

Correlación entre
Unidades Gondwánicas de
Cuenca Neuquina y Cordillera
Frontal

Bournod, Constanza Naimé
Cátedra de Geología Argentina
Universidad Nacional del Sur
Año 2004

INDICE:

Introducción.....	2
Ubicación.....	3
Unidades Sedimentarias Carbónico-Pérmicas.....	4-18
Unidades Magmáticas.....	19-34
Unidades Triásicas.....	35-43
Evolución Geotectónica.....	44-46
Conclusión.....	47
Bibliografía.....	48-50

INTRODUCCION:

El presente trabajo tiene por objeto lograr una correlación entre las unidades gondwánicas reconocidas en la Cordillera Frontal y Cuenca Neuquina, mediante el análisis y la comparación de las características litológicas, estratigráficas, paleontológicas, paleoambientales, etc.

Ambas regiones presentan una analogía litoestratigráfica: comprenden unidades sedimentarias, intrusivas y volcánicas. Ésto evidencia condiciones geológicas semejantes para ambos sectores, lo que daría pauta de que las rocas presentes en cada uno de ellos tendrían características vinculantes.

A fin de seguir un orden que otorgue coherencia a la exposición se irá describiendo y analizando las unidades sedimentarias y magmáticas de Cordillera Frontal y Cuenca Neuquina, y los depósitos de rift triásicos correspondientes a esta última.

Ubicación

La Cordillera Frontal es una cadena montañosa que se extiende por el oeste de las provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan y Mendoza; desde los 27° 00' hasta los 36° 46' de latitud sur. Limita al Este con la Precordillera, al Oeste con Cordillera Principal, y hacia el Norte se une con la Puna mediante un pasaje transicional (ver Figura 1.1). Comprende de N a S el cordón de la Brea, cerros Veladeritos, sierra del Peñón, cerro Comecaballos, y los cordones de Carachas, Santa Rosa, San Guillermo, Colangüil, Olivares, Manrique, la Totorá, la Ramada, Ansilta, del Tigre, el Plata, el Portillo, Santa Clara, las Llaquetas, y el Carrizalito.

La Cuenca Neuquina se extiende desde aproximadamente los 35° 30' hasta los 40° 30' de latitud sur, y se encuentra limitada por el Bloque de San Rafael y la Comarca Nordpatagónica (ver Figura 1.2). Abarca la provincia de Neuquén, parte sur de Mendoza, sudoeste de La Pampa y oeste de Río Negro.



Figura1: Localización de la Cordillera Frontal (1) y de Cuenca Neuquina (2).

Unidades Sedimentarias Carbónico-Pérmicas

La sedimentación presente en Cordillera Frontal está restringida a la cuenca de Uspallata-Iglesia, que es una cuenca de retroarco con orientación meridiana, ubicada entre la protoprecordillera y el arco magmático. Contiene depósitos clásticos marinos, mixtos y en parte continentales, que se extienden hacia el N hasta Catamarca y al S hasta aproximadamente los 34° Lat. S (ver Figura 2).

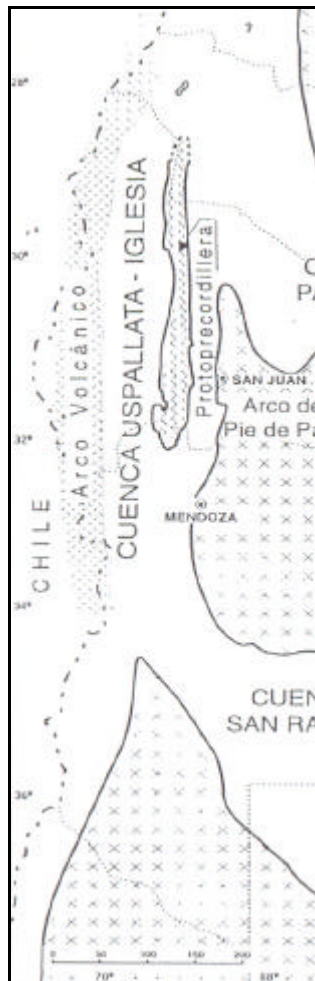


Figura 2: Distribución de la Cuenca de Uspallata-Iglesia (tomado de Azcuy, Carrizo y Caminos, 1999)

Esta cuenca ha sido tradicionalmente dividida en dos: subcuencas de Río Blanco (al N) y Calingasta-Uspallata (al S) (ver Figura 3).

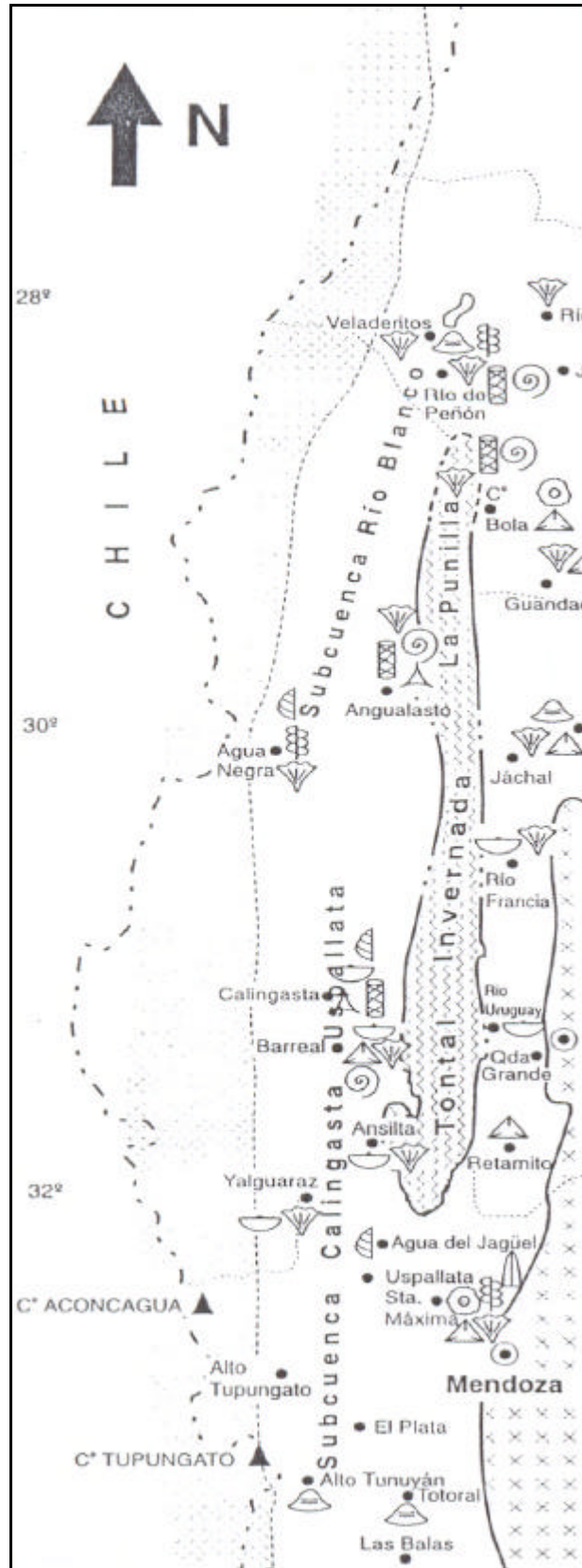


Figura 3: Cuencas de Río Blanco y Calingasta-Uspallata (tomado de Azcuy, Carrizo y Caminos, 1999)

La subcuenca de Río Blanco comprende los depósitos del N de Precordillera y el flanco E de Cord. Frontal. Su estratigrafía (en esta última localidad) se compone de 2 Formaciones:

- **Fm Ranchillos** (Marcos et al, 1971): Aflora al S y W de Laguna Brava, siendo mejor expuesta en el cordón del Peñón y sierra de Los Veladeritos. Está compuesta por 3 miembros (Caminos et al, 1996; Limarino et al, 1996): el inferior, conglomerádico con alto porcentaje de aglomerados volcánicos, y areniscas gruesas y medias subordinadas; el medio, pelítico arenoso con escasos restos vegetales; y el superior formado por areniscas, ortoconglomerados y pelitas con abundantes restos vegetales. Los autores mencionados distinguen un ambiente continental fluvial con ríos meandriiformes y planicies aluviales, posteriormente sedimentación marina litoral, y luego un retorno a la sedimentación continental. Esta unidad fue asignada al Carbónico por semejanza litológica y estructural con las sedimentitas neopaleozoicas de Cord. Frontal (Caminos, 1972 b, c).
- **Fm Cerro Agua Negra** (Polanski, 1970): Aflora desde la Cordillera de los Olivares hasta el Cordón de la Brea, asomando también en los cordones de Agua Negra, San Guillermo y Colangüil. Su espesor varía entre 1800 y 2500 m; y se encuentra suprayaciendo en discordancia angular a las sedimentitas devónicas. Azcuy et al (1987 d) describen esta unidad en la Quebrada de Arrequeñín donde fueron reconocidas 5 secciones. La secuencia, con base oculta, comienza con pelitas laminadas oscuras que alternan con capas arenosas, siguen bancos tabulares de areniscas claras

con estratificación entrecruzada e interposiciones de limolitas. Hacia arriba, continúan areniscas con intraclastos, en bancos con base erosiva, interpretadas como facies de canal, que alternan con fangolitas depositadas en llanuras de inundación. En una sección, los autores citados identificaron un “bosque” de licófitas representado por moldes de ejemplares dispuestos en posición de vida, con diámetros de 30-60 cm. La parte inferior contiene especímenes de fauna marina (Zona de *Canocrinella* ?), y megaflores (Gutierrez, 1983) perteneciente a la fitozona MBG. Según Azcuy et al (1987 d) los niveles medios-superiores presentan una asociación que contiene pecopteroides y coníferas (por debajo de las licófitas) que indican una edad Carbónico tardío-Pérmico temprano. En la Quebrada de Agua Negra se hallaron restos de *Gondwanidium plantianum* y *Rhipidopsis sp.*, e invertebrados marinos: *Canocrinella sp.*, *Mourlonia barrealensis* y *Orthoceras sp.* Además, Furque (1962) reconoció en la Quebrada de las Leñas (cordón de Olivares) la presencia de flora de *Rhacopteris* y faunas mal preservadas. Por lo expuesto, esta unidad se depositó en ambiente marino litoral que evolucionó hacia una progresiva continentalización.

Por otra parte, los depósitos de la Subcuenca de Calingasta-Uspallata se extienden al E en la vertiente occidental de Precordillera, y al W en Cordillera Frontal, desde proximidades del límite con San Juan hasta la latitud del Río Tunuyán (ver Figura 4). Los afloramientos se alinean de N a S en los Cordones del Tigre, del Plata y del Portillo, y están limitados por contactos tectónicos.

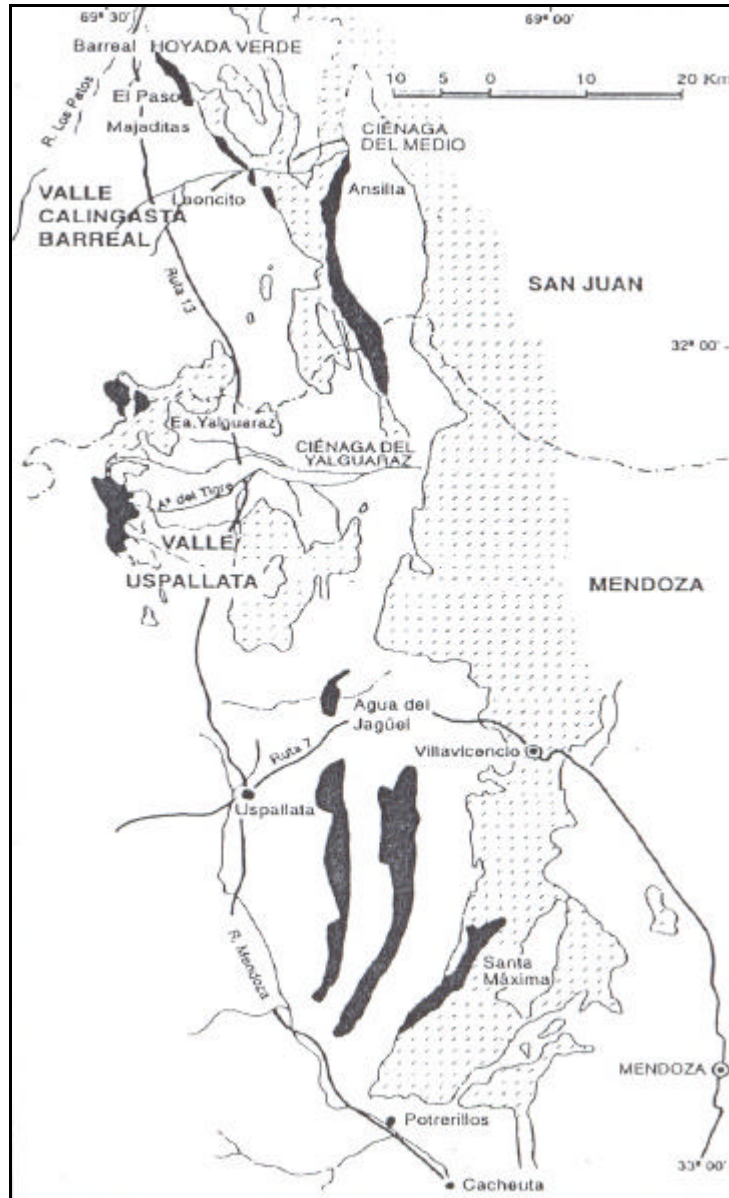


Figura 4: Afloramientos carbónico-pérmicos de la cuenca Calingasta-Uspallata (basado en Amos y Lopez Gamundí, 1980).

