Devónicas) en el subsuelo de la Cuenca Paleozoica del Noroeste. 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas, 5: 87-101.
- BOUCOT (A.J.) y GILL (E.D.) 1956. *Australocoelia*, a new Lower Devonian brachiopod from South Africa, South America, and Australia. Journal of Paleontology, 5: 1173-1178. Cambridge.
- BRACACCINI (O.I.), 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras, 258: 259-274. Buenos Aires.
- BRACACCINI (O.I.), 1949. El perfil de Tambolar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4: 165-179. Buenos Aires.
- BRACACCINI (O.I.), 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5: 5-14. Buenos Aires.
- BRADSHAW (M.A.), 1981. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 24: 615-652. Wellington.
- BRAITSCH (O.), 1965. Das Palaeozoikum von Sierra Grande (Prov. Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische Faltung im östlichen Andenvorland. Geologische Rundschau, 54 (2): 698-714. Leipzig.
- BROGIONI (N.), 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4, 115-118. Tucumán.
- BROQUÉT (C.A.M.), 1992. The sedimentary record of the Cape Supergroup: a review. En: DE WIT (M.J.) y RANSOME (I.G.D.), (eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A A Balkema, pp. 159-183. Rotterdam.
- BUGGISCH (W.), 1987. Stratigraphic and very low grade metamorphism of the Sierras Australes of the Buenos Province (Argentina) and implication in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 819-837. Stuttgart.
- BUSQUETS (P.), COLOMBO (F.), HEREDIA (N.), SOLÉ DE PORTA (N.), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.) y ÁLVAREZ MARRÓN (J.), 2005. Age and tectonostratigraphic significance of the Upper Carboniferous series in the basement of the Andean Frontal Cordillera: geodynamic implications. Tectonophysics, 399: 181-194. Amsterdam.
- BUSQUETS (P.), LIMARINO (C.O.), CARDÓ (R.), MÉNDEZ-BEDIA (I.), GALLASTEGUI (G.), COLOMBO (F.), HEREDIA (N.) y CÉSARI (S.N.). 2013. El neopaleozoico de la Sierra de Castaño (Cordillera Frontal andina, San Juan, Argentina): Reconstrucción tectónica y paleoambiental. Andean Geology, 40(1): 172-195. Santiago.
- BUSTEROS (A.), GIACOSA (R.), LEMA (H.) y ZUBIA (M.), 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 241: 1-75. Buenos Aires.
- BUSTOS (U.D.), 1996. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 3: 17-30. Buenos Aires.
- BUSTOS (U.D.) y ASTINI (A.R.), 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 4: 97-111. Buenos Aires.
- CABEZA QUIROGA (J.R.), 1942. Estudios geológicos en la Sierra de Villicúm. (Prov. de San Juan). Tesis Facultad de Ciencias Naturales y Museo La Plata. (Inédito).
- CAMACHO (A.) e IRELAND (T.R.), 1997. U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeans, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation. Inédito.

CAMINOS (R.), 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 41-79. Córdoba.

CAMINOS (R.), 1979a. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 225-291. Córdoba.

CAMINOS (R.), 1979b. Cordillera Frontal. En: TURNER (J.C.M.), ed., 2° Simposio de Geología Regional de Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 397-453. Córdoba

CAMINOS (R.), FAUQUÉ (L.) y LIMARINO (C.), 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting of the Working Group Project IUGS 211. Abstracts: 132-146. Buenos Aires.

CAMINOS (R.), FAUQUÉ (L.), CINGOLANI (C.), VARELA (R.) y MOREL (E.), 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 31-41. Mendoza.

CANDIANI (J.C.), ULACCO (H.) y OJEDA (G.), 2010. Hoja geológica 3366-II Villa de Merlo, provincias de Córdoba y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 415, 127p. Buenos Aires.

CARRERA (M.) y RUSTÁN (J.J.), 2015. The new genus *Talacastospongia*: insights on the first record of a Devonian sponge from South America. Journal of Paleontology, 89 (6): 912-919. Cambridge.

CARRERA (M.), MONTOYA (E.), RUSTÁN (J.J.), y HALPERN (K.), 2013. Silurian-Devonian coral associations across a sequence stratigraphic boundary in the Argentine Precordillera. Geological Journal, 8 (2-3): 256-269. Chichester.

CARRERA (M.), ERNST (A.) y RUSTÁN (J.J.), 2019. Devonian bryozoans from Argentina: new components from Southern Gondwanan basins. Journal of Paleontology, 93(2): 232-243. Cambridge.

CARRIZO (H.A.), 1998. Estudio de floras eocarboníferas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 304 pp. (Inédito).

CARRIZO (H.A.), 2010. *Frenguella eximia* (Frenguelli) Arrondo *et al.* en el cerro Punta Negra, Bolsón de Jagüé, Precordillera de La Rioja. Acta Geológica Lilloana, 22: 58-63. San Miguel de Tucumán.

CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 1995. La zona NBG (Carbonífero Tardío) en las inmediaciones del río Agua de Carlos, La Rioja, Argentina. Ameghiniana, 32(3): 271-278. Buenos Aires.

CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 1997. Las Fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. Revista Universidade Guarulhos. Geociências 2 (nº especial): 19-27. São Paulo.

CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 1998. El perfil del cerro Mudadero y su flora fósil. Bolsón de Jagüé. Provincia de La Rioja, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 18(1): 81-99. San Miguel de Tucumán.

CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 1999. Las Unidades del Grupo Angualasto. I Simposio Argentino del Paleozoico Superior. Anillaco, La Rioja. Ameghiniana 36(4). Suplemento. Buenos Aires.

CARRIZO (H.A.) y AZCUY (C.L.), 2000. New paleobotanical evidence from the Valle Chico Formation (Lower Carboniferous), Chubut Province, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 211-215. Buenos Aires.

CARVALHO (M. da G.P.) 2006. Devonian trilobites from the Falkland Islands. Palaeontology, 49: 21-34. Londres.

CASAMIQUELA (R.M.), 1965. Estudios icnológicos. Análisis de *Orchosteropus atavus* Frenguelli y una forma afín del Paleozoico de la Argentina. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 4, Paleontología 24: 187-244. La Plata.

CASÉ (A.M.), IMPICCINI (A.), FRANCHINI (M. B.), DANIELI (J.C.) y SCHALAMUK (I.), 2004. La alteración hidrotermal del arroyo Auquén, NO de Neuquén: ¿Un estilo similar a la alteración del depósito epitermal de alta sulfuración? 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia (Río Cuarto), 161-188..

CASTAÑO (A.) y RODRIGO (L.A.), 1978. Sinopsis estratigráfica de Bolivia. I. Paleozoico. Academia Nacional Ciencias de Bolivia, 146 pp., La Paz.

- CASTELLARO (H.), 1966. Guía Paleontológica Argentina. Publicaciones Especiales CONICET Parte I: Paleozoico, Sección III: faunas silúricas y devónicas: 1-164. Buenos Aires.
- CAZAU (L.), 1972. Cuenca del Ñirihau-Ñorquinco-Cushamen. En: LEANZA (A.F.), ed., Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 727-740. Córdoba
- CÉSARI (S.N.), 1987. *Diplothmema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (Pteridospermales?) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, 24(3-4): 263-269. Buenos Aires.
- CÉSARI (S.N.) y GUTIÉRREZ (P.), 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology*, 24: 113-146. Tulsa.
- CHARRIER (R.), PINTO (L.) y RODRÍGUEZ (M. P.), 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: MORENO (T.) y GIBSON (W.) (eds.), *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114. Londres.
- CHEBLI (G.A.), MOZETIC (M.E.), ROSELLO (E.A.) y BUHLER (M.), 1999. Cuenca Sedimentaria de la Llanura Chacopampeana. En: CAMINOS (R.) (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales*, 29: 627- 644. Buenos Aires.
- CICHOWOLSKI (M.) y RUSTÁN (J.J.), 2017. First report of Devonian bactritids (Cephalopoda) from South America: paleobiogeographic and biostratigraphic implications. *Journal of Paleontology*, 91(3): 417-433. Cambridge.
- CICHOWOLSKI (M.) y RUSTÁN (J.J.), 2020. Lamellorthoceratid cephalopods in the cold waters of southwestern Gondwana: evidences from the Lower Devonian of Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica*: 65(2), 305-312. Varsovia.
- CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1973. Exámen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 1: 349-369. Buenos Aires.
- CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1976. Investigaciones, geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector do Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas: 457-473.
- CINGOLANI (C.), VARELA (R.), MOREL (E.), SCHAUER (O.) y ARRONDO (O.), 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la sierra de La Punilla, provincia de La Rioja. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 207-210. San Juan.
- CINGOLANI (C.), MOREL (E.) y ZUÑIGA (A.), 1992. El Carbonífero Superior en el sector septentrional de la sierra de La Punilla (Portezuelo del Conejo). *Provincias de San Juan y La Rioja*. *Ameghiniana*, 29(4): 381-382. Buenos Aires.
- CINGOLANI (C.A.), TICKYJ (H.) y CHEMALE (F. Jr.), 2008. Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): Primeras edades U-Pb en circones detríticos. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy). Abstracts in DVD, 2pp. San Salvador de Jujuy.
- CINGOLANI (C.A.), ZANETTINI (J.C.M.) y LEANZA (H.A.), 2011. Basamento ígneo y metamórfico. En; LEANZA (H.A.), ARREGUI (C.), CARBONE (O.), DANIELI (J.C.) y VALDES (J.M), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, 4: 37-47.
- CINGOLANI (C.A.), MANASSERO (M.), BASEI (M.), URIZ (N.), 2013. Provenance of the Villavicencio Formation (Lower Devonian) in the southern sector of the Precordillera, Mendoza, Argentina: new sedimentary and geochronological data. 1° Congreso de Minería y Geología del Cono Sur, Universidad de la República, Actas 1: 191-196. Montevideo.
- CINGOLANI (C.A.), MANASSERO (M.J.), URIZ (N.J.), BASEI (M.A.S.), 2014. Provenance insights of the Silurian–Devonian Rio Seco de los Castaños Unit, San Rafael Block, Mendoza: U–Pb zircón ages. 19° Congreso Geológico Argentino (Córdoba). CD Room.
- CINGOLANI (C.A.), URIZ (N.J.), ABRE (P.), MANASSERO (M.J.), y BASEI (M.A.S.), 2017. Silurian-Devonian land–sea Interaction within the San Rafael Block, Argentina: Provenance of the Río Seco de los Castaños Formation. En: CINGOLANI (C.), ed., *Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin*. Springer Earth System Sciences: 183-208. Berlin.
- CISTERNA (G.A.) e ISAACSON (P.), 2003. A new carboniferous brachiopod genus from South America. *Alcheringa*, 27: 63-73.
- CLARKE (J.M.), 1912. El Devoniano de la Argentina occidental. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 7: 1-15. Buenos Aires.
- CLARKE (J.M.) 1913. Fosseis Devonianos do Parana. *Monographias do Serviço Geologico e Mineralogico do Brasil*, 1, 353 pp. Rio de Janeiro.

- COCKS (L.R.M.), 1996. Brachiopods from the Fox Bay Formation, Falkland Islands. Natural History Museum. Unpublished report for Falkland Islands Government, 2 pp. Inédito.
- COCKS (L.R.M.) y FORTEY (R.A.), 1988. Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. En: AUDLEY-CHARLES (M.G.) y HALLAM (A.), (eds.), Gondwana and Tethys. Geological Society of London Special Publication, 37: 183-200. Londres.
- COCKS (L.R.M.), ADRAIN (J.E.) y MORRIS (N.J.), 1998. Invertebrate fossils from the Fox Bay Formation, Falkland Islands. Natural History Museum. Unpublished report for Falkland Islands Government, 5 pp. (Inédito).
- COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1992. *Código Argentino de Estratigrafía*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 20: 1-64. Buenos Aires.
- CONIGLIO (J.) y ESPARZA (A.), 1988. Geología del sector sur del Batolito del Cerro Áspero-Alpa Corral, Córdoba, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: E1-E15. Santiago.
- CONIGLIO (J.), XAVIER (R.P.), PINOTTI (L.) y D'ERAMO (F.), 2000. Ore forming fluid of vein-type fluorite deposits of Cerro Áspero batholith, southern Córdoba Province, Argentina. *International Geology Review*, 42(4): 368-383.
- CONIGLIO (J.), D'ERAMO (F.), PINOTTI (L.), DEMARTIS (M.), AGULLEIRO INSÚA (L.) y PETRELLI (H.), 2010. Control estructural de las mineralizaciones de fluorita del batolito Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (4): 507-520. Buenos Aires.
- COOPER (M.R.) 1982. A revision of the Devonian (Emsian-Eifelian) Trilobita from the Bokkeveld Group of South Africa. *Annals of the South African Museum*, 89(1): 174. Ciudad del Cabo.
- CORTÉS (J.M.), CAMINOS (R.) y LEANZA (H.A.), 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. En: RAMOS (V.) (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche): 65-84. Buenos Aires.
- COTUREL (E.P.) y ARNOL (J.A.), 2018. Plant remains from the Devonian of San Juan, Argentina. 5th International Paleontological Congress, p. 818. Paris,
- COUGHLIN (T.J.), 2000. Linked origen-oblique fault zones in the central Argentine Andes: the basis for a new model for Andean orogenesis and metallogenesis, PhD Thesis, Queensland University, Queensland, Australia, 207 pp. (Inédito).
- CRAMER (F.H.) y DIEZ DE CRAMER (M.D), 1972. Exclusive occurrence of chitinozoans and miospores in a shale of Devonian age from the Malvinas Islands. *Ameghiniana*, 9(3): 220-222. Buenos Aires.
- CUCCHI (R.J.), 1972. Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(2): 229-248. Buenos Aires.
- CUCCHI (R.J.), 1980a. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2): 167-173. Buenos Aires.
- CUCCHI (R.J.), 1980b. La Formación Esquel y la Formación Valle Chico. Réplica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 588-590. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J), 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana*, 4(5): 171-178. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J), 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 6: 223-235. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J), 1985. Estratigrafía y bioestratigrafía del Silúrico de San Juan (Argentina) basada en sus faunas de graptolitos. *Ameghiniana*, 22(3-4): 233-241. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J.) y BALDIS (B.A.), 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8(2): 128-164. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J.) y CINGOLANI (C.A.), 1998. El Ordovícico del Cerro Bola (Sierra Pintada de San Rafael), Provincia de Mendoza: sus faunas graptolíticas. *Ameghiniana* 35(4): 427-448. Buenos Aires.
- CUERDA (A.J.), WAGNER (R.H.) y ARRONDO (O.G.), 1968. Observaciones sobre algunas floras del Carbónico argentino. *Ameghiniana* 15(3-4): 381-391. Buenos Aires.
- CUERDA (A.), CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior, de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 20: 239-260. Buenos Aires.

CUERDA (A.), CINGOLANI (C.A.) y BORDONARO (O.), 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. En: RAMOS (V.A.), ed., 12° Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio: 21-30.

CUERDA (A.J.), CINGOLANI (C.), ARRONDO (O.), MOREL (E.) y GANUZA (D.), 1987. Primer registro de plantas vasculares en la Formación Villavicencio, Precordillera de Mendoza, Argentina. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 179-183. Santa Cruz de la Sierra.

