

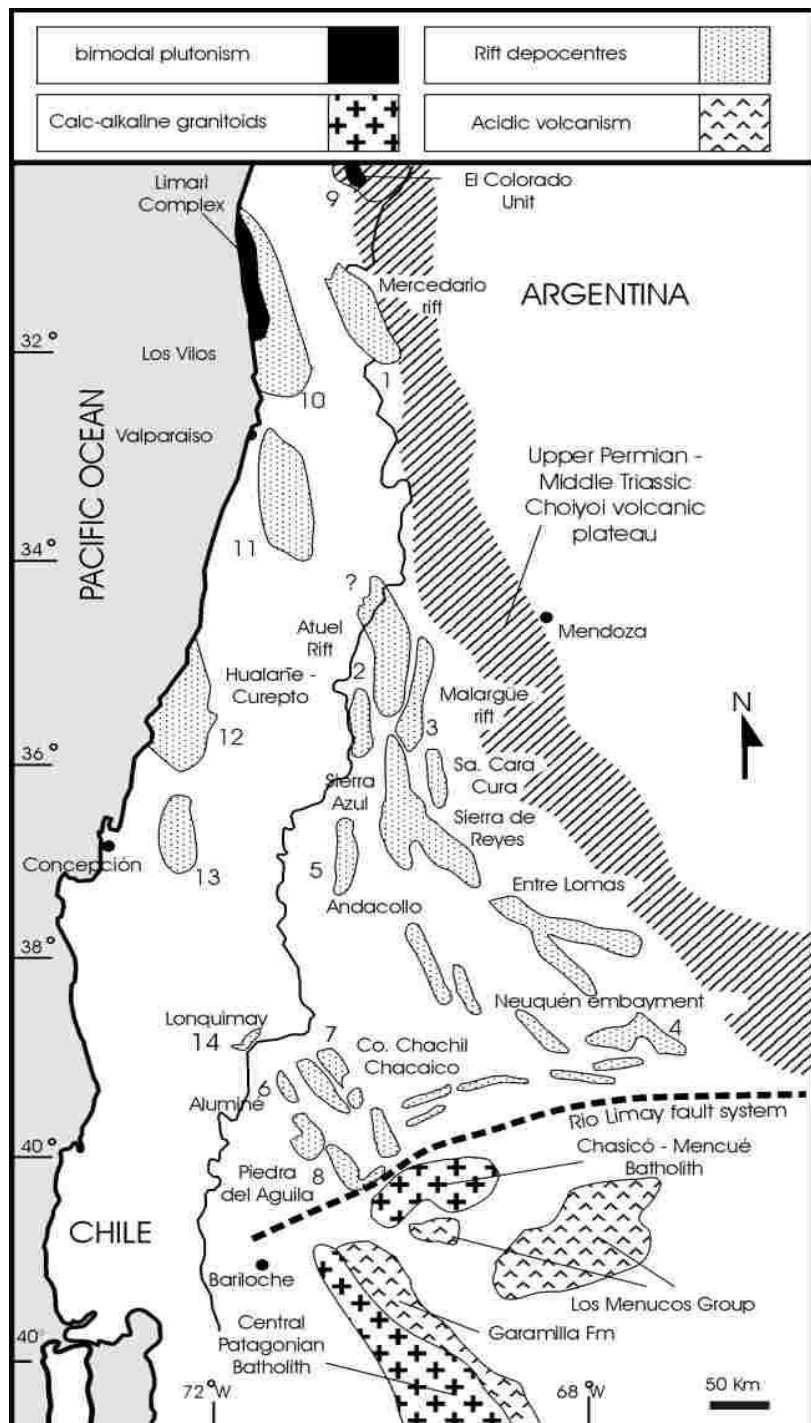
## OROGENOS PATAGONIDICOS

### Cordillera Principal, Cuenca y Engolfamiento neuquino

#### Depocentros Precuyanos

#### Provincia de Neuquén

El inicio de la Cuenca Neuquina es consecuencia del colapso extensional del orógeno gondwánico y se relaciona con el inicio de la fragmentación de Gondwana. Durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el margen occidental de Gondwana se desarrolló un sistema de fallas transcurrentes que en el ámbito de la Cuenca Neuquina generó condiciones extensionales con el desarrollo de una etapa de rift (Howell *et al.* 2005), dando origen a un conjunto de hemigrabens alargados inconexos.



Éstos están rellenos con depósitos volcanoclásticos y clásticos subordinados, así como por potentes secuencias lávicas desarrolladas en ambiente continental que hacia el Pliensbachiano presentan evidencias de intrusiones marinas localizadas. Las rocas sedimentarias asociadas comprenden depósitos aluviales, fluviales, marinos someros, deltaicos y lacustres (Franzese y Spalletti 2001).

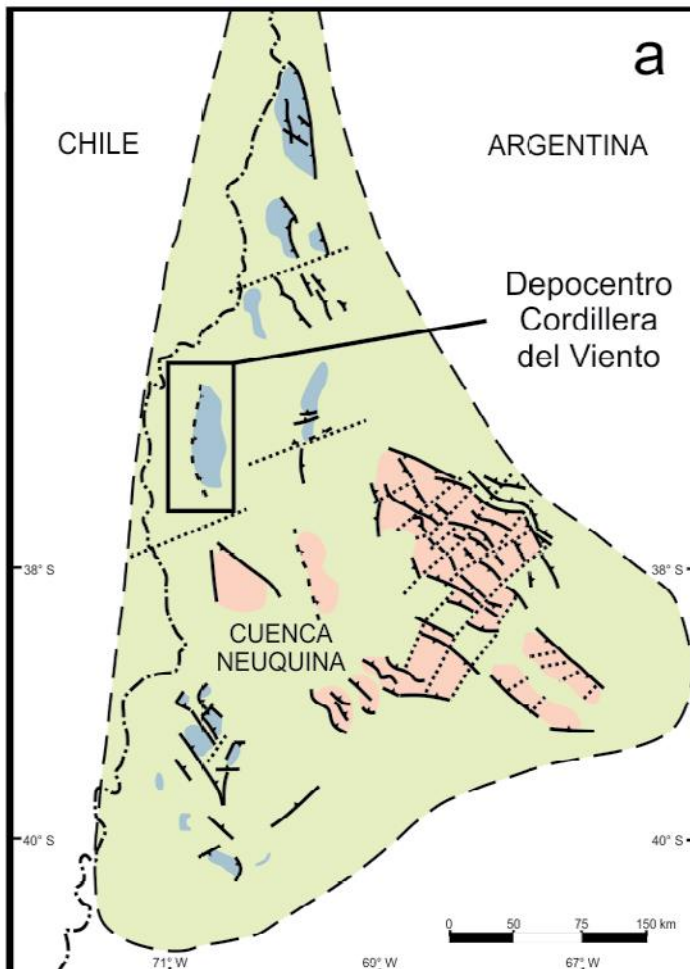
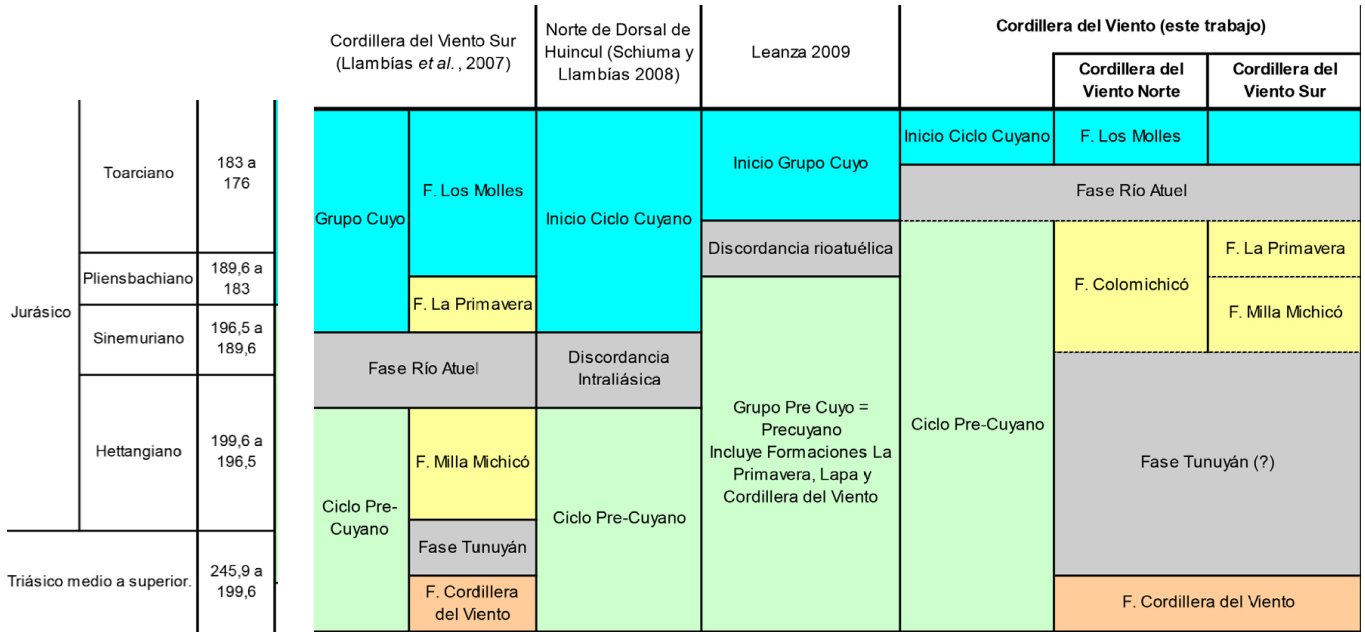
Esta etapa de sinrift es designada ciclo **Precuyano** (Gulisano *et al.* 1984). Si bien éste fue definido en el sur de Neuquén (Formaciones Piedra del Águila y Sañicó) por Gulisano y Pando (1981), las rocas asignadas al mismo se localizan desde el sur de Neuquén hasta el sur de la provincia de Mendoza, con afloramientos en núcleos anticlinales, tales como los de Chachil y Cordillera del Viento, y presencia reconocida en subsuelo mediante perforaciones. Las evidencias de extensión del Triásico Tardío - Jurásico Temprano han sido también reconocidas en Chile, donde han sido documentadas en la Cordillera de la Costa entre Antofagasta y Concepción (Mpodosis y Ramos 2008).

En el área de la Cordillera del Viento, las unidades asignadas al ciclo Precuyano fueron estudiadas en su sector austral por Llambías *et al.* (2007). Estos autores incluyen en él a las Formaciones Cordillera del Viento (Leanza *et al.* 2005) y Milla Michicó (Freytes 1969 en Digregorio 1972), es decir las unidades comprendidas entre

las discordancias Huárpica y Rioatuélica. En este sector de la Cordillera del Viento la Formación Milla

Michicó es cubierta por la Formación La Primavera, que consiste en una sucesión volcanoclástica con niveles fósiles marinos en base a lo cual fue asignada al Pliensbachiano-Toarciario inferior (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). En el sector norte de la Cordillera del Viento, en cambio, el basamento preFormación Los Molles había sido asignado de modo genérico al Grupo Choiyoi (Zanettini 2001), con escasos afloramientos al sur del cerro Domuyo asignados a la Formación Lapa, nombre con el que se designa a secuencias del ciclo Precuyano en la sierra de Chacaico (Franzese *et al.* 2006).

