



UNIVERSIDAD NACIONAL DE JUJUY

FACULTAD DE INGENIERÍA

LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Cátedra: GEOLOGÍA REGIONAL

Profesor Adjunto: Eduardo Patricio Herrera Oviedo

UNIDAD Nº 1

LOS CICLOS OROGÉNICOS

Diversos autores en diferentes épocas se preocuparon por comprender los ciclos orogénicos del territorio argentino.

Con el auge de la tectónica de placas, diferentes investigadores intentaron ubicar en un marco más movilista los diferentes procesos formadores de montañas, asociados a distintas colisiones y amalgamamientos de terrenos como fueron descritos por Ramos et al. (1984, 1986) y Ramos (1984, 1986, 1988 a, b), Dalla Salda et al. (1992 a, b, 1993, 1998), Benedetto y Astini (1993), Astini et al. (1995, 1996), entre otros.

El mejor conocimiento de estos procesos ha llevado, en los últimos años, a complejas y a veces contradictorias propuestas de evolución estructural del territorio argentino.

En la presente síntesis se seguirán las propuestas que cuentan con mayor consenso, dejando bien establecido que algunas pueden ser sólo hipótesis de trabajo para orientar investigaciones futuras.

RESEÑA DE LOS GRANDES CICLOS OROGÉNICOS

Los diferentes ciclos orogénicos reconocidos en nuestro país son presentados en forma sintética en la Figura 1, donde sólo se ilustran las principales cadenas montañosas presentes (Figura 1a) y pasadas (Figura 1b), algunas de estas últimas totalmente arrasadas. A fin de ilustrar su distribución se enfatizó la edad primaria de las estructuras sobre las reactivaciones posteriores. La consolidación del basamento más antiguo conocido en la Argentina corresponde al ciclo orogénicotandiliano durante el Proterozoico inferior (Teruggi y Kilmurray, 1975; Dalla Salda et al., 1989) el cual es equivalente al ciclo transamazónico definido en la plataforma brasiliana por Almeida et al. (1976).

Este ciclo llevó a la formación de Tandilia y queda comprendido principalmente en la llanura bonaerense y en la adyacente isla de Martín García.

La región central del país, en especial las regiones precordilleranas de San Juan y Mendoza registran una importante deformación del Proterozoico medio. Dada la naturaleza exótica al Gondwana de este basamento y sus afinidades temporales y composicionales con el continente de Laurentia, se han reconocido a estas rocas como integrantes del orógeno grenvilliano, por su aparente continuidad paleogeográfica a través de los diferentes continentes amalgamados durante esa época (Dalla Salda et al., 1992 b; Ramos et al., 1993).

Sin embargo, la orogenia principal durante el Proterozoico corresponde al ciclo pampeano de fines del Proterozoico a Paleozoico basal, como fuera propuesto por Aceñolaza y argentino y de la Patagonia extraandina.

El sector preandino de la región noroeste y central de Argentina registra importantes eventos orogénicos durante el Paleozoico inferior agrupados en el ciclo Famatiniano por Aceñolaza y Toselli (1976).

La orogenia gondwánica, así descrita por Keidel (1921) y Groeber (1938), formó una serie de cadenas montañosas que coinciden principalmente con las montañas de Ventania y lo que es actualmente la Cordillera Frontal y sus estribaciones más australes.

Durante el ciclo patagónico parte de la región austral y norte de la Patagonia, así como Tierra del Fuego, sufrieron un importante evento de deformación durante el Cretácico medio. Este evento llevó a la formación de los Patagónides, así definidos por Keidel (1921), Windhausen (1931) y Groeber (1938).