CUERDA (A.J.), RICKARDS (R.) y CINGOLANI (C.), 1988a. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society*, 145: 749-757. Londres.

CUERDA (A.J.), LAVANDAIO (E.), ARRONDO (O.) y MOREL (E.), 1988b. Investigaciones estratigráficas en el Grupo Villavicencio, Canota, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 356-365. Buenos Aires.

CUERDA (A.J.), ARRONDO (O.), MOREL (E.) y SPALLETTI (L.A.), 1990. Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. *Revista del Museo de la Plata, Nueva Serie, Sección Geología* 10: 185-195. La Plata.

CURTIS (M.L.) y HYAM (D.M.), 1998. Late Palaeozoic to Mesozoic structural evolution of the Falkland Islands: a displaced segment of the Cape Fold Belt. *Journal of the Geological Society of London*, 155: 115-129. Londres.

DAHLQUIST (J.A.), RAPELA (C.W.) y BALDO (E.), 2005a. Petrogenesis of cordierite-bearing S-type granitoids in Sierra de Chepes, Famatinian orogen, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 231-251. Columbia.

DAHLQUIST (J.A.), RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), BALDO (E.), SAAVEDRA (J.), ALASINO (P.H.), 2005b. Los granitoides de la Sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógenofamatiniano. En: DAHLQUIST (J.A.), BALDO (E.G.) y ALASINO (P.H.) (eds.), *Geología de la provincia de La Rioja – Precámbrico-Paleozoico Inferior*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial, 8, 87-108. Buenos Aires.

DAHLQUIST (J.A.), PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), GALINDO (C.), ALASINO (P.), FANNING (C.M.), SAAVEDRA (J.) y BALDO (E.G.), 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta*, 6: 319-333. Barcelona.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1990a. El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 11-14. San Juan.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1990b. The origin of Patagonia. Simposio Proyecto IGCP 279. *Terranes of South America*. *Revista Comunicaciones*, 41: 55-64. Santiago.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1991a. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 223-234. Buenos Aires.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.) 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 263-276. Buenos Aires.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: 617-620. Boulder.

DALLA SALDA (L.), DALZIEL (I.), CINGOLANI (C.) y VARELA (R.), 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into South America?. *Geology*, 20: 1059-1062. Boulder.

DALLA SALDA (L.), CINGOLANI (C.), VARELA (R.) y ARAGÓN (E.), 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of North Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 377-386. Columbia.

DALLA SALDA (L.), VARELA (R.) y CINGOLANI (C.), 1999. El basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de la Patagonia, Islas Malvinas y Antártica. *Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29 (5):107-132. Buenos Aires.

DANIELI (J.C.), FRANCHINI (M.B.) IMPICCINI (A.), CASÉ (A.M.), SCHALAMUK (I.) y DEZA (M.), 2002. Presencia de pirofilita del arroyo Auquén, Varvarco, Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 406-411. El Calafate.

DARWIN (C.), 1846. On the Geology of the Falkland Islands. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 2, 267-274. Londres.

DE ALBA (E.), 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(2): 131-134, Buenos Aires.

DEL BLANCO (M.), ECHAVARRÍA (L.), ECHEVESTE (H.), ETCHEVERRY (R.), TESSONE (M.) y MONDELO (R.), 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Encuentro Internacional de Minería*, Actas 1: 93-99, Buenos Aires.

DESSANTI (R.N.), 1945. Informe geológico preliminar sobre la Sierra Pintada, Departamento de San Rafael, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 28. Buenos Aires. (Inédito).

DESSANTI (R.N.), 1955. La estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento San Rafael, provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(4): 246-252. Buenos Aires.

DESSANTI (R.N.), 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79. Buenos Aires.

DESSANTI (R.N.) y CAMINOS (R.L.), 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(2): 135-162. Buenos Aires.

DIGREGORIO (J.H.) y ULIANA (M.A.), 1980. Cuenca Neuquina. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.

DIMIEMI (L.), DELPINO (S.) y TURIENZO (M.), 2005. Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata) pp. 101-118.

DI PASQUO (M.M.), 2003. Avances sobre palinología, bioestratigrafía y correlación de las asociaciones presentes en los Grupos Macharetí y Mandiyutí, Neopaleozoico de la Cuenca Tarija, provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 40: 3-32. Buenos Aires.

DI PASQUO (M.M.), 2005. Resultados palinológicos preliminares de estratos del Devónico y Carbonífero en el perfil de Balapuca, sur de Bolivia. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 3: 293-298. La Plata.

DI PASQUO (M.M.), 2007a. Asociaciones palinológicas presentes en las Formaciones Los Monos (Devónico) e Itacua (Carbonífero Inferior) en el perfil de Balapuca, sur de Bolivia. Parte 1. Formación Los Monos. *Revista Geológica de Chile*, 34(1): 98-137. Santiago.

DI PASQUO (M.M.), 2007b. Asociaciones palinológicas presentes en las Formaciones Los Monos (Devónico) e Itacua (Carbonífero Inferior) en el perfil de Balapuca, sur de Bolivia. Parte 2. Formación Itacua e interpretación estratigráfica y cronología de las formaciones Los Monos e Itacua. *Revista Geológica de Chile*, 34(2): 163-198. Santiago.

DI PASQUO (M.M.), 2007c. State of the art of the Devonian palynological records in the northern Argentina, southern Bolivia and northwestern Paraguay. The IGCP 499-UNESCO "Devonian Land-Sea Interaction: Evolution of Ecosystems and Climate" (DEVEC). Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, Special Issue, 70-73. San Miguel de Tucumán.

DI PASQUO (M.M.), 2007d. Update and importance of the Carboniferous and Permian paleontological records of the Tarija Basin. En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.) (eds.). 4° European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin American (Madrid), Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero No. 8: 107-112. Madrid.

DI PASQUO (M.M.), 2008. Nueva información palinológica sobre el límite Devónico–Carbónico en Bolivia: Las Formaciones Iquirí e Itacua en la quebrada Macharetí. 12° Simposio de Paleobotánica y Palinología. Boletín de resúmenes, p. 50. Florianópolis.

DI PASQUO (M.M.), 2013. Palinoestratigrafía del Devónico en el área de Yesera, Departamento de Tarija, Bolivia. En: 14° Simposio Brasileiro de Paleobotánica y Palinología (Río de Janeiro), Anais do Museu Nacional Rio de Janeiro, 49: 60. Río de Janeiro.

DI PASQUO (M.M.) y NOETINGER (S.), 2008a. The first records of land plants and associated palynomorphs from the Lower Devonian, Santa Rosa Formation (Tarija Basin), at Alarache, southern Bolivia. *Geologica Acta*, 6(2): 1-21. Barcelona.

DI PASQUO (M.M.) y NOETINGER (S.), 2008b. Resultados preliminares del análisis palinológico del Pozo San Antonio X-1 (Salta) entre 2544 y 1293 m de profundidad. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 347-348. San Salvador de Jujuy.

DI PASQUO (M.M.) y VERGEL (M.M.), 2008. Primer registro palinológico del Pennsylvaniano del Norte de la Sierra de Zenta, provincia de Jujuy, Argentina. 12° Simposio de Paleobotánica y Palinología. Boletín de resúmenes, p. 51. Florianópolis.

DI PASQUO (M.M.), AMENÁBAR (C.R.) y NOETINGER (S.), 2007. The palaeobiogeographical significance of the spore *Grandispora pseudoreticulata* (Menéndez and Pöthe de Baldi) Ottone in the Middle to Late Devonian of Gondwana. The IGCP 499-UNESCO "Devonian Land-Sea Interaction: Evolution of Ecosystems and Climate" (DEVEC, San Juan, 2007). Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación, Special Issue, 97-101. San Miguel de Tucumán.

DI PASQUO (M.), AMENÁBAR (C.R.) y NOETINGER (S.), 2009. Middle Devonian microfloras and megafloras from western Argentina and southern Bolivia: their importance in the palaeobiogeographical and palaeoclimatic evolution of western Gondwana. En: KÖNIGSHOF (P.), ed., *Devonian Change: Case Studies in Palaeogeography and Palaeoecology*. Geological Society, Special Publications 314: 191-211. Londres.

DI PASQUO (M.M.), VERGEL (M.M.), NOETINGER (S.), ARÁOZ (L.) y ACEÑOLAZA (G.F.), 2011. Estudios palinoestratigráficos del Paleozoico en Abra Límite, Sierra de Zenta, Provincia de Jujuy, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas: 1470-1471 (CDrom). Neuquén.

DI PASQUO (M.M.), NOETINGER (S.), ISAACSON (P.), GRADER (G.), STARCK (D.), MOREL (E.) y ANDERSON FOLNAGY (H.), 2015. Mid-Late Devonian assemblages of herbaceous lycophytes from northern Argentina and Bolivia: age assessment with palynomorphs and invertebrates and paleobiogeographic importance. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 70-83. Columbia.

DI PERSIA (C.), 1960. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). 1° Jornadas Geológicas Argentinas (San Juan), Anales 2: 65-68.

DI PERSIA (C.A.), 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta-Zona Sierra Pintada. Depto. San Rafael, Provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), 3: 29-41. Mendoza.

DONATO (E.O.) y VERGANI (G.), 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 262-283. Concepción.

DORAIS (M.J.), LIRA (R.), CHEN (Y.) y TINGEY (D.), 1997. Origin of biotite–apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.

EDGECOMBE (G.D.), 1994. Calmonioid trilobites from the Devonian Fox Bay Formation, Falkly Islands: systematics y biogeography. *New York State Museum Bulletin*, 481: 55-68. Nueva York.

EDGECONBE (G.D.), VACCARI (N.E.) y WAISFELD (B.G.), 1994a. *Andinacaste* (Trilobita) from the earliest Devonian of Argentina. *Journal of Paleontology*, 68: 837-841. Cambridge.

EDGECONBE (G.D.), VACCARI (N.E.) y WAISFELD (B.G.), 1994b. Lower Devonian calmonioid trilobites from the *Bouleia* Group, y remarks on the tempo of calmonioid radiation. *Geological Magazine*, 131: 449-464. Cambridge.

EDWARDS (D.), MOREL (E.), POIRÉ (D.G.) y CINGOLANI (C.A.), 2001. Land plants in the Villavicencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Paleobotany and Palynology*, 116: 1-18. Amsterdam.

EDWARDS (D.), POIRÉ (D.G.), MOREL (E.M.) y CINGOLANI (C.A.), 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina. En: BASSET (M.G.) (ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes*. Geological Society, Special Publications 325(1): 233-255. Londres.

ESCOSTEGUY (L.) y FRANCHI (M.), 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3): 418-429. Buenos Aires.

ESCOSTEGUY (L.), GEUNA (S.), ETCHEVERRÍA (M.) y FRANCHI (M.), 2014. Formación El Bello (nov. nom.), Jurásico Temprano de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(4): 575- 584. Buenos Aires.

ESCOSTEGUY (L.D.), ETCHEVERRÍA (M.), GEUNA (S.), FRANCHI (M.), WILSON (C.) y AZCURRA (D.), 2017. Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris, Provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 429, 93 p., Buenos Aires.

ESPISÚA (E.), 1968. El Paleozoico inferior del río de las Chacritas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 297-311. Buenos Aires.

EZPELETA (M.) y ASTINI (R.A.), 2009. The Late Devonian glaciation in western Argentina: expanding the frontiers of Gondwanan glacial epoch. *International Lateinamerika-Kolloquium (Göttingen)*, Abstracts and Program: 95-96.

FAGIANO (M.), OTAMENDI (J.), NULLO (F.E.) y BRIEN (C.), 1993. Geología y petrografía del Granito Los Nogales, Achiras, Provincia de Córdoba. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 33-41. Mendoza.

FAGIANO (M.), PINOTTI (L.), ESPARZA (A.M.) y MARTINO (R.), 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), en CD.

FAUQUÉ (L.) y LIMARINO (C.), 1991. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 103-114. Buenos Aires.

FAUQUÉ (L.), LIMARINO (C.), CÉSARI (S.N.) y SABATTINI (N.), 1989. El Carbonífero Inferior fosilífero del área del Río de La Troya, Sudoeste de la provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 26(1-2): 55-62. Buenos Aires.

FERNÁNDEZ GARRASINO (C.A.) y CERDÁN (J.A.), 1981. La Formación Santa Rosa (Devónico Inferior) en la Argentina y sus posibles equivalentes. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 193-202.

FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ (E.), PLUSQUELLEC (Y.), TOURNEUR (F.) y HERRERA (Z.) 1999. Nueva especie de tabulado del Devónico Inferior de Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 14: 37-57. Madrid.

FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ (E.), PLUSQUELLEC (Y.) y TOURNEUR (F.). 2002. Revisión de Favosites argentina Thomas, 1905, especie tipo de *Argentinella* nov. gen., coral tabulado del Devónico Inferior de Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 17: 101-116. Madrid.

FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ (E.), PLUSQUELLEC (Y.) y CASTAÑO De LUIS (R.), 2007. Corales tabulados del Devónico inferior de Argentina y Bolivia: estado de la cuestión. En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.) (eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 143-148. Madrid.

FERNÁNDEZ SEVESO (F.), VISTALLI (M.C.) y VIÑES (R.F.), 2000. Correlación de reservorios en la cuenca silúrica-devónica del Chaco: Una revisión integrada previa a la adquisición de bloques exploratorios en Bolivia. *Boletín de Informaciones Petroleras, REPSOL-YPF*, marzo: 152-166. Buenos Aires.

FERUGLIO (E.), 1929. Fósiles devónicos del Quemado (San Pedro de Jujuy), en la región subandina del Norte. *Boletín de Informaciones Petroleras* 6(62): 951-861. Buenos Aires.

FERUGLIO (E.), 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. *Contribución Primera Reunión Nacional de Geografía, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 7: 5-39. Buenos Aires.

FERUGLIO (E.), 1949a. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 18: 27-63. Buenos Aires.

FERUGLIO (E.), 1949b. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1: 17-19. Buenos Aires.

FOSSA MANCINI (E.), 1937. Las investigaciones geológicas de YPF en la provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional. *Boletín de Informaciones Petroleras* 14(154): 51-118. Buenos Aires.

FOSSA MANCINI (E.), FERUGLIO (E.) y YUSSEN DE CAMPANA (J.C.), 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la nomenclatura estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.

FRAKES (L.A.) y CROWELL (J.C.), 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic Diamictite, Falkland Islands. *Geological Society of America Bulletin*: 78, 37-58. Boulder.

FRANZESE (J.R.), 1992. Petrología y tectónica del basamento del Cordón de la Piedra Santa, provincia de Neuquén. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 269 p. La Plata. Inédito.

FRANZESE (J.R.), 1993a. Análisis petrográfico y geoquímico de la Formación Piedra Santa, basamento pre-mesozoico del sur de la provincia de Neuquén. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas, 4: 327-334. Mendoza.

FRANZESE (J.R.), 1993b. Delormación preandina del basamento del Cordón de la Piedra Santa, Neuquén. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 3: 11-20, Mendoza.