## DEPOCENTROS DE LA CORDILLERA DEL VIENTO



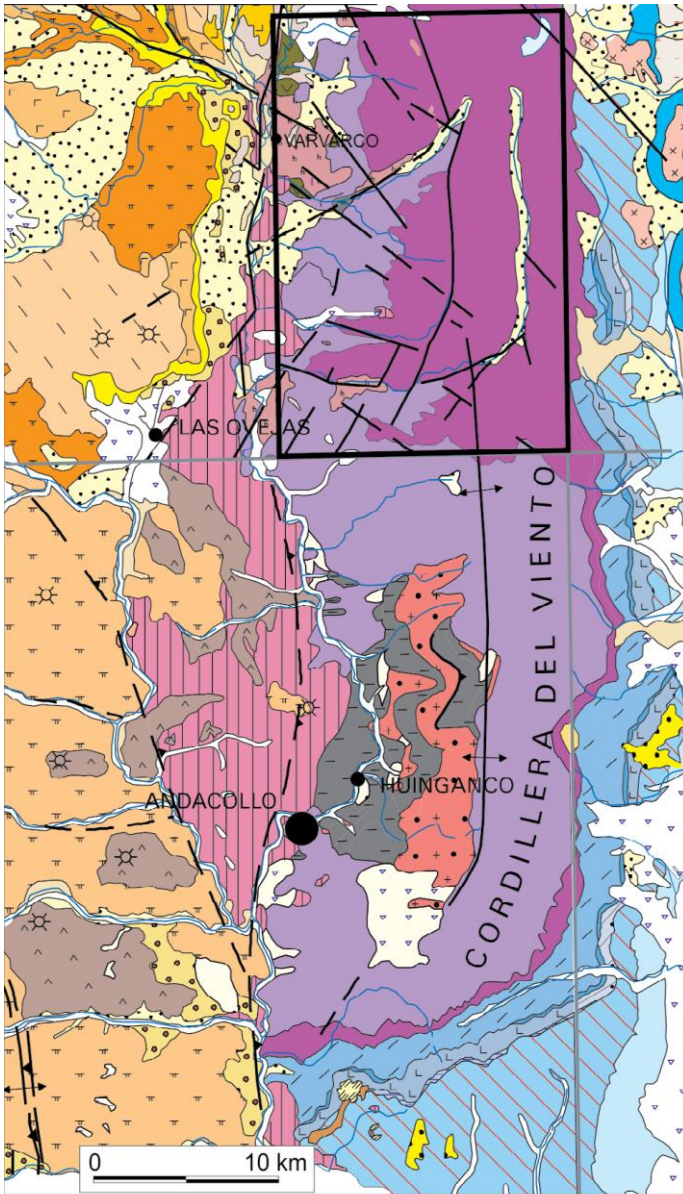
### Formación Colo Michi Co (Leanza *et al.* 2005)

**Litología:** La Formación Colomichicó comprende: sección inferior integrada por volcanitas bimodales con intercalaciones menores de niveles sedimentarios; sección superior caracterizada por volcanismo félsico explosivo.

El espesor total estimado es de 500 m, cubre cerca de 300 km<sup>2</sup> y su disposición es subhorizontal. La sección inferior está integrada por basandesitas, andesitas, brechas andesíticas, ignimbritas y lavas fenolácicas y fenodacíticas. Las basandesitas comprenden fenocristales de plagioclasa y olivina, que presentan reemplazo mayormente esmectítico - alteración que también afecta al vidrio intersticial-, inmersos en una pasta afieltrada intersertal.

Las andesitas están constituidas por fenocristales de plagioclasa en una mesostasis pilotáxica/afieltrada. Las brechas andesíticas están formadas por fragmentos con texturas hialofíticas, afieltradas y pilotáxicas contenidos

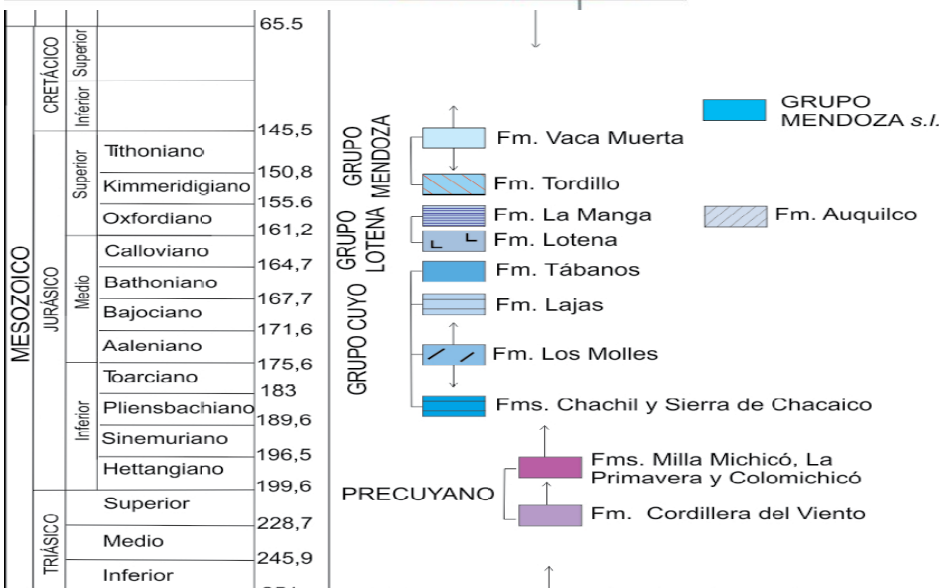
en una matriz lávica fina de igual composición. Las ignimbritas contienen cristaloclastos de plagioclasa, feldespato potásico y escaso cuarzo, junto a vitroclastos desvitrificados, inmersos en una matriz fluidal con alto grado de desvitrificación a material cuarzo-feldespático. Los niveles lávicos poseen fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo subordinado, incluidos en una abundante base vítrea completamente desvitrificada.



Las intercalaciones sedimentarias, restringidas, comprenden niveles de grauvacas de color gris verdoso a castaño por meteorización superficial, de grano muy fino con gradación local a areniscas. Están constituidas por cristaloclastos angulosos de cuarzo y feldespatos, en una matriz clorítica por posible recristalización de arcillas. Hay areniscas volcánicas en parte conglomerádicas de grano medio a grueso de color verde grisáceo en las que se identifican litoclastos predominantemente de rocas volcánicas mesosilícicas a básicas y otros con textura granofírica; también cristaloclastos de plagioclasa y muy escaso cuarzo.

Localmente se observan clastos de vidrio devitrificado con típica textura esferulítica. En la matriz predomina la clorita; se observan parches de carbonato y epidoto. Son comunes los niveles de brechas lenticulares con pasaje gradacional a areniscas, que son interpretadas como depósitos de flujos gravitacionales. Esta sección comprende un nivel de jaspilitas integrado por una sucesión de hasta 3 bancos con potencias individuales inferiores a los 13 m y separación entre ellos de hasta 25 m, que se puede considerar un nivel guía dentro de la unidad, dada su continuidad lateral. Localmente hay niveles de jaspes manganésíferos asociados a las jaspilitas. Las brechas que sobreyacen a las jaspilitas contienen por lo común fragmentos angulosos de estas últimas.

La sección superior está conformada por ignimbritas, pórfiros dacíticos a riolíticos, tobas y aglomerados volcánicos de distribución heterogénea, predominantes en la parte sur, donde traslapan a la sección inferior y apoyan directamente en discordancia sobre volcanitas de la unidad subyacente. En esta sección se ha identificado, localmente, un nivel de chert de aproximadamente 50 m de potencia. Los niveles de ignimbriticos son fenolácíticos a fenodacíticos y están constituidos por cristaloclastos de plagioclasa, feldespato



potásico y cuarzo subordinado junto a vitroclastos aplastados, en ocasiones con textura axiolítica, contenidos en una matriz fluidal, con profusa desvitrificación a material cuarzo-feldespático. Las tobas presentan litoclastos constituidos por pastas microgranosas, vitroclastos desvitrificados y cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico parcialmente desvitrificado.

Relaciones estratigráficas y edad: La Formación Colomichicó apoya en discordancia angular de aproximadamente 30° sobre volcanitas que tentativamente se asignan a la Formación Cordillera del Viento (dataciones U - Pb en curso).



Es cubierta en discordancia por sedimentitas del Grupo Cuyo. Se ha muestreado una colada dacítica de la sección inferior, que estratigráficamente subyace a los niveles jaspilíticos. Se obtuvo una edad U - Pb SHRIMP en circones magmáticos de  $185,7 \pm 2,3$  Ma. Un nivel de toba de esta misma sección, localizado en el extremo norte del área investigada, contiene cristales de circón detríticos de origen magmático con una edad mínima de  $185,2 \pm 1,9$  Ma, considerándose ésta como la edad máxima de depositación de la toba.

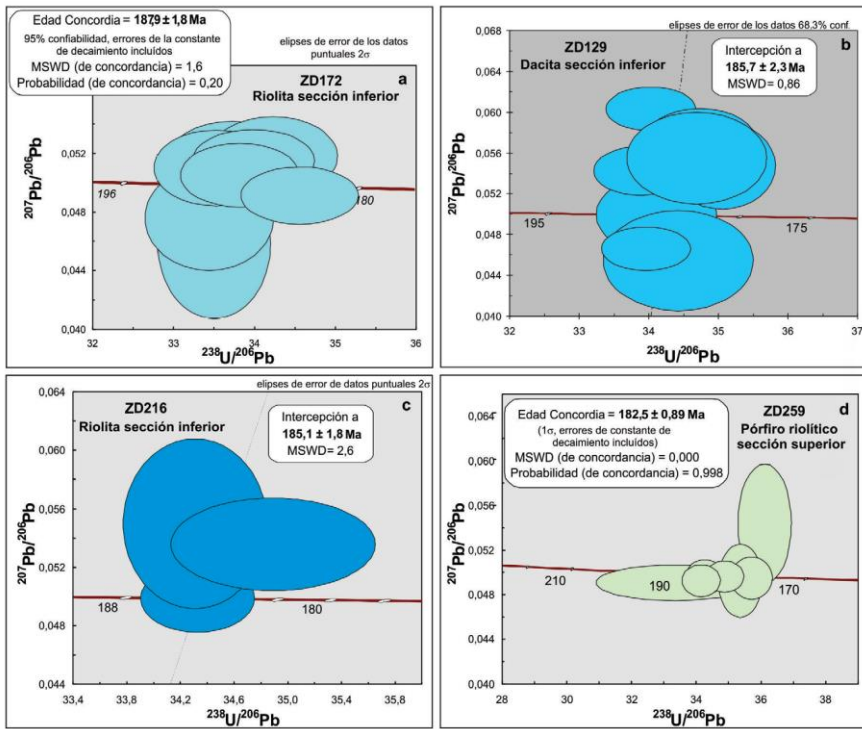
Están en curso dataciones de rocas de la sección superior, con el fin de acotar la edad mínima de la unidad. Los datos disponibles permiten asignar la Formación Colomichicó al Pliensbachiano.

Correlaciones:

El carácter bimodal de secuencias volcánicas del basamento de la cuenca Neuquina ha sido reconocido en diversas unidades:

a) Centro volcánico arrasado en la Formación Colomichicó; en la parte central se destaca el aspecto macizo de las volcanitas y hacia la derecha la disposición en capas, cabeceras del arroyo Atrouca, vista hacia el Norte; b) Brecha volcánica de la sección inferior de la Formación Colomichicó, ladera sur del arroyo Butalón Norte; c) Afloramientos subhorizontales de brechas volcánicas y lavas andesíticas, y dacíticas subordinadas de la sección inferior de la Formación Colomichicó en la sección media del arroyo homónimo; d) Bancos de jaspilita y chert con plegamiento local, sección inferior, margen norte del arroyo Butalón Norte; e) Vista de las secciones inferior y superior de la Formación Colomichicó, en línea roja punteada se indica el nivel de hierro bandeado localizado en el contacto entre ambas secciones; nótense los niveles volcánicos y piroclásticos bien distinguibles de la sección superior que contrastan con el aspecto macizo de la sección inferior; f) Sección superior conformada por niveles ignimbritos con intercalaciones de lavas básicas subordinadas, destacándose un filón capa riolítico en la parte superior; g) Lacolito riolítico en la sección superior, margen izquierda de las cabeceras del arroyo Butalón Norte.

Formación Lapa en el Depocentro Chachil (Franzese et al., 2006) y las formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera en el Depocentro Cordillera del Viento (Llambías et al., 2007).

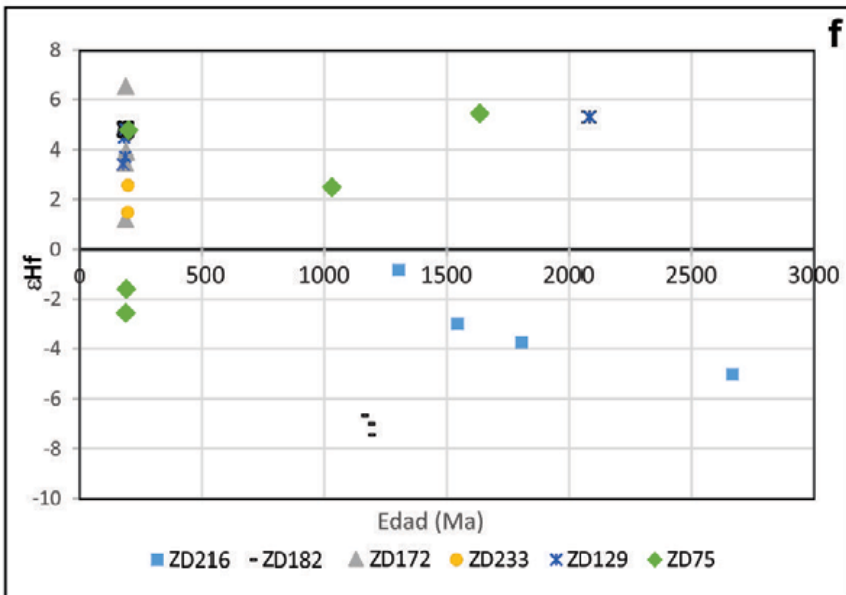


2007), edad corroborada por una datación U - Pb SHRIMP de  $183 \pm 1,3$  Ma (Suárez et al., 2008).