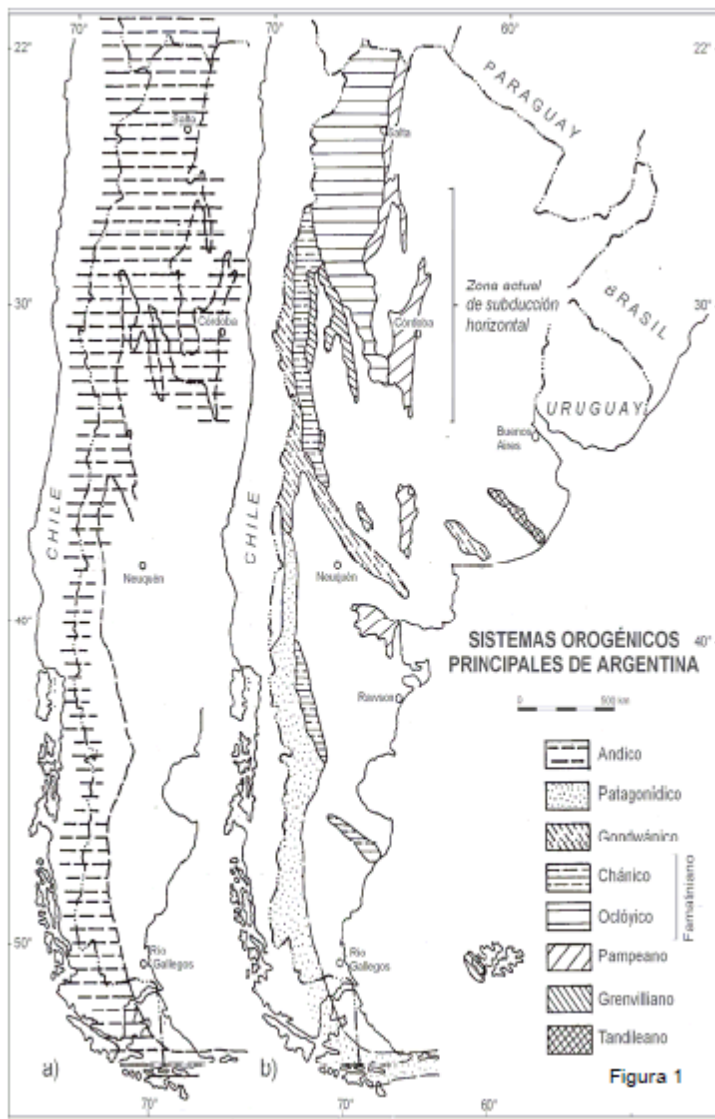


Figura 1: Principales sistemas orogénicos desarrollados en la Argentina.

El Cenozoico registra el levantamiento de la Cordillera de los Andes, así como de algunas áreas adyacentes como las Sierras Pampeanas. Este ciclo ándico, definido por Groeber (1918, 1929, 1951) presenta características propias que se desarrollaron desde fines del Mesozoico hasta la actualidad.

CUADRO 1. CICLOS OROGÉNICOS DE LA ARGENTINA

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Ándico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagoniódico	98 a 75	Cordillera Fueguina, Precordillera Patagónica, Región extraandina del Neuquén
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo, Bloque de las Mahuidas
Tandileano	2.100 a 1.900	Tandilia

El cuadro 1 resume los distintos ciclos orogénicos reconocidos, los intervalos temporales de sus principales fases diastóricas y las cadenas montañosas representativas. En los ciclos más antiguos se hace referencia a la edad del basamento y no a la morfoestructura actual que podría ser mucho más joven. Este ha sido elaborado sobre la base de los antecedentes previamente mencionados y otros que se discutirán en la descripción específica de cada región.

CICLO TANDILEANO

La región de Tandilia expone un basamento altamente deformado, caracterizado por el desarrollo de fajas miloníticas. Estas fajas se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires (Ramos, 1996a) llevando a la consolidación y amalgamamiento del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior. La sutura entre los dos terrenos está representada por la faja de rocas oceánicas de la Formación El Cortijo (Teruggi et al., 1989), cuya importancia regional ha sido evidenciada por los estudios gravimétricos y magnetométricos realizados en el sector de Tandilia por Kostadinoff (1995). La Figura 2 resume las características geológicas principales del sistema de Tandilia, basadas en Dalla Salda et al. (1989) y Ramos et al. (1990).

La edad de la colisión se establece por la edad del magmatismo asociado a subducción que fuera establecido por Dalla Salda y Francese (1985) y Dalla Salda et al. (1989) entre 2.100 y 1.900 Ma (isocronas Rb/Sr en roca total), la de los diques ácidos asociados (Pinese et al., 1999) y la de los granitoides poscolisionales (1.700 Ma, Varela et al., 1988). Si bien no se tienen edades del basamento metamórfico de Tandilia no se descarta una edad arqueana para el mismo.