- FRANZESE (J.R.), 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 193-202. Santiago.
- FRENGUELLI (J.), 1941. Las concreciones de los varves y su significado geológico. *Notas del Museo de La Plata*, 6, Geología 15: 371-386. La Plata.
- FRENGUELLI (J.), 1944. Apuntes acerca del Paleozoico Superior del noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata*, nueva serie, Geología 2(15): 213-265. La Plata.
- FRENGUELLI (J.), 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(2): 83-94. Buenos Aires.
- FRENGUELLI (J.), 1952a. Un alga fósil en el Paleozoico inferior de la Sierra de Tontal, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(2): 125-130. Buenos Aires.
- FRENGUELLI (J.), 1952b. "*Haplostigma furquei*" n. sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(1): 5-10. Buenos Aires.
- FURQUE (G.), 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(1): 46-71. Buenos Aires.
- FURQUE (G.), 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol, prov. La Rioja, prov. San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 104 pp. Buenos Aires.
- FURQUE (G.), 1968. Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja. 3° Jornadas de Geología Argentina (Comodoro Rivadavia), Actas 1: 111-120.
- FURQUE (G.), 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, cerro La Bolsa, provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 125: 1-70. 1 mapa. Buenos Aires.
- FURQUE (G.), 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c, Jáchal. Provincia de San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, 81 pp. Buenos Aires.
- FURQUE (G.) y BALDIS (B.), 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 3: 241-251.
- FURQUE (G.) y CABALLÉ (M.F.), 1988. Descripción geológica de la sierra de la Invernada, San Juan. Dirección Nacional de Minería y Geología, p. 1-76. Buenos Aires. (Inédito).
- FURQUE (G.) y CABALLÉ (M.F.), 1990. Depósitos marinos del Paleozoico medio en la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan). Actas, 2: 81-84. San Juan.
- FURQUE (G.) y CUERDA (A.J.), 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, 2° Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 455-522. Córdoba
- FURQUE (G.), CUERDA (A.J.), CABALLÉ (M.F.) y ALFARO (M.), 1990. El Ordovícico de la Sierra de la Invernada y su fauna de graptolitos - San Juan. *Revista del Museo de La Plata (Paleontología)*, 9: 159-181. La Plata.
- GALLARDO (G.), HEREDIA (S.) y MALDONADO (A.), 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza. 5° Congreso Geológico Chileno (Santiago). Actas 1: 37-53.
- GARCÍA-LÓPEZ (S.) y FERNÁNDEZ MARTÍNEZ (E.), 1995. The genus *Parastriatopora* Sokolov, 1949 (Tabulata) in the Lower Devonian of Argentina: Palaeobiogeographic implications. *Geobios*, 28: 175-183. Lyon.
- GARCÍA MURO (V.J.) y RUBINSTEIN (C.V.), 2015. New biostratigraphic proposal for the lower Palaeozoic Tucunuco Group (San Juan Precordillera, Argentina) based on marine and terrestrial palynomorphs. *Ameghiniana*, 52 (2): 265-285. Buenos Aires.
- GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2014a. Upper Silurian miospores from the Precordillera Argentina: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographic implications. *Geological Magazine*, 151: 472-490. Cambridge.
- GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2014b. Palynological record of the Silurian/Devonian boundary in the Argentine Precordillera, western Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 274: 25-42. Stuttgart.
- GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y RUSTÁN (J.J.), 2017. Lower Devonian organic-walled phytoplankton and miospores from the Precordillera Basin of San Juan, Argentina: biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Palynology*, 41, S1: 138-157. Tulsa.
- GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2018a. Late Silurian palynomorphs from the Precordillera of San Juan, Argentina: Diversity, palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 63(1): 41-61. Varsovia.

GARCÍA MURO (V.J.), RUBINSTEIN (C.V.), RUSTÁN (J.J.) y STEEMANS (P.), 2018b. Palynomorphs from the Devonian Talacasto and Punta Negra Formations, Argentinean Precordillera: New biostratigraphic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 110-126. Columbia.

GARCÍA SANSEGUNDO (J.), FARIAS (P.), RUBIO ORDÓÑEZ (A.) y HEREDIA (N.), 2012. Estructura del Paleozoico del Cordón del Carrizalito (sector meridional de la Cordillera Frontal de los Andes, Provincia de Mendoza, Argentina). Abstracts 8° Congreso Geológico España. Simposio: Geología de la Cordillera de los Andes y su antepaís, Oviedo, *GeoTemas* 13: 1875-1878. Madrid.

GARCÍA SANSEGUNDO (J.), GALLASTEGUI (G.), FARIAS (P.), RUBIO-ORDÓÑEZ (A.), CUESTA (A.), HEREDIA (N.), GIAMBIAGGI (L.) y CLARIANA (P.), 2016. Evolución tectono-metamórfica Chánica del Complejo Guarguaraz, Cordillera Frontal de los Andes (Mendoza, Argentina). *Geo-Temas*, 16(2): 427-430. Madrid.

GARGIULO (M.F.), 2005. Geología de las rocas ígneas del sector austral de la sierra de Cuyín Manzano, Provincia de Neuquén. Determinación de asociaciones minerales secundarias y facies metamórficas. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 200 pp., Buenos Aires. (Inédito).

GARGIULO (M.F.), 2006. Facies metamórficas y edades relativas de las rocas del extremo oriental del Brazo Huemul, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(2): 82-94. Buenos Aires.

GELÓS (E. M.), 1977. Metamorfismo de contacto en el YS de Sierra Grande, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (2): 99-110. Buenos Aires.

GIACOSA (R.) y MÁRQUEZ (M.), 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. 2. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (17): 444-459. Buenos Aires.

GIACOSA (R.) y MÁRQUEZ (M.), 2002. El Basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. En HALLER (M.J.), ed., *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Relatorio 1-3: 45-55, Buenos Aires.

GIACOSA (R.), CESARI (O.) y GENINI (A.), 1998. Hoja geológica 4766-III y IV, Puerto Deseado, provincia de Santa Cruz, Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, Boletín, 240: 1-74. Buenos Aires,

GIACOSA (R.), MÁRQUEZ (M.), NILLNI (A.), FERNÁNDEZ (M.), FRACCHIA (D.), PARISI (C.), AFONSO (J.), PAREDES (J.) y SCIUTTO (J.), 2004. Litología y estructura del basamento ígneo metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico (Cushamen, Chubut, 42° 10' S – 70° 30' O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4): 569-577. Buenos Aires.

GIACOSA (R.), FRACCHIA (D.), HEREDIA (N.) y PEREYRA (F.), 2013. Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399: 1-95. Buenos Aires.

GIOLITTI (J.), 1994. Estratigrafía de la secuencia devónica (Formación Talacasto) en el área del Cerro La Chilca-Sierra de la Trampa, Precordillera de San Juan. Trabajo final, 67 pp., Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.

GODOY (E.), FRANCISCO (H.) y FANNING (M.), 2008. Edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Macizo Norpatagónico: implicancias geotectónicas. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 3: 1228.

GODOY CIGUEL (J.), 1989. Bioestratigrafía dos Tentaculoidea no flanco oriental da Bacia do Parana e sua ocorrência na America do Sul. *Disertacao Mestrado*, Instituto de Geociencias, Universidade Sao Paulo. (Inédita).

GONZÁLEZ (C.R.), 1993. The earliest Carboniferous and the Devonian-Carboniferous boundary in Argentina. *IUGS-SCCS Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 11: 30- 31.

GONZÁLEZ (C.R.) y BOSSI (G.E.), 1986. Los depósitos carbónicos al este de Jagüel, La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas, 1: 231-236. Mendoza.

GONZÁLEZ (C.R.) y BOSSI (G.E.), 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología (Santa Cruz de la Sierra), Actas 2: 713-724.

GONZÁLEZ (C.R.), TABOADA (A.C.), DÍAZ SARAVIA (P.G.) y AREDES (M.A.), 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 40-46. Buenos Aires.

- GONZÁLEZ (R.R.) y TOSELLI (A.J.), 1974. Radimetric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. *Geociencias*, 4(3): 137-141. San Pablo.
- GONZÁLEZ BONORINO (F.), 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación 37: 1-67. Santiago.
- GONZÁLEZ BONORINO (F.), 1974. La Formación Millaqueo y la Serie Porfírica de la Cordillera Norpatagónica: nota preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2): 145-153. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO (F.), 1979. Esquema de la evolución geológica de la cordillera norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3): 184-202. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO (F.) y GONZÁLEZ BONORINO (G.), 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 518-528. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO (G.), 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 223-246. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO (G.) y MIDDLETON (G.N.), 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 56-69. Tulsa.
- GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19: 151-188. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael, Mendoza. Servicio Minero-Geológico, Boletín 132: 1-127. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada Serie de La Horqueta del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 241-256. San Luis.
- GONZÁLEZ DÍAZ (E.F.), 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. *Earth-Science Reviews*, 18: 365-393. Amsterdam.
- GORDILLO (C.E.) y LENCINAS (A.N.), 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: LEANZA (A.F.), ed., *II Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-638. Córdoba.
- GRAHN (Y.), 2002. Upper Silurian and Devonian chitinozoa from central and southern Bolivia, central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 315-326. Columbia
- GRAHN (Y.), 2003. Silurian and Devonian chitinozoan assemblages from the Chaco-Paraná Basin, northeastern Argentina and Central Uruguay. *Revista Española de Micropaleontología*, 35(1): 1-8. Madrid.
- GRAHN (Y.), 2005. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, 55(3): 211-227. Varsovia.
- GRAHN (Y.), 2006. Ordovician and Silurian chitinozoan biozones of western Gondwana. *Geological Magazine*, 143(4): 509-529. Cambridge.
- GRAHN (Y.) y GUTIÉRREZ (P.R.), 2001. Silurian and Middle Devonian Chitinozoa from the Zapla and Santa Bárbara Ranges, Tarija Basin, northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 38(1): 35-50. Buenos Aires.
- GRAHN (Y.), PEREIRA (E.) y BERGAMASCHI (S.), 2000. Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. *Palynology*, 24: 147-176. Tulsa.
- GRAHN (Y.), LOBOZIAK (S.), MELO (J.H.G.), 2003. Integrated correlation of Late Silurian (Přídolí *s.l.*) Devonian chitinozoans and miospores in the Basin, northern Brazil. *Acta Geologica Polonica*, 53(4): 283-300. Varsovia.
- GREENWAY (M.E.), 1972. The Geology of the Falkland Islands. British Antarctic Survey. Scientific Report, 76, 42 pp. Cambridge.
- GROEBER (P.), 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí. *Physis*, 4(17): 208-240. Buenos Aires.
- GROEBER (P.) 1939. Informe geológico sobre la zona de embalse del proyectado dique en Nihuil, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe. Buenos Aires. (Inédito).
- GROEBER (P.), 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-433. Buenos Aires.

GUERSTEIN (M.B.), LAYA (H.A.) y PEZZUTTI (N.E.), 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de "Las Juntas". 2° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta 1963), Actas 7: 231-242.

GUTIÉRREZ (P.R.), 1996. Revisión de las Licópsidas de la Argentina. 2. *Malanzania* Archangelsky, Azcuy et Wagner y *Haplostigma* Seward; con notas sobre *Cyclostigma* Haughton. *Ameghiniana*, 33(2): 127-144. Buenos Aires.

GUTIÉRREZ (P.R.) (ed.), 2008. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen VI: Carbonífero. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 30. Servicio Geológico Minero Argentino, 169: 221 pp. Buenos Aires.

GUTIÉRREZ (P.R.) y ARCHANGELSKY (S.), 1997. *Haplostigma baldisii* sp. nov. (Lycophyta) del Devónico de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 34: 275-282. Buenos Aires.

HAGERMANN (T.), 1932: la geología de las Serranías Santa Bárbara, Cachipunco, Centinela, Ronda y Maiz Gordo, en las Prov. De Salta y Jujuy, y las relaciones petrolíferas de la zona. Informe Interno de YPF. (Inédito).

HALLE (T.G.), 1912. On the geological structure and history of the Falkland Islands. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 11(2): 115-229. Upsala.

HALPERN (M.), UMPIERRE (U.) y LINARES (E.), 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. *Upper Mantle Symposium (Hyderabad)*: 345-356.

HARRINGTON (H.J.), 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal Pais, Provincia de Mendoza. Dirección de Minería y Geología, Boletín 49: 1-54. Buenos Aires.

HARRINGTON (H.J.), 1947: Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. Boletín de la dirección de Minería y Geología, 61: 1-43. Buenos Aires.

HARRINGTON (H.J.), 1957. Ordovician Formations of Argentina. En HARRINGTON (H.J.) y LEANZA (A.F), eds., *Ordovician trilobites of Argentina*. University of Kansas, Special Publication 1: 1- 59. Lawrence.

HARRINGTON (H.J.), 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 40(10): 1773-1814. Tulsa.

HARRINGTON (H.J.), 1967. Devonian of South America. *International Symposium on the Devonian System (Calgary), Proceedings*, 1: 651-671.

HARRINGTON (H.J), 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 151-181. Buenos Aires.

HARRINGTON (H.J.), 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114: 1-87. Buenos Aires.

HAUDE (R.), 1995. Echinodermen aus dem Unter-Devon der argentinischen Präkordillere. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 197: 37-86. Stuttgart.

HAUDE (R.), 2004. Morphology y palaeobiology of echinoderms in the Lower Devonian of the Argentine Precordillera. En: HEINZELLER (T.) y NEBELSICK (J.H.), eds., *Echinoderms*, 417-419. Taylor y Francis, Londres.

HAUDE (R.) y STERREN (A.F.), 2006. Taphonomy y paleobiology of echinoderms in the Lower Devonian of the Argentine Precordillera. 9° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Córdoba): 251. Córdoba.

HAUDE (R.), BROCKE (R.), HEINRICH (T.) y RIEGEL (W.), 2007. Tempestitic Echinoderm Lagerstaetten in the Lower Devonian of the Argentinan Precordillera y Implications on Associated, Presumably Near-Shore-Derived Silici-Organic Objects. *Field meeting IGCP 499 (IUGS/UNESCO)-Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems y climate (San Juan, Argentina), Guidebook y Abstracts*: 87-90.

HEIM (A.), 1945. Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan. *Revista del Museo de La Plata (NS)*, 2, Geología 16: 267-286. La Plata.

HEIM (A.), 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(1): 11-70. Buenos Aires.

HEREDIA (S. E.) y BERESI (M.S.), 2004. La Formación Empozada y su relación estratigráfica con la Formación Estancia San Isidro (nom. nov.), Ordovícico de la Precordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(2): 178-192. Buenos Aires

HEREDIA S., BERESI M., MESTRE A. y RODRÍGUEZ M.C., 2010. El Ordovícico de la Precordillera de Mendoza: microfácies y conodontes. *Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 24: 65-76. San Miguel de Tucumán.

HEREDIA (S.), MESTRE (A.) y MILANA (J.P.), 2007. Reappraisal of the Silurian stratigraphy at Cerro del Fuerte Section (San Juan, Argentina). En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I.), eds., 4th European Meeting on the Palaeontology y Stratigraphy of Latin America, Cuadernos del Museo Geominero: 195-200. Madrid.