Por otra parte, 250 km al sur del área investigada al N de la Cordillera de Chachil (cerro Atravesada) hay jaspes manganesíferos y ferríferos asignados al mismo episodio metalogénico (Zappettini y Dalponte, 2010) intercalados en la Formación Chachil, integrada por una secuencia fosilífera pliensbachiana (Leanza et al., 1990) con calizas y tobas dacíticas con edades U - Pb equivalentes a las obtenidas en el área de estudio (Leanza et al., en preparación).

En la Formación Colomichicó predominan las rocas volcánicas y volcanoclásticas, no se han identificado niveles carbonáticos, la presencia de carbonatos en los jaspes es muy restringida y los únicos restos fósiles hasta la fecha localizados corresponden a muy escasas espículas de posibles radiolarios.

En la Formación Colomichicó predominan las rocas volcánicas y volcanoclásticas, no se han identificado



Se considera que esta unidad representa un centro volcánico propio de las etapas synrift del Ciclo Precuyano.

Su edad, algo más joven que la definida para esas etapas en el Depocentro Chachil (Triásico Superior - Sinemuriano = Formación Lapa - Franzese et al., 2006) sugiere una evolución levemente diacrónica de los diversos depocentros que caracterizan a las cuencas extensionales del Mesozoico temprano en el ámbito de la cuenca Neuquina.

Así, la discordancia que delimita a la Formación Colomichicó en su techo, correspondiente a la Fase Rioatuélica, tiene en la Cordillera del Viento una edad algo más joven que la que se le asigna al norte de la Dorsal de Huincul (Schiuma y Llambías, 2008), coincidiendo con la planteada regionalmente por Leanza (2009).

Así, la discordancia que delimita a la Formación Colomichicó en su techo,

### Formación Milla Michicó (Freytes 1969, en Digregorio 1972)

Esta unidad, que incluye parte de los "Pórfidos Cuarcíferos Superiores" de Zöllner y Amos (1973), fue descrita por primera vez por Freytes (en Digregorio 1972). La misma contornea el flanco oriental de la cordillera del Viento desde el arroyo Tocuyo, hasta alcanzar su extremidad austral, en el área de los cerros Bayo y Bigú, y en el curso inferior del arroyo Milla Michicó. La misma se dispone en discordancia sobre los característicos mantos andesíticos morados meteorizados de la Formación Cordillera del Viento (Fig. 5c), y está cubierta de la misma manera por los elementos basales de la transgresión marina del Jurásico Inferior adjudicada en esta comarca a la Formación La Primavera (Fig. 5e). Esta interpretación coincide con aquella brindada en su momento por Digregorio y Uliana (1980, p. 995), de modo que la misma resulta equiparable con las unidades clásicamente incluidas en el ciclo precucuyano (Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984, Gulisano y Damborenea 1993).



c) Basaltos de la Formación Milla Michicó (MM) apoyados sobre una superficie meteorizada elaborada en andesitas basálticas de la Formación Cordillera del Viento (CV). Pocos kilómetros al este de La Primavera.

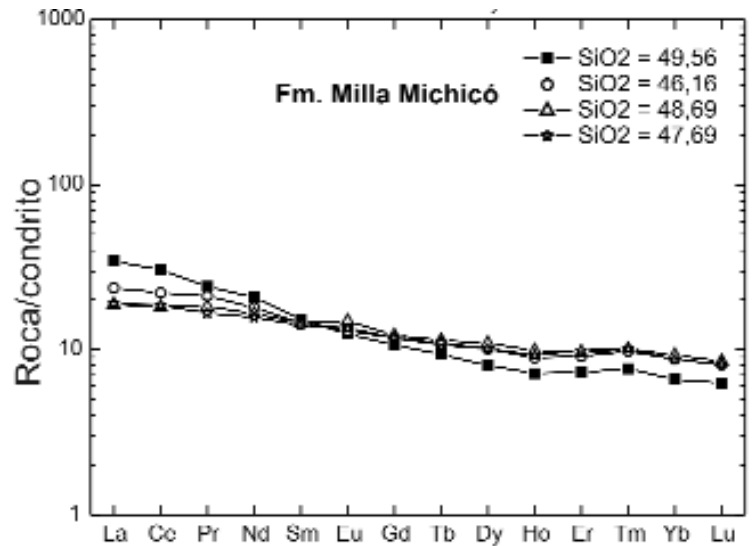
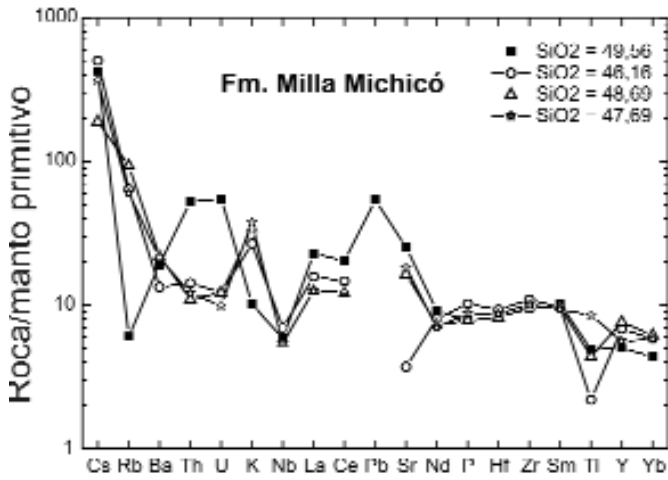
En el sur de la cordillera del Viento, la Formación Milla Michicó, cuyos mantos fuertemente estratificados (Fig. 5e) y de composición mayormente basáltica la hacen diferenciable y cartearable regionalmente, está constituida por lavas basálticas a basalto-andesíticas, compactas a vesiculares, oscuras, microporfíricas con pastas compuestas por tablillas esqueléticas de plagioclasa (andesina), con



Perfil que se encuentra por encima de la fotografía de arriba Se observa la Discordancia Ríoatúélica entre las Formaciones Milla Michicó (MM) y La Primavera (LP). Esta última pasa hacia arriba a la Formación Los Molles (LM)

marcada orientación por flujo, y clinopiroxeno entre las tablillas conformando una textura intergranular. Los escasos y pequeños (< 1,5 mm) fenocristales están constituidos por tablillas de plagioclasa no zonal (andesina) y clinopiroxeno. La alteración es pronunciada, excepto en la muestra CLL38, lo cual permite clasificarla químicamente como basalto (Fig. 6a) y cuya característica principal es la de tener abundante clinopiroxeno. Entre los mantos de lavas se intercalan escasas y delgadas lentes brechosas con

clastos y matriz ígnea de igual composición



La abundancia de lavas y la amplia extensión lateral de las mismas permite inferir que esta unidad corresponde a la coalescencia de varios escudos volcánicos, los cuales posiblemente formaron un plateau cuya dimensión regional no se ha podido estimar. Si bien no se dispone de dataciones radimétricas ni fósiles, la Formación Milla Michicó, teniendo en cuenta que está limitada en base y techo por las mismas discordancias regionales entre las cuales se desarrolla la Formación Lapa, fue correlacionada por Leanza *et al.* (2005) con esta última. Por tal razón, le atribuyeron una edad triásica superior, aunque por estar cubierta en discordancia por la Formación La Primavera que comienza en el Pliensbachiano, los citados autores no descartaron que pueda alcanzar términos iniciales del Jurásico.

### Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz 1997)

Esta unidad consiste en una sucesión volcanoclástica con niveles de fósiles marinos que incluye además

Fm. La Primavera	400 m	<p>Areniscas, lutitas, riolitas, basaltos en la base.</p>
Fm. Milla Michicó	200 m	<p>Invertebrados marinos</p> <p><b>Discordancia rioatuelica</b></p> <p>Basaltos, andesitas basálticas</p> <p><b>Discordancia tunuyánica</b></p>

intercalaciones de basaltos tabulares, concordantes con la estratificación. Estos depósitos, cuyo espesor ronda los 400 m, tienen amplio desarrollo en la

región de las cabeceras del arroyo Chacay Melehue, donde se sobreponen en discordancia a la Formación Milla Michicó y son cubiertos en concordancia por la Formación Los Molles. En su momento, Zöllner y Amos (1973), la describieron como "Serie del Cerro Bigú" o "Liásico Tobáceo", en tanto que Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) la identificaron como "Unnamed Unit". Su localidad tipo se encuentra en el faldeo austral del cerro La Primavera, sobre del camino que conduce de Chos Malal a Andacollo, aunque los mejores afloramientos están expuestos inmediatamente al noreste de la estación de bombeo de Rajapalo, justo en el *divortium* determinado por la extremidad austral de la cordillera del Viento.



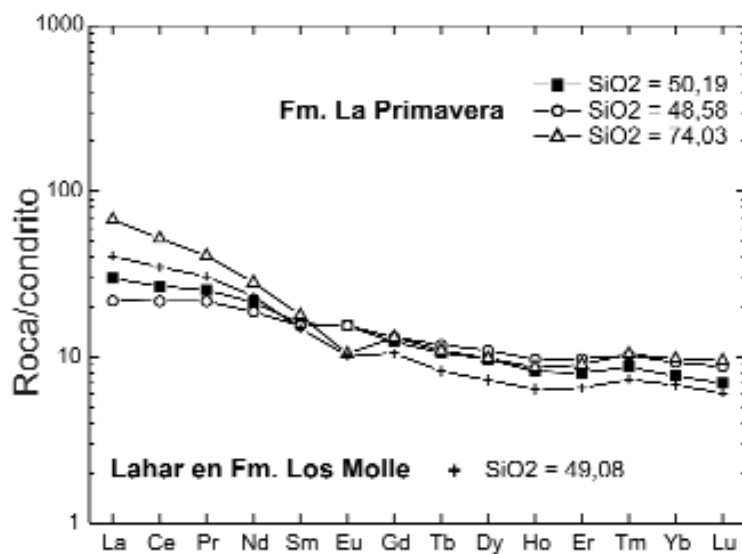
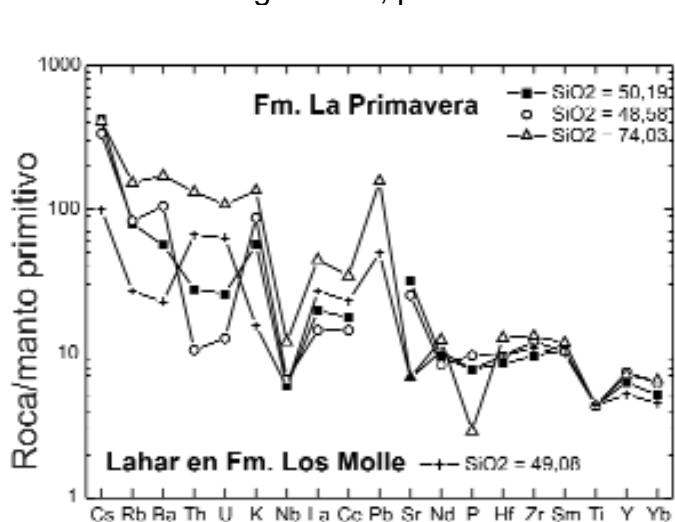
Sección media superior de la Formación La Primavera, al norte de la estación de bombeo del gasoducto. Ignimbrita (Ign) riolítica con marcada laminación interna intercalada entre areniscas y pelitas que incluyen valvas de moluscos marinos.

Es una unidad volcano-sedimentaria de espesor variable que se acomoda a una superficie ondulada. La composición de las volcanitas es bimodal. En la base y sección media son frecuentes las barras marinas conglomerádicas con intercalaciones de lavas de basalto olivínico microvesiculares, mientras que en la parte superior predominan las dacitas y riolitas relacionadas con un volcanismo explosivo. Los bancos

más gruesos (2 a 4 m) están compuestos por ignimbritas con laminación interna pronunciada y por otros depósitos piroclásticos explosivos que se formaron probablemente por oleadas piroclásticas. Los basaltos están constituidos por microfenocristales (< 2 mm) de olivina, totalmente alterados en serpentina, y plagioclasa (labradorita), con hábito tabular corto, no zonal (< 2 mm). La pasta consiste en tablillas esqueléticas de plagioclasa (andesina) y clinopiroxeno intersticial. La alteración es fuerte, con formación de abundante calcita.

El elevado contenido de LOI impide la identificación precisa de estas rocas, pero por las características petrográficas, pueden ser clasificadas como fenobasaltos.