Independientemente de la edad, por su orientación en enjambres suparalelos, estos diques estarían representando un evento extensional importante que marcó la disgregación del supercontinente transamazónico, antes del inicio del ciclo brasiliano.

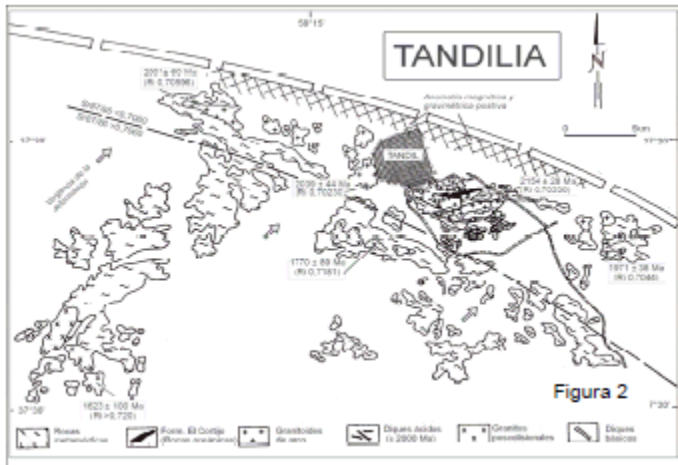


Figura 2

Con excepción de las rocas metamórficas de la isla Martín García (Dalla Salda, 1981b), el ciclo tandileano está restringido exclusivamente a la región de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires y al subsuelo de la ciudad de Buenos Aires.

CICLO GRENVILLIANO

Este ciclo ha sido reconocido en el basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan (Dalla Salda et al., 1992 b; Ramos et al., 1993; Varela y Dalla Salda, 1993). Este basamento podría ser correlacionable con las rocas metamórficas expuestas en la sierra de Umango, ubicadas en la provincia de La Rioja, de acuerdo con las dataciones de Varela et al. (1996).

En el basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo se reconocen facies de bajo y medio a alto grado metamórfico además de granitoides, destacándose la sobreimposición de un metamorfismo dinámico, que llevó al desarrollo de rocas cataclásticas y miloníticas (Dalla Salda y Varela, 1982,1984). Las rocas afectadas por metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes comprenden mármoles y esquistos carbonáticos, cuarcitas y esquistos derivados de metarenitas cuarzosas; esquistos talcosos, tremolíticos y clorítico serpentínicos tectonizados, así como esquistos aluminosos y islándicos entre los 1.050 y 950 Ma (Vujovich, 1993). Estudios recientes han demostrado las características oceánicas de este basamento el que también podría representar rocas máficas y ultramáficas de dorsales oceánicas y cuencas de trasarco (*back-arc basins*, Vujovich y Kay, 1998).

Características petrográficas y geoquímicas similares han sido descriptas por Abbruzzi et al. (1993) en los xenolitos procedentes del basamento de Precordillera.

Rocas de similar edad se continúan por el subsuelo de la cuenca de Cuyo y vuelven a aflorar en el Bloque de San Rafael, en el sector de Ponon Trehue. Estas características han permitido agrupar en un sólo terreno denominado

Cuyania, al basamento de la sierra de Pie de Palo, cerros Barboza y Valdivia, junto con el basamento metamórfico de la Precordillera y su extensión en el bloque de San Rafael.

Rocas metamórficas de este ciclo orogénico han sido identificadas en el cordón del Portillo, donde en su sector occidental y en las vecindades