HERNÁNDEZ (R.M.), ALVAREZ (L.) y DALENZ-FARJAT (A.), 2000: Estratigrafía Secuencial y Paleoecología de la Cuenca Subandina-Chaqueña (Siluro-Devónico). Informe Interno Pluspetrol, XR s.r.l. (Inédito).

HERRERA (Z.A.), 1991. Taxonomía, Bioestratigrafía y Paleobiogeografía de los braquiópodos de la Formación Talacasto (Devónico) de Precordillera Argentina, Tesis Doctoral, 283 pp., Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).

HERRERA (Z.A.), 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 289-295. Mendoza.

HERRERA (Z.A.), 1995a. The first notanopliid brachiopod from the South American Devonian sequence. *Geobios*, 28: 337-342. Lyon.

HERRERA (Z.A.), 1995b. The Lower Devonian chonetoid brachiopods from the Argentine Precordillera. En: RACHEBOEUF (P.), ed., Four contributions to the study of chonetoid brachiopods, 136: 101-147. Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon I, Lyon.

HERRERA (Z.A.) y BUSTOS (U.D.), 2001. Braquiópodos devónicos de la Formación Punta Negra, en el perfil del Río de las Chacritas, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 38: 367-374. Buenos Aires.

HERRERA (Z.A.), SALAS (M.J.) y GIOLITTI (J.A.), 1998. Chilidiospsoidea (brachiopoda) del Devónico inferior de la Precordillera Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 13(2): 149-166. Madrid.

HERVÉ (F.), HALLER (M.J.), DUHART (P.) y FANNING (M.C.), 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implicatios. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas, 4p., CD ROM. La Plata.

HERVÉ (F.), CALDERÓN (M.) y FAÚNDEZ (V.), 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6: 43-53. Barcelona.

HILLER (N.), 1987. The identity of *Chonetes falklandicus* (Brachiopoda, Devonian). *Journal of Palaeontology*, 61(6): 1148-1155. Cambridge.

HILLER (N.) y TAYLOR (F.F.), 1992. Late Devonian shoreline changes: an analysis of Witteberg Group stratigraphy in the Grahamstown area. *South African Journal of Geology*, 95 (5/6): 203-212. Ciudad del Cabo.

HOLLOWAY (D.) y RUSTÁN (J.J.), 2012. The trilobite *Reedops* (Phacopidae) in the Lower Devonian of Argentina (Malvinokaffric Realm). *Journal of Paleontology*, 86(2): 253-257. Cambridge.

HOLMBERG (E.), 1948. Geología del Cerro Bola. Contribución al conocimiento de la tectónica de la Sierra Pintada. Secretaría de Industria y Comercio de la Nación. Dirección General de Industria y Minería. Boletín 69: 313-361. Buenos Aires.

HOMOVC (J.), CONSTANTINI (L.), FERREIRA (R.) y PELLON MIRANDA (A.), 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationships with the San Julian offshore area in the Atlantic Ocean. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention. San Diego.

HÜNICKEN (M.A.), 1975. Sobre el hallazgo de conodontes en el Silúrico de Lomas de los Piojos, dpto. Jáchal, pcia. San Juan. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán), Actas 1: 283-291. San Miguel de Tucumán

HÜNICKEN (M.A.) y SARMIENTO (G.N.), 1988. Conodontes Ludlovianos de la Formación Los Espejos, Talacasto, provincia de San Juan, R. Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 225-233. Mendoza.

HUNTER (M.A.) y LOMAS (S.A.), 2003. Reconstructing the Siluro-Devonian coastline of Gondwana: insights from the sedimentology of the Port Stephens Formation, Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*, 160: 459-476. Londres.

HYAM (D.M.), MARSHALL (J.E.A.) y SANDERSON (D.J.), 1997. Carboniferous diamictite dykes in the Falkland Islands. *Journal of African Earth Sciences*, 25(4): 505-517. Oxford.

ISSACSON (P.E.), ANTELO (B.) y BOUCOT (A.J.), 1976. Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta Province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 50: 1103-1112. Cambridge.

JAPAS (M.S.), 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 91-121. Madrid.

KAASSCHIETER (J.P.H.), 1965. Geología de la cuenca del Colorado. 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 251- 269. Salta.

KAYSER (E.), 1897. Beiträge zur Kenntniss einiger Paläozoischer Faunen Südamerika. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, 49: 274-317. Berlin.

KEIDEL (J.), 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y de los Andes. Dirección de Minería y Agricultura. Sección Geológica Anales, 11(3): 5-77. Buenos Aires.

KEIDEL (J.), 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 15: 7-102. Buenos Aires.

KEIDEL (J.), 1949. Estudio sobre estructuras Hercínicas en la margen Oeste de la cuenca de Uspallata y la sierra de Cepeda, Frontón de la de Tontal (Provincias de San Juan y Mendoza). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 253-346. Córdoba.

KERLLEÑEVICH (S.C.), 1967. Hallazgo del Devónico marino en la zona de Calingasta. Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(4): 291-294. Buenos Aires.

KERLLEÑEVICH (S.C.), 1969. La edad de los "Conglomerados Morados" supuestamente pérmicos, de la quebrada Nueva, Precordillera de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(3): 269-275. Buenos Aires.

KILMURRAY (J.O.), 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nuevas interpretaciones estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 331-343. Buenos Aires.

KLAMMER (G.), 1964. Die paläozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien. *Zeitschrift Erzbergbau und Metallhüttenweser*, 17(10): 534-541. Stuttgart.

KNOX (R.W.O.B.) y ALDISS (D.T.), 1999. Heavy mineral provenance signatures in the West Falkland Group (?Silurian to Devonian) of the Falkland Islands. British Geological Survey. Technical Report, WH/99/61R. Cambridge.

KOKOGIAN (D.A.), SPALLETTI (L.), MOREL (E.), ARTABE (A.), MARTÍNEZ (R.N.), ALCOBER, (O.A.), MILANA (J.P.), ZAVATTIERI (A.M.) y PAPÚ (O.H.), 1999. Los depósitos continentales triásicos. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 377-398. Buenos Aires.

KRAEMER (P.E.) y RICCARDI (A.C.), 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360. Buenos Aires.

KURY, W., 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 321-328. Mendoza.

LARROVERE (M.A.), de los HOYOS (C.R.), TOSELLI (A.J.), ROSSI (J.N.), BASEI (M.A.S.), BELMAR (M.E.), 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 279-297. Columbia.

LEANZA (A.F.), 1968. Acerca del descubrimiento de amonoideos devónicos en la República Argentina (*Tornoceras baldisi* n.sp.). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 23(4): 326-330. Buenos Aires.

LEANZA (A.F.), 1972. Andes Patagónicos Australes. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 689-706, Córdoba.

LEANZA (H.A.), 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 272-299. Buenos Aires.

LE HÉRISSE (A.), RUBINSTEIN (C.R.) y STEEMANS (P.), 1997. Lower Devonian palynomorphs from the Talacasto Formation, Cerro del Fuerte Section, San Juan Precordillera, Argentina. En: FATKA (O.) y SERVAIS (T.), eds., *Acritarcha in Praha 1996*. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 40(3-4): 497-515. Praga.

LEIDHOLD (C.) y WETTEN (F.), 1948. Acerca del hallazgo del Devónico fosilífero en la quebrada del río San Juan. *Revista Minera*, 18 (1-2).

LESTA (P.J.) y FERELLO (R.), 1962. Informe preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de la porción occidental de las provincias Chubut y Santa Cruz (zona norte). Yacimiento Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).

LESTA (P.) y FERELLO (R.), 1972. Región Extrandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: LEANZA (A.F.) (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 601-653, Córdoba.

LEVERATTO (M.A.), 1968. Geología al oeste de la zona de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23(2): 129-157. Buenos Aires.

LEVY (R.) y NULLO (F.), 1970a. Terebratúlidos devónicos de Argentina 1: *Craneana* y *Scaphiocoelia*. Ameghiniana, 7: 264-274. Buenos Aires.

LEVY (R.) y NULLO (F.), 1970b. Terebratúlidos devónicos de Argentina. 2: *Pleurothyrella*. Ameghiniana, 7: 369-377. Buenos Aires.

LEVY (R.) y NULLO (F.), 1972a. Chonetidae devónicos de Argentina.1: *Chonostrophia*. Ameghiniana, 9: 138-144. Buenos Aires.

LEVY (R.) y NULLO (F.), 1972b. Spiriferidos devónicos de Argentina. 1: *Ambocoelia* y *Kozlowskielina*. Ameghiniana, 9: 45-58. Buenos Aires.

LIMACHI (R.), GOITIA (V.H.), SARMIENTO (D.), ARISPE (O.), MONTECINOS (R.), DIAZ MARTÍNEZ (E.), DALENZ-FARJAT (A.), LIACHENCO (N.), PÉREZ LEYTON (M.) y AGUILERA (E.), 1996. Estratigrafía, Geoquímica, Correlaciones, Ambientes Sedimentarios y Bioestratigrafía del Silúrico-Devónico de Bolivia. 12º Congreso Geológico de Bolivia, Memorias: 183-197. Tarija.

LIMARINO (C.) y CÉSARI (S.N.), 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1): 61-72. Buenos Aires.

LIMARINO (C.), MASSABIE (A.), ROSSELLO (E.), LÓPEZ GAMUNDÍ (O.), PAGE (R.) y JALFIN (G.), 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29(13): 319-348. Buenos Aires.

LINARES (E.), 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. II: Años 1974-1976 y edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar. I: Años 1972-1974. Publicación Especial Asociación Geológica Argentina. Serie B, N° 4. Buenos Aires.

LINARES (E.), LLAMBÍAS (E.) y LATORRE, (C.), 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(1): 87-146. Buenos Aires.

LINARES (E.), CAGNONI (M.), DO CAMPO (M.) y OSTERA (H.), 1985. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences, 1: 53-61. Columbia.

LINARES (E.), HALLER (M.J.), OSTERA (H.A.), CAGNONI (M.C.) y GALANTE (G.), 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Ñorquinco Department, Río Negro Province, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology, 1: 170-175. Brazil.

LINARES (E.), HALLER (M.J.), OSTERA (H.A.) y PAGE (S.M.), 2001. Preliminary radiometric ages for the Arroyo Pescado Formation. Simposio Argentino del Paleozoico Superior 2: p.16. Trelew

LIRA (R.) y KIRSCHBAUM (A.), 1990. Geochemical evolution of granites from de Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society of America, Special Paper, 241: 67-76. Boulder.

LIZUAIN (A.) 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. 1 Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. En: CAMINOS (R.), PANZA (J.L.), ETCHEVERRÍA (M.P.), PEZZUTTI (N.E.) y RASTELLI (D.C.) (eds.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(17): 433-443. Buenos Aires.

LIZUAIN (A.) y VIERA (R.), 2010. Hoja Geológica 4372 I y II, Esquel, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 369: 1-72. Buenos Aires.

LLAMBÍAS (E.J.), SATO (A.M.), ORTIZ SUÁREZ (A.) y PROZZI (C.), 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. En: PANKHURST (R.J.) y RAPELA (C.W.), eds., The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publications, 142: 325-341. Londres.

LOBOZIAK (S.), MELO (J.H.G.), STEEMANS (P.) y BARRILARI (I.), 1995. Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. *Anais da Academia Brasileira del Ciências*, 67: 391-392. Rio de Janeiro.

LÓPEZ (V.L.) y GREGORI (D.), 2003. Petrología y Geoquímica del Complejo Guarguaráz, Basamento metamórfico de la Cordillera Frontal, Argentina. Simposio Internacional: Acreção do microcontinente: Cuyania a proto-margem do Gondwana, Abstracts, pp. 8. Porto Alegre.

LÓPEZ (V.L.) y GREGORI (D.), 2004. Provenance and Evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4): 1197-1208.

LÓPEZ (V.L.), GREGORI (D.) y MIGUELES (N.A.), 2001. Stratigraphy and structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. Geological Society of America Annual Meeting, Abst. BTH 98, A-383. Boston.

LÓPEZ DE AZAREVICH (V.L.) y AZAREVICH (M.B.), 2013. Volcanismo alcalino involucrado en el proceso de apertura de la cuenca pensilvaniana, provincia de Mendoza. *Serie Correlación Geológica*, 29(2): 33-50. San Miguel de Tucumán.

LÓPEZ DE AZAREVICH (V.L.), ESCAYOLA (M.), AZAREVICH (M.B.), PIMENTEL (M.M.) y TASSINARI (C.), 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic–Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 333-344. Columbia.

LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del batolito de Renca. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 42-53. Mendoza.

LOPEZ DE LUCHI (M.G.), SIEGSMUND (S.), HOFMANN (A.), HÜBNER (H.), HULKA (C.) y MOSCH (S.), 2001. Geological setting and composition of the Las Chacras-Potrerillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: First results. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152(2-3): 325-350. Berlin.

LÓPEZ de LUCHI (M.G.), FANTÍN (M.) y RAPALINI (A.E.), 2002a. Batolito La Totorá, Sierras de San Luis, Argentina: Primeros Resultados. En: CABALERI (N.), LINARES (E.), LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), OSTERA (H.) y PANARELLO (H.), eds., 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 269-274. El Calafate.

LÓPEZ DE LUCHI (M.), HOFFMANN (A.), SIEGSMUND (S.), WEMMER (K.) y STEENKEN (A.), 2002b. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309-315. El Calafate.

LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), RAPALINI (A.E.), SIEGSMUND (S.), STEENKEN (A.), 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in Central Argentina. En Martín-Hernández, F. Luneburg, C., AubourgC., Jackson M (Eds). *Magnetic Fabric: Methods and applications Geological Society, Special Publication 238: 447-474. Londres.*

LÓPEZ GAMUNDI (O.R.), 1980a. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 187-194. Buenos Aires.

LÓPEZ GAMUNDI (O.R.), 1980b. La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel. Comentario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 586-587. Buenos Aires.

LÓPEZ GAMUNDI (O.) y ESPEJO (I.), 1987. Petrofacial analysis of Late Paleozoic sandstones of western Argentina: its paleotectonic significance. *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Abstracts Book, Los Angeles.*

LÓPEZ GAMUNDI (O.R.) y ROSSELLO (E.), 1993. Devonian-Carboniferous unconfomity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian Orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82: 136-147. Leipzig.

LÓPEZ PUGLIETTI (J.M.) y SUÁREZ SORUCO (R.), 1982. Síntesis estratigráfica del Devónico boliviano en la Cuenca Subandina del Sur. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 1: 267-282. Buenos Aires.

LOSKE (W.), MÁRQUEZ (M.), GIACOSA (R.), PEZZUCHI (H.) y FERNÁNDEZ (M.), 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. 14° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p. 102. Salta.

LOTT (G.K.), 1997. Thin section petrology of Upper Palaeozoic sandstone samples from the Falkland Islands. *British Geological Survey. Technical, WH/97/5R. Cambridge.*

LOTT (G.K.), 1999. Thin section petrology of Upper Palaeozoic sandstone samples from the Falkland Islands. *British Geological Survey. Technical Report, WH/99/26 R. Cambridge.*

LUCASSEN (F.), TRUMBULL (R.), FRANZ (G.), CREIXELL (C.), VÁSQUEZ (P.), ROMER (R.L.) y FIGUEROA (O.) 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active

continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 103-119. Columbia.