Las dacitas y riolitas contienen fenoclastos de plagioclasa (oligoclasa) y cuarzo. Si bien la alteración de la pasta es muy fuerte, se pueden reconocer restos de vitroclastos fragmentados. No se han reconocido minerales ferromagnésicos, posiblemente debido a la alteración.



Entre los fósiles marinos más significativos hallados en esta unidad, según Damborenea y Manceñido (en Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995), figuran entre los bivalvos *Weyla (Lywea) unca* (Philippi), *Weyla bodenbenderi* (Behrendsen), *Plicatula (Harpax) rapa* Bayle & Coquand, *Frenguelliella tapiai* (Lambert), *Myophorella* sp., *Ctenosteron* sp., *Kolymonectes coloradoensis* (Weaver) y *Posidonotis cancellata* (Leanza), a los que se asocian algunos braquiópodos como *Rhynconelloidea burckhardti* Manceñido y *R. cuyana* Manceñido, así como pequeños gasterópodos y corales. Esta asociación de invertebrados marinos denota la presencia de aguas someras en el segmento de near-shore. Sobre la base de los invertebrados marinos Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) asignaron esta unidad al Pliensbachiano y Toarciano Inferior.

## DEPOCENTROS EN EL ENGOLFAMIENTO NEUQUINO

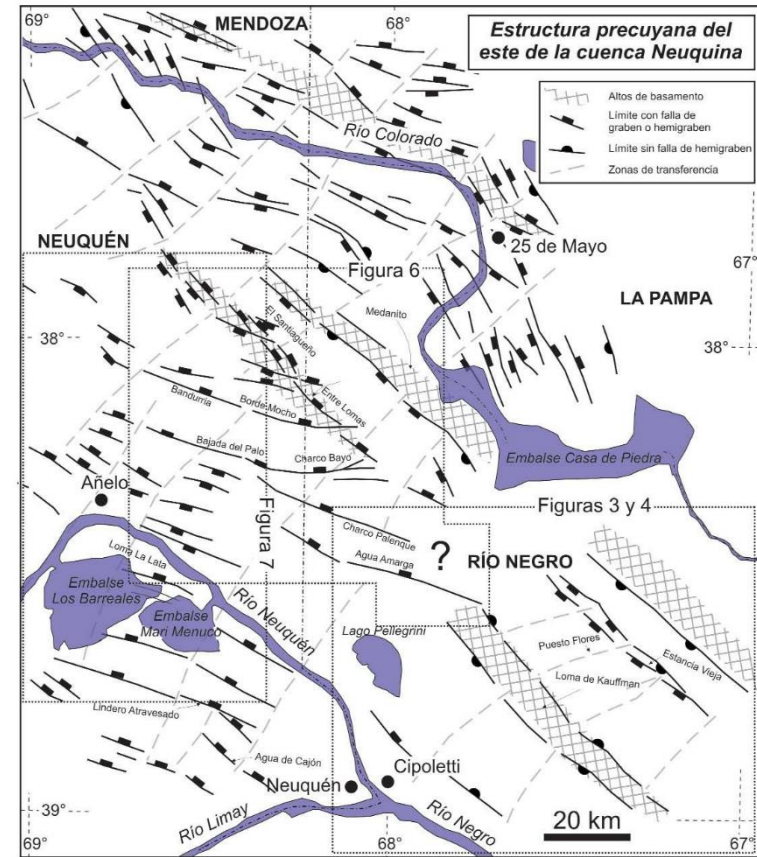
### Depocentro Puesto Kauffman

Se ubica al norte de General Roca, zona Loma Negra-Estancia Vieja

**Formación Puesto Kauffman** (Orchuela & Ploszkiewicz 1984)

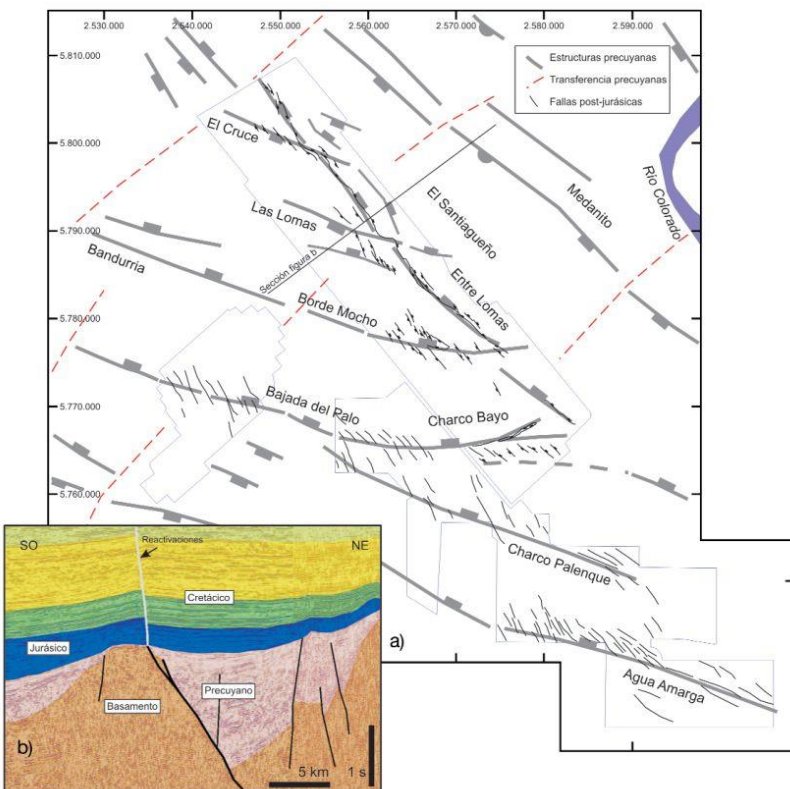
Esta denominación formal fue propuesta por Orchard y Ploszkiewicz (1984) para referirse a una sucesión de sedimentitas pelíticas atravesada por perforaciones en la zona de Puesto Kauffman, en el este de la Cuenca Neuquina, dentro de la Provincia de Río Negro. El pozo YPF.RN.PN.es-1 (Puesto Nuevo), perforado en el año 1963, constató un espesor parcial de 1.422 m de pelitas gris verdoso, castaño oscuro y morado con frecuentes restos de vegetales carbonizados y con intercalaciones de piroclastitas en los tramos inferiores.

Estos autores describen que la unidad allí atravesada se halla preservada en depresiones localizadas entre bloques de basamento, apoyando sobre el mismo y con su marcada discordancia angular.

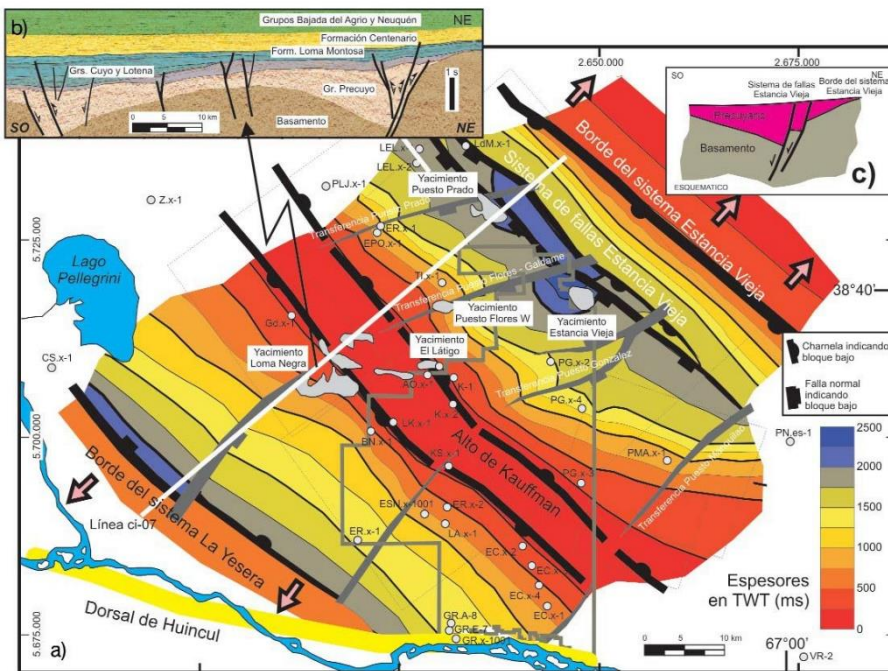


tope biselado por una marcada discordancia angular. Legarreta et al. (1999) incluyen a la Fm. Puesto Kauffman dentro del Ciclo Precuyano. Estos autores se refieren básicamente a las facies lacustre profunda de pelitas gris oscuro a negro. El pozo YPF.RN.PG. es-1 (Puesto Gonzalez) perforó 1.000 m de andesitas verdosas y gris oscuras

intercaladas con pelitas negras con restos carbonosos y con flora de *Otozamites groeberi*, lo que permitió asignar esta unidad al Lías. Desde el punto de vista geoquímico estas facies han resultado generadoras de petróleo en el área. Barredo et al. (2008) le asignan a esta facies un ambiente lacustre, en particular con circulación restringida, dentro de un contexto de hemigraben desarrollados en zonas de transferencia O-E que intersectan fallas maestras de rumbo NOSE y secundariamente N-S. Estos depósitos pueden engranar lateralmente con abanicos aluviales de edad Jurásico Temprano, tal como ha sido documentado en los sondeos del yacimiento Loma Negra (Pángaro et al. 2002).



## Depocentro El Caracol-El Santiaguense



Robles (1970) definió para la plataforma de Catriel el relleno de cubetas que ascendían por fallamiento en «gradería» hacia el borde de cuenca, describiendo que el par sedimentario volcánico-arcilloso (Fms. Barda Alta y Planicie Morada) pudiendo alcanzar parcialmente, altos del basamento.

El sector que nos ocupa se desarrolla inmediatamente al este del macroalineamiento Estancia Vieja-La Jarilla- Entre

Lomas y adosado a este eje estructural. Fue investigado mediante sondeos de exploración en las proximidades de El Caracol (ECN-1001 y ECxp-33). En este último pozo se reconocieron en forma preliminar, de base a techo, las facies volcánicas, tobáceo-ignimbríticas y arcillosas de este ciclo, tentativamente asignadas a las Fms. Vulcanitas Medanita, Tobas Barda Alta y Planicie Morada.

Las unidades del modelo propuesto por Robles pueden estar ausentes de acuerdo al espacio de acomodación. En especial en la zona de El Medanita donde los terrenos atravesados del hemigraben están compuestos predominantemente por facies riolítico-ignimbríticas (Barrionuevo et al. 2005). Este reservorio de rocas no convencionales fue originalmente asignado a la Serie Porfírica Supratriásica por los geólogos de YPF, al inicio de la exploración y desarrollo en la década del 60'. Luego fue subdividido en Vulcanitas Medanita y Tobas Barda Alta por Robles (1970). Por último, fue reasignado al Ciclo Precuyano (Corbera & Kraemer, 2001)