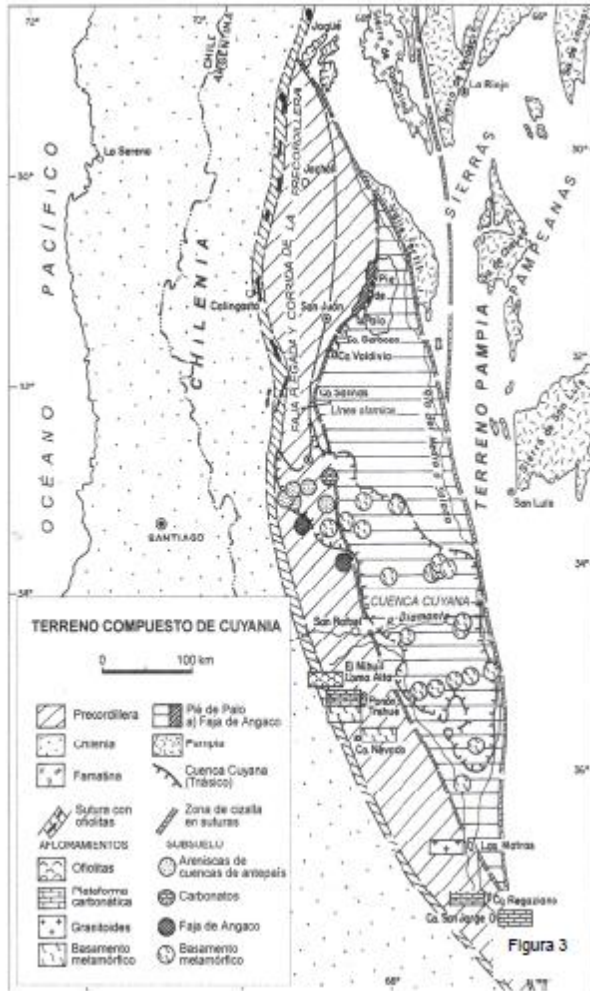


Figura 3

del paso homónimo habían sido descritos gneises por Polanski (1964), los que datados por U/Pb en circones arrojaron edades de 1.064 Ma (Ramos y Basei, 1997 a y b). Este basamento, interpretado como correspondiente al sector más oriental de Chilenia, permitiría reconocer la extensión del ciclo grenvilliano a por lo menos parte del basamento metamórfico de Chilenia aflorante en la actualidad en el substrato de las secuencias paleozoicas de la Cordillera Frontal.

Las asociaciones de medio a alto grado metamórfico, en facies de anfibolitas almandínicas presentan la mayor extensión regional. Comprenden esquistos, anfibolitas y gneises; los esquistos presentan variedades micáceas y cuarzo-feldespáticas, como así también, en menor proporción, anfibólicas y anfibólicas-granatíferas, cianíticas y sillimaníticas (Dalla Salda y Varela, 1984; Vujovich y Kay, 1998).

Las dataciones realizadas indican para los gneises y anfibolitas edades comprendidas entre los 1.100 y 1.000 Ma, indicando una edad proterozoica media que correspondería a la orogenia de Grenville (McDonough et al. 1993). Las dataciones U/Pb realizadas en circones en xenolitos de rocas metamórficas obtenidos en rocas volcánicas miocenas de la Precordillera (Kay et al., 1996), muestran edades de 1.100 Ma que permiten integrar el basamento cristalino de la plataforma carbonática cambro-ordovícica de la Precordillera con el basamento de Pie de Palo.

Los estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo en la sierra de Pie de Palo muestran que esta región está compuesta por una corteza juvenil formada por acreción de arcos.

CICLO PAMPEANO

Este ciclo abarcó principalmente las rocas metamórficas del sector oriental de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1988 a y b; Kraemer et al., 1995) y en el noroeste argentino la faja de deformación de la Formación Puncoviscana (Omarini, 1983).

SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

La existencia de granitoides de composición granodiorítica a tonalítica en las Sierras Norte de Córdoba y su extensión al sector más austral, en las canteras de Lonco Vaca en La Pampa (Párica, 1986) y los afloramientos de las proximidades del río Colorado, han permitido reconstruir un orógeno proterozoico superior a cámbrico inferior inclusive (Ramos, 1988a). Estudios geoquímicos mostraron la naturaleza calcoalcalina de estos granitoides, confirmando su origen asociado a procesos de subducción. Algunas dataciones de estos cuerpos dieron edades proterozoicas, edades sólo confirmadas parcialmente por los nuevos estudios de Koukharsky et al. (1999) en el norte de Córdoba (567 ± 16 , K/Ar en hornfels).

Estas rocas graníticas culminan con granitos sincolisionales y poscolisionales que representan una anatexis de bajas condiciones de presión a los 525 Ma correspondiente al Cámbrico inferior que fueron descritos por Rapela et al. (1997, 1998a y b). Estas rocas son intruidas por pórfidos riolíticos y riolitas con una edad cámbrica superior de 495 Ma (Rapela et al., 1991a), que estarían indicando la exhumación del orógeno.