LUTZ (J.), 1933. Zur Kulmflora von Geigen bei Hof. *Palaeontographica*, B 78: 114-157. Stuttgart

MAISEY (J.G.), BORGHI (L.) y CARVALHO (M. da G.P.), 2002. Lower Devonian fish remains from the Falkland Islands. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 22: 708-711.

MALANCA (S.) y MOYA (M.C.), 1998. Nuevos fósiles de la Formación Salar del Rincón (Ashgill tardío-Llandovery temprano), Puna Occidental, Argentina. 13° Congreso Geológico de Bolivia (Potosí), Acta 1: 168-173.

MALKOWSKI (M.A.), GROVE (M.) y GRAHAM (S.A.), 2016. Unzipping the Patagonian Andes—Long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8(1): 23-28. McLean.

MANASSERO (M.J.), CINGOLANI (C.A.) y ABRE (P.), 2009. A Silurian–Devonian marine platform–deltaic system in the San Rafael Block, Argentine Precordillera–Cuyaniaterrane: lithofacies and provenance. *Geological Society, Special Publication 314*: 215-240. Londres.

MANCEÑIDO (M.), 1973. La fauna de la Formación del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan), Parte I: Introducción y estratigrafía. *Ameghiniana*, 10(3): 153-235. Buenos Aires.

MANCEÑIDO (M.) y DAMBORENEA (S.), 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: RAMOS (V.) (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*: 413-466. Buenos Aires.

MÁRQUEZ (M.), GIACOSA (R.), PEZZUCHI (H.) y FERNÁNDEZ (M.), 1993. El basamento prePérmico del noreste del Macizo del Deseado, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, 1(1-2): 101-114. Stuttgart.

MARSHALL (J.E.A.), 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana palaeogeography. *Tectonics*, 13: 499-514. Washington.

MARSHALL (J.E.A.), 2016. Palynological calibration of Devonian events at near-polar palaeolatitudes in the Falkland Islands, South America. En: BECKER (R.T.), KÖNIGSHOF (P.) y BRETT (C.) (eds.), *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. Geological Society, Special Publications 423(1): 25-44. Londres.

MARTINO (R.D.), 1993. La faja de deformación "Guamanes"; petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48: 21-32. Buenos Aires.

MASSABIE (A.) y ROSSELLO (E.), 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 1: 337-352.

MASSABIE (A.C.), ROSSELLO (E.A.), LINARES (E.), PÁRICA (C.) y POWELL (C.A.), 1999. Granito Los Chilenos: Una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. *Implicancias Tectónicas*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 281-289. Buenos Aires.

MASSONE (H.J.) y CALDERÓN (M.), 2008. P-T evolution of metapelites from the Guarguaraz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile*, 35(2): 215-231. Santiago.

MATHER (K.F.), 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 33: 703-764. Boulder.

McBRIDE (S.), 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. PHD Thesis. Queen's University Ontario. (Inédito).

McBRIDE (S.), CAELLES (J.C.), CLARK (A.) y FARRAR (E.), 1976. Palaeozoic Radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°-30°S. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 373-383. Amsterdam.

MEADOWS (N.S.), 1999. Basin evolution and sedimentary fill in the Palaeozoic sequences of the Falkland Islands. En: CAMERON (N.R.), BATE (R.H.) y CLURE (V.S.) (eds), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Special Publications, 153: 445-464. Londres.

MELO (J.H.G.), 2005. Palynostratigraphy of some Paleozoic rock units of Bolivia: additional results. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. CD Trabajos Técnicos. Mar del Plata.

MENDEZ (V.), ZANETTINI (J.C.) y ZAPPETTINI (E.O.), 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23: 1-190. Buenos Aires.

MÉNDEZ ALZOLA (R.) y SPRECHMANN (P.), 1971. Algunas orbiculoideas argentinas de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26: 517-524. Buenos Aires.

MENDÍA (J.E.) y SCASSO (R.A.), 1982. Perfiles geológicos en Ensenada Shag y alrededores de Puerto Argentino, Islas Malvinas, República Argentina. Reunión de comunicaciones de la Asociación Geológica y Paleontológica Argentina. Buenos Aires.

MENÉNDEZ (C.A.), 1967. Guía Paleontológica Argentina. Publicaciones Especiales CONICET Parte I: Paleozoico, Sección VII Floras Devónicas: 1-30. Buenos Aires.

MÉSIGOS (M.G.), 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(2): 65-109. Buenos Aires.

MESTRE (A.), 2009. Primeros conodontes de la Formación Tambolar (Facies Pachaco), Silúrico de la Precordillera Argentina, y sus implicancias bioestratigráficas. Ameghiniana, 46: 469-480. Buenos Aires.

MILANA (J.P.) y DI PASQUO (M.M.), 2019. New chronostratigraphy for a lower to upper Carboniferous strike-slip basin of W-Precordillera (Argentina): Paleogeographic, tectonic and glacial importance Journal of South American Earth Sciences, 96, 102383. Columbia.

MILANI (E.J.) y ZALÁN (P.V.), 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. Episodes, 22: 199- 205. Seoul.

MINGRAMM (A.) y RUSSO (A.), 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: LEANZA (A.F.) (ed.). Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 185- 235. Córdoba.

MINGRAMM (A.), RUSSO (A.), POZZO (A.) y CAZAU (L.), 1979. Sierras Subandinas. II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 95-137. Córdoba.

MOMBRÚ (C.) y ARAMAYO FLORES (F.) 1986. Geología del Yacimiento Aguaraque. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, 14: 53-64. Buenos Aires.

MONALDI (O.H.), 1987: El Devónico en el Flanco Nororiental de la Sierra de Zapla (Jujuy). Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta. (Inédita).

MOREIRA (P.), GONZALEZ (P.D.), FERNANDEZ (R.), ECHEVESTE (H.), SCHALAMUK (I.) y ETCHEVERRY (R.), 2005. El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(1): 49-63. Buenos Aires.

MOREIRA (P.), LOUSTALOT (I.), FERNANDEZ (R.), ECHEVESTE (H.), GONZALEZ (P.D.) y SCHALAMUK (I.), 2012. Estructura y metamorfismo de la Formación La Modesta en la estancia El Tranquilo (Santa Cruz), Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69(1): 19-27. Buenos Aires.

MOREIRA (P.), FERNANDEZ (R.), HERVE (F.), FANNING (M.) y SCHALAMUK (I.), 2013. Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Science, 47: 32-46. Columbia.

MOREL (E.), CINGOLANI (C.), VARELA (R.) y ZUÑIGA (A.), 1993. Devonian and Lower Carboniferous Plants remains from the Northern Precordillera, La Rioja Province, Argentina. Comptes Rendus du 12° Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien (Buenos Aires, 1991), 2: 127-140. Buenos Aires.

MOREL (E.), CINGOLANI (C.) y ZUÑIGA (A.), 1996. Plantas del Carbonífero Superior en la Formación Punilla, Pampa de Las Peladas, Precordillera septentrional de San Juan-La Rioja. Ameghiniana, 33(1): 107-111. Buenos Aires.

MOREL (E. M.), CINGOLANI (C.A.), GANUZA (D.), URIZ (N.J.) y BODNAR (J.), 2017. Primitive Vascular Plants and Microfossils from the Río Seco de los Castaños Formation, San Rafael Block, Mendoza Province, Argentina. En: CINGOLANI, (C.) (ed.), Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin. Springer Earth System Sciences: 209-220. Berlin.

MOROSINI (A.), ORTIZ SUAREZ (A.), OTAMENDI (J.), PAGANO (D.S.) y RAMOS (G.), 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the Famatinian cycle at Sierras de San Luis. Journal of South American Earth Sciences, 73: 100-118. Columbia.

MORRIS (J.) y SHARPE (D.), 1846. Description of eight species of brachiopodous shells from the Palaeozoic rocks of the Falkland Islands. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 2: 274-278. Londres.

MOYA (M.C.), MALANCA (S.), HONG (F.) y BAHLBURG (H.), 1993. El Tremadoc Temprano en la Puna occidental Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 20-30. Mendoza.

MÜLLER (H.), 1965. Zur alterfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 715-732. Leipzig.

NAVARRO (H.) 1962. Geología estructural de los Yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo 2: 151-172. Buenos Aires.

NEWTON (E.T.), 1906. Notes on fossils from the Falkland Islands brought home by the Scottish National Antarctic Expedition in 1904. *Proceedings of the Royal Physical Society of Edinburgh*, 16 (6): 248-257. Edimburgo.

NIENIEWSKI (A.) y WLEKLINSKI (E.) 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 169-203. Buenos Aires.

NOETINGER (S.), 2010. Middle-Upper Devonian palynoflora from the Tonono x-1 borehole, Salta Province, northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 47(2):165-184. Buenos Aires.

NOETINGER (S.), 2011. Estudios de asociaciones micro y megafloísticas del Devónico en la porción sur de la Cuenca Tarija, noroeste argentino y sur de Bolivia: edad, correlación y ambiente de sedimentación. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 319 pp. Buenos Aires. (Inédito).

NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2007. Preliminary studies of Devonian microfloras of a borehole from the Tarija Basin, Northwestern Argentina. En: DÍAZ-MARTÍNEZ (E.) y RÁBANO (I) (eds.), 4° European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin American (Madrid), Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero, 8: 285-290. Madrid.

NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2008a. First record of a Devonian palynological assemblage from the Zenta range, Eastern Cordillera, northwestern Argentina. 12° Simposio de Paleobotánica y Palinología. *Boletín de resúmenes*, p. 158. Florianópolis.

NOETINGER (S.) y di PASQUO (M.M.), 2008b. Givetian-Frasnian microfloras from the Tarija Basin, Northern Argentina, and their relationship with the global eustasy and palaeoclimate. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 368-369. Sa Salvador de Jujuy.

NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2010b. First Devonian palynological assemblage from the Zenta Range, eastern Cordillera, northwestern Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13(1): 13-20. Porto Alegre.

NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2011. Devonian palynofloras of the San Antonio x-1 borehole from the Tarija Basin, northwestern Argentina. *Geologica Acta*, 9: 199-216. Barcelona.

NOETINGER (S.) y DI PASQUO (M.M.), 2013. New palynological information from the subsurface Copo, Caburé and Rincón formations (upper Lochkovian – Emsian), Salta Province, Argentina. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 44: 107-121.

NOETINGER (S.), DI PASQUO (M.M.), ISAACSON (P.), ACEÑOLAZA (G.F.) y VERGEL (M.M.), 2016. Integrated study of fauna and microflora from the Early Devonian (Pragian – Emsian) of northwestern Argentina. *Historical Biology*, 28(7): 913-929.

NOETINGER (S.), DI PASQUO (M.M.) y STARCK (D.), 2018. Middle-upper Devonian palynofloras from Argentina, systematic and correlation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 257: 95-116. Amsterdam.

NULLO (F.E.), FAGIANO (M.R.), y OTAMENDI (J.E.), 1992. Geología y Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 221-227.

NUÑEZ (E.), 1976. Descripción Geológica de la Hoja El Nihuil. Servicio Geológico Nacional, 112 pp. Buenos Aires. (Inédito).

NUÑEZ (E.), BACHMANN (E.W.), RAVAZZOLI (I.), BRITOS (A.), FRANCHINI (M.), LIZUAÍN (A.) y SEPÚLVEDA (E.), 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica (Buenos Aires), 4: 247-266.

OLIVER GASCÓN (J.), 1975. Observaciones geológicas en el anticlinal de la sierra de Zapla (Departamentos Capital y San Pedro, provincia de Jujuy). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe. (Inédito).

OSTERA (H.), LINARES (E.), HALLER (M.), CAGNONI (M.) y LÓPEZ DE LUCHI (M.), 2001. A widespread Devonian metamorphic episode in northern Patagonia, Argentina. En: TOMLINSON,

A. (ed.). Edición Especial 3° South American Symposium on Isotope Geology, Abbreviated Abstracts Volume, Revista Comunicaciones, 52: 160.

OTAMENDI (J.E.), NULLO (F.E.), FAGIANO (M.) y ARAGON (E.), 1996. Dos Terrenos Metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 2: 249-266. Buenos Aires.

OTTONE (E.G.), 1996. Devonian palynomorphs from the Los Monos Formation, Tarija Basin, Argentina. *Palynology*, 20: 101-151. Tulsa.

PADULA (E.L.) y REYES (F.C.), 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, Bolivia. *Boletín Técnico, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1): 9-70. Santa Cruz de la Sierra.

PADULA (E.L.), ROLLERI (E.O.), MINGRAMM (A.), CRIADO ROQUÉ (P.), FLORES (M.A.) y BALDIS (B.A.), 1967. Devonian of Argentina. *Proceedings, International Symposium on the Devonian System (Calgary)*, 2: 165-199. Calgary.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), CAMINOS (R.), LLAMBÍAS (E.) y PARICA (C.), 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (3-4): 321-325. Columbia.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.) y FANNING (C.M.), 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction Royal Society Edinburgh, Earth* 91: 151-168. Edimburgo.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), LOSKE (W.), MÁRQUEZ (M.) y FANNING (C.M.), 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 27-44. Columbia.

PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.), FANNING (C.M.) y MÁRQUEZ (M.), 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257. Amsterdam.

PANZA (J.) y COBOS (J.), 1999. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, *Boletín* 296: 1-115. Buenos Aires.

PARICA (C.), 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 201-205. Buenos Aires.

PAZOS (P.J.), GUTIÉRREZ (C.), FERNÁNDEZ (D.E.), HEREDIA (A.M.), COMERIO (M.), 2015a. The unusual record of *Nereites*, wrinkle marks and undermat mining trace fossils from the late Silurian-earliest Devonian of central-western margin of Gondwana (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439: 4-16. Amsterdam.

PAZOS (P.J.), HEREDIA (A.M.), FERNÁNDEZ (D.E.), GUTIÉRREZ (C.), COMERIO (M.), 2015b. The ichnogenus *Dictyodora* from Late Silurian deposits of central-western Argentina: ichnotaxonomy, ethology and ichnostratigraphical perspectives from Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439: 27-37. Amsterdam.

PERALTA (S.H.), 1984. Ludlowiano en la Precordillera oriental Sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 4: 296-304.

PERALTA (S.H.), 1990. Silúrico de la Precordillera del oeste argentino. En: CHEBLI (W.A.) y SPALLLETTI (L.A.), eds., Cuencas sedimentarias argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie 8: 113-117. Tucumán.

PERALTA (S.H.), 1991. La comunidad de *Pleurothyrella* en la Formación Talacasto (Devónico Inferior), Precordillera Central Sanjuanina, Argentina. *Revista de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12: 139-143. Santa Cruz de la Sierra.

PERALTA (S.H.), 1993. Estratigrafía y relaciones paleoambientales de los depósitos marino-clásticos eopaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 128-137. Mendoza.

PERALTA (S.H.), 2003. An introduction to the geology of the Precordillera, Western Argentina. En: PERALTA (S.), ALBANESI (G.) y ORTEGA (G.) (eds.), Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Miscelanea 10: 7-22. San Miguel de Tucumán.