Los depósitos sedimentarios fueron agrupados por Caminos (1979) en 2 litofacies con marcadas diferencias: la Oriental y la Occidental. El contacto normal entre ambas, visible en la Fm El Plata, representaría un engranaje lateral o interdigitación, que probablemente se comportó como línea de debilidad estructural por la cual se desmembró la cuenca.

Litofacies Oriental: aflora en los Cordones del Tigre (Fm Yalguaraz), del Plata (Fm Loma de los Morteritos) y del Portillo (Fm Totoral y Fm Las Balas). Se caracteriza por el predominio de areniscas sobre pelitas, en fracciones cíclicas, otorgando a la sucesión un aspecto bandeado típico. El ambiente de depositación de esta facies se interpreta como marino de aguas someras con alta energía (próximo a la costa).

- **Fm Yalguaraz** (Amos y Rolleri 1965): Asoma en forma discontinua en el Cordón del Tigre, apoyando en discordancia angular sobre la unidad devónica Grupo Ciénaga del Medio, y es cubierta de igual forma por las vulcanitas pérmicas. Su espesor varía entre 1545 y 1068 m, y está constituida por conglomerados en la base, a los que siguen una espesa sucesión de lutitas y limolitas negras y gris azuladas hasta verdosas, macizas o con laminación paralela, con intercalaciones de lentes conglomerádicos y escasos cadilitos. La parte superior se compone principalmente por paraconglomerados, bancos de areniscas, fangolitas guijarrosas con lentes de conglomerados, y lutitas subordinadas. La sección inferior-media se interpreta como de abanico submarino, y la superior como eventos marinos litorales subordinados. La presencia de invertebrados marinos y plantas fósiles (Taboada, 1991; Taboada y Carrizo, 1992; Taboada y Cisterna, 1996) sugieren una edad Carbónico Superior.
- **Fm Loma de los Morteritos** (Polanski, 1958): Aflora en el NE del Cordón del Plata, al W de Potrerillos. Su base se desconoce, y el techo está marcado discordantemente por el Conglomerado del Río Blanco y las

vulcanitas pérmicas. Tiene una potencia de 1200 m (Caminos, 1965), y se compone de bancos gruesos macizos de arcosas, ortocuarcitas y areniscas lutíticas de colores claros, que se intercalan con pelitas oscuras (grises, verdosas y violáceas), y niveles sabulíticos y conglomerádicos subordinados. Si bien no se han hallado fósiles, Caminos (1965) la vincula con depósitos de Precordillera como la Fm Sta. Elena, y con un afloramiento situado en la Quebrada homónima, en el paraje Agua de las Cortaderas, donde Aparicio (1966) reportó el hallazgo de Lissochonetes sp, Canocrinella sp, Neospirifer sp, Spirifer sp, y Orbiculoidea sp, atribuidos al Carbónico Tardío.

- **Fm Totoral** (Gonzalez Díaz, 1958): Aflora al E del Cordón del Portillo, sin base ni techo visible dado que está limitada por fracturas y enclavada tectónicamente en el Complejo Metamórfico. La sucesión se compone principalmente de areniscas cuarzosas y feldespáticas, micáceas de grano medio y colores claros, intercaladas con pelitas oscuras, y abundantes niveles conglomerádicos poli y oligomícticos. En las lutitas se hallaron escasos y mal preservados ejemplares de Orbiculoidea sp, Lingula sp, Naiadites sp y Carbonicola sp, que solo permiten sugerir una edad Carbónica, y no determinan una posición precisa dentro de este período.
- **Fm Las Balas** (Polanski, 1959): Asoma en el flanco E del Cordón del Portillo, con base desconocida limitando por contacto tectónico con el Complejo Metamórfico, y es cubierta discordantemente por las vulcanitas pérmicas. La sucesión comienza con ortocuarcitas de color claro, y bancos lentiformes de conglomerados, cubiertos por bancos gruesos de pelitas

oscuras con rodados y concreciones ferruginosas. Por encima, continúan nuevamente las ortocuarcitas, areniscas micáceas, feldespáticas y conglomerádicas, que se hacen dominantes en la parte superior de la secuencia donde alternan con vaques oscuros. Alcanza un espesor estimado de 700 m; no se han encontrado fósiles, y Polanski (1964) la refiere con dudas al Carbónico.

Litofacies occidental: comprende afloramientos más extensos, desde el límite Catamarca-La Rioja, San Juan (Cordones La Brea, de Colangüil y Agua Negra) y Mendoza (Cordones del Portillo y del Plata). Se caracteriza por ser más homogénea, con pelitas y areniscas finas de color gris oscuro, macizas o con laminación paralela. Corresponde a un ambiente marino de aguas más profundas, con menor energía. Incluye las siguientes unidades:

- **Fm Alto Tupungato** (Polanski, 1959): Aflora en la vertiente W del Cordón del Plata, en el área drenada por el Río Tupungato y afluentes, y hacia el N llega hasta alrededores de Puente del Inca. Su base no se conoce y su techo lo marcan las vulcanitas permo-triásicas. En cuanto a su litología, se resalta el dominio de areniscas cuarzosas, y areniscas feldespático-micáceas grises y verdosas, entre las cuales se intercalan bancos de pelitas gris oscuras a verdosas, con clastos diseminados. Si bien esta unidad solo ha proporcionado restos mal preservados de vegetales y crinoideos indeterminables, se ha atribuido al Carbónico Inferior por Polanski (1959) en base a correlación litológica con unidades de Precordillera como Fm San Eduardo.

- **Fm El Plata** (Caminos 1965): Se halla expuesta en las cumbres y vertiente E del Cordón del Plata y hacia el S continúa en el Cordón de Santa Clara. Su base apoya en forma discordante angular sobre el Complejo Metamórfico, y su techo está cubierto por las vulcanitas permo-triásicas. Esta sucesión, de 7000 m de potencia, fue subdividida en 3 miembros (Caminos, 1965): el inferior, comienza con conglomerados polimícticos compuestos por rodados de granitoides y filitas. Luego continúan 200 m de areniscas arcósicas y cuarzosas de colores claros con intercalaciones de lutitas y limolitas grises, verdosas y moradas. Por su litología es comparable con Fm Loma de los Morteritos y Totoral (facies orientales). El miembro medio, en contraste con el anterior, es una sucesión espesa y monótona de vaques macizos, areniscas finas con laminación ondulíticas, y lutitas oscuras en bancos con contactos transicionales. Gradualmente se pasa al miembro superior, que se inicia con un paquete de lutitas negras que son remplazadas hacia el techo por areniscas finas, compactas de color gris oscuro. Estos estratos suelen estar teñidos por soluciones ferruginosas. La sección media contiene escasos y mal conservados restos de invertebrados marinos, como: Orbiculoidea sp, Chonetes sp, Posidonia sp cf P. Beecheri y Posidonia sp cf P. Laterugata, los cuales dan una ubicación cronológica poco precisa. Debido a esto, la edad surge de su vinculación por semejanza litológica con la Fm Alto Tunuyán, de edad Carbónica Superior.
- **Fm Alto Tunuyán** (Polanski, 1959): Aflora en el W del Cordón del Portillo y en el Cordón de Las Delicias. Sus relaciones de base y techo no son

visibles, y su potencia es de 1500 m. Está conformada por lutitas y limolitas de color gris oscuro hasta negro, a veces carbonosas, con laminación ondulítica; ortocuarcitas, grauvacas y areniscas feldespático-micáceas, con estratificación paralela, y conglomerados oligo y polimícticos subordinados, en lentes o bancos delgados (Polanski, 1972). Las pelitas y areniscas se encuentran cementadas por carbonatos, constituyendo verdaderas margas. La fauna hallada: Linoproductus cora, Septosyringothyris keideli, Aviculopecten sp cf A. Barrealensis, Orthoceras sp, Spirifer sp, y Orbiculoidea sp, sugiere una edad Carbónico Tardío (Fidalgo, 1959). Posteriormente Caminos (1979), menciona el hallazgo de Septosyringothyris keideli y Beecheria patagonica, los cuales confirman lo anterior.

Se señala la posibilidad de que las Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Alto Tunuyán constituyan la misma unidad (Caminos, 1979); sin embargo es preciso hallar evidencias que confirmen esta suposición.

- **Fm Las Peñas** (Polanski, 1959): Aflora en el sector E del Cordón del Portillo, en alrededores y al N del Cerro Las Peñas. Su base y techo son contactos tectónicos. La parte inferior de la secuencia se observan conglomerados con clastos de metamorfitas y rocas ígneas, cubiertos por una alternancia de lutitas y areniscas finas micáceas, gris oscuras. En esta unidad no se han obtenido fósiles. Polanski (1972) sugiere una edad Carbónico Superior, dado el contenido de vulcanitas del Complejo Mesovaríscico en los conglomerados.

En la Cuenca Neuquina las rocas paleozoicas están distribuidas en diferentes localidades, quedando expuestas en la Cordillera del Viento las sedimentitas neopaleozoicas, conocidas desde los trabajos de Stoll (1950) y Zöllner y Amos (1973). La Cord. Del Viento se sitúa al NW de la provincia de Neuquen. Las unidades constituyen el núcleo de una amplia estructura braquianticlinal desarrollada sobre el flanco occidental (ver Figura 5). La estratigrafía comprende al **Complejo Andacollo** (Zöllner y Amos 1973), atribuido al Carbónico, que se subdivide en:

- **Tobas Inferiores:** con un espesor de 1500 a 1800 m, se compone de tobas riolíticas blanquecinas con estratificación pobre o nula, con eventuales intercalaciones de coladas riolíticas y areniscas silicificadas gris blanquecinas. Hacia el techo, aparecen niveles de sedimentación marina que señalan la transición a las sedimentitas suprayacentes, y son principalmente bancos de pelitas (limolitas) macizas y laminadas. En un sector localizado entre Andacollo y Huingancó, la parte superior presenta intercalado un conjunto de tobas conglomerádicas redepositadas de color gris verdoso con bloques intraformacionales de pelitas y areniscas muy finas.
- **Fm Huaraco:** con un espesor de 700 m, apoya discordantemente sobre la unidad anterior, y consta de lutitas y limolitas macizas, verde oscuro hasta negro, en cuya parte inferior se interponen bancos gruesos de areniscas cuarcíticas de color claro y alteración amarillenta. Se destaca la creciente participación de areniscas oscuras bituminosas hacia el techo. Suelen aparecer bancos conglomerádicos gruesos en algunas localidades (Zöllner y Amos, 1973). Además, desarrolla un característico bandeamiento

resultante de la alternancia de delgadas láminas de limo y arena fina, que conforman niveles guías localmente importantes para la reconstrucción de unidades tectonizadas. Corresponde a un ambiente de plataforma inestable muy próximo a la línea de costa.

- **Tobas Superiores:** se apoya en discordancia poco visible. Constituyen un conjunto de tobas porfíricas, gris verdosas a negras, de composición andesítica, en cuerpos tabulares que esporádicamente intercalan bancos de sedimentitas epiclásticas (brechas y areniscas). Su potencia estimada es de 500 m.

La edad del Complejo pudo estimarse a partir de escasos restos de invertebrados marinos y algunas improntas vegetales. Se ha citado la presencia de: *Spirifer pericoensis*, *Carbonicola sp.*, *Chonetes sp.*, *Orbiculoidea sp.*, *Allorisma sp.*, y *Septosyringothyris keideli* (Leanza, 1945), y en bancos más arriba flora continental representada por *Lepidodendron* y *Rhacopteris* (Zöllner y Amos, 1955; flora revisada por Archangelsky y Arrondo, 1966). Sobre esta base, se sugiere una edad Carbónica para las rocas portadoras (Fm Huaraco) no pudiéndose precisar más su antigüedad.