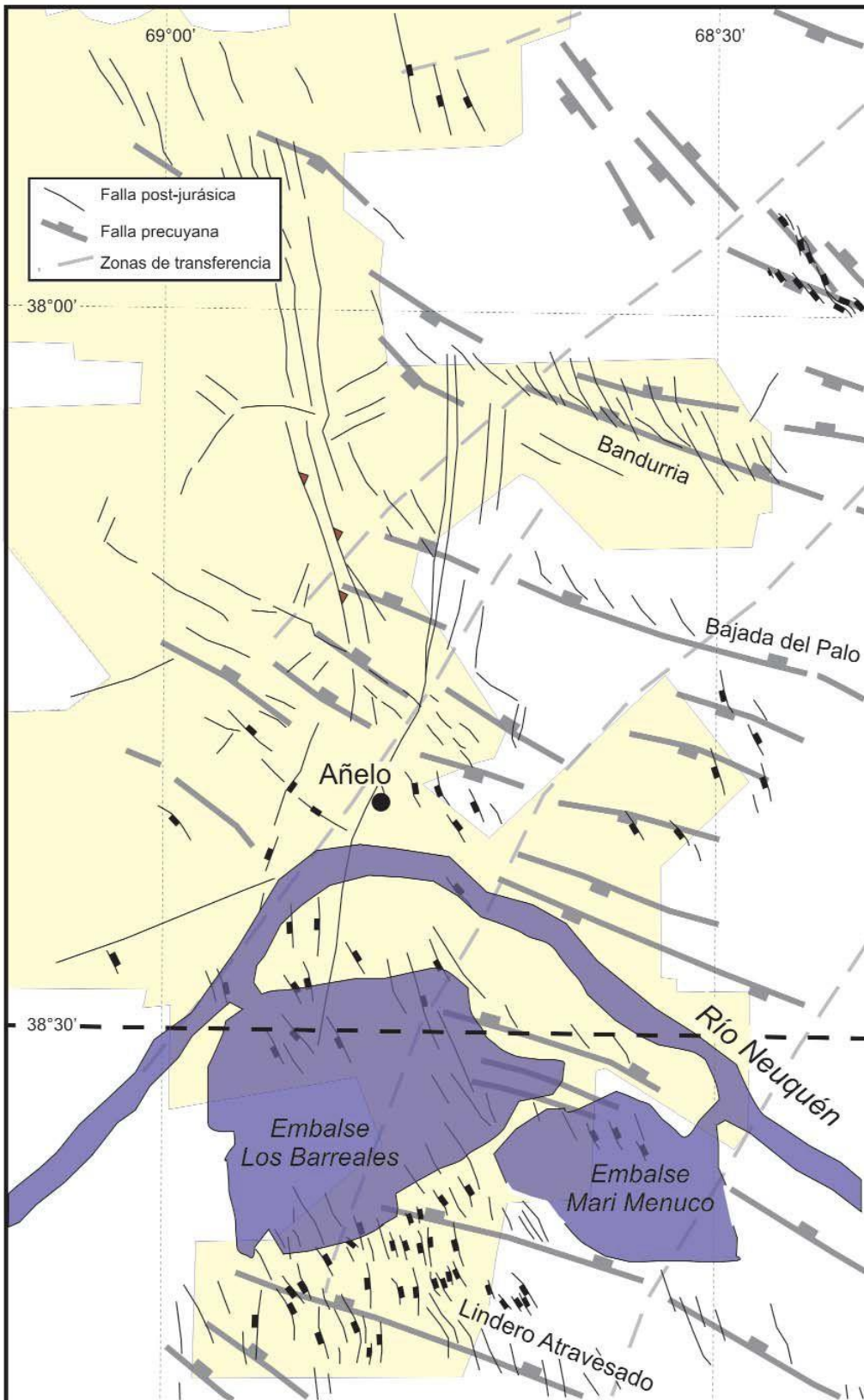
A continuación se describen brevemente las unidades definidas para la zona de Catriel equivalentes al Ciclo Precuyano (Corbera & Kraemer 2001).

**Formación Vulcanitas Medanita (Robles 1970)**  
 Esta unidad fue definida para el subsuelo de la Cuenca Neuquina (plataforma de Catriel) en los sondeos Rx-2, x-4 y x-5, (Rinconada), los que documentaron en el fondo rocas plutónicas, de composición mayormente granítica, asignadas al basamento según descripciones de laboratorio.

**Formación Barda Alta (Robles 1970)**  
 Esta unidad toma el nombre de la sucesión atravesada por el sondeo BA x-3 (Barda Alta), en donde se describió una sucesión alternante de piroclásticas, camadas de conglomerados, areniscas finas a gruesas y limoarcilitas, con un espesor que varía entre 50 m y 350 m. La edad de este intervalo fue obtenida de un testigo lateral de este sondeo en la profundidad de 2.446 m, que permitió obtener granos de gimnospermas (*Alisporites* sp. y monocolpados) del Triásico.

En los sondeos Rx-2, x-4 y x-5, (Rinconada) las Tobas Barda Alta apoyan sobre el basamento granítico. Cabe destacar que el tramo correspondiente a este ciclo en el sondeo YPF. RN.BA.x-5, atravesó una secuencia similar a la Fosa de Kauffmann (YPF.RN. PG.es-1) compuesta por una alternancia de pelitas negras y secuencias volcánicas.

### **Depocentro sobre el Río Neuquén**



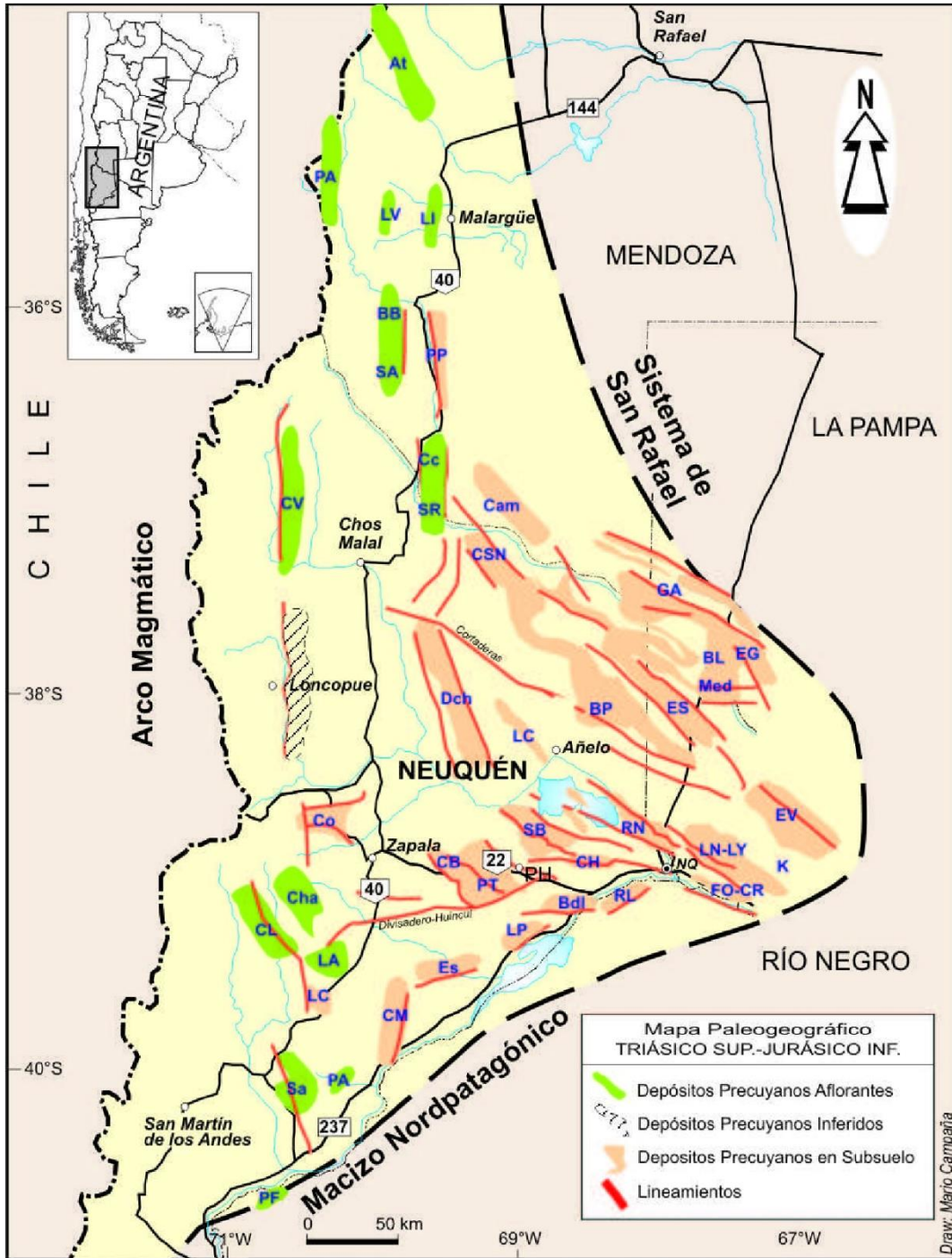
Se destaca, dentro del ámbito oriental de la cuenca, las secciones atravesadas en el año 1976 por el sondeo profundo YPF.Nq.RNxp-58 (Río Neuquén), cuya profundidad final de 5.337 m, investigó una potente columna precuyana.

En este sondeo fueron asignados a esta unidad más de 700 m de espesor, describiendo cuerpos basálticos, delgadas intercalaciones pelíticas y pelitas tobáceas rematando con 30 m de anhidrita.

Además, merecen citarse los pozos del yacimiento La Yesera y los sondeos, PBE.RN.PZ x-1002 (Puesto Zuñiga), Ce- 1116 (Centenario) entre otros por haber documentado importantes intervalos (más de 500 m) asignables a este ciclo.

### **Depocentros de la Dorsal de Huincul**

Ubicado en las inmediaciones de la misma, tanto al norte como por el sur de la localidad de Plaza Huincul, cutral Có, Cerro Bandera, Cerro Lotena, Centenario pueden citarse los siguientes depocentros: Cupén Mahuida (Sierra Barrosa), Loma Negra, Cerro Bandera, y los sondeos del área de Piedra Chenque.



11N. Loma Negra - LY. La Yesera - CH. Challaco - RL. Rio Limay - Bdl. Borde del Limay - LP. Loma Pedregosa - PT. Puesto Touquet - CB. Cerro Bandera

Debido a su gran extensión, la Zona de Falla de Huincul (más de 200 km), era interpretada como un único antiguo lineamiento de basamento con orientación oeste-este. La integración de toda la información de subsuelo proveniente de las áreas vecinas a la Dorsal permitió definir con mejor detalle el diseño del fallamiento mayor y las fosas asociadas. Así quedaron definidas las estructuras precuyanas con rumbo preferencial NO-SE (Pángaro et al. 2006; Silvestro & Zubiri 2008) junto a las propias de la Dorsal (Falla Divisadero) de rumbo oeste-este. En el ámbito de los depocentros Cupén Mahuida, Cerro Bandera y Loma Negra y la secuencia precuyana alcanza espesores de hasta 2000 m. y puede dividirse en un Precuyano Superior y un Precuyano Inferior (Delpino 2001).

Por debajo de las lutitas negras de la Fm. Los Molles, el Precuyano Superior, intensamente alterado y microfracturado, posee espesores variables entre 150 y 700 metros. En Cupén Mahuida el Precuyano Superior está formado por una sucesión de depósitos de flujos piroclásticos ácidos entre las que se intercalan coladas de composición dacítica y en algunos sectores, delgados niveles de tufo-psamitas.

El Precuyano Inferior se caracteriza también por depósitos de flujos piroclásticos pero intercalados con conjuntos de hasta 150 m. de espesor de rocas clásticas continentales tipo «red beds».

### Depocentro Cerro Bandera

Durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior; se generaron en la Cuenca Neuquina numerosas cuencas extensionales de orientación general NO (Uliana y Biddle 1988) que representan la respuesta

a un cambio sustancial en el régimen de subsidencia en el margen occidental de la placa Sudamericana (Digregorio et al. 1984; Mpodozis y Ramos 1989).

En la zona de Cerro Bandera se generó una pequeña cuenca tafrogénica asimétrica de orientación OSO asociada al sistema regional de fallas conocido como Dorsal de Huincul, Dorsal Charahuilla - Plottier, etc. (Orchuela et al. 1981; Bettini 1984; Ploszkiewicz et al. 1984). Esta orientación, diferente al patrón regional descrito por Uliana y Biddle (op. cit.), se debe al fuerte control estructural ejercido por la zona de falla de la Dorsal de Huincul. El relleno de esta cubeta es predominantemente volcánico; durante el período de subsidencia predominantemente tectónica (Triásico Superior a Jurásico Medio) la actividad volcánica fue muy intensa a lo largo de todo este lineamiento (Veiga et al. 2001 a y b).

La columna precuyana comienza con un espesor de unos 1800 m de volcanitas que han sido descritas como una sucesión de coladas y depósitos de flujos piroclásticos que hacia el tope gradan a una alternancia de arcilitas y tobas de caída (Bermúdez y Delpino 2001; Pángaro et al. 2002). La composición de las volcanitas es en general ácida, observándose una mayor participación relativa de depósitos de flujos piroclásticos distales en los términos superiores, y de coladas y flujos proximales en los inferiores. Puede entonces dividirse al Precuyano de Cerro Bandera en dos secciones: una inferior que presenta una mayor abundancia relativa de coladas y flujos piroclásticos más proximales y una superior caracterizada por una mayor participación de tobas choníticas alternadas con arcilitas rojas. La geometría de estos depósitos denota un claro control estructural sobre su distribución; este rasgo se hace particularmente visible cuando se observa un plano isocronopáquico del Precuyano Superior para el cual se observa un área de depositación restringida a una pequeña cuenca de menos de 10 km de extensión en sentido transversal. Se interpreta en base al plano mencionado que la subsidencia de la etapa de rift fue diferente en el depocentro septentrional con respecto al austral; la ausencia de Precuyano superior en el hemigraben norte sugiere que éste fue activo en una primera etapa (Precuyano Inferior) e inactivo posteriormente.