PERALTA (S.H.), 2005a. Formación Los Sombreros: un evento diastrófico extensional del Devónico (inferior?-medio?) en la Precordillera argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, p. 322. La Plata.

PERALTA (S.H.), 2005b. The Lower Emsian? -Middle Devonian? Extensional basins of the Los Sombreros y Rinconada Formations: its tecto-sedimentary significance in the evolution of the Precordillera. *Gondwana 12: Geological y Biological Heritage of Gondwana*, Abstracts: 289. Mendoza.

PERALTA (S.H.), 2013. El Silúrico del flanco oriental de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan: implicancias estratigráficas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4): 477-487. Buenos Aires.

PERALTA (S.H.) y ACEÑOLAZA (F.G.), 1988. Paleohelminthoida Ruchholz (Traza Fósil) en los estratos basales de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil del río San Juan, Precordillera Central del Oeste Argentino. *Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 5: 195-198*. San Miguel de Tucumán.

PERALTA (S.H.) y CARTER (C.H.), 1990. Facies de plataforma e Icnofacies de la Formación Tambolar (Silúrico) en su localidad tipo, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. 3° Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), Actas: 339-344. San Juan.

PERALTA (S.H.) y HEREDIA (S.), 2005. Depósitos de olistostroma del Devónico (inferior?-medio?), Formación Los Sombreros, en la Quebrada de San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata): 326. La Plata

PERALTA (S.H.) y LEÓN (L.), 1993. Estratigrafía y sedimentología del Silúrico de Pachaco, Precordillera Central de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 1: 142-147. Mendoza.

PERALTA (S.H.) y RUZYCKI de BEHRENSTEIN (L.J.), 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. 3° Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan), 334-338. San Juan.

PERALTA (S.H.), LEÓN (L.I.) y CARTER (C.H.), 1995. Estratigrafía de las sedimentitas del Eopaleozoico-Terciario de Pachaco, precordillera Central sanjuanina, Argentina. *Revista Ciencias de la Universidad Nacional de San Juan*, 4: 41-55. San Juan.

PERALTA (S.H.), PÔTHE de BALDIS (E.D.) y ACEÑOLAZA (G.F.), 1997. Elementos de correlación estratigráfica del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. 2° Jornadas de Geología de la Precordillera (San Juan), Actas: 48- 53.

PERALTA (S.H.), CHÁVEZ (I.J.), CUADRA (I.) y ORTIZ (M.), 2008. Estratigrafía del Silúrico-Devónico de la sierra de La Invernada, Precordillera Central de San Juan: Significado tecto-sedimentario. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 370-371. San Salvador de Jujuy.

PÉREZ LEYTON (M.), 1991. Miospores du Devonien Moyen et Superior de la coupe de Bermejo-La Angostura (Sud-Est de la Bolivie). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 113(2): 373-389. Lieja.

PERMUY VIDAL (C.), MOREIRA (P.), GUIDO (D.M.) y FANNING (C.M.), 2014. Linkages between the Southern Patagonia Pre-Permian basements: New insights from geochemical data and detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geologica Acta*, 12(2): 137-150. Barcelona.

PEZZUCHI (H.), 1978. Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea. 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), La Plata. Inédito.

PINNA (L.), 1982. Estratigrafía del Paleozoico inferior de San Isidro, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan, 93 pp. (Inédito).

PINOTTI (L.P.), 1998. El batolito Cerro Áspero, Provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto. 203 p. (Inédito).

PINOTTI (L.P.), CONIGLIO (J.E.), ESPARZA (A.M.), ERAMO (F.J.D.) y LLAMBÍAS (E.J.), 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 251-265. Columbia.

PINOTTI (L.E.), TUBIA (J.M.), D'ERAMO (F.J.), SATO (A.M.), VEGAS (N.), CONIGLIO (J.), y VEGAS (N.), 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology*, 28: 834-849.

PITTALUGA (A.), BANCHIG (A.L.) y BORDONARO (O.L.), 1997. Depósitos olistostrómicos silúricos-devónicos en la quebrada de Vallecitos, sierra de la Invernada, Precordillera Central sanjuanina. 2° Jornadas Sobre Geología de Precordillera (San Juan), Actas: 54-59. San Juan.

POIRÉ (D. G.) y MOREL (E.), 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de los niveles con plantas en secuencias siluro-devónicas de la Precordillera, Argentina. 6° Reunión Argentina de Sedimentología (Bahía Blanca), Actas, 205-210.

POIRÉ (D.G.), MOREL (E.) y MAGGI (J.H.), 1999. Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha (Paleozoico), Estancia La Lila, Lago San Martín, provincia de Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 425-428, Salta.

POIRÉ (D.G.), CINGOLANI (C.) y MOREL (E.), 2002. Características sedimentológicas de la Formación Río Seco de los Castaños en el perfil de Agua del Blanco: Pre-Carbonífero del Bloque de San Rafael, Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas, 1: 129-133.

POIRÉ (D.), EDWARDS (D.), MOREL (E.M.) y CINGOLANI (C.A.), 2005. Depositional environments of Devonian ly plants from the Argentine Precordillera, South-West Gondwana. Gondwana 12: Geological y Biological heritage of Gondwana (Mendoza), Abstracts: 296.

PORTA (G.R.), 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, (32°34'-32°42' LS y 64°43'-64°52'LO), Provincia de Córdoba, Argentina. Revista Estudios Geológicos, 48: 237-245.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1971. Microplancton del Silúrico Superior de Santiago del Estero, República Argentina. Ameghiniana, 8: 282-290. Buenos Aires.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1974. Microplancton adicional del Silúrico Superior de Santiago del Estero, República Argentina. Ameghiniana, 11: 313-327. Buenos Aires.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1975a. Microplancton del Wenlockiano de la Precordillera Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 7: 489-505. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1975b. Microplancton de la Formación los Espejos, Provincia de San Juan, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 7: 507-518. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1981. Paleomicroplancton y mioesporas del Ludloviano Inferior de la Formación Los Espejos en el perfil Los Azulejitos, en la Provincia de San Juan, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 13: 231-265. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (E.D.), 1998. Acritarcas de la Formación Los Espejos (Silúrico superior) del perfil Aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 30(2): 1-18. Madrid.

PÖTHE de BALDIS (E.D.) e ICHAZO (G.), 1987. Quitinzoos de edad Llandoveryana del Grupo Villavicencio en la Quebrada de Santa Clara, Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 85-88. San Miguel de Tucumán.

PÖTHE (E.D.); CARDÓ (R.); PELICHOTTI (R.) 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42: 469-471. Buenos Aires.

PRESTIANNI (C.), RUSTÁN (J.J.), VACCARI (N.E.), STERREN (A.F.), RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2011. A new record of fossil plants in Argentina: implications on the Upper Devonian-lowermost Carboniferous stratigraphic records. MVP-PPMB Meeting. Liège, Belgium.

PRESTIANNI (C.), RUSTÁN (J.J.), VACCARI (N.E.), STERREN (A.F.), STEEMANS (P.) y RUBINSTEIN (C.V.), 2012. A new Devonian flora in Argentina: palaeobotanical and stratigraphic implications. 4th International Geologic Belgica Meeting. Moving Plates and Melting Icecaps. Processes and Forcing Factors in Geology, Session 10. Bruselas.

PROSERPIO (C.A.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159: 1-76. Buenos Aires.

QUARTINO (B.J.), ZARDINI (R.A.) y AMOS (A.J.), 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan. Monografía, Asociación Geológica Argentina, 1, 184 pp. Buenos Aires.

RACHEBOEUF (P.R.) y HERRERA (Z.A.), 1994. On some new malvinokaffric Silurian and Devonian chonetacean brachiopods y reclassification of others. Neues Jahrbuch für Geologie et Paläontologie, 9: 541-560. Stuttgart.

RACHEBOEUF (P.R.), DALENZ FARJAT (A.) y LEFEBVRE (B.), 1998. The Devonian Gamoneda section of southern Bolivia: new biostratigraphical y palaeobiogeographical data. Revista Española de Paleontología, 13: 175-186. Madrid.

RAMOS (V.A.), 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(B): 1-32. Arica.

RAMOS (V.A.) y CORTÉS (J.M.), 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: RAMOS (V.) (ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche): 317-346. Buenos Aires.

RAMOS (V.A.) y PALMA (M.), 1991. Tectonismo y Diastrofismo. En: ARCHANGELSKY (S.), ed., El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 239-265. Córdoba

RAMOS (V.A.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE JR. (F.), NAIPAUER (M) y RAPALINI (A.), 2017. The Malvinas (Falkland) Islands revisited: the tectonic evolution of southern Gondwana based on U-Pb and Lu-Hf detrital zircon isotopes in the Paleozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 320-345. Columbia.

RANDOLFE (E.A.), RUSTÁN (J.J.) y BIGNON (A.), 2020a. A taxonomic revision of the Early Devonian dalmanitid trilobite *Kasachstania Maksimova*, 1972, from central Kazakhstan. *Journal of Paleontology*, 94(4): 681-695. Cambridge.

RANDOLFE (E.A.), RUSTÁN (J.J.) y BIGNON (A.), 2020b. New dalmanitid trilobites from the Lower Devonian of Argentina: some approachments on spinosity in endemic taxa from southern high paleolatitudes. *Comptes Rendus Palevol*, en prensa. Paris.

RAPELA (C.W.) y KOSTADINOFF (J.), 2005. El basamento de Sierra de la Ventana: historia tectonomagmática. *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata)*: 69-83. La Plata.

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), LLAMBÍAS (E.J.), LABUDÍA (C.) y ARTABE (A.), 1996. 'Gondwana' magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3° International Symposium on Andean Geodynamics (Saint-Malo), 3: 791-794. Paris

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), CASQUET (C.), BALDO (E.), SAAVEDRA (J.), GALINDO (C.) y FANNING (C.M.), 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: PANKHURST, R. J. y RAPELA, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 181-217, Londres.

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), FANNING (C.M.) y GRECCO (L.E.), 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 160: 613-628. Londres.

RAPELA (C.W.), PANKHURST (R.J.), CASQUET (C.), FANNING (C.M.), BALDO (E.), GONZÁLEZ-CASADO (J.M.), GALINDO (C.) y DAHLQUIST (J.), 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82. Amsterdam.

RAPELA (C.W.), BALDO (E.G.), PANKHURST (R.J.) y FANNING (C.M.), 2008. The Devonian Achala batholith in the Sierras Pampeanas: F-rich aluminous A-type granites. VI South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-ROM, Paper 53. San Carlos de Bariloche.

RAVAZZOLI (I.) y SESANA (F.), 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c Río Chico. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 148: 1-77. Buenos Aires.

REINOSO (M.), 1968. Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 23(4): 287-295. Buenos Aires.

RICCARDI (A.C.), 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 7, Geología 61*, 245-318. La Plata.

RICCARDI (A.C.) y ROLLERI (E.), 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: TURNER (J.C.), ed., Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 1173-1306, Córdoba.

RICKARDS (B.), BRUSSA (E.), TORO (B.) y ORTEGA (G.), 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 31: 101-122. Chichester.

RODRÍGUEZ (S.), CARRERA (M.G.) y FERNÁNDEZ-MARTINEZ (E.), 2002. Corales de la transición siluro-devónica en la Precordillera argentina. *Ameghiniana*, 39: 479-489. Buenos Aires.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (L.R.), HEREDIA (N.), MARÍN (G.), QUESADA (C.), ROBADOR (A.), RAGONA (D.) y CARDÓ (R.) 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los

Andes Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur. 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 2: 111-124. Buenos Aires.

ROLLERI (E.O.), 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), 2: 273-277. Mendoza.

ROLLERI (E.O.) y CRIADO ROQUÉ (P.), 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 1: 1-76. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.), 1992. Esporas del Silúrico Superior (Formación Los Espejos) de la Precordillera sanjuanina, Argentina. En: ACEÑOLAZA (F.G.) y ESTEBAN (S.B.), eds., *El Paleozoico Inferior En Latino América y la génesis del Gondwana*. Serie Correlación Geológica, 9: 93-106. San Miguel de Tucumán.

RUBINSTEIN (C.), 1993a. Acritarchs from the Upper Silurian of San Juan, Argentina: Biostratigraphy and Paleobiogeography. En: MOLYNEUX (S.) y DORNING (K.), eds., *Contributions to acritarch and chitinozoan research*. Special Papers in Paleontology, 48: 67-78. Londres.

RUBINSTEIN (C.), 1993b. Palinología del Paleozoico Inferior. En: RAMOS (V.A.), ed., 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio: 269-72.

RUBINSTEIN (C.), 1995. Acritarchs from the Upper Silurian of Argentina. Their relations with Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 103-115. Columbia.

RUBINSTEIN (C.V.), 1997a. Primer registro de palinomorfos del Silúrico en la Formación La Horqueta, Bloque San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 34(3): 163-167. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.), 1997b. Silurian acritarchs from South America: a review. En: FATKA (O.) y SERVAIS (T.), eds., *Acritarcha in Praha 1996*. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 40(3-4): 603-629. Praga

RUBINSTEIN (C.), 1999. Primer registro palinológico de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior), de la Precordillera de San Juan, Argentina. 10° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial: 13-18. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.), 2000. Middle Devonian palynomorphs from the San Juan Precordillera, Argentina: biostratigraphy y paleobiogeography. 1° Congreso Ibérico de Paleontología, 16° Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, 8° International Meeting of IGCP 421, 274-275. Evora, Portugal.

RUBINSTEIN (C.), 2001. Microflora y microplancton silúricos de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. En: FOMBELLA BLANCO (M.A.), FERNÁNDEZ GONZÁLEZ (D.) y VALENCIA BARRERA (R.M.), eds., *Palinología: Diversidad y Aplicaciones*. Secretariado de Publicaciones, Universidad de León, pp. 45-54. León.

RUBINSTEIN (C.V.) y BRUSSA (E.D.), 1999. A palynomorph and graptolite biostratigraphy of the Central Precordillera Silurian basin, Argentina. En: TONGIORGI (M.) y PLAYFORD (G.), eds., *Studies in Palaeozoic Palynology, Selected papers from the CIMP Symposium at Pisa, 1998*: Bolletino della Società Paleontologica Italiana, 38 (2-3): 257-266. Modena.

RUBINSTEIN (C.V.) y de la PUENTE (G.S.), 2008. Bioestratigrafía del Paleozoico inferior en las Sierras Subandinas, Provincia de Jujuy. En: COIRA (B.) y ZAPPETTINI (E.O.) (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*, Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy): 128-133.

RUBINSTEIN (C.V.) y GARCÍA MURO (V.J.), 2011. Fitoplancton marino de pared orgánica y mioesporas silúricos de la Formación Los Espejos, en el perfil del Río de las Chacritas, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 48: 618-641. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.) y GARCÍA MURO (V.J.), 2013. Silurian to Early Devonian organic-walled phytoplankton and miospores from Argentina: biostratigraphy and diversity trends. *Geological Journal*, 48: 270-283. Chichester.

RUBINSTEIN (C.V.) y STEEMANS (P.), 2007. New palynological data from the Devonian Villavicencio Formation, Precordillera of Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44(1): 3-9. Buenos Aires.