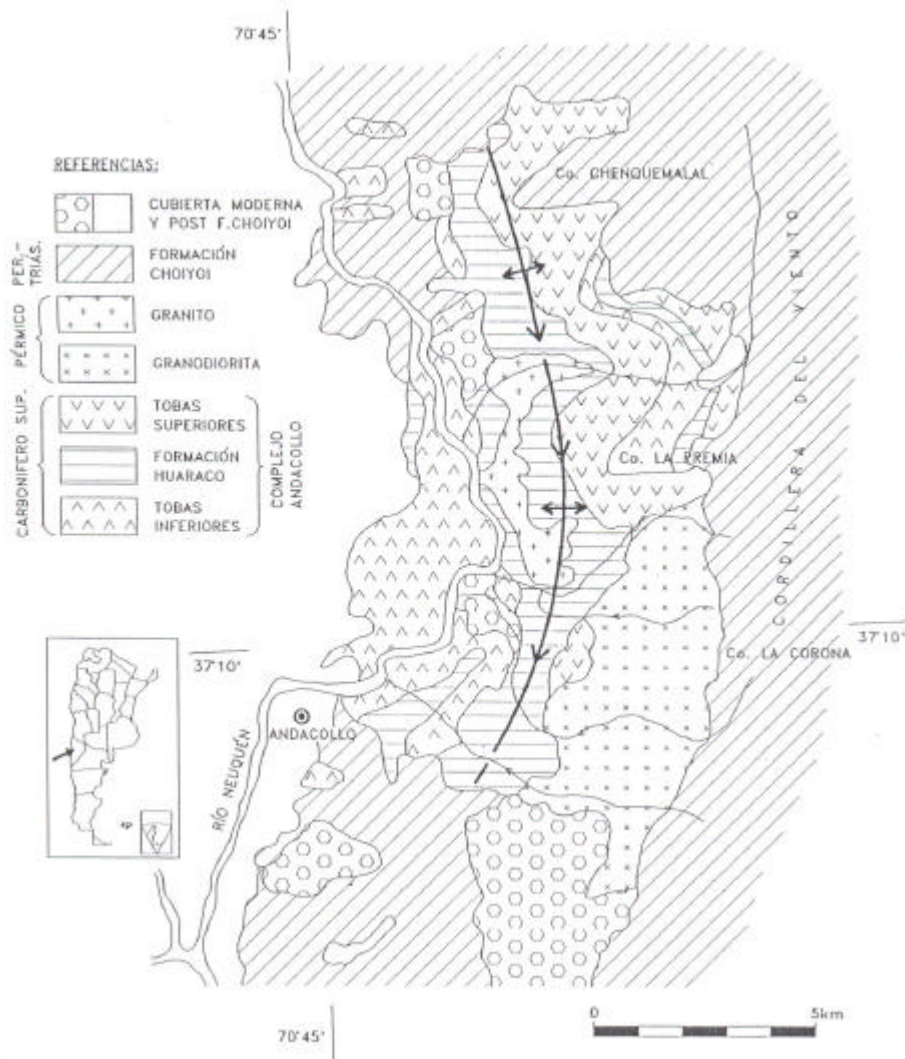


Figura 5: Mapa geológico de la Cordillera del Viento (modificado de Zöllner y Amos, 1973).

Discusión:

Todo lo expuesto hasta el momento, permite hacer una evaluación de las semejanzas y diferencias entre las unidades sedimentarias carbónicas de ambas regiones.

Para comenzar, la posición estratigráfica de las unidades coincide, ubicándose por debajo de las vulcanitas permotriásicas, y por encima en discordancia sobre sedimentos más antiguos, como por ejemplo unidades devónicas

o emplazadas tectónicamente en el basamento (Complejo Metamórfico). También tienen relaciones de intrusividad con unidades que serán analizadas más adelante.

Desde el punto de vista litológico, lo primero que se destaca es que los espesores de tobas que dominan la sedimentación del Complejo Andacollo no están presentes en ningún sector de Cordillera Frontal. Allí, la componente volcánica solo se ve representada en los conglomerados del miembro inferior de la Fm Ranchillos (con aglomerados volcánicos) y en la Fm Las Peñas (con clastos de vulcanitas del Complejo Mesovariscico). En virtud de esto, podría decirse que la actividad volcánica que influyó en la sedimentación de la Cuenca Neuquina no presenta la misma significancia en los depósitos de Cord. Frontal. Por lo tanto, ni las Tobas Inferiores (riolíticas) ni las T. Superiores (andesíticas) tendrían equivalentes litológicos. Por otro lado, no conocer el origen de estas tobas dificulta su vinculación con unidades de otros sectores que pertenezcan o representen al mismo ciclo eruptivo. Por el momento, es tentativo relacionarlas al magmatismo carbónico, manifestado en Cord. Frontal por unidades principalmente plutónicas.

En contraste, la Fm Huaraco no difiere de las sedimentitas de Cord. Frontal. Las similitudes litológicas están asociadas a que el ambiente de depositación es marino de plataforma inestable, caracterizado por la alternancia de bancos de pelitas de colores oscuros y areniscas de colores claros, generalmente cuarcíticas, de un ambiente de aguas someras. Sin embargo, la creciente participación de areniscas oscuras bituminosas estaría indicando una progresiva profundización, pasando a aguas mas calmas, y con abundante materia orgánica (amb. reductor). Aunque presenta rasgos de ambas litofacies se asemeja más a la oriental, y representaría una incursión marina, marcada por el pasaje transicional de un ambiente continental

(asociado a un ambiente volcánico) a marino, y posteriormente de nuevo el ambiente continental, concordante con lo que sucede en la Subcuenca de Río Blanco.

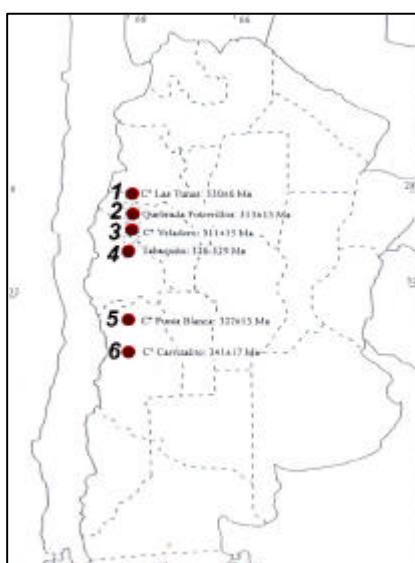
Esto está avalado por las evidencias paleontológicas que, si bien no manifiestan buenos indicadores ni abundantes, establecen una estrecha vinculación. Los fósiles marinos en común son: *Spirifer sp.*, *Carbonicola sp.*, *Chonetes sp.*, *Orbiculoidea sp.* y *Septosyringothyris keideli*, los cuales permitieron asignar a las unidades una edad Carbónica. Por su parte, los restos vegetales se corresponden con los de Subcuenca de Río Blanco, por ejemplares como *Rhacopteris sp.* (Fm Co. Agua Negra).

Es probable que la configuración de la cuenca que alojó a los sedimentos durante el carbónico-pérmico haya jugado un rol importante. No obstante, el extremo sur de la cuenca contó con un importante aporte de material piroclástico, y el ambiente marino se desarrolló principalmente en el sector medio, llegando al N por la ingresión que es evidenciada en la Fm Ranchillos y Co. Agua Negra, y representado en el S en la sedimentación de la Fm Huaraco.

Unidades Magmáticas

El magmatismo gondwánico puede dividirse en: 1) Carbónico inferior-Pérmico inferior, y 2) Pérmico inferior-Triásico inferior a medio.

El primero es un magmatismo orogénico, principalmente plutónico de tipo cordillerano, que finaliza con la Fase Diastrófica de San Rafael. Está constituido por plutones aislados de composición intermedia (ver Figura 6 y cuadro 1), que forman parte de un arco magmático N-S que atravesaría distintos terrenos, cuyos contactos fueron aprovechados por el magma para su ascenso. Según Llambías (1999) es probable que estos cuerpos intrusivos sean más numerosos que los reconocidos hasta el presente, debido a que la mayoría de ellos quedaron sepultados por las efusiones de Choiyoi (2), o no se han distinguido por su similitud con las granodioritas de Choiyoi. El emplazamiento de estos cuerpos ígneos se produce en un área de fuerte inestabilidad de la corteza, propia de regiones orogénicas y favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. Se requieren estudios de mayor detalle para comprender que relaciones guardan entre sí las asociaciones plutónicas y volcánicas.



- 1) Co Las tunas 330 ma.
- 2) Quebrada Potrerillos 313 ma.
- 3) Co Veladero 311 ma.
- 4) Tabaquito 326 ma.
- 5) Co Pta Blanca 327 ma.
- 6) Co Carrizalito 341 ma.

Figura 6: Distribución de rocas ígneas gondwánicas carboníferas cuyas edades son confiables (tomado de Llambías, 1999).

Cuadro 1: Características de algunos afloramientos de Rocas Ígneas Carbónicas en Cordillera Frontal (modificado de Llambías, 1999)

Localidad	Composición	Roca de caja	Edad	Método	Ubicación	Fuente
Tabaquito (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Wackes y pelitas con bajo metamorfismo (Carbonífero inf.?)	326-329	Rb/Sr	29° 05' 69° 10'	Sato et al (1990)
Cerro Punta Blanca (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Complejo metamórfico de la Cordillera Frontal	337±15	K/Ar	33° 35' 69° 30'	Caminos et al (1979)
Cerro Carrizalito (Cordillera Frontal)	Granodiorita, tonalita, granito	Wackes, areniscas cuarcíferas, lutitas	341±17	K/Ar	34° 40' 69° 30'	Dessanti y Caminos (1967)

El evento permotriásico denota una actividad magmática intensa desarrollada tanto en el cinturón orogénico como en el antepaís. Debido al emplazamiento supracortical son comunes los complejos plutónico-volcánicos. En el cinturón orogénico los afloramientos más importantes se encuentran en Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael, y aislados en la cordillera: Las Leñas-Valle Hermoso, Bardas Blancas (Sur de Mendoza) y Cordillera del Viento, Cerro Chachil (Centro y Norte de Neuquén) (ver Figura 7).

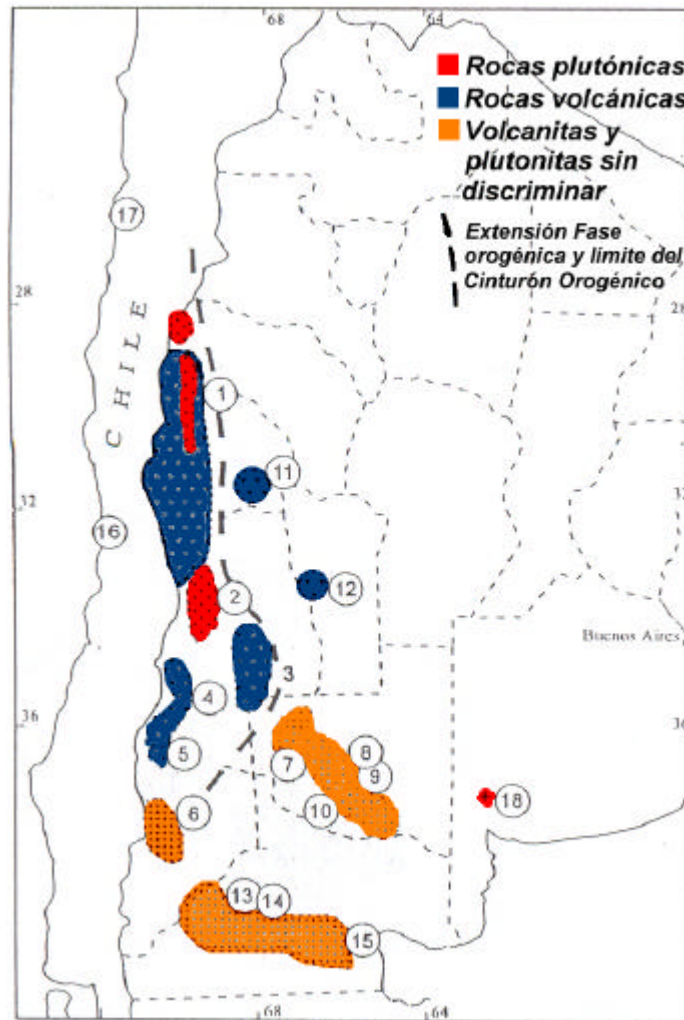


Figura 7: Distribución de las rocas ígneas del Pérmico-Triásico inferior (tomado de Llambías, 1999)
 1) Batolito de Colangüil, 2) Batolito de El Portillo, 3) Bloque de San Rafael, 4) Bardas Blancas, 5) Cordillera del Viento, 6) Co Chachil-Aluminé, 7-8-9-10) Bloque de Chadí Leuvú, 11-12) Sas. Pampeanas, 13-14-15) Macizo Nordpatagónico, 16-17) Cordillera de la Costa de Chile, 18) Lopez Lecube.