Esto explica el hecho de que el onlap del Gr. Cuyo sobre estos depósitos sea más pronunciado en el sector sur. El límite superior del Precuyano está dado por una marcada discordancia angular derivada de la inversión tectónica del hemigraben. Este límite, sumamente sutil desde el punto de vista litológico, ha sido determinado en base a la interpretación de la sísmica 3D que permitió detectar erosión de la porción superior de los depósitos precuyanos; esta discordancia pudo ser detectada claramente en perfiles de buzamiento en los dos pozos que la atravesaron. Además se produce en este límite una marcada reducción en la abundancia de microfósiles que caracteriza a los depósitos cuyanos sobreyacentes definiéndose una discontinuidad bio-estratigráfica que los diferencia claramente de los depósitos precuyanos (Ronchi y Angelozzi 1998).

La edad de inicio de la subsidencia predominantemente tectónica no está acotado con precisión, pero por correlación con afloramientos equivalentes en el área del Cerro Trapial – Mahuida descritos en Leanza y Hugo (1997) y según postulan Legarreta y Gulisano (1989) se puede asignar al Triásico Superior tardío (Rético). La edad más joven posible para el tope del Precuyano ha sido determinada en base a su relación con los depósitos cuyanos más antiguos documentados los cuales pertenecen al Hettangiano (Riccardi et al. 1988 en Legarreta y Gulisano op. cit.). Este dato se contradice en parte con edades radiométricas de 219 Ma y 182 Ma obtenidas en depósitos asignados al Precuyano del área Medanito – 25 de Mayo (Corbera y Kraemer 2001) y con la edad de los depósitos cuyanos sobreyacentes en el Cerro Trapial Mahuida los cuales contienen fauna del Pliensbachiano (Leanza y Hugo op. cit.). Dadas las características de los depósitos precuyanos y su naturaleza tafrogénica, no se descarta la posibilidad de que exista diacronismo entre el depocentro Cerro Bandera y las localidades mencionadas. De hecho, como se verá al describir al Gr. Cuyo, existen claras evidencias de que el volcanismo persistió aún hasta el Toarciano por lo que se postula que el Precuyano de Cerro Bandera, y del área de la Dorsal de Huincul, bien podría extenderse hasta el Sinemuriano ya que los depósitos cuyanos más antiguos documentados en la Dorsal pertenecen al Pliensbachiano (Vergani 2002).

## **Depocentro Loma Negra**

Muestra características contrastantes y variaciones litológicas en los distintos lugares donde fue investigado. En un sector mantiene similares características al resto de los depocentros, con un Precuyano Superior formado por depósitos de flujos piroclásticos con intercalaciones de coladas de lava dacíticas e intercalaciones delgadas de areniscas limosas y un Precuyano Inferior, principalmente compuesto en su parte superior, por sucesiones de coladas de lavas ácidas y hacia la base nuevamente por tobas integrantes de depósitos de flujos piroclásticos.

En otras posiciones del depocentro la columna atravesada está compuesta exclusivamente por rocas clásticas y volcánicas. En estos lugares el Precuyano Superior está formado por areniscas y conglomerados interpretados como depósitos de abanicos aluviales que gradan hacia arriba a depósitos de areniscas de origen fluvial. El Precuyano Inferior está formado principalmente por arcilitas de origen lacustre.

Si bien la actividad volcánica no se restringe a la secuencia investigada, sino que perdura y se extiende hasta el Jurásico Temprano en el ámbito de toda la cuenca (véase «Liásico tobáceo», Zöllner & Amos 1973 para la zona de Chos Malal), hacia el extremo sur, en particular para el área de la Dorsal, se ha reconocido desde antiguo (Parker 1965) el intervalo basal de Grupo Cuyo conocido como «Serie Jaspeada», junto con los afloramientos de la Caliza Chachil (Leanza & Blasco 1990) que para los tiempos tempranos del mar cuyano la participación tobácea y los procesos de silicificación han tenido intensidad destacada.

## DEPOCENTROS EN EL SUR DE NEUQUEN

### ***Depocentro Piedra del Aguila- Sañicó***

#### **Formación Piedra del Aguila (Ferello 1946)**

Esta unidad aflora en pequeños asomos, en las cercanías de la localidad homónima, en el sur de la provincia del Neuquén. Se halla en contacto por el techo con la Fm. Sañicó. Fue descrita por Gulisano Y Pando (1981) como facies de capas rojas, integrada por areniscas, fangolitas y arcilitas en fracciones equivalentes desarrollando un espesor de 86 metros. El hallazgo de Ferello (1947) de flora de Otozamites y Ptilophyllum permitió asignarla al Liás. Un trabajo más reciente asignó los depósitos a un ambiente fluvial de carga mixta compuesto por dos sistemas de acumulación, planicie de inundación y relleno de canales avulsivos.

El hallazgo de un nivel de toba vítrea, datada por UPb SHRIMP arrojó una edad de cristalización magmática de 191.7±2.8 Ma, correspondiente al Sinemuriano (Spalletti et al. 2010).

#### **Formación Sañicó (Galli 1953, 1969)**

Esta unidad aflora en vastas áreas de la hoja Piedra del Aguila (Galli 1969), cercana a su localidad homónima en el sudeste de la Prov. del Neuquén.

Yace sobre el basamento cristalino o bien sobre las Fms. Piedra del Aguila y Paso Flores, mientras que por el tope limita con la Fm. Piedra Pintada (Grupo Cuyo). Gulisano & Pando (1981), quienes estudiaron el intervalo con detalle, describen al mismo como constituido principalmente por ignimbritas y aglomerados volcánicos en menor proporción. Mayormente compuestos por tobas líticas de color morado a rojizo y escasas tobas cristalinas.

Los líticos pertenecen a fragmentos de tobas y en menor proporción a metamorfitas y granitos, los que se presentan en capas de base neta y ondulada.

Sobre la sección media se destacan aglomerados grises y castaños con fragmentos de tobas, esquistos y fangolitas de hasta 40 cm, subredondeados, cristales de cuarzo y fragmentos de lapilli. Las ignimbritas presentan textura fluidal e intercalan con tobas en los niveles cuspidales. Trabajos recientes de detalle han segregado tres secciones: volcánica inferior, ignimbrítica y volcánica superior (D'Elía 2010). Se le asigna a esta unidad una edad liásica y una potencia de 1.100 metros, vinculada al lineamiento Limay (Ramos 1978).

### **Formación Huayquimil (Galli 1953, 1969)**

En el codo del Carrín Curá, al oeste del cerro Bayo del puesto de Mena y en sus cercanías, cuando lo atraviesa el camino Sañicó-Carrín Curá, el Lías no comienza con conglomerados sino con pelitas, areniscas, areniscas tobáceas y tobas, alguna de pórfiro cuarcífero, de colores claros y rojizos muy vivos y estratificación subhorizontal. El techo de la sucesión del Lías, en el cerro Huayquimil se compone de un espeso conglomerado 30-40 m espesor de colores amarillentos, rojizos y violados, con rodados de material volcánico, estratificación visible y con fósiles marinos y troncos. Forma la cumbre del cerro (1136,2 m) y preserva de la erosión a las areniscas, tobas y pelitas subyacentes. Hacia la casa de don Juan Huayquimil, se observan tobas de pórfiro cuarcífero, y en el afloramiento en medio del basalto de Achicó hay rocas efusivas cuarcíferas alteradas. Es evidente que se trata de otra serie efusiva del Lías, aunque de menor extensión que la anterior.

No se cree que otros depósitos de la región puedan ser atribuidos a tiempos del Lías más modernos. Asimismo, es de notar que en partes, esta formación está fuertemente silicificada, resistiendo así la erosión en cerritos prominentes.

El espesor total de las capas del Lías tal vez sea de más de 500 metros. Y ellas han sido las que más han sufrido los acontecimientos tectónicos regionales, debido a su poca competencia. Pero su estructura puede considerarse sencilla, como un amplio braquianticlinal alargado, de eje sinuoso, cortado bruscamente por fallas en sus límites. Las mayores complicaciones se ven claramente en las proximidades de la falla de La Angostura, donde los estratos marinos soportaron el empuje de la masa cristalina, resultando con pliegues intensos que van desapareciendo hacia el este. Por la cantidad de tobas, algunas depositadas en ambientes marinos con moldes de pelecípodos, y otras volcánicas esta unidad puede considerarse cohetánea con la Formación Sañicó y Garamilla de la Comarca Nordpatagónica.

### ***Depocentro de China Muerta***

La fosa de China Muerta, ubicada en el extremo sur de la Cuenca Neuquina, cubre un área de más de 1.200 km<sup>2</sup>.

Comprende una estructura de hemigraben elongada y asimétrica de orientación NNE-SSO. La falla maestra (un sistema de fallas normales imbricadas) limita la estructura por el este y tiene una pendiente mayor a los 35°.

El relleno del hemigraben comprende depósitos clásticos y tobáceos de origen continental y mixto que se asignan al Ciclo Precuyano, el que puede subdividirse en dos secuencias: Inferior y Superior.

El Precuyano Inferior apoya discordantemente sobre el basamento metamórfico y es cubierto en igual contacto por el Precuyano Superior. Se reconocen depósitos fluviales, de abanico deltaico y lacustres someros que gradan hacia la zona axial del depocentro a facies arcillosas lacustre profundas. El pozo

Millaquea x-1, con una profundidad final de 3.271 m, perforó una sección completa de Precuyano, interesando al basamento metamórfico en la profundidad de 3.179 m. El Precuyano inferior en este pozo constató un espesor total de 1418 m y en el mismo se pueden reconocer tres secciones principales: una superior de areniscas gruesas a conglomerádicas de 403 m de espesor, una sección media de pelitas negras bituminosas de 314 m y una inferior en donde intercalan areniscas y pelitas gris oscuro a negro. Según datos palinológicos, la sección media corresponde a un medio continental. Los depósitos más jóvenes del Precuyano Inferior ocurren en el extremo sur del hemigraben. El pozo FN.es-1 (Fortín Nogueira) atravesó al Precuyano Inferior y el mismo está compuesto por conglomerados, areniscas y escasas pelitas oscuras que han sido depositados en un medio lacustre marginal.

El Precuyano Superior apoya en forma discordante sobre el Precuyano Inferior. En secciones sísmicas se aprecia una superficie donde los reflectores de esta secuencia hacen onlap contra el subyacente. Los mayores espesores ocurren en la parte central de la fosa, adelgazándose hacia las zonas proximales de la misma. Su extensión areal está restringida a la parte central de la cubeta y ha sido completamente removida por erosión en el extremo sur (caso del pozo FN.es-1). Está compuesto por fangolitas gris oscuro y gris verdoso, areniscas medianas a gruesas y conglomerados en las partes más proximales. Se interpreta que esta secuencia fue depositada en un ambiente lacustre ocasionalmente conectado con un medio marino abierto.

En el pozo Zurita x-1 el Precuyano Superior está compuesto por tres secciones: una sección superior de 260 m de pelitas carbonosas gris oscuro, ricas en materia orgánica, con restos de microfósiles calcáreos (gastrópodos y pelecípodos) que indican un medio lacustre con conexión restringida al mar; una sección media de areniscas medianas a gruesas y conglomerados con escasas intercalaciones de arcillitas de 250 m de espesor y finalmente una sección inferior tobácea de 164 metros. En una sección de margas castaño oscuro con abundantes restos de plantas y microvalvas, en el pozo Loma del Olivo x-1, entre las profundidades de 817 y 942 m, se determinó mediante estudio de nanoplancton que la edad para el Precuyano Superior corresponde al Pliensbachiano Tardío - Toarciano Temprano.

Las especies más comunes que permitieron esta datación son: *Schizosphaerella punctulata*, *Crepidolithus crassus*, *Lotharingius hauffi*, *Lotharingius sigillatus*, *Discorhabdus ignotus* y *Parabdolithus liasicus*.

E. O. Zappettini, M. Dalponte, H.A. Leanza, S. Lagorio y J.O.S. Santos, 2011. EDAD Y CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN COLOMICHICÓ, SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, NEUQUÉN, ARGENTINA. XVIII Congreso Geológico Argentino, Mayo 2011, Neuquén.

Oswaldo Carbone, Juan Franzese, Marcelo Limeres, Daniel Delpino y Ricardo Martínez, 2011. EL CICLO PRECUYANO (TRIÁSICO TARDÍO –JURÁSICO TEMPRANO) EN LA CUENCA NEUQUINA. RELATORIO DEL XVIII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO • NEUQUÉN, .63-76.