RUBINSTEIN (C.V.) y TORO (B.A.), 2006. Aeronian (Llandovery, Lower Silurian) palynomorphs and graptolites from the Lipeón Formation, Eastern Cordillera, north-west Argentina. *Geobios*, 39(1): 103-111. Lyon.

RUBINSTEIN (C.V.) y VACCARI (N.E.), 2004. Cryptospore assemblages from the Ordovician/Silurian boundary in the Puna region, North-west Argentina. *Palaeontology*, 47: 1037-1061. Londres.

RUBINSTEIN (C.V.), MELO (J.H.G.) y STEEMANS (P.), 2005. Lochkovian (earliest Devonian) miospores from the Solimões Basin, northwestern Brasil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 133(1): 91-113. Amsterdam.

RUBINSTEIN (C.V.), MONGE (A.S.), RUSTÁN (J.J.) y ASTINI (R.A.), 2010. Palinomorfos devónicos de la Sierra de las Minitas, Provincia de la Rioja, Argentina. 13° Simpósio Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia: 151-152. Salvador de Bahia.

RUEDEMANN (R.), 1916. Paleontologic contributions from the New York State Museum. *New York State Museum Bulletin*, 189: 1-225. Nueva York.

RUIZ HUIDOBRO (O.J.), 1955. Tectónica de la Hoja Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1): 7-43. Buenos Aires.

RUSCONI (C.), 1950a. Notas sobre faunas paleozoicas de Mendoza. *Sociedad Científica Argentina, Anales*, 149: 157-177, Buenos Aires.

RUSCONI (C.), 1950b. Nuevos trilobites y otros organismos del Cámbrico de Canota. *Revista del Museo Historia Natural de Mendoza*, 4: 85-94. Mendoza.

RUSSO (A.), FERELLO (R.) y CHEBLI (G.), 1979. Llanura Chaco Pampeana. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1: 139- 183. Córdoba.

RUSTÁN (J.J.), 2008. Lower Devonian aulacopleurid trilobites from Argentina. En: RÁBANO (I.), GOZALO (R.) y GARCÍA-BELLIDO (D.), eds., *Advances in trilobite research*. Instituto Geológico y Minero de España. Cuadernos del Museo Geominero, 9: 345-349.

RUSTÁN (J.J.), 2016. Los trilobites devónicos de Precordillera Argentina: sistemática, filogenia, paleobiogeografía y bioestratigrafía. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 3(2): 133-143. Córdoba.

RUSTÁN (J.J.) y BALSEIRO (D.), 2016. The trilobite *Echidnops taphomimus* n. sp. from the Lower Devonian of Argentina: unusual eyes, biogeographic distribution and infaunal molting. *Journal of Paleontology*, 90, 6: 1100-1111. Cambridge.

RUSTÁN (J.J.) y VACCARI (N.E.), 2010a. The aulacopleurid trilobite *Maurotarion* Alberti, 1969, in the Silurian-Devonian of Argentina: systematic, phylogenetic and paleobiogeographic significance. *Journal of Paleontology*, 84(6): 1082-1098. Cambridge.

RUSTÁN (J.J.) y VACCARI (N.E.), 2010b. Trilobites de la Formación Punta Negra (Devónico Medio) en la sección de Loma de los Piojos (Precordillera de San Juan, Argentina): nuevos elementos para la datación y correlación de los "estratos postdevónicos" de Keidel. 10° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7° Congreso Latinoamericano de Paleontología (La Plata, Resúmenes: 54. La Plata.

RUSTÁN (J.J.) y VACCARI (N.E.), 2012a. The trilobite *Maurotarion megacephalum* n. sp (Aulacopleuridae) in the Lower Devonian from Argentina: phylogenetic and paleobiogeographic remarks. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2): 346-354. Ciudad de México.

RUSTÁN (J.J.) y VACCARI (N.E.), 2012b. A revisión of the Devonian dalmanitid trilobite *Dalmanitoides* Delo, 1935, on the basis of new data from Argentina. *Palaeontologia Electronica* 15.1.11A, 21p.

RUSTÁN (J.J.), VACCARI (N.E.), y ASTINI (R.A.), 2010. Nuevos hallazgos de invertebrados marinos. Early Devonian trilobites from the Sierra de las Minitas, northernmost Precordillera (La Rioja Province), Argentina. *Ameghiniana*, 48: 226-241. Buenos Aires.

RUSTÁN (J.J.), VACCARI (N.E.) y ASTINI (R.A.), 2011a. Early Devonian trilobites from the Sierra de las Minitas, northernmost Precordillera (La Rioja province), Argentina. *Ameghiniana*, 48(2): 226-241. Buenos Aires.

RUSTÁN (J.J.), BALSEIRO (D.), WAISFELD (B.), FOGLIA (R.D.), y VACCARI (N.E.), 2011b. Infaunal molting in Trilobita and escalatory responses against predation. *Geology*, 39 (5): 495-498. Boulder.

RUSTÁN (J.J.), WAISFELD (B.G.) y VACCARI (N.E.), 2020. The homalonotid trilobite *Burmeisteria* Salter, 1865 in the Lower Devonian of Argentina: new data in the context of Southwestern Gondwana. *Journal of Paleontology*, 94(3): 498-512. Cambridge.

SAAVEDRA (J.), PELLITERO (E.), ROSSI (J.) y TOSELLI (A.), 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 5: 21-32. Columbia.

SAAVEDRA (J.), BALDO (E.), PANKHURST (R.J.), RAPELA (C.W.) y MURRA (J.), 1998. El granito Capilla del Monte (Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina): edad, geoquímica, génesis y especialización metalogénica. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 372. Buenos Aires.

SABATTINI (N.), AZCUY (C.L.) y CARRIZO (H.A.), 2001. Invertebrados marinos de la Formación Malimán (Carbonífero Inferior), y su relación con las asociaciones paleoflorísticas.

Provincia de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56(1): 111-120. Buenos Aires.

SALAS (M.J.), MESTRE (A.), GÓMEZ (M.J.) y GARCÍAS (Y.), 2018. First Record of Ostracods from the Upper Silurian Tambolar Formation, Argentine Precordillera. *Ameghiniana*, 55(3): 253-263. Buenos Aires.

SALAS (M.J.), RUSTÁN (J.J.) y STERREN (A.F.), 2013. Lower and Middle Devonian Malvinokaffric ostracods from the Precordillera Basin of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, (45): 56-68. Columbia.

SÁNCHEZ (T.M.), WAISFELD (B.G.) y BENEDETTO (J.L.) 1991. Lithofacies, taphonomy, and brachiopod assemblages in the Silurian of western Argentina. A review of Malvinokaffric Realm communities. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 307-329. Columbia.

SÁNCHEZ (T.M.), BENEDETTO (J.L.) y ASTINI (R.A.), 1993. Eventos de recambio faunístico en secuencias depositacionales del Ordovícico tardío-Devónico temprano de la Precordillera de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 281-288. Mendoza.

SÁNCHEZ (T.M.), WAISFELD (B.G.) y TORO (B.A.) 1995. Silurian y Devonian molluscan bivalves from Precordillera region, western Argentina. *Journal of Paleontology*, 69: 869-886. Cambridge.

SARUDIANSKY (R.M.), 1971. Estratigrafía y estructura del Paleozoico medio al este de Malimán, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, 73 pp. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

SATO (A.), TICKYJ (H.) y LLAMBÍAS (E.), 1996. Geología de los granitoides aflorantes en el sur de la provincia de La Pampa, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires): 429-439. Buenos Aires.

SATO (A. M.), GONZÁLEZ (P.D.) y LLAMBÍAS (E.J.), 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4): 487-504. Buenos Aires.

SCALABRINI ORTÍZ (J.), 1970. Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes del Carbónico de la Hoja 17b-Guandacol- norte de la Precordillera sanjuanina. Tesis Doctoral, pp. 123, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

SCALABRINI ORTIZ (J.), 1972. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(4): 351-377. Buenos Aires.

SCALABRINI ORTÍZ (J.), 1973. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27(4) [1972]: 351-377. Buenos Aires.

SCASSO (R.A.) y MENDIA (J.E.), 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del paleozoico de las Islas Malvinas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2): 26-50. Buenos Aires.

SCHLAGINTWEIT (O.), 1937. Observaciones estratigráficas en el norte Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, 152: 1-52. Buenos Aires.

SCHLAGINTWEIT (O.), 1938: Geología de la Zona Preandina al Oeste de la Sierra Baja de Oran. Entre Río Bermejo y Río Santa Cruz. Provincia de Salta. Departamentos de Orán, Iruya y Santa Victoria, con alusiones a zonas vecinas. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).

SCOTESE (C.R.) y BARRETT (S.F.), 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. En: McKERROW (W.S.) y SCOTESE (C.R.), eds., *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir, 12, pp. 75-85. Londres.

SELLES MARTINEZ (J.), 1986. Caracterización litoestructural de la Formación El Planchón. Devónico de Precordillera. 1° Jornadas sobre Geología de la Precordillera (San Juan), Actas: 53-57. San Juan.

SEPÚLVEDA (E.), 1983. Descripción geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo de Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 194: 1-64. Buenos Aires.

SEPÚLVEDA (E.), BERMUDEZ (A.), BORDONARO (O.) y DELPINO (D.), 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y recursos minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 268: 1-52., Buenos Aires.

SESANA (F.L.), 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-105. Buenos Aires.

SESSAREGO (H.L.), 1984. La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación Del Salto. Río San Juan, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4): 494-497. Buenos Aires.

SESSAREGO (H.L.), 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, 330 pp. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

SESSAREGO (H.) y CÉSARI (S.), 1989. An Early Carboniferous Flora from Argentina. *Biostratigraphic Implications. Review of Paleobotany and Palynology*, 57: 247-264. Amsterdam.

SESSAREGO (H.L.), AMOS (A.J.), TEIXEIRA (W.), KAWASHINTA (K.) y REMESAL (M.B.), 1990. Diques eocarbónicos en la Precordillera occidental, margen oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 98-106. Buenos Aires.

SEWARD (A.C.) y WALTON (J.), 1923. On a collection of fossil plants from the Falkland Islands. *Journal of the Geological Society, London*, 79(3): 313-333. Londres.

SHELL C.A.P.S.A., 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 347-353, Acta Geológica Lilloana. San Miguel de Tucumán.

SIEGSMUND (S.), STEENKEN (A.), LÓPEZ de LUCHI (M.G.), WEMMER (K.), HOFFMANN (A.) y MOSCH (S.), 2004. The Las Chacras-Potreros batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidence, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 23-43. Berlin.

SIEGSMUND (S.), STEENKEN (A.), MARTINO (R.), WEMMER (K.), LÓPEZ de LUCHI (M.G.), FREI (R.), PRESNIAKOV (S.) y GUERESCHI (A.), 2009. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Sciences* 99: 1199-1226. Berlin.

SIMPSON (S.), 1956. On the Trace-fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 112(448): 475-499. Londres.

SIMS (J.P.), STUART-SMITH (P.G.), LYONS (P.) y SKIRROW (R.), 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 1-148, Buenos Aires.

SIMS (J.), IRELAND (T.), CAMACHO (A.), LYONS (P.), PIETERS (P.), SKIRROW (R.), STUART-SMITH (P.) y MIRO (R.), 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: PANKHURST (R.J.) y RAPELA (C.W.), eds., *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication, 142: 256-281. Londres.

SPALLETTI (L. A.), 1993. An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: Facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). *Geological Journal*, 28: 137-148. Chichester.

SPALLETTI (L.A.), CINGOLANI (C.A.) y VARELA (R.), 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma siluro-eodevónica de la Patagonia, República Argentina. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, sección Geología*, 10: 305-318. La Plata.

SPIKERMANN (J.P.), 1977. Geología de los alrededores de Estancia Arroyo Pescado, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(4): 265-276. Buenos Aires.

SRUOGA (P.), ETCHEVERRIA (M.), FOLGUERA (A.), REPOL (D.) y ZANETTINI (J.C.), 2005. Hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo, Mendoza. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1:250.000 Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290: 1-238 p., Buenos Aires.

STAPPENBECK (R.), 1910. La precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 4 (3): 1-187. Buenos Aires.

STAPPENBECK (R.), 1934. Geología de la montaña de San Rafael. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 82, 48 p. Inédito.

STARCK (D.), 1995. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. En: TANKARD (A.J.), SUÁREZ SORUCO (R.) y WELSINK (H.J.), eds., *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 251-267. Tulsa.

STARCK (D.), 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca de Tarija. 4° Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 1: 63-82.

- STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1992: El Silurodevónico de la Cuenca Subandina y su Potencial Exploratorio, Informe Interno de YPF. (Inédito).
- STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993a. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. 12^o International Congress of Carboniferous-Permian (Buenos Aires 1991), Comptes Rendus 2: 373-384.
- STARCK (D.), GALLARDO (E.) y SCHULZ (A.), 1993b. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12^o International Congress of Carboniferous-Permian (Buenos Aires 1991), Comptes Rendus 2: 353-372. Buenos Aires.
- STEENKEN (A.), SIEGISMUND (S.), LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), WEMMER (K.) y FREI (R.) 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: Implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). Journal Geological Society of London, 163: 965-982. Londres.
- STEENKEN (A.), WEMMER (K.), SIEGISMUND (S.), LÓPEZ DE LUCHI (M.G.), 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South America Earth Sciences, 25: 336-358. Columbia.
- STERREN (A.F.), CISTERNA (G.A.), RUSTÁN (J.J.) y ASTINI (R.A.), 2010. Nuevos hallazgos de invertebrados marinos en el Mississippiano? de la Sierra de las Minutas, provincia de La Rioja, Argentina. 10^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7^o Congreso Latinoamericano de Paleontología (La Plata), Resúmenes: 213. La Plata.
- STERREN (A.F.), RUSTÁN (J.J.) y SALAS (M.J.), 2015. First Middle Devonian bivalves from Argentina, new records from the Punta Negra formation and insights on middle Paleozoic faunas from Precordillera Basin. Ameghiniana, 52 (3): 334-349. Buenos Aires.
- STIPANICIC (P.N.) y MARSICANO (C.A.) (eds.). 2002. Léxico Estratigráfico de la Argentina, Vol. VIII: Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria), Argentina. 370 pp. Buenos Aires.
- STIPANICIC (P.N.) y METHOL (E.J.), 1980. Comarca Norpatagónica. En: TURNER (J.C.M.) (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 1071-1097. Córdoba.
- STIPANICIC (P.N.), METHOL (E.J.), RODRIGO (F.), BAULIES (O.L.) y MARTÍNEZ (C.G.), 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (2): 67-98, Buenos Aires.
- STONE (P.), 2010. The geology of the Falkland Islands. Deposits Magazine, 23: 38-43. Londres.
- STONE (P.), 2012. Devonian and Permian fossils from the Falkland Islands in the biostratigraphy collection of the British Geological Survey. British Geological Survey Open Report, OR/12/40. 27 pp. Londres.
- STONE (P.), 2014. Recent contributions on Falkland Islands bedrock geology, with an inventory of representative lithostratigraphical specimens held by the British Geological Survey. British Geological Survey Internal Report, OR/14/040. 35 pp. Londres.
- STONE (P.) y RUSHTON (A.W.A.), 2006. The Baker Collection of Falkland Island fossils at Imperial College, London. The Falkland Islands Journal, 8 (5): 17-22. Stanley.
- STONE (P.) y RUSHTON (A.W.A.), 2012. The pedigree and influence of fossil collections from the Falkland Islands: from Charles Darwin to continental drift. Proceedings of the Geologists' Association, 123: 520-532. Londres.
- STONE (P.), ALDISS (D.A.) y EDWARDS (E.J.), 2005. Rocks and Fossils of the Falkland Islands. British Geological Survey for Department of Mineral Resources, Falkland Islands Government. Keyworth, Nottingham. 60 pp.
- STRECKEISEN (A.), 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science-Reviews, 12: 1-33.
- STUART-SMITH (P.), CAMACHO (A.), SIMS (J.P.), SKIRROW (R.G.), LYONS (P.), PIETERS (P.E.), BLACK (L.P.) y MIRÓ (R.), 1999. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern, 1999. Uranium-Lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: RAMOS (V.A.) y KEPPE (I.D.), eds., Laurentia Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, Special Publication 336: 87-114. Boulder.
- SUÁREZ RIGLOS (M.), 1975. Algunas consideraciones biocronoestratigráficas del Silúrico-Devónico en Bolivia. 1^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán, 1974), Actas I: 293-317. Tucumán.