Ambas regiones, Cuenca Neuquina y Cord. Frontal, están representadas en el permotriásico por la misma unidad: “Grupo Choiyoi”. Este evento involucra asociaciones volcánicas y plutónicas, que suprayacen a las sedimentitas carbónico-pérmicas (anteriormente vistas) y a la superficie de San Rafael. A continuación se describen los afloramientos de los 2 sectores.

En la Cuenca Neuquina, el Complejo Andacollo es intruido por plutones de composición granítica y granodiorítica. Estos cuerpos afloran desde cercanías de La

Premia hasta el Arroyo Los Manzanos (ver Figura 5). Se reconocieron 2 unidades (Llambías, 1986): un stock granodiorítico, localizado en el flanco W de la Cord. del Viento, con una superficie aproximada de 24 km²; y un plutón menor de granito, al NE del anterior, aflorando solo 1,5 km². No habría contacto entre estos cuerpos, pero sí con el Complejo Andacollo, incorporando localmente colgajos y desarrollando una extensa faja de metamorfismo de contacto (cornubianitas micáceas) y emisión de apófisis sobre las unidades encajantes.

La granodiorita de textura homogénea, equigranular y grisácea, tiene localmente zonas de alteración hidrotermal con emplazamiento de vetas auríferas (Stoll, 1957). El granito es un leucogranito muscovítico, atravesado por venillas de cuarzo con textura drusoide. Estos se emplazaron a niveles epizonales, hallándose expuesta la cúpula de su cámara magmática.

Dentro de la misma asociación magmática se incluyen varios cuerpos intrusivos subvolcánicos, principalmente riolíticos, que afloran en la Loma del Fenómeno (Llambías 1986). Éstos conforman cuerpos de poca dimensión y están en contacto con las Tobas Inferiores y la Fm Huaraco.

Dado que las relaciones estratigráficas muestran a estas rocas intruyendo al Complejo Andacollo y cubiertas por las vulcanitas de Choiyoi, y que de las dataciones radimétricas solo las riolitas muestran valores coherentes con las relaciones de campo (se consideran que los valores obtenidos para los plutones fueron modificados por rejuvenecimiento tectónico), la edad resultaría ser Pérmico temprano a medio.

Sobre estas rocas y algunas más antiguas, apoya discordantemente un conjunto de rocas extrusivas y tobas intercaladas (Choiyoi), integrantes de una

asociación volcánico-clástica continental, de gran extensión areal y desarrollo vertical. La sucesión aflorante en la Cord. del Viento es tomada como desarrollo típico de esta unidad (2000 m de potencia), y está compuesta por:

- Aglomerados y brechas volcánicas grises, moradas y verdes, con clastos de andesitas, granitos y granodioritas, con matriz de origen volcánica o piroclástica, en bancos macizos con contactos difusos.
- Mantos de dacitas, con estratificación grosera e intercalaciones de brechas volcánicas.
- Mantos de basalto, afaníticos, con intercalaciones de brechas irregularmente. Su distribución espacial es limitada.
- Tobas moradas y verdes, con clastos de tobas. En partes aparecen tobas soldadas e ignimbritas rosadas a violáceas, con fractura irregular columnar, que se engranan lateralmente.
- Secciones sedimentarias epiclásticas: areniscas hasta conglomerados con clastos de cuarzo y líticos, matriz tobácea o limosa, estratificación moderada a gruesa y entrecruzada. Presentan troncos fósiles.
- Tobas riolíticas y riolitas.

La base del Grupo Choiyoi puede integrarse por conglomerados y bancos areniscosos, llegando a tener hasta 30 m de potencia como en Cord. del Viento (Stoll, 1952). En el S el conglomerado basal, no siempre visible, se compone de clastos de rocas graníticas. En general, predominan las brechas y aglomerados volcánicos, y las rocas básicas y sedimentarias son escasas. También, puede observarse la tendencia a la participación de los términos ácidos hacia la parte superior de la secuencia. Los espesores de la unidad disminuyen hacia el S.

Se considera que la actividad volcánica es del mismo ciclo magmático que dió origen a las intrusiones pérmicas. Debido a que esta unidad apoya discordantemente sobre ellas y están cubiertas por sedimentitas portadoras de flora de *Dicroidium* (Triásico medio-superior) se le asigna una edad Pérmico-Triásico medio.

En el Cuadro 2 se resumen las características de los distintos afloramientos que forman parte del evento Choiyoi en este sector.

Cuadro 2: Características del evento Choiyoi en afloramientos aislados de este sector (tomado de Llambías, 1999)

Unidad morfo-estructural	Localidad	Rocas	Composición	Edad (Ma)	Roca de caja
Cordillera de los Andes	Sierra de Chachil	Andesitas y dacitas, (riolitas) Espesor 870m	Alteración de tipo propilitica fuerte	Pre-Lias, post-granodioritas y granitos pérmicos (9)	En discordancia sobre las plutonitas y el basamento cristalino
		Granitos, granodioritas	Hornblenda, biotita, plag. zonal FK	281±4 (5)	Basamento cristalino
	Rahue Aluminé	Dioritas, granodioritas	plag. zonal, biotita, hornblenda	285±5 (11)	Basamento cristalino
	Cordillera del Viento (Huinganco)	Andesitas, dacitas, riolitas Espesor: 2000m	Alteración de tipo propilitica	Pre-Lias post-domos riolíticos y granitos (8)	En discordancia sobre las plutonitas y sedimentitas carboníferas
		Domos riolíticos, granitos, granodioritas	Cuarzo, FK perlitico, plag. sódica, hornblenda, biotita, enclaves máficos	Domos riolíticos: 260±10 (1). Granodioritas: 259±18 227±16(2)	Sedimentitas y tobas del Carbonífero superior (F. Huaraco)
	Bardas Blancas	Andesitas, dacitas: brechas, tobas, lavas, ignimbritas. Espesor centenares de m	Alteración propilitica, anfíbol, plag. zonal	Formación de la Sierra Azul, Pre-Llantenes (Pérmico ?) (3)	No aflora
Las Leñas-Valle Hermoso	Lavas, ignimbritas, brechas y domos riolíticos	Cuarzo, FK, plag. sódica, (biotita)	Pre-Lias	No aflora	

En Cord. Frontal, este evento también está bien representado, siendo abundantes tanto las vulcanitas como las plutonitas, habiéndose corroborado la

estrecha relación entre batolitos y plateaux (Sato y Llambías, 1993). Las rocas de composición intermedia, granodioritas, andesitas y dacitas, corresponden a la parte más antigua y son casi exclusivamente pérmicas (272-260 m.a.), mientras que las rocas silíceas, granitos y riolitas, son propias de la parte superior y sus edades van desde 259-247 m.a. (Sato y Llambías, 1993). El Grupo ha sido dividido en 2 secciones (Llambías et al, 1993), dada la regionalidad con que se presentan, una superior riolítica y otra inferior andesítica, que están separadas por un plano irregular y con cierta angularidad (por tratarse de un evento con morfología propia).

Cabe resaltar que estudios detallados en el Batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990; Sato et al, 1990; Sato y Llambías, 1993) permitieron comprobar que entre la andesita-granodiorita y la riolita-granito no hay una evolución continua, implicando un cambio en las condiciones de formación del magma.

Con respecto a la asociación volcánica, ésta comienza en la sección inferior con depósitos sedimentarios que rellenan depresiones remanentes que no alcanzaron a ser niveladas por la erosión (superficie de San Rafael). Se compone de sedimentos continentales de depocentros pequeños no conectados entre sí, que comprenden litológicamente desde conglomerados hasta depósitos de tipo lacustre. Por ejemplo, el Conglomerado del Río Blanco (Caminos, 1965) en el Cordón del Plata, integrado por rodados de filitas, areniscas carbónicas, cuarzo, andesitas y riolitas, con matrix escasa y arenosa. Otros ejemplos los constituyen depósitos similares que aparecen en el Cordón de Santa Clara (Conglomerado de Santa Clara, Fernández, 1955) y Cordón del Tigre (Koukharsky, 1966); y probablemente también la Fm Portezuelo Ancho (Gonzalez Díaz, 1958) del Cordón del Portillo. Un incremento en la actividad volcánica se manifiesta por la intercalación de bancos de

brechas y aglomerados volcánicos andesítico-dacíticos, que pasan transicionalmente a una sucesión dominante de flujos ignimbríticos. Estos últimos forman extensos campos volcánicos, cuyos espesores varían hasta alcanzar los 800 m. La alteración propilítica (clorita, epidoto, albita, calcita) dificulta las dataciones radimétricas. En el Batolito de Colangüil, los flujos andesíticos están acotados por la superficie de San Rafael (Pérmico inferior temprano) y las intrusiones graníticas de 258 m.a. (Sato y Llambías, 1993). Además, la afinidad geoquímica establecida entre granodioritas y andesitas-dacitas permiten inferir una evolución magmática común, según esos autores, acotando la edad al Pérmico inferior y superior temprano.

La parte superior está constituida por vulcanitas riolíticas y dacíticas, predominando algunas veces las leucoriolitas. Generalmente, son extensos plateaux ignimbríticos, y son poco frecuentes las coladas dómicas, cuerpos intrusivos pequeños, y diques. Se asientan sobre las andesitas o unidades más antiguas. El espesor es variable y alcanza los 1700 m en la Cordillera del Tigre (Coira y Koukharsky, 1976; Cortes, 1985). Junto con los granitos forman una asociación silícica post-orogénica tardía.

En el Cuadro 3 se sintetizan las características de Choiyoi en los distintos afloramientos de los Cordones del Plata, del Portillo, y del Tigre (Cord. Frontal Mendocina).

Cuadro 3: Resumen de las características de Choiyoi en C. del Plata, del Portillo, y del Tigre.

	Rocas	Cuerpo-Forma	Nombre Unidad
Cordón del Plata	Conglomerado brechoso	Conglomerado basal	Conglomerado del Río Blanco
	Andesitas y Dacitas	Mantos y Brechas (brechas de flujo)	Sección Inferior
	Riolitas y Riodacitas	Tobas y Pórfidos	Sección superior
	Basandesitas y Riolitas con afinidades traquíticas y Queratófidas	Intrusivos (diques)	
Cordón del Portillo	conglomerados	Conglomerado basal	Fm Portezuelo Ancho
	Pórfido Basáltico (Porfido Labradorítico) y Basalto Piroxénico	Intrusivo	Complejo Basáltico
	Andesitas y dacitas biotíticas	Efusivo	Complejo Andesítico-Dacítico
	Riolitas y Riodacitas	Piroclástico	Complejo Riodacítico-Riolítico
Cordón del Tigre	Andesitas y Dacitas	Inf.: brechas tufticas, areniscas conglomerádicas (60m)	Sección Inferior
		Medio: Tobas gruesas y brechas volcánicas en mantos, con matrix dacítica (82 m)	
		Sup.: Andesitas anfibólicas porfídicas alteradas (54 m)	
	Riolítica (Leucoriotitas sódicas)	Ignimbritas, Felsófidos, Vitrófidos y Tobas	Sección Superior

Las vulcanitas son intruidas por granitos pertenecientes al mismo ciclo eruptivo, como se observa en el Cordón del Plata (Stappenbeck, 1917) y en el Cordón del Portillo (Polanski, 1964). También es posible comprobar la relación inversa, como señaló Stelzner (Avé-Lallemant, 1892) en el Cordón del Tigre, donde el pórfido riolítico intruye al granito. Lo mismo se observó en el Cordón del Portillo (Polanski, 1958) y en el extremo N de Cord. Frontal (provincia de La Rioja) (Caminos, 1972). En el Batolito de Colangüil, algunos cuerpos riolíticos pertenecerían a una fase de pórfidos posplutónicos y comagmáticos con respecto a

los granitos (Quartino y Zardini, 1967). En los Cordones de Ansilta y Totoral se ha advertido que los granitos intruyen a los niveles inferiores de la serie y no parecen perforar a los superiores, los cuales serían más jóvenes (Quartino, 1969).