Ernesto CRISTALLINI, Renata TOMEZZOLI, Gabriel PANDO, Cesar GAZZERA, Juan Manuel MARTÍNEZ, Juan QUIROGA,

Mariano BUHLER, Florencia BECHIS, Silvia BARREDO y Oscar ZAMBRANO. 2009. CONTROLES PRECUYANOS EN LA ESTRUCTURA DE LA CUENCA NEUQUINA. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2): 248-264 (2009)

## *Provincia de Mendoza*

### ***Depocentro del río Atuel***

#### **Formación Remoredo (Groeber 1946)**

Aflorada principalmente en el ambiente surmendocino, el hecho de haber sido la unidad inspiradora del Ciclo Precuyano la hace meritoria de una breve referencia. Reconocida en la sierra de Reyes, estas sedimentitas rojas compuestas por conglomerados, areniscas e intercalaciones de basaltos apoyan sobre el Grupo Choiyoi y son cubiertas por las sedimentitas marinas jurásicas. Lanés & Salani (1998) en un relevamiento de detalle describen en su localidad tipo secciones con centenares de metros de piroclastitas fenoandesíticas y pelitas calcáreas.

La edad de este intervalo quedaría restringida al Jurásico Temprano por yacer en discordancia sobre la Fm. Llantenos (Neotriásico), aunque no se descarta que participe del Triásico Tardío.

### ***Depocentro del Aconcagua***

#### **Riolita Paramillos de Las Vacas (Pérez *et al.*, 1987)**

Este constituye un domo riolítico intrusivo en las secuencias piroclásticas del Grupo Choiyoi, reconocido y mapeado como tal por Pérez *et al.* (1987).

La supuesta existencia de rocas andesíticas constituyendo un campo volcánico de extenso desarrollo sobre la margen oriental del río de las Vacas en el paraje denominado Paramillo de Las Vacas, era conocida desde los levantamientos de Groeber (1951).

Este autor en su Hoja Aconcagua, había atribuido estas rocas al *Huincalicense* y por lo tanto las asignaba al Plioceno inferior. Criterio similar fue seguido por los diversos autores que se ocuparon de la región (Yrigoyen, 1976 y 1979, Fuentes *et al.*, 1985).

Como parte del estudio geocronológico del magmatismo mioceno se había efectuado un reconocimiento de este campo volcánico (Pérez *et al.*, 1987). Este se halla ubicado a 21 km agua arriba de la localidad Punta de Vacas, en la parte occidental de la provincia de Mendoza (véase ubicación en la carta de la región del Aconcagua).

Se ubica sobre la ladera oriental del valle del río de las Vacas, alcanzando 5.215 m s.n.m., siendo su acceso difícil desde el valle mencionado por lo abrupto de sus laderas. Se ha llegado al mismo remontando el arroyo de la Quebrada Fiera y su afluente principal el arroyo Tambillos. El campo volcánico central tiene unos 10 km de longitud por unos 5 km de ancho este-oeste.

Este campo se desarrolla sobre el borde oeste de la Cordillera Frontal, estando rodeado por terrenos principalmente correspondientes al Grupo Choiyoi de edad permotriásica. La roca de caja de este campo volcánico está integrada por depósitos piroclásticos del Grupo Choiyoi. La secuencia local está compuesta por una serie de bancos groseramente estratificados, en mantos de 15 a 20 metros, de variado color, oscilando entre rojos, blanquecinos y amarillentos. Esta secuencia está bien expuesta en ambas laderas de la quebrada Fiera y es similar a la observada agua debajo de la localidad de Polvaredas.

La sección inferior está compuesta por una toba brechosa de composición dacítica y corresponde a un flujo ignimbrítico, que presenta una marcada variación vertical, con un mayor aglutinamiento de los términos basales. Una muestra representativa del mismo muestra un 10% de cristaloclastos de oligoclasa básica a andesina ácida y escasos máficos, representados por biotita desferrizada. La matriz era originalmente vítrea, con estructura pseudofluidal y fiammes, reemplazados por cuarzo granular y arcillas.

A la unidad anterior se le sobreponen diversos flujos piroclásticos de composición dacítica a riodacítica. Están compuestos por una toba vitrocrystalina lítica, en parte devitrificada. Los cristaloclastos son de

cuarzo anguloso, oligoclasa a andesina subhedral a subangulosa y biotita muy escasa y anhedral. La matriz está formada por trizas y fragmentos pumíceos. En algunas muestras los clastos líticos alcanzan hasta el 5 % y están compuestos de vidrios devitrificados a esferulitas, andesitas con cristales de plagioclasa en pasta microgranosa, o en tablillas orientadas de plagioclasa.

Estas tobas corresponden a flujos ignimbríticos de composición más ácida que el anterior y que alcanzan un extenso desarrollo hacia el norte, este y sur del campo volcánico de Paramillos de Las Vacas.

Los flujos piroclásticos anteriores están intruidos por un domo riolítico, de litología marcadamente homogénea. Está compuesto por una riolita de color pardo rojizo amarillento, con abundantes fenocristales de cuarzo subanguloso a subhedral de hasta 2 a 3 mm, con escasos minerales máficos visibles, en una pasta afanítica de naturaleza vítrea a microcristalina. Estas rocas están asociadas a posibles bulbos lávicos en los que se observa una riolita gris pardusca, con abundantes fenocristales de feldespatos potásico de 1 a 2 mm y cuarzo subhedral, en una pasta afanítica gris. Estas presentan un marcado diaclasamiento vertical.

En la desembocadura del arroyo Tambillos en la Quebrada Fiera se ha observado un dique intruyendo a los flujos piroclásticos del Grupo Choiyoi. Este es de composición andesítica, con textura porfírica seriada. Los fenocristales son de plagioclasa y posiblemente anfíbol reemplazado a carbonato. En la pasta microgranosa constituida principalmente por tablillas suborientadas de plagioclasa, se observa un máfico alterado y muy escasa biotita.

### **Edad y ambiente de formación**

Las relaciones de campo muestran el carácter intrusivo de estas riolitas en relación con la sección superior del Grupo Choiyoi. Se extrajeron dos muestras representativas de este campo volcánico las que han sido analizadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile por el método de K/Ar.

Los resultados obtenidos se ilustran en el cuadro VIII. Si se tienen en cuenta las dataciones disponibles del Grupo Choiyoi en las proximidades del Paramillos de Las Vacas, como por ejemplo en la localidad de Polvaredas se observa que oscilan entre  $235 \pm 15$  Ma (K/Ar en roca total, Rocha Campos *et al.*, 1971) y  $238 \pm 10$  Ma (Caminos *et al.*, 1979).

Esta secuencia volcánica datada en Polvaredas, está en continuidad litológica con la roca de caja de los domos riolíticos previamente descritos. Es por ello que la edad obtenida de  $203$  a  $205 \pm 6$  Ma para estos cuerpos es coherente con la existencia de un evento volcánico póstumo en el Grupo Choiyoi acaecido en el Jurásico basal, como ya fuera postulado por otros autores previamente (Groeber, 1951; Caminos *et al.*, 1979; Cortés, 1985).

Esto permitió a Pérez *et al.* (1987) deshechar la supuesta edad *Huincalitense* del campo volcánico de Paramillos de Las Vacas. Es interesante destacar que ya Fuentes *et al.* (1986), en su análisis del lineamiento Tupungato y su continuidad al norte en los lineamientos Vacas y Tigre, habían reconocido la relación entre este sistema de fracturas y la ubicación del centro volcánico de Paramillos de Las Vacas (Fuentes *et al.*, 1986, figuras 1 y 2).

Sobre la base del resultado de las perforaciones efectuadas en el río Tupungato reconocieron la existencia de una importante zona de cizalla, interpretada como una falla transcurrente de edad gondwánica, cuya expresión morfológica pudo seguirse por más de 180 km de longitud.

Es evidente el control estructural del campo volcánico de Paramillo de Las Vacas por esa gran línea de fractura. A su vez, el domo riolítico central está afectado por una serie de fallas tensionales, en algunas de las cuales se han podido reconocer indicadores cinemáticos de desplazamiento de rumbo, tales como estrías horizontales en espejos de fricción. Estas fallas menores tienen un rumbo variable entre N 60 a 70°O.

Los depósitos de brechas de flujo y flujos ignimbríticos de composición riolítica que rodean al domo intrusivo de igual composición, se disponen periféricamente con inclinaciones de pocos grados hasta más de 30°. Estas secuencias piroclásticas son similares a las descritas por Sanguinetti (1985) en el perfil de Polvaredas. Sobre la base de los datos previamente descritos se interpreta al campo volcánico

de Paramillo de Las Vacas como un domo riolítico resurgente, probablemente relacionado a una estructura de caldera, como se infiere de la orla de flujos ignimbríticos que lo rodea.

Esta interpretación es coincidente con la propuesta en territorio chileno por Davidson *et al.* ( 1985) quienes encuentran calderas en el extremo norte de la faja de las riolitas gondwánicas comparables al Grupo Choiyoi, aunque de edades más antiguas (Pérmico superior-Triásico inferior).

Edades K/ Ar obtenidas sobre roca total **205 ±6 y 203 ±6 Ma**

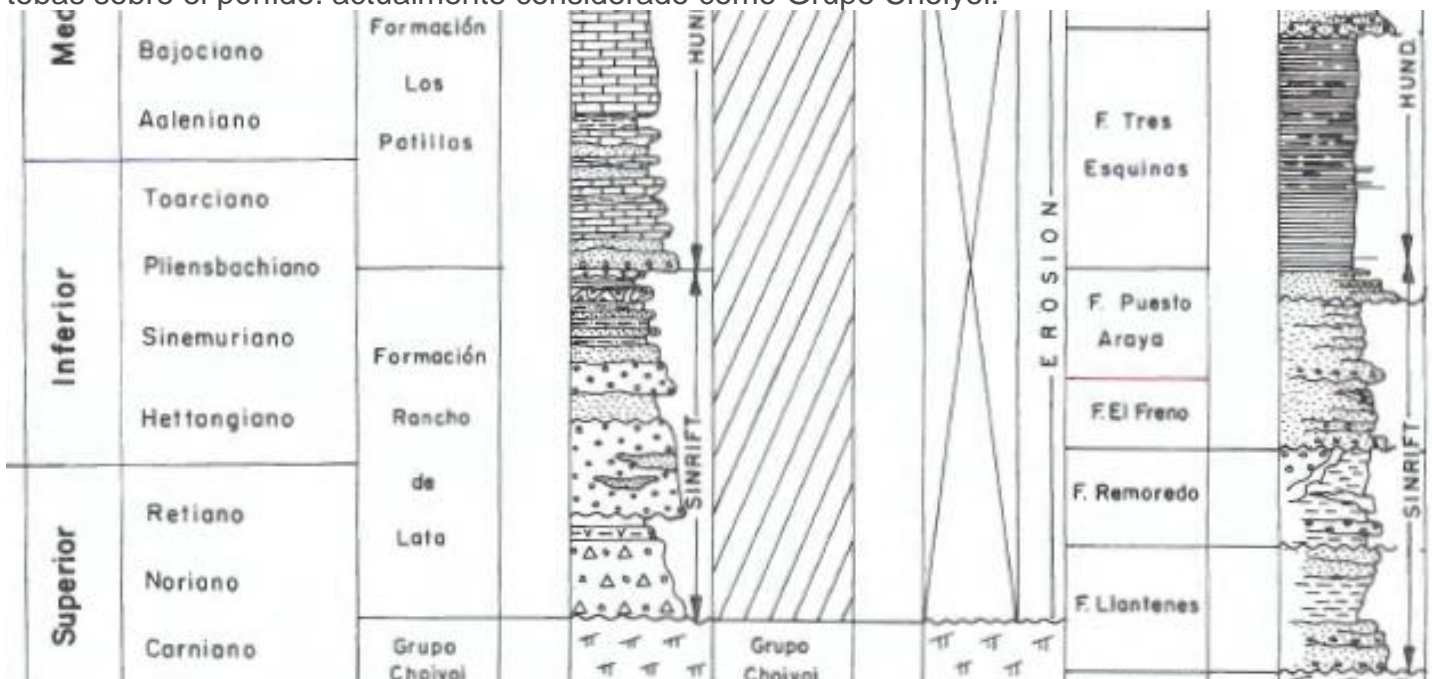
## Provincia de San Juan

### DEPOCENTRO DE LA RAMADA

#### Formación Rancho de Lata

La denominación de Formación Rancho de Lata fue propuesta por Alvarez *et al.* . ( 1995) para abarcar el conjunto de rocas epielásticas y piroclásticas que afloran en la ladera oeste del cordón del Espinacito y que poseen como contacto basal a las riolitas del Grupo Choiyoi y como contacto superior a las areniscas calcáreas de ambiente marino de la Formación Los Patillos. Trabajos posteriores han permitido el estudio en detalle de esta unidad en toda la cuenca.

Rigal ( 1930) fue el primero en mencionar estas secuencias en el perfil que realizó de la quebrada Rancho de Lata. Anteriormente conocida como quebrada Honda. Este autor destacó la presencia de tobas sobre el pórfido. actualmente considerado como Grupo Choiyoi.