SUÁREZ SORUCO (R.), 2000. Compendio de Geología de Bolivia. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 18(1-2): 1-213. Santa Cruz de la Sierra.

SUÁREZ SORUCO (R.) y DÍAZ-MARTÍNEZ (E.), 1996. Léxico Estratigráfico de Bolivia, Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 17(1-2): 1-227. Santa Cruz de la Sierra.

SUERO (T.), 1948. Descubrimiento de Paleozoico Superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras 287: 31-48. Buenos Aires.

SUERO (T.), 1962. Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (Argentina) Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16(1-2): 35-42. Buenos Aires.

TANKARD (A.J.), ULIANA (M.A.) y WELSINK (H.J.), 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: TANKARD (A.J.), SUÁREZ SORUCO (R.) y WELSINK (H.J.), eds., Petroleum Basins of South America. American Association Petroleum Geologists, Memoir, 62, 5-52. Tulsa.

THIELE (R.), HERVÉ (F.) y PARADA (M.A.), 1976. Bosquejo geológico de la isla Huapi, Lago Ranco. Prov.de Valdivia, etc. Acta 1º Congreso Geológico Chileno, A: 115-136. Santiago.

THISTLEWOOD (L.), LEAT (P.T.), MILLAR (I.L.), STOREY (B.C.) y VAUGHAN (A.P.M.), 1997. Basement geology and Palaeozoic-Mesozoic mafic dykes from the Cape Meredith Complex, Falkland Islands: a record of repeated intracontinental extension. Geological Magazine, 134 (3): 355-367. Cambridge.

THOMAS (I.), 1905. Neue Beiträge zur Kenntniss der Devonischen Faunen Argentiniens. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 57: 233-290. Stuttgart.

THOMSON (S.N.) y HERVÉ (F.), 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. Revista Geológica de Chile, 29: 255-271. Santiago.

TICKYJ (H.), 1999. Estructura y petrología del basamento cristalino de la región centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 228 pp. Inédito.

TICKYJ (H.), LLAMBÍAS (E.) y SATO (A.), 1999a. El basamento cristalino de la región sub-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. 14º Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 160-163.

TICKYJ (H.), STIPP BASEI (M.A.), SATO (A.) y JORG (E.), 1999b. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa Province, Argentina. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (Villa Carlos Paz), Actas 2, p. 139-144.

TICKYJ (H.), CINGOLANI (C.A.) y CHEMALE (F. Jr.), 2001. Rb-Sr ages from La Horqueta Formation, San Rafael Block (Argentina). 3º South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile (CD rom).

TICKYJ (H.), RODRÍGUEZ RAISING (M.), CINGOLANI (C.A.), ALFARO (M.) y URIZ (N.), 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64(2): 295-302. Buenos Aires.

TICKYJ (H.), CINGOLANI (C.A.), VARELA (R.) y CHEMALE (F. Jr.), 2017. Low-Grade Metamorphic Conditions and Isotopic Age Constraints of the La Horqueta Pre-Carboniferous Sequence, Argentinian San Rafael Block. En: CINGOLANI (C.), ed., Pre-Carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana Margin. Springer Earth System Sciences: 137-159. Berlin.

TORO (B.A.), VACCARI (N.E.), VENTO (B.A.) y BALSEIRO (D.), 2011. Implicaciones bioestratigráficas del estudio de las subespecies de graptolitos *Rhabdinopora flabelliformis* (Tremadociano) de la Cuenca Andina Central de Argentina y Bolivia. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana (Suplemento), 48 (4): R26. Buenos Aires.

TOSELLI (A.), REISSINGER (M.), DURAND (F.R.) y BAZÁN (C.), 1983. Rocas graníticas. En: ACEÑOLAZA (F.G.), MILLER (H.) y TOSELLI (A.), eds., Geología de la Sierra de Ancasti. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59: 79-99. Münster.

TOSELLI (A.J.), ROSSI de TOSELLI (J.N.), SAAVEDRA (J.), PELLITERO (E.) y MEDINA (M.E.), 1988. Aspectos petrológicos y geoquímicos de los granitoides del entorno de Villa Castelli, Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema de Famatina, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 117-128. Santiago.

TOUBES (R. O.) y SPIKERMAN (J.P.), 1976. Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincial de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31(2): 118-126. Buenos Aires.

- TURNER (J.C.M.), 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velasco y oeste de (La Rioja). Boletín Academia Nacional de Ciencias, 42: 77-126. Córdoba.
- TURNER (J.C.M.), 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Neuquén). Boletín Academia Nacional de Ciencias, 44:5-51. Córdoba.
- TURNER (J.C.M.), 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (2): 154-184. Buenos Aires.
- TURNER (J.C.M.), 1972. Cordillera Oriental. En: LEANZA (A.F.), ed., Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 117-142. Córdoba.
- TURNER (J.C.M.), 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b Junín de los Andes. Servicio Geológico Nacional Boletín, 38: 1-88, Buenos Aires.
- TURNER (J.C.M.), 1980. Islas Malvinas. En Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1503-1528. Córdoba.
- UGARTE (F.R.), 1966a. Algunas consideraciones sobre la Formación del río Corintos (Esquel, Chubut). Anales de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias geológicas, 1(02): 69-75. Comodoro Rivadavia.
- UGARTE (F.) 1966b. La cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia Meridional. Anales de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias geológicas, 1(02): 37-68. Comodoro Rivadavia.
- ULRICH (A.), 1892. Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 7: 1-116. Stuttgart.
- URIZ (N. J.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE Jr.(F.) y ARMSTRONG (R. A.), 2008a. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. 6° South American Symposium on Isotope Geology: 162-162. (San Carlos de Bariloche), vol. 162.
- URIZ (N. J.), CINGOLANI (C. A.), CHEMALE Jr. (F.) y MACAMBIRA (M. J.) 2008b. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Acta 2: 912-913.
- URIZ (N.J.), CINGOLANI (C.A.), CHEMALE (F.), MACAMBIRA (M.B.) y ARMSTRONG (R.), 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean north Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative sedimentary provenance. International Journal of Earth Sciences, 100: 571-589. Berlin.
- VACCARI (N.E.), WAISFELG (B.G.) y EDGECOMBE (G.D.), 1994. Calmonioid Trilobites of the Lower Devonian *Scaphiocoelia* zone in the Argentine Precordillera. Geobios, 27: 591-608. Lyon.
- VACCARI (N.E.), RUSTÁN (J.J.), ASTINI (R.A.) y EZPELETA (M.), 2008. El Devónico fosilífero en la Sierra de las Minitas, Bolsón de Jagüé, provincia de La Rioja, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 3: 1505.
- VACCARI (N.E.), TORO (B.A.), DE LA PUENTE (S.G.) y RUBINSTEIN (C.V.), 2010. Nuevos aportes al conocimiento del Paleozoico Inferior del área de Salar del Rincón, Puna occidental, Argentina. 2° Simposio de bioestratigrafía y eventos del Paleozoico inferior. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. 7° Congreso Latinoamericano de Paleontología (La Plata), Resúmenes: 56. La Plata.
- VALVANO (J. A.), 1949. Los yacimientos ferríferos de Sierra Grande. Dirección Nacional de Minería, carpeta nro. 480, Buenos Aires. Inédito.
- VARELA (R.), DALLA SALDA (L.H.) y CINGOLANI (C), 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40(3-4): 254-261. Buenos Aires.
- VARELA (R.), CINGOLANI (C.) y DALLA SALDA (L.H.) 1990. Edad del Granito Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 279-282. San Juan.
- VARELA (R.), CINGOLANI (C.), SATO (A.), DALLA SALDA (L.), BRITO NEVES (B.B.), BASEI (M.A.S.), SIGA Jr. (O.) y TEIXEIRA (W.), 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo/Brazil). Extended Abstracts, 326-329.
- VARELA (R.), BASEI (M.A.S.), SATO (A.M.), SIGA Jr.(O.), CINGOLANI (C.A.) y SATO (K.), 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires), Actas 1: 71-76. Buenos Aires.

VARELA (R.), BASEI (M.), CINGOLANI (C.A.), SIGA Jr. (O.) y PASSARELLI (C.R.), 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 32(2): 167-187. Santiago.

VARELA (R.), SATO (K.), GONZÁLEZ (P.), SATO (A.) y BASEI (M.), 2007. Descifrando la edad y significado del plutonismo paleozoico en Sierra Grande, noroeste patagónico, Argentina. 5° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD, Resumen 132, 1p. Montevideo.

VARELA (R.), BASEI (M.), GONZÁLEZ (P.), SATO (A.) y SATO (K.), 2008. Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radiométricas método U-Pb., 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2, 914-915.

VATTUONE de PONTI (M.E.), 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: E41-E45. Santiago.

VATTUONE de PONTI (M.E.), 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2): 107-119. Buenos Aires.

VERGEL (M.M.), DI PASQUO (M.M.), ARÁOZ (L.) y NOETINGER (S.), 2008. Asociaciones palinológicas del Paleozoico en la Sierra de Zenta, provincia de Jujuy, Argentina. 12° Simposio de Paleobotánica y Palinología, Boletín de resúmenes, p. 227. Florianópolis.

VIERA (R.) y PEZZUCHI (H.), 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico de la Patagonia extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(4): 281-283. Buenos Aires.

VILLAR FABRE (J.F.), GONZÁLEZ (R.R.) y TOSELLI (A.J.) 1973. Los lamprófiro intrusivos en el granito de la Cuesta de Miranda (La Rioja). *Acta Geológica Lilloana*, 12(3): 23-60. San Miguel de Tucumán.

VISTALLI (M.C.), 1989. Cuenca Siluro - Devónica del Noroeste. En: CHEBLI (G.A.) y SPALLETTI (L.A.), eds., *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*, 6: 19-42. San Miguel de Tucumán.

VISTALLI (M.C.), 1999. Cuenca Siluro-Devónica. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Salta, Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino (Salta)*, 1: 168-184. Salta.

VOLKHEIMER (W.) 1964. Estratigrafía de la zona extra-Andina del departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 43° y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2): 85-107. Buenos Aires.

VOLKHEIMER (W.), 1966. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado. Inf. Instituto Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. Inédito.

VOLKHEIMER (W.), 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Secretaría de Estado de Minería, Boletín 151: 1-83, Buenos Aires.

VOLKHEIMER (W.) y LAGE (J.), 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 181: 1-71. Buenos Aires.

VOLKHEIMER (W.), MELENDI (D.L.) y SALAS (A.), 1986. Devonian chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 173 (2): 229- 251. Stuttgart.

VON GOSEN (W.), LOSKE (W.) y PROZZI (C.), 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 237-250. Columbia.

WAISFELD (B.G.), 1989. Comunidad de *Bridgerocrinus* (Crinoidea: Scytalocrinidae) en la Formación Talacasto (Devónico) de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 25: 273-279. Buenos Aires.

WAISFELD (B.G.), TORO (B.A.) y BRUSSA (E.D.), 1988. Trilobites silúricos de la Formación Los Espejos, sector occidental del cerro del Fuerte, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 25: 305-320. Buenos Aires.

WAISFELD (B.G.), EDGECOMBE (G.D.) y VACCARI (N.E.), 1994. *Tormesiscus*, a new blind calmonioid trilobite from the Lower Devonian, Argentine Precordillera. *Geologica et Palaeontologica*, 28: 27-43. Marburg.

WEBER (E.I.), 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional Boletín 196: 1-69. Buenos Aires.

WHITMEYER (S.J.) y SIMPSON (C.), 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometres-thick Paleozoic fault zone in the eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology*, 25: 909-922.

WILLNER (A.P.), GERDES (A.), MASSONNE (H.J.), SCHMIDT (A.), SUDO (M.), THOMSON (S.N.) y VUJOVICH (G.I.), 2011. The geodynamics of collision of a microplate

(Chilena) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2): 303-327.

WINDHAUSEN (A.), 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén. *Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología y Minería* 10(1): 1-60. Buenos Aires.

WOLFART (R.), 1967. Stratigraphie und Fauna des älteren Paläozoikum (Silur. u. Devon) in Paraguay. *Jahrbuch Bundesanstalt für Bodenforschung*, 78: 29-102. Hannover.

WOLFART (R.) y VOGES (A.), 1968. Beiträge zur Kenntnis des Devons von Bolivien. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Beiheft*, 74: 1-241. Hannover.

ZANETTINI (J.C.M.), 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): 160-179. Buenos Aires.

ZANETTINI (J.C.M.), 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En: Zappettini (E.O.), ed., *Recursos minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y recursos minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), *Anales* 35: 745-762. Buenos Aires.

ZANETTINI (J.C.M.), 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 263: 1-61. Buenos Aires.

ZANETTINI (J.C.M.), ROSSI (E.E.) y CURCIO (R.), 1979. Prospección geológico-geofísica del mineral de hierro; zona Valcheta-Sierra Grande; sector Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut). Dirección General de Fabricaciones Militares, informe. Mendoza. (Inédito).

ZAPPETTINI (E.O.) y DALPONTE (M.), 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(3): 550-554. Buenos Aires.

ZAPPETTINI (E.O.), MÉNDEZ (V.) y ZANETTINI (J.C.M.), 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2): 206-207. Buenos Aires.

ZAPPETTINI (E.O.), CHERNICOFF (C.J.), SANTOS (J.O.S.), DALPONTE (M.), BELOUSOVA (E.) y MCNAUGHTON (N.), 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquen province, Argentina: *International Journal of Earth Sciences*, 101: 2083-2104. Berlin.

ZÖLLNER (W.), 1950a. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona Barreal. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 111-126. Buenos Aires.

ZÖLLNER (W.), 1950b. Informe geológico económico preliminar sobre la zona sud del Yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Dirección Nacional de Minería, informe, Servicio Minero Nacional, Carpeta N° 165. Buenos Aires. (Inédito).

ZÖLLNER (W.), 1951. Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. Dirección Nacional de Minería. Buenos Aires. (Inédito).