La asociación plutónica se compone de cuerpos aislados en plutones y batolitos. En Mendoza, el Batolito Compuesto de la Cordillera Frontal (Polanski, 1958), apotectónico de meso a epizona, está integrado por: gabros, tonalitas, granodioritas y granitos. Tanto en el Cordón del Plata como en Santa Clara y del Portillo se observa que los gabros son escasos y los granitos predominan.

Los gabros son producto del primer impulso intrusivo. Son cuerpos pequeños, lenticulares, y subconcordantes, alojados en las sedimentitas carbónicas. Se trata, en muchos casos, de microgabros o diabasa-gabros, cuyas diferenciaciones dieron lugar a piroxenitas. La serie granito-tonalita intruye al Complejo Metamórfico, a la litofacies occidental, y vulcanitas pérmicas. Los asomos aparecen como intrusiones discordantes de formas irregulares, contactos netos y bordes Impios. Los cuerpos son macizos, sin foliación ni lineación. Las composiciones intermedias están representadas por tonalitas biotítico-hornblendíferas, y granodioritas biotíticas. Dentro de un mismo cuerpo los pasajes son graduales, y poseen inclusiones oscuras con bordes nítidos (presentes solo en estas rocas), indicando que el magma pudo haber derivado de la asimilación de rocas básicas por un magma primario de composición granítica (relictos de un proceso de contaminación y asimilación). Sin embargo, estos cuerpos cortan limpiamente a los gabros más antiguos, sin evidencias de contaminación, por lo cual no han sido éstos los responsables de la basificación, sugiriendo que dicho proceso ha tenido lugar a niveles más profundos.

En las intrusiones ácidas posteriores dominan los granitos leucocráticos, con diferenciaciones locales de estructura porfiroidea. Las rocas filónicas asociadas son diques de aplitas y microgranitos, y diques y lentes pegmatoideos. En sectores, son comunes diques de lamprófidos dioríticos, espesartitas y kersantitas muy alterados que cruzan a los granitos en juegos paralelos.

En San Juan, el Batolito Varíscico posee características más epizonales. Según Quartino y Zardini (1967) presenta estructura zonal y comprende los siguientes episodios intrusivos: 1) Fase Plutónica Principal: granitos biotíticos, y granodioritas biotíticas-hornblendíferas con inclusiones. En menor proporción diorita y sienita-monzonita. 2) Fase Tardío Plutónica: microgranitos y diques aplíticos, con escasas diferenciaciones pegmatíticas singenéticas. 3) Fase PosPlutónica: granito granofídico y pórfido granítico.

El Batolito de Colangüil, el más estudiado, se toma como modelo del evento en Cord. Frontal (ver Cuadro 4). En el mismo, los intrusivos pérmicos son en un 40% granodioritas y en un 60% granitos. Las granodioritas contrastan composicionalmente con los granitos, destacándose una carencia de rocas con sílice entre 67 y 72 %. Esto, y la discontinuidad de las tendencias evolutivas entre ambos grupos (ver Figura 8) permiten inferir un cambio importante en la generación del magma, ya sea por diferencia en la fuente o cambios en la naturaleza de la fusión, implicando modificaciones en la base de la litósfera. Las granodioritas tienen todos los atributos de las series calcoalcalinas propias de los granitos tipo I, y de arcos magmáticos (ver Figura 9). En cambio, los granitos no muestran una tendencia definida, en algunos casos se manifiesta con características de magmas hipersolvus tipo A y en otros peraluminosos tipo S. Por esta razón, se pueden encontrar

asociados, en tiempo y espacio, granitos anfibólicos y granitos muscovíticos y cordieríticos. También, son frecuentes los granitos biotíticos con enclaves microgranulares máficos y metamórficos (Colangüil). En conjunto, estos granitos pueden ser atribuidos a series calcoalcalinas o toleíticas, por no estar relacionados a rocas intermedias o básicas. Su característica más importante es un incremento en LIL y HFS. Tampoco se han reconocido granitos peralcalinos (intraplaca). En realidad, se trata de una asociación granítica independiente, con atributos propios, probablemente originados por la fusión de la base de la corteza, que se corresponde con un período post-orogénico tardío. Por esto, pueden ser considerados transicionales entre arco magmático e intraplaca (Llambías y Sato, 1995).

Cuadro 4: características del evento Choiyoi en el cinturón orogénico de Cord. Frontal (Modelo de Colangüil). Tomado de Llambías (1999).

Divisiones	Serie ignea	Cuerpos ígneos	Rocas	Composición	Espesor, área %	Edad Ma	Marco tectónico
Choiyoi Sección superior (post-orogénico tardío)	Asociación silícica	Ignimbritas, lavas dómicas, diques, domos subvolcánicos, piroclastitas.	Riolitas, dacitas.	FK, cuarzo, plag. sódica, (fluorita)	Escaso desarrollo en Colangüil. Hasta 2000m en otras localidades	248±3 (1)	Transición subducción a intraplaca con fuerte herencia de arco magmático. Tectónica extensional de relajamiento
		Plutones elongados, enjambres de diques longitudinales, diques máficos, domos subvolcánicos	Granitos anfibólicos, granitos biotíticos, granitos con moscovita y cordierita. Endaves máficos y metamórficos	FK peritítico, cuarzo, plag. sódica, magnetita, ilmenita, (fluorita). Granitoides tipo-A y tipo-S	60% de las plutonitas permo-triásicas	259 a 247 (1)	
Cambios en la fuente magmática o en el modo de generación del magma							
Choiyoi Sección inferior (post-orogénico temprano)	Asociación calco-alcalina	Ignimbritas, brechas, aglomerados, sedimentitas	Andesitas, dacitas. En la base pefitas a pelitas	Plag. cálcica, anfíbol, biotita, piroxeno	Volcanitas hasta 800m. Sedimentitas hasta 400 m	289±19 (1), 275±10 (2)	Arco magmático relacionado a etapa final de la subducción. Tectónica extensional de relajamiento que sucede a engrosamiento cortical
		No se reconoce la forma de los plutones por las intrusiones posteriores. Algunos son alargados	Granodioritas con hornblenda y biotita. Enclaves máficos	Plag. zonal, hornblenda, biotita, piroxeno, cuarzo, magnetita. Granitoides tipo-I	40% de las plutonitas permo-triásicas	272 a 260 (1)	
Fase orogénica San Rafael (Pérmico inferior temprano)							
(1) Sato y Llambías (1993); (2) Formación Portezuelo del Cenizo: Vilas y Valencio (1982)							

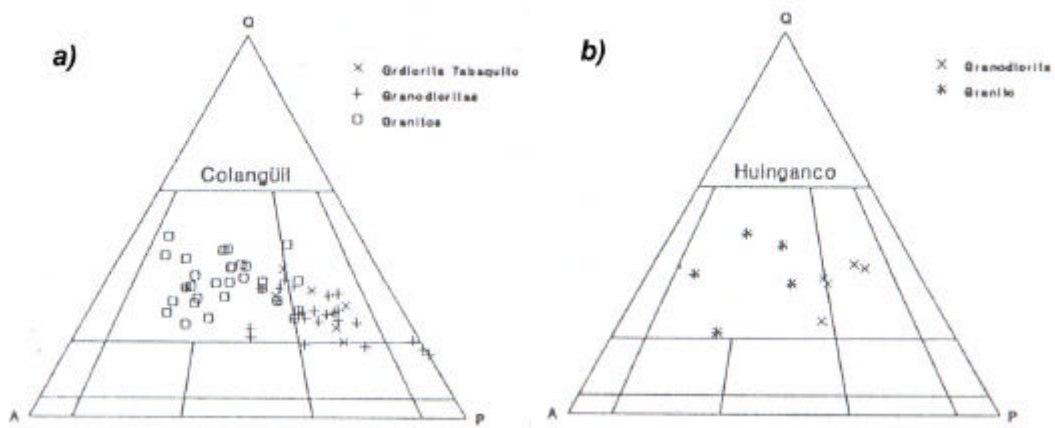


Figura 8: Diagramas QAP: a) batolito de Colangüil, Cordillera Frontal, y b) Huinganco, Cordillera del Viento. Tomado de Llambías (1999).

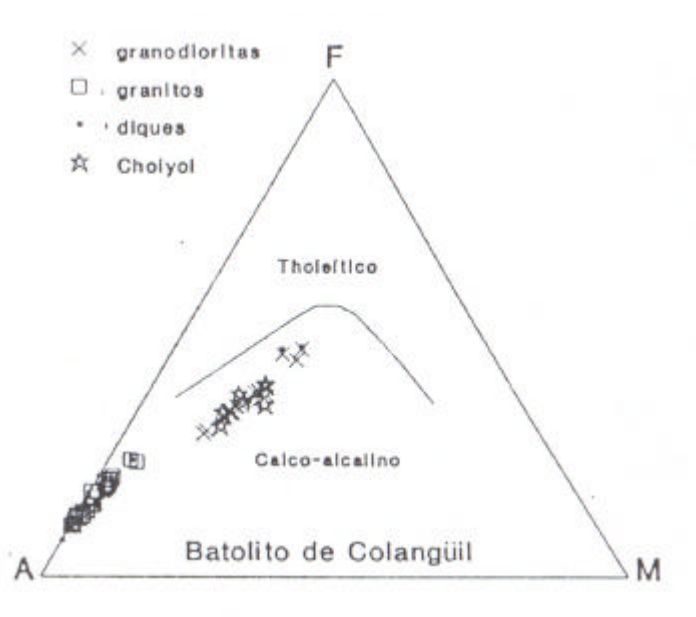


Figura 9: Diagrama AFM del batolito de Colangüil, donde se observa que no hay continuidad evolutiva entre las granodioritas (y andesitas) y los granitos (y riolitas). Tomado de Llambías (1999).

Según Caminos (1965), Dessanti y Caminos (1967), Rolleri y Criado Roque (1969), la edad del ciclo eruptivo está acotada por los terrenos que subyacen a las vulcanitas (Carbónico superior - Pérmico inferior), por lo que tanto la fase volcánica como la plutónica son enteramente poscarbónica, y su límite superior está indicado

por los estratos triásicos de la cuenca de Cacheuta. Además, las dataciones radiométricas lo confirman, abarcando entonces la mayor parte del Pérmico y la porción inferior del Triásico.

Discusión:

Una de las principales diferencias observadas entre ambos sectores es que dada la abundancia de plutonitas en Cord. Frontal, éstas han sido bien estudiadas, analizando no solo su composición sino también las relaciones estratigráficas con las vulcanitas en los distintos afloramientos. Esto ha permitido inferir, por ejemplo, la relación entre andesitas y granodioritas, y entre riolitas y granitos; y comprobar que no se trata de una evolución magmática de granodiorita-andesita a granito-riolita, sino que entre ambas hay un cambio en la génesis del magma.

En la Cuenca Neuquina, la asociación plutónica no está tan ampliamente representada como en Cord. Frontal, donde además de granodioritas y granitos, aparecen gabros y tonalitas.

Las rocas básicas de Choiyoi presentes en Cord. del Viento solo se reconocen como mantos basálticos dentro de la sucesión, mientras que en el Cordón del Portillo se presentan con carácter intrusivo, aunque en general, son escasas.

A pesar de las diferencias, en ambos sectores las plutonitas son epizonales; y tanto en uno como en otro, se menciona la posibilidad de una contaminación del magma, si bien esta suposición solo está bien argumentada en Cord. Frontal, por la presencia de inclusiones asociadas únicamente a las granodioritas.

No obstante todas las observaciones que se puedan hacer acerca de los afloramientos de Choiyoi, su litología permite establecer un estricto paralelismo en una amplia extensión regional.

Unidades Triásicas

Durante el Triásico medio y superior el régimen extensional dio lugar a la formación de cuencas sedimentarias por el desarrollo de rifts (Kokogian et al, 1993). La distribución de las cuencas en el área de Cuenca Neuquina se muestra en la Figura 10. En Cordillera Frontal, no se registran unidades triásicas.