Lambert ( 1943 y 1944) describió en la zona del valle de los Patos, al oeste del cordón del Espinacito, la presencia de mantos de meláfiros con tobas intercaladas sobre pórfidos cuarcíferos en aparente concordancia y con un espesor de aproximadamente 250 metros. Las mismas las refirió al Rético - Liásico inferior. Posteriormente Volkheimer *et al.* ( 1978b) definen a la Formación los Patos, con su localidad tipo en el arroyo de la Laguna en la falda occidental del paso del Espinacito. Esta formación es dividida en dos miembros.

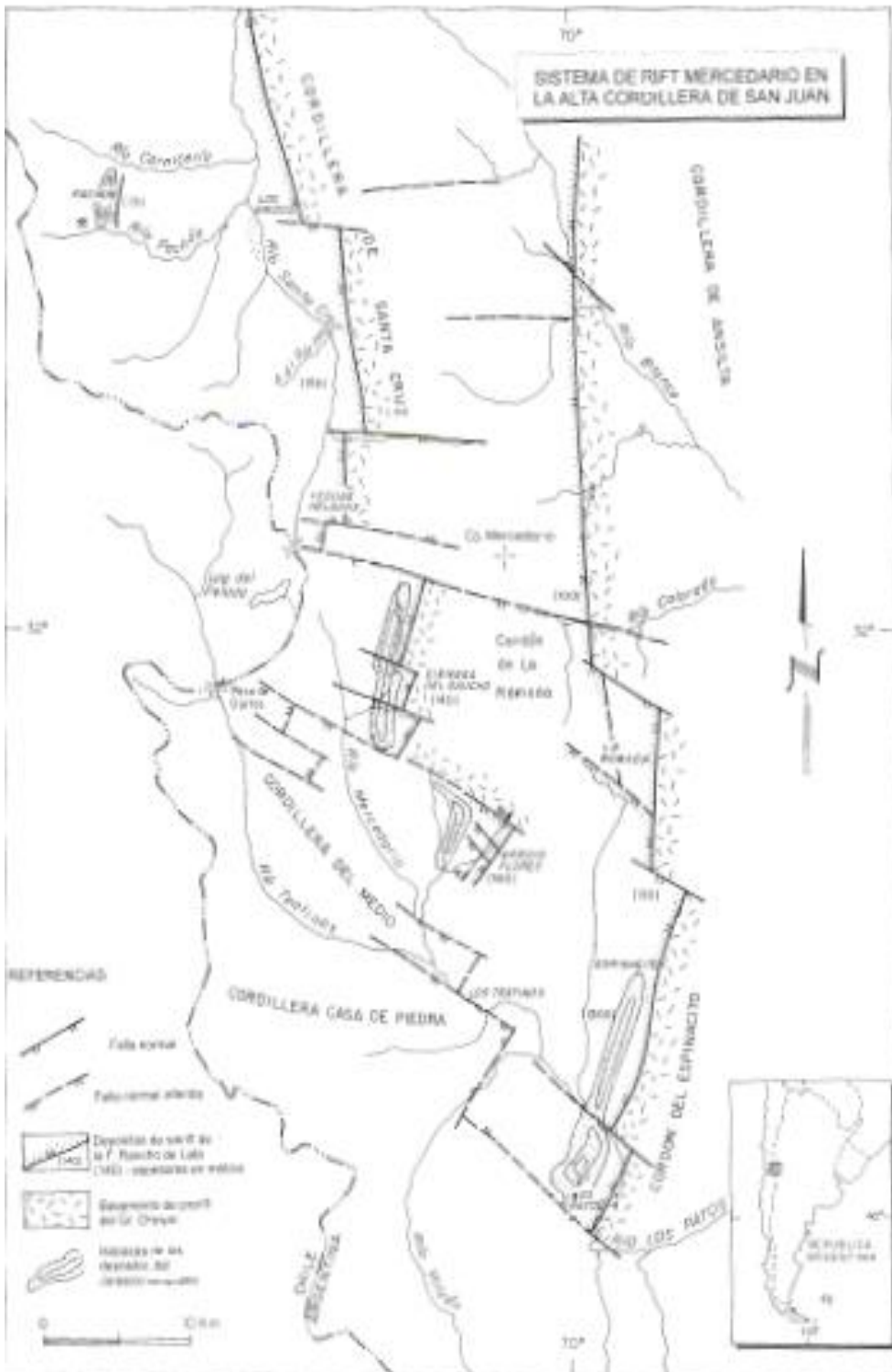


Figura 2: El sistema de rift de la cuenca de la Ramada en la Alta Cordillera de San Juan.

El inferior con características netamente continentales, constituido por la alternancia de lutitas carbonosas con restos de plantas.

Areniscas y conglomerados. Este actualmente forma parte de la Formación Rancho de Lata (Alvarez *et al.*, 1995)

Los depósitos correspondientes a la Formación Rancho de Lata se caracterizan por su constitución epiclástica y piroclástica, en forma alternada.

Las facies epiclásticas están constituidas principalmente por conglomerados y areniscas líticas, cuya composición mayoritaria corresponde a rocas volcánicas. Estos se encuentran asociados a niveles de pelitas carbonosas, con restos de megaflores fósiles y palinomorfos; estromatolitos y arcilitas calcáreas.

Las facies piroclásticas son sincrónicas en muchos casos a los eventos epiclásticos.

Están formadas por brechas ignimbríticas predominantemente riolíticas, tobas de caída, tobas de flujo y episodios

ignimbríticos. La geometría de los depósitos es marcadamente irregular, encontrándose bancos de gran extensión de forma tabular, junto con otros donde se observa acuñamiento en pocos metros.

## Contenido paleontológico

La Formación Rancho de Lata presenta abundantes fósiles vegetales de origen continental.



La sección inferior de la unidad incluye escasos restos de *Dicroidium* sp., *Cordaicarpus* sp., tallos de articuladas y fragmentos de fructificaciones de coniferópsidas.

Por otro lado, junto con los restos megaflorísticos se halló una interesante microflora (Ottone *et al.*, 1992). La misma está compuesta por cerca de 50% de granos de polen de afinidad Pteridospermophyta referidos a los géneros *Alisporites* y *Pteruchipollenites*, 25% de granos de polen de afinidad Coniferophyta repartidos entre los géneros *Platysaccus*, *Inaperturopollenites* y *Cedripites*, 20% de esporas de afinidad Pteridophyta principalmente de los géneros *Leptolepidites* y *Anapiculatisporites* y en proporciones subordinadas, granos de polen poliplicados, monosacados y estriados, junto con esporas levigadas y cavadas.

La sección superior de la unidad brindó una megaflorea medianamente abundante.

La misma fue descrita por Herbst (1980) e incluye pteridofitas tales como *Equisetites* sp. y *Cladophlebis*

sp. cf. *C. kurtzi* Frenguelli y gimnospermas identificadas como *Pachypteris sanjuanina* Herbst, *Otozamites volkheimeri* Herbst, *Brachyphyllum menendezii* Herbst, cf. *Pagiophyllum* sp. y una fructificación de aparente afinidad Pteridospermophyta.

Así mismo, junto con la megaflorea se rescató una abundante microflora (Volkheimer *et al.*, 1978 a y b; Volkheimer, 1980), compuesta principalmente por granos de polen de afinidad Cheirolepidaceae referidos al género *Classopollis* (42-75%), esporas de afinidad Pteridophyta asignadas mayormente al género *Deltoidospora* (15-55%) y en porcentajes subordinados otras esporas triletes y granos de polen bisacados, inaperturados y monosulcados.

Desde un punto de vista paleontológico pueden entonces diferenciarse claramente dos asociaciones en la unidad. Una asociación inferior con flora de *Dicroidium* en relación de yacencia con una microflora

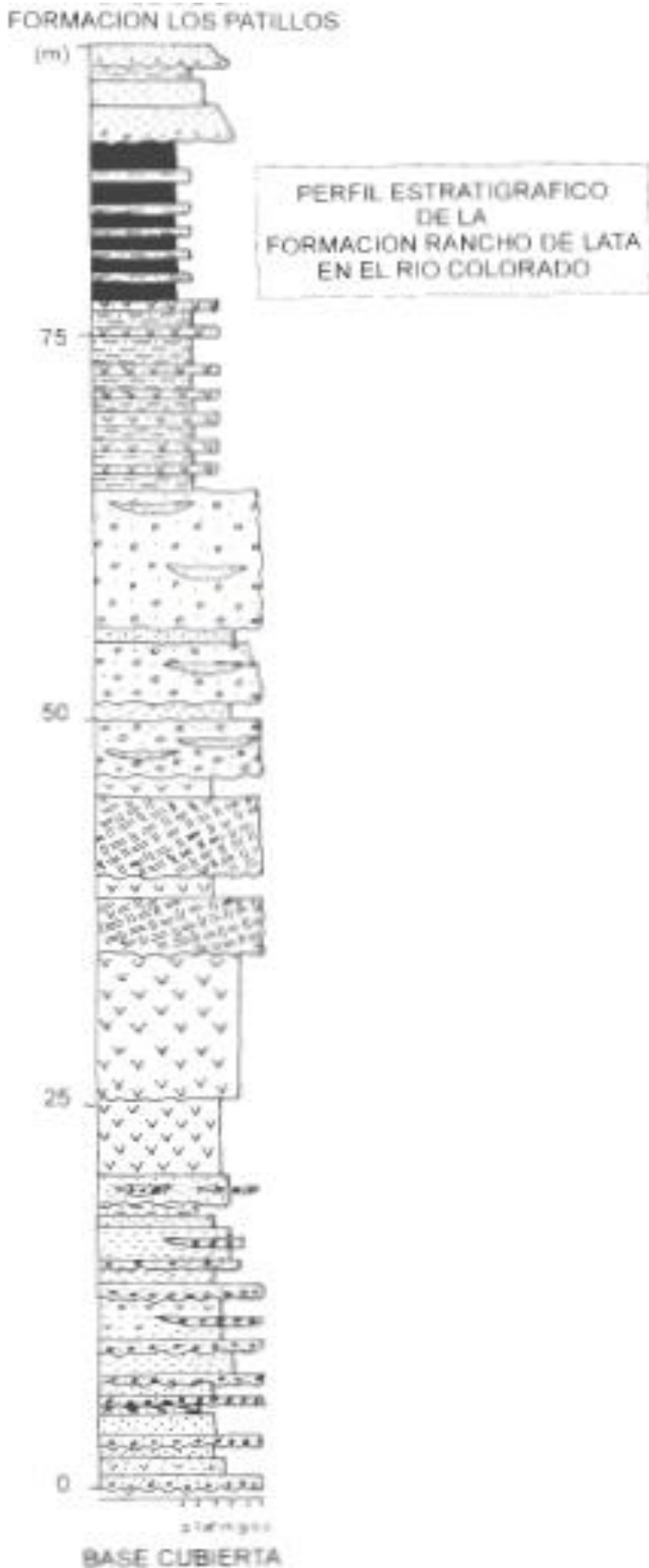


Figura 8: Perfil de la Formación Rancho de Lata en la ladera este del arroyo de la Ramada Norte, nacientes del río Colorado. Ubicación en figura 3.

Dr. Daniel A. Gregori, Geología Argentina, UNS  
compuesta fundamentalmente por granos de polen de tipo *Alisporites* (*Falcisporites*) / *PteruchipoUenites* y una asociación superior con flora de *Otozamites* y formas relacionadas, acompañada por una microflora con abundante presencia de *Classopollis*.

### Edad y correlaciones

Para determinar la edad de la Formación Rancho de Lata se han tenido en cuenta dos asociaciones florísticas acotadas en el tiempo. Estas indicarían una edad comprendida entre el Triásico medio-superior y el Jurásico inferior temprano.

Esta formación puede correlacionarse cronológicamente con las Formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco de la cuenca Cuyana en la provincia de Mendoza, las cuales corresponden al conjunto de cuencas Potrerillos - Cacheuta y Río Blanco (Kokogian *et al.*, 1993).

Estas unidades abarcan desde el Triásico medio al superior, en forma similar a la Formación Rancho de Lata.

La sección superior de la Formación Rancho de Lata se corresponde en el ámbito sur de la cuenca neuquina con el ciclo Precuyano (Gulisano *et al.*, 1984a) y se puede correlacionar con la Formación Lapa (Stipanovic, 1966) y con la Formación Paso Flores.

En el sector mendocino se la puede correlacionar con la Formación Remoredo (Stipanovic, 1966; Legarretay Gulisano, 1989) la cual está formada por pelitas tobáceas moradas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

La misma abarca el período Triásico superior - Sinemuriano (Stipanovic, 1966) y con la Formación Llantenes. Tanto la Formación Remoredo como la Formación Llantenes corresponden a las facies de sinrift de la cuenca.

Modelo ambiental de la Fm. Rancho de Lata