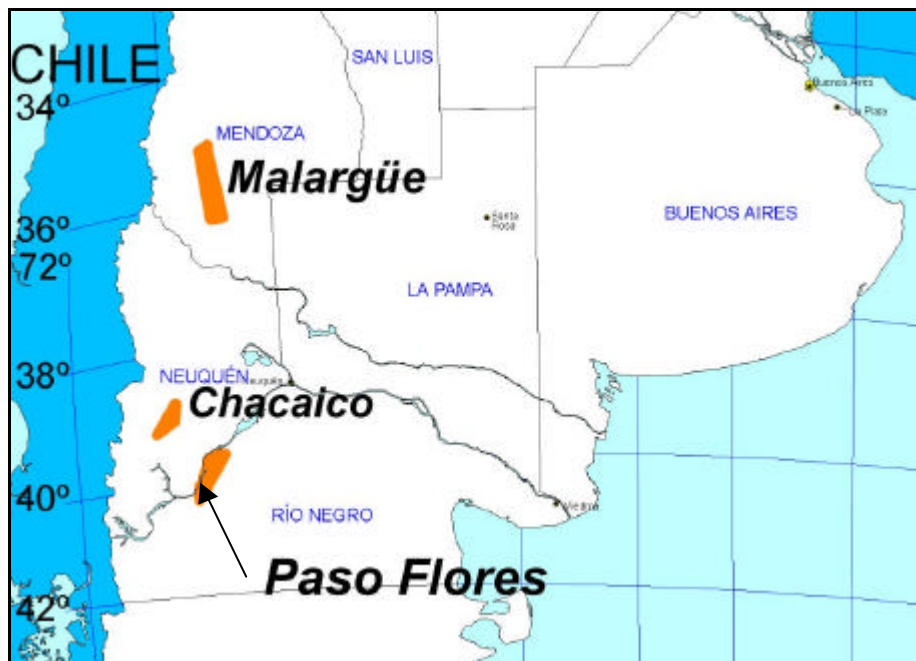


Figura 10: Cuencas triásicas continentales.

En el sector de Cuenca Neuquina, se desarrollaron 3 depocentros: Paso Flores, Chacaico, y Malargüe, que conformaron los precursores de la cuenca Jurásica-Cretácica.

Paso Flores:

Los registros sedimentarios de la **Fm Paso Flores** afloran distribuidos en ambos márgenes del Río Limay, Collón Curá, y sus cañadones tributarios, y esporádicamente entre Sañicó y Piedra del Águila (ver Figura 11). Esta entidad se

compone por una sucesión de conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas, con intercalaciones de psamitas finas y pelitas, y piroclastitas subordinadas. La tonalidad del conjunto es gris blanquecino a amarillento con capas levemente rojizas. En la región del Cañadón de Pancho se expone el contacto basal con un sustrato granítico (Fm Lipetrén) y metamorfitas (Fm Cushamen)(Morel et al, 1999). En su área tipo, es cubierta por sedimentitas de la Fm Nestares, portadora de paleoflora del Jurásico temprano (cf. Arrondo y Petriella, 1980; Arrondo et al, 1991).

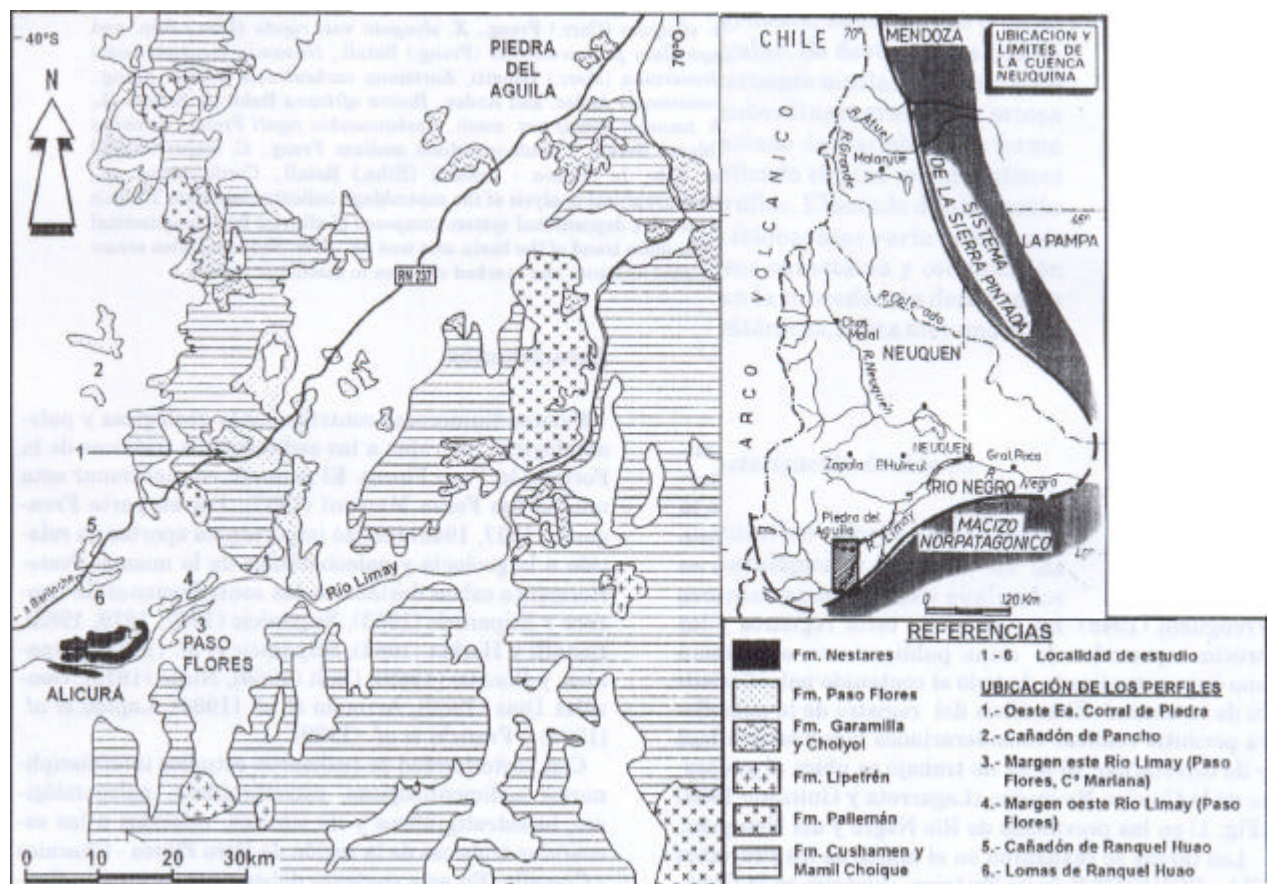


Figura 11: Ubicación del área (modificado de Morel, Ganuza y Zúñiga, 1999).

Se identificaron 5 facies sedimentarias (cf. Spalletti et al, 1988 a): a) Ortoconglomerados, b) Diamictitas, c) Areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras, d) Areniscas conglomerádicas macizas, y e) Pelitas epi y piroclásticas.

También, se reconocieron 5 Asociaciones de facies (cf. Spalletti et al 1988 a; Ganuza et al, 1995). Para la Asociación I se sugiere acumulación en abanicos aluviales de zonas húmedas con predominio de depósitos fluviales. La Asociación II se atribuye a barras en sistemas fluviales entrelazados. La Asociación III representa depósitos de canal y barras, en un medio de menor energía. La cuarta Asociación se interpreta como barras emergentes o islas de un sistema fluvial entrelazado (con mucha vegetación). La última Asociación se asigna a un ambiente lacustre con poca materia orgánica (buena circulación y oxigenación), es decir a un lago holomítico, con barras de desembocadura y depósitos deltaicos.

Spalletti et al (1988 a, b) y Spalletti (1994 a, b) infieren un modelo complejo constituido por abanicos aluviales transversales de región húmeda, que drenaban desde el NE al SW, los que se vinculaban a un sistema fluvial entrelazado gravoso-arenoso, con orientación SE-NW. Mientras, en sectores mas distales se desarrollaban distributarios meandrosos de poca sinuosidad, con nivel de base lacustre, con cuerpos de agua permanentes, con facies profundas, y someras en sectores costeros y barras de desembocadura progradacionales con retrabajo de olas. En las desembocaduras de los cursos fluviales al lago se desarrollaron deltas.

Franchi et al (1989) infieren que el depocentro se vincula con fallas directas. Arrondo et al (1991) proponen una cubeta de gran subsidencia, circunscripta por fallas extensionales o transtensionales y por áreas volcánicas, cuya sedimentación debió estar controlada por acción de fenómenos tectónicos sindeposicionales y variaciones importantes del régimen fluvial, representada por una megasecuencia granodecreciente o retrogradacional, y además ciclos menores recurrentes de conglomerados-areniscas que se vinculan con variaciones periódicas de las

descargas, generados por cambios en las condiciones climáticas inducidas por factores astronómicos (Spalletti, 1994 b).

El contenido paleoflorístico se presenta en la Tabla 1. La flora fósil ha permitido datar esta formación, atribuyéndola al Triásico (Fossa Mancini, 1937), y más específicamente al Neotriásico tardío (Arrondo et al, 1988; Spalletti et al, 1988; Morel et al, 1992; Artabe et al, 1994 ; Ganuza et al, 1995), reafirmado por Morel et al (1999) en base al análisis bioestratigráfico, composición, características, distribución, afinidad con el Grupo Tronquimalal, y edad basada en palinomorfos.

Tabla 1: Contenido Paleoflorístico de la Fm Paso Flores (tomado de Morel, Ganuza y Zúñiga, 1999).

TAXA \ LOCALIDADES	A	B	C	D
<i>Asterotheca rigbyana</i>	x		+	
<i>Marattia münsteri</i>	x			
<i>C. grahami</i>	x			
<i>C. indica</i>	x		+	
<i>C. kurtzi</i>		x	+	
<i>C. mendozaensis</i>			+	
<i>Coniopteris harringtoni</i>			+	
<i>Dietyophyllum (D.) tenuifolium</i>	x	x	x	
<i>D. (T.) rothi</i>	x		+	
<i>Goeppertella stipanicicii</i>	x			
<i>Dicroidium crassum</i>				+
<i>D. incisum</i>	x			
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lancifolium</i>	x	x	x	x
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>	x		+	
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>moltenense</i>	x		+	
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>	x		x	+
<i>Zuberia sahnii</i>				+
<i>Z. zuberi</i>				+
<i>Johnstonia selzneriana</i>				+
<i>Xylopteris elongata</i> var. <i>elongata</i>				+
<i>X. elongata</i> var. <i>rigida</i>				+
<i>Scleropteris grandis</i>	x			+
<i>Pachidermophyllum praecordillerac</i>			+	
<i>Nilssonia taeniopteroides</i>				+
<i>Pseudoctenis carteriana</i>	x		x	+
<i>P. falconeriana</i>	x			
<i>Kurtziana cacheutensis</i>			+	
<i>Taeniopteris lenticuliformis</i>		x		+
<i>Ginkgo matatiensis</i>	x			
<i>Baiera africana</i>	x		+	
<i>B. furcata</i>	x			
<i>Sphenobaiera robusta</i>	x			+
<i>S. taeniata</i>	x			
<i>Czekanowskia rigali</i>	x			+
<i>Solenites vimincus</i>	x			
<i>Heidiphyllum elongatum</i>	x		x	+
<i>Cycadocarpidium andium</i>				+
<i>C. majus</i>				+
<i>Linguifolium arctum</i>		+		
<i>L. lilleanum</i>				+
<i>L. tenison-woodsii</i>		+		
<i>Cordaicarpus</i> sp.	x			+
<i>Protocircoporoxylon marianaensis</i>		+		

A) Paso Flores (localidad tipo), Neuquen; B) Co. Mariana, Río Negro; C) loma y cañadón de Ranquel Huao, Neuquén; D) cañadón de Pancho, Neuquen.

Chacaico:

En la Sierra de Chacaico y más al W, al S del Cerro Chachil, Sierra de Catan Lil, Pampa de Rahue, etc., sobre rocas del basamento y de volcánicas del Grupo Choiyoi, aparece el conjunto sedimentario-volcánico de la **Fm Lapa** (Groeber, 1958; Leanza, 1986) o **Fm Chacaico** (Parker, 1965; Digregorio, 1972). Ésta alcanza 300-350 m de potencia (flanco W de la Sa. Chacaico), y está cubierta en discordancia por sedimentitas marinas jurásicas.

La unidad está compuesta por: conglomerados muy gruesos provenientes del basamento y de Choiyoi (Leanza, 1986) correspondientes a sectores proximales de sistemas aluviales. Se sobreponen conglomerados volcanoclásticos y areniscas subordinadas asignadas al abanico aluvial medio a distal (Spalletti, 1991). Por arriba, se continúan depósitos de flujos de detritos volcanoclásticos asociados con tobas de caída, y finalmente ignimbritas brechosas, soldadas y no soldadas. Estas últimas contienen restos vegetales del Triásico tardío: *Telemachus elongatus*, y *Pagiophyllum sp* (Spalletti et al, 1991).

Según Legarreta y Gulisiano (1989) constituyen el relleno de una depresión de tipo hemigraben (controladas por fracturas en un estado de rift). Estos autores la designan al Neotriásico tardío, edad confirmada por la flora fósil.

Malargüe:

En el área de Llantenes (20 Km al S de Malargüe) afloran las sedimentitas triásicas del Grupo Tronquimalal (Stipanovic, 1979), en discordancia sobre el Complejo Volcánico de Choiyoi y cubierta por la Fm Remoredo.

Su estratigrafía se integra por 2 unidades:

- **Fm Chihuúu o Chihuido:** predominantemente conglomerádica (190 m de potencia), donde se identificaron depósitos gruesos de canales y barras fluviales y de crecidas no encauzadas, y también brechas volcánicas, cenoglomerados y psefitas generadas por flujos hiperconcentrados (Spalletti y Morel, 1992). En menor proporción se encuentran los depósitos de barras transversales gravosas y arenosas, pelitas de interfluvios y sistemas lacustres holomícticos. Los autores mencionados la asignan a un sistema de abanico aluvial de zona húmeda, desarrollado en la etapa inicial de relleno de una cuenca estructural, asociada a un ambiente volcánico activo al E del depocentro. Según estudios composicionales (Spalletti et al, 1996) la naturaleza del material detrítico es volcaniclástica. Las discontinuidades analizadas señalan 2 episodios de actividad tectónica separadas por un período de relativa estabilización y/o ascenso del nivel de base.
- **Fm Llantenes:** constituye una sucesión de grano más fino que la anterior, y comprende areniscas medianas y finas verdes, grises y amarillentas, y lutitas y areniscas muy finas, en parte bituminosas, grises oscuras a negro. El conjunto termina con conglomerados y areniscas morados y grises (Stipanivic, 1949; Menéndez, 1951). También se indican 2 potentes secciones de lutitas oscuras que pasan a conjuntos areno-conglomerádicos. Se le asignan espesores de 250-180 m, pero no es seguro, debido al alto grado de fallamiento de la parte superior. Se sugiere para esta unidad un ambiente de acumulación fluvial-deltaico progradante sobre un sistema lacustre (Volkheimer y Papú, 1993). Posteriormente,

investigaciones realizadas (Spalletti, 1997) corroboraron rasgos mencionados por Stipanovic (1949) y Menéndez (1951), definiéndose sucesiones de tipo progradacional, lacustres-deltaicas y fluviales, cada una compuestas por un término inferior con nivel de base alto, dominado por lutitas negras cuencales, y otro superior de neto corte traccional. Este último se compone de limolitas y areniscas finas con estructuras orbitales, que se atribuyen a un ambiente lacustre marginal, de areniscas finas a gruesas y conglomerados, depositados en ambiente de frente deltaico y planicies deltaicas. Los aportes detríticos (paleocorrientes) provienen de terrenos elevados al E. La naturaleza piroclástica se incrementa hacia la parte superior, sugiriendo procesos volcánicos cada vez más explosivos (Spalletti et al 1996).

Estas unidades contienen abundantes restos de plantas, polen y troncos. El análisis microflorístico (Volkheimer y Papú, 1993) de la Fm Chihuiu exhibe la presencia de *Classopolis sp.*, y palinomorfos exclusivos del Triásico.

De acuerdo a la flora fósil se le asigna una edad Mesotriásica tardía a la Fm Chihuiu, y Neotriásica a la Fm Llantenes (Artabe et al, 1995 b). En base a la palinoflora Volkheimer y Papú (1993) señalan que la Fm Chihuiu puede atribuirse al Neotriásico.

Discusión:

Estas cuencas tienen un origen común: fueron producidas por rift. Por consiguiente, su colmatación produce rasgos, relacionados al proceso de relleno, que caracterizan a los depósitos que la componen. Debido al desarrollo de

ambientes semejantes, en un clima más o menos similar, sus acumulaciones son también parecidas. En general, las diferencias están dadas por la distribución de las cuencas con respecto al área de aporte, y a los movimientos tectónicos asociados a cada una en particular.

Los términos inferiores de la Fm Paso Flores, desarrollados en un ambiente de abanico aluvial proximal y distal, se corresponderían con las Fms Chacaico y Chihuiu. En Chacaico, se evidencia una estrecha vinculación con el ambiente volcánico, que se manifiesta en su composición. Aunque esa litología no se presenta en otras cuencas, el material volcánico aparece en todas ellas. En Paso Flores es principalmente piroclástico (facies e), y en el área de Llantenes se ha comprobado que el material detrítico es de naturaleza volcánica, y las piroclastitas aumentan hacia la parte superior de la secuencia. Esto puede explicarse por la influencia del área de aporte sobre la sedimentación de cada cuenca.

Por otra parte, la Fm Chacaico tiene menor evolución de ambientes que las otras dos cuencas, donde los sistemas fluviales están bien desarrollados, y aparecen lagos holomícticos con deltas asociados. Estos últimos están mejor representados en la Fm Llantenes.

Otra similitud entre Paso Flores y Malargüe está dada por la dirección de las paleocorrientes, que en ambos casos provienen desde el E.

Por otro lado, la diferencia de espesores entre las secuencias de Paso Flores y las del Grupo Tronquimalal indicaría posiblemente una mayor subsidencia en el área de Malargüe, donde además parece haber actuado una dinámica diferente, según se ha mencionado la evidencia de discontinuidades que implicarían cambios en la tectónica.

En cuanto al contenido fósil, la Fm Paso Flores comparte 17 taxones con el Grupo Tronquimalal (el 40% de su paleoflora) (Artabe et al, 1999): Cladophlebis mendozaensis, C. kurtzi, Dicroidium crasum, D. incisum, D. odontopteroides var. odontopteroides, D. odontopteroides var. moltenense, D. lancifolium var. lineatum, Zuberia zuberi, Xilopteris elongata, Johnstonia stelzneriana, Pachydermophyllum praecordillerae, Pseudoctenis carteriana, Baiera africana, Heidiphyllum elongatum, Linguifolium tenison-woodsii, L. Arctum, y Cordaicarpus sp. Por su parte, la paleoflora encontrada en Chacaico no ha sido reconocida en las otras cuencas, aunque le asigna una edad Neotriásica tardía, sincrónica a Fm Paso Flores, y aproximada al Grupo Tronquimalal.

Evolución Geotectónica

El evento magmático Carbónico es la primera manifestación ígnea del Ciclo Gondwánico, y está asociado a una corteza inestable, como se infiere por el desarrollo de las cuencas carbónicas (Fauqué y Limarino, 1992), y por el previo amalgamamiento de distintos terrenos (Precordillera, Sierras Pampeanas, Cordillera Frontal y Famatina)(ver Figura 12-A). Esta tectónica “activa” precedente generó planos de debilidad que se reactivaron durante el Paleozoico Superior-Triásico Inferior y favorecieron el ascenso del magma. El carácter calcoalcalino de los intrusivos carbónicos, y la inestabilidad de la corteza, evidencian un margen continental activo con probable subducción de corteza oceánica (ver Figura 12-B).

Durante el Pérmico inferior temprano (Asseliano) tuvo lugar la fase orogénica de San Rafael (ver Figura 12-C). El magmatismo posterior a dicha fase es post-orogénico, y está asociado a una tectónica distensiva supracortical relacionada al desmoronamiento del orógeno (Llambías y Sato, 1990). Esta tectónica es diferente a la de un rift, por lo cual se explica que las rocas máficas estén subordinadas a las félsicas.

Las distintas características tectónicas que prevalecieron durante la evolución de la provincia magmática Choiyoi, se reflejan en la petrografía y química de las rocas. De este modo, las unidades mas antiguas tienen predominio de las composiciones intermedias con características calcoalcalinas, metaluminosas y débilmente potásicas, resultantes de la actividad final del arco magmático, donde la presencia de agua al generarse el magma era importante. En las unidades posteriores prevalecen las composiciones silíceas, débilmente peraluminosas a débilmente peralcalinas y potásicas, con características hipersolvus (granitos con

peritas, sanidina, anfíbol, piroxeno, y fluorita) y con evidencias de formación en medio pobre en agua (Llambías, 1999). En consecuencia, sus génesis son independientes, y ésto sustenta las evidencias del cambio en el régimen tectónico a partir del Pérmico inferior que se prolonga hasta el Triásico (ver Figura 12-D).

La finalización del evento Choiyoi se produjo mediante una paulatina disminución de su actividad. Durante la transición, la explosividad volcánica aumentó, y por consiguiente el material piroclástico (intercalado en las cuencas sedimentarias triásicas). A partir del Triásico medio, al mismo tiempo que disminuía el vulcanismo silíceo la corteza adquirió un comportamiento rígido, incluso en el cinturón orogénico. Las manifestaciones ígneas, los registros sedimentarios y tectónicos indican un ambiente de intraplaca, con frecuentes fracturas verticales que posiblemente afectaron la litosfera. El desarrollo de los rifts dio origen a las cuencas continentales triásicas (Kokogian et al, 1993), a las cuales están asociadas espacialmente los basaltos que se disponen en forma de coladas y filones capa (Strelkov y Álvarez, 1984; Massabie, 1986). Según sus características químicas (Ramos, 1993) se trataría de basaltos toleíticos de intraplaca con leve tendencia alcalina, cuya relaciones Sr^{87}/Sr^{86} (0,7040) indican que son de origen profundo, sin participación cortical, que asciende a través de las fracturas. Si bien, no hay evidencias de subducción activa durante este período, no existen dudas de que el margen continental fue de tipo destructivo (Llambías y Sato, 1995).

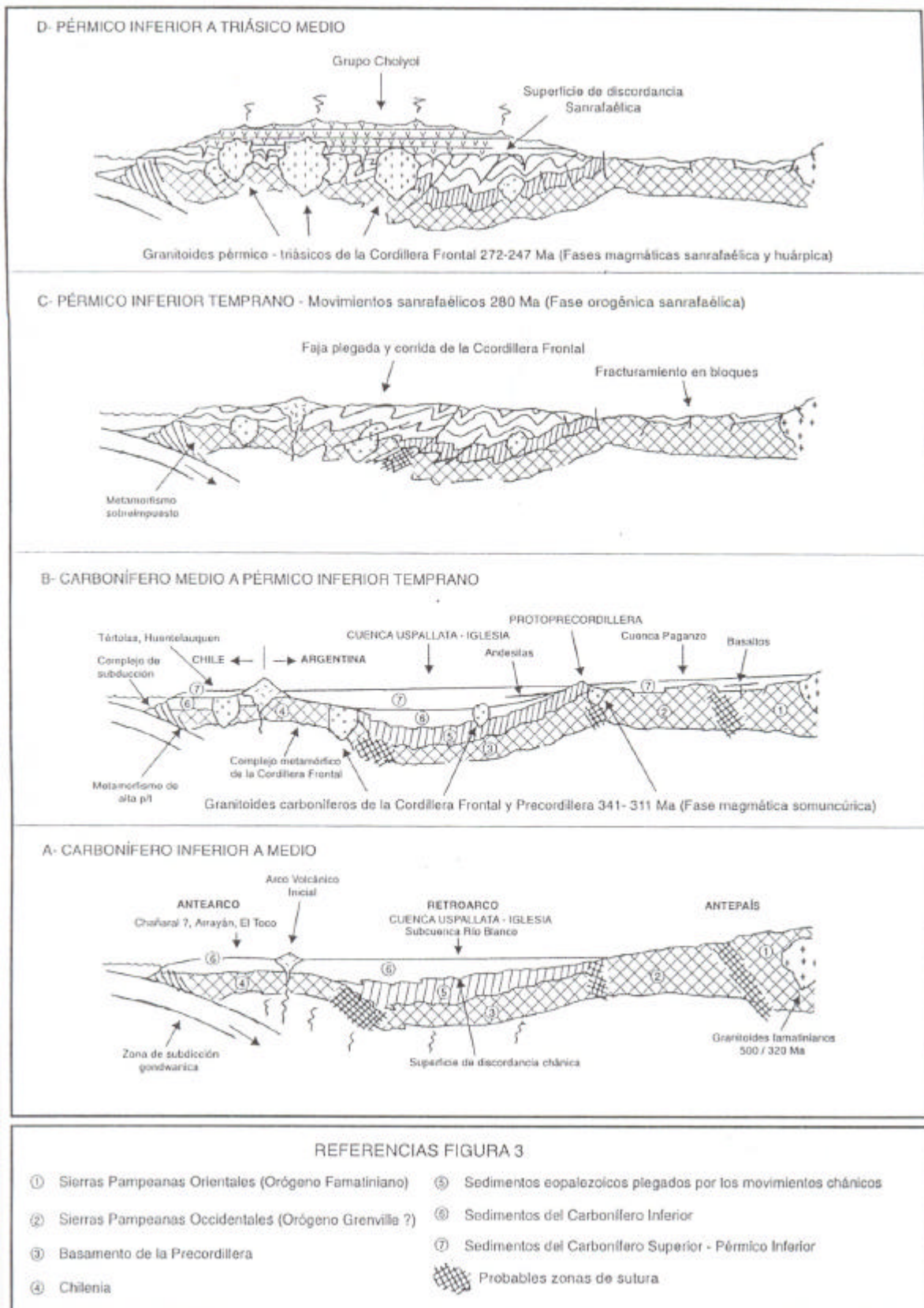


Figura 12: Evolución geotectónica desde el Carbónico al Triásico (modificado de Caminos y Azcuy, 1996).

CONCLUSION:

El análisis de las unidades gondwánicas de los sectores de Cordillera Frontal y Cuenca Neuquina permiten hacer las siguientes consideraciones:

- ❖ La Fm Huaraco del Grupo Andacollo encuentra equivalentes en las sedimentitas carbónicas de Cord. Frontal.
- ❖ La ausencia de unidades volcano-sedimentarias o piroclásticas en Cord. Frontal impidió correlacionar los restantes componentes del Gr. Andacollo (Tobas Inferiores y Superiores). No obstante, sería preciso realizar estudios de mayor detalle que permitieran determinar el origen de dichas tobas, a fin de contar con parámetros que establezcan una vinculación con unidades magmáticas asociadas al mismo ciclo (que pudieran estar presentes en Cord. Frontal).
- ❖ El evento Choiyoi presenta muy buen paralelismo. La asociación plutónica, mejor estudiada y desarrollada en Cord. Frontal, presenta equivalentes de igual composición y sincrónicas, constituidas por granodioritas y granitos. No todas las composiciones están representadas en Cuenca Neuquina. La asociación volcánica, cuya litología, composición, posición estratigráfica, etc., permiten asegurar un perfecto paralelismo, está muy bien representada en ambas regiones.
- ❖ La Fm Chacaico es correlacionable con la parte inferior de las Fms Paso Flores y Chihuiu (abanico aluvial). Las cuencas de Paso Flores y Malargüe desarrollan ambientes equivalentes y tienen gran cantidad de fósiles en común. Estas cuencas (las 3) serían sincrónicas y se asignan, en general, al Triásico Tardío.

BIBLIOGRAFÍA:

- Amos, A. J. y Rolleri, E. D. 1965. El Carbónico marino en el Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Bol. Inf. Petrol., Bs. As., 368: 50-72.
- Aparicio, E. P. 1966. Sobre el hallazgo del yacimiento fosilífero de Agua de las Cortaderas y su posición estratigráfica. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs.As., 21 (3): 190-193.
- Artabe, A. E., Morel, E. y Zamuner, A. 1994. Estudio Paleobotánico y Tafonómico en la Fm Paso Flores (Triásico superior), en Cañadón de Pancho, Provincia de Neuquén, Argentina. Ameghiniana, 31 (2): 153-160.
- Artabe, A. E., Brea, M., Zamuner, A. B., Ganuza, D. y Spalletti, L. 1995 a. Paleoecología de la vegetación triásica asociada a un lago de la Fm Cortaderita, provincia de San Juan, Argentina (resumen). Actas 2ª Reunión del Triásico del Cono Sur 4. Bahía Blanca.
- Artabe, A. E., Morel, E. y Brea, M. 1995 b. La tafoflora triásica del Grupo Tronquimalal, provincia de Mendoza, Argentina (resumen). Actas 2ª Reunión del Triásico del Cono Sur 5-6. Bahía Blanca.
- Arrondo, O. G. 1966. Elementos florísticos del Pérmico argentino. II. Rhacopteris chubutiana n. sp. de la Fm Nueva Lubecka, prov. de Chubut. Rev. Mus. La Plata, 5 (n. Serie) Paleont.: 1-16.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E. y Ganuza, D. 1988. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an upper Triassic-lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). Gondwana Symposium (7:1988, Sao Paulo). Gondwana Seven Proceedings, H. Ulbrich & A.C. Rocha Campos (Eds). Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, 1991,714:517-532.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E. y Ganuza, D. 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an upper Triassic-lower Liassic basin in northwestern Patagonia Argentina. En: Ulbrich, U. Y Rocha Campos, A.C. (Eds): Seven International Gondwana Symposium, 714: 517-532. Sao Paulo.
- Avé-Lallemant, G. 1892. Observaciones sobre el mapa del departamento de Las Heras. Univ. Nac. La Plata, An., Secc. Geol., La Plata, 2: 5-20.
- Azcuy, C.L, Carrizo, H. A. y Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas. Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. Geología Regional Argentina, Anales 29 (12): 261-318.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 20 (3):351-392.
- Caminos, R. 1972 b. Perfil geológico de la Cordillera entre lo 28°00' y 28°30' de latitud sur, provincia de La Rioja, Republica Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 27 (1): 71-83.
- Caminos, R. 1972 c. Upper paleozoic sedimentation and magmatism in the Cordillera Frontal, Argentina. Int. Symp. on the Carbon. and Perm. Systems in S. America. Acad. brasil. Cienc., San Pablo, Brasil 44 (sup): 77-86.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 1976. Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, Republica Argentina. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (F): 105-124.
- Cortes, J. M. 1985. Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la Estancia Tambillos. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 98-108.
- Dessanti, R. N. y Caminos, R. 1967. Edades K/Ar y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., 22 (2): 135-162.
- Digregorio, J. H. 1972. Neuquen. En Leanza (Dir. Y Ed) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Ciencias Cordoba: 439-505.
- Fauqué, L. y Limarino, C.O. 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (precordillera de La Rioja): su importancia tectónica y paleoambiental. Rev. Asoc. Geol. Arg., 46: 103-114.
- Fernández, P. C. 1955. Geología del alto Río Tupungato. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 10 (2): 100-126.
- Fidalgo, F. 1959. Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del Río Tunuyán (prov. de Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 13 (1-2): 105-133.

- Fossa Mancini, E. 1937. La Formación Continental de Paso Flores en el Río Limay. Notas Museo de La Plata 2, Geol (3).
- Franchi, M. R., Panza, J., De Barrio, R. E. 1989. Depósitos triásicos y jurásicos en la Patagonia extrandina. En: Chebli, G. Y Spalletti, L. (Eds): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6, Instituto Superior de Correlaciones Geológicas: 347-378. Tucumán.
- Furque, G. 1962. Perfil geológico de la cordillera de Olivares, Iglesia, San Juan. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., Bs. As. 2: 79-88.
- Ganuza, D., Spalletti, L., Morel, E. y Arrondo, O. 1995. Paleofloras y sedimentología de una sucesión lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Fm Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquen, Argentina. Ameghiniana, 32 (1): 3-18.
- González Díaz, E. F. 1958. Estructuras del basamento y del neopaleozoico en los contrafuertes nord-orientales del cordón del Portillo, prov. de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 12 (3): 98-133.
- Groeber, P. 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Rev. Asoc. Geol. Arg., 11: 281-292.
- Kokogian, D.A., Fernandez Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias Triásicas. 12° Congreso Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 65-78.
- Leanza, A. F. 1945. Braquiópodos carboníferos de la quebrada de la Herradura al NE de Jáchal, San Juan. Notas Mus. La Plata, 10 (Paleont. 86): 306-307.
- Leanza, H. 1986. Descripción geológica de la Hoja 36b. Cerro Chachil, Provincia de Neuquen. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- Llambías, E. J. 1986. Los intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, prov. de Neuquén. Rev. Asoc. Geol. Arg., 41: 22-32.
- Llambías E. J. 1999. El Magmatismo Gondwanico durante el Paleozoico superior-Triásico. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Bs. As. Geología Argentina, Anales 29 (14): 149-376
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31 S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, 17: 99-108.
- Llambías, E. J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. 12° Congreso Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Relatorio 1: 53-64.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico Triásico de la Cordillera Frontal. Acta 2 Segunda Reunión del Triásico del Cono sur, Bahía Blanca, :22-26.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Rev. Asoc. Geol. Arg., 50 (1-4): 111-131.
- Limarino, Massabie, Rossello, Lopez Gamundí, Page y Jalfin. 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. Geología Regional Argentina, Anales 29 (13): 329-331.
- Marcos, O. R., Faroux, R., Alderete, M., Guerrero, M. y Zolezzi, R. 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. Prim. Simp. Nac. Geol. Econ., Bs. As., 2: 305-318.
- Massabie, A. E. 1986. Filón capa Paramillos de Uspallata. su caracterización geológica y edad. Paramillos de Uspallata, Mendoza. Primeras jornadas Geología de la Precordillera (San Juan, 1985), Actas 1: 325-330.
- Menéndez, C. 1951. La flora mesozoica de la Fm Liantenes (provincia de Mendoza). Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica).II, 3: 147-261.
- Morel, E. M., Ganuza, D. G., Zúñiga, A. 1999. Revisión paleoflorística de la Fm Paso Flores. Triásico superior de Río Negro y del Neuquen. Rev. Asoc. Geol. Arg., 54(4): 389-406.
- Morel, E., Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., y Ganuza, D.G. 1992. Los estratos plantíferos de la Fm Paso Flores. Triásico Superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao. Provincia del Neuquen, Argentina. Revista del Museo de La Plata (NS). 9°. Paleontología, 58: 199-221.

- Parker, G. 1965. Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 entre las estancias Catan Lil y Sañicó, provincia del Neuquén. YPF (inédito)
- Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 12 (3):165-196.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a. Volcán San José. Dir. Nac. Geol. y Min., Bs. As., Bol. 98.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. Edit. Eudeba. Bs. As.
- Quartino, B. J. 1969. Perfil cordillerano al oeste de Calingasta, provincia de San Juan, Republica Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 26 (4): 386-392.
- Quartino, B. J. y Zardini, R. A. 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y la serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan, Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As., 22 (1): 5-63.
- Ramos, V. A. 1993. El Magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. En: Ramos, V. (Ed): Geología y Recursos naturales de Mendoza, Relatorio, pp. 79-86. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza).
- Roller, E. O. y Criado Roque, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. Act. Cuar. Jorn. Geol. Arg., Bs. As., 2:1-60.
- Sato, A. M., Llambías, E. J., Shaw, S. y Castro, C. E. 1990. El batolito de Colangüil: modelo de magmatismo Neopaleozoico de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, Relatorio: 100-122.
- Sato, A. M. y Llambías, E. J. 1993. El grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. 12° Congreso Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 156-165.
- Spalletti, L. A. 1994 a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior: Fm Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología: 41-46. San Miguel de Tucumán.
- Spalletti, L. A. 1994 b. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Fm Paso Flores (Triásico), Noroeste de la Patagonia, Republica Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología: 53-57. San Miguel de Tucumán.
- Spalletti, L. 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, Republica Argentina). Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 49: 109-124.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel, E y Ganuza, D. G., 1988 a. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Nordpatagónico. Rev. Asoc. Geol. Arg., 43 (4): 544-557.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel, E y Ganuza, D. G., 1988 b. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Fm Paso Flores – Triásico superior – en el sector occidental del Macizo Nor Patagónico. Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 2: C395-C413. Santiago de Chile.
- Stappenbeck, R. 1917. Geología de la falda oriental de la cordillera del Plata. An. Min. Agric., Secc. Geol., Min. y Minería, Bs. As., 10 (1).
- Stipanovic, P. N. 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. Asoc. Geol. Arg., Revista 4:218-234.
- Stoll, W. 1950. Geología y depósitos minerales de Andacollo, territorio de Neuquén. Secr. Miner., Serv. Geol. Nac., Bs. As., Informe inédito.
- Stoll, W. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, territorio de Neuquén. An. Min. Com. Industr., Dir. Nac. Miner., Bs. As., 6.
- Strelkov, E.E. y Álvarez, L.A. 1984. Análisis estratigráfico evolutivo de la cuenca triásica mendocino-sanjuanina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 115-130.
- Volkheimer, W. y Papú, O. H. 1993. Una microflora del Triásico superior de la cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 30 (1):93-100.
- Zöllner, W. y Amos, J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del Cerro La Premia, Andacollo (Neuquén). Rev. Asoc. Geol. Arg., Bs. As, 10 (2): 127-135.
- Zöllner, W. y Amos, J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (prov. de Neuquén). Min. Industr. Min., Serv. Nac. Minero Geol., Bs. As., Bol 143.