Las edades de colisión han sido restringidas al Cámbrico medio y superior, interpretando a este ciclo orogénico como un evento de muy corta duración por Rapela et al. (1997 y 1998a y b). Este orógeno ha sido interpretado por Kraemer et al. (1995) como el resultado de la colisión del terreno de **Pampia** con subducción al este por debajo del cratón del Río de La Plata. El arco magmático de las Sierras Pampeanas Orientales definidos por estos autores se corresponde con el arco magmático pampeano oriental propuesto por Ramos (1988 a y c), el que desarrollaría más hacia el este (coordenadas actuales) un magmatismo básico en una cuenca de trasarco (Escayola et al., 1996).

Como testimonio del cierre de estas cuencas oceánicas han quedado obducidos cinturones ofiolíticos entre el terreno Pampia y el de Córdoba.y entre el de Córdoba y el basamento del cratón Río de la Plata (Ramos et al., 1999).

Un pico de metamorfismo térmico ha sido registrado en la sierra de Córdoba (U/Pb 509 ± 2 Ma), que coincidiría con el límite entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio. Una hipótesis sería relacionarlo a un efecto térmico póstumo de la colisión asociado al *slab break-off*, producido a fines del Cámbrico inferior.

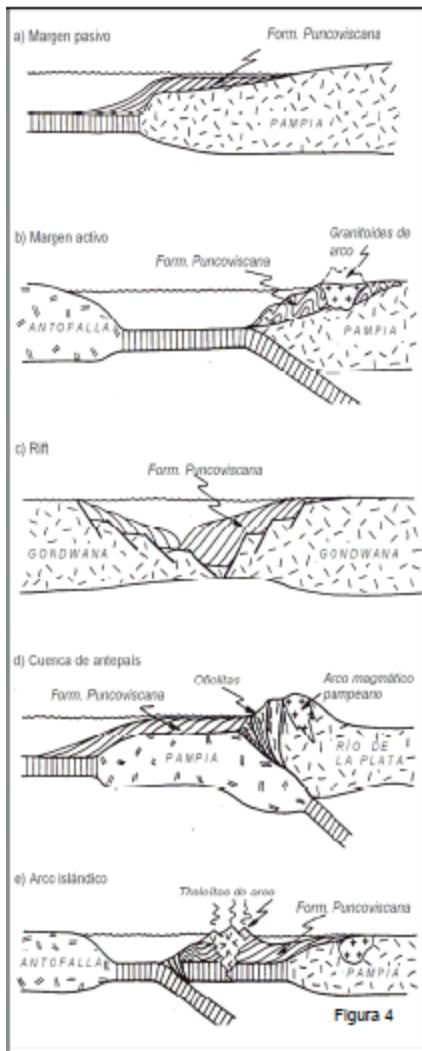


Figura 4

NOROESTE ARGENTINO

La potente secuencia de turbiditas de la Formación Puncoviscana definida por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria, ha sido plegada e incipientemente metamorfizada durante el Proterozoico superior a Cámbrico basal. La edad de estas rocas se basan en una rica icnofauna conocida en diversas localidades del noroeste argentino y descrita por Aceñolaza (1978), Aceñolaza y Durán (1982) y Aceñolaza et al. (1999). Estas rocas se hallan intruidas por los batolitos de Santa Victoria y La Quesera. En esta última localidad ha sido descrita la discordancia erosiva que separa a parte de estas rocas graníticas tanto como a la Formación Puncoviscana de los depósitos cámbricos. Esta discordancia que correspondería a los movimientos tectónicos marcaría la culminación del ciclo pampeano en el noroeste argentino (Omarini, 1983; Salfity et al., 1984 a) y sería responsable del metamorfismo de muy bajo a bajo grado y en las regiones más internas han sido descritas lavas almohadilladas en esta unidad (Omarini et al., 1993), que en otras localidades habían sido interpretadas como volcanismo de intraplaca oceánica por su carácter alcalino (Coira et al., 1990). Nuevos análisis geoquímicos de diversas localidades en rocas basálticas de esta unidad han llevado a reconocer tres grupos de rocas basálticas de afinidades oceánicas: uno alcalino, otro transicional y un tercero toleítico (Omarini et al., 1999a).

No hay acuerdo con respecto al ambiente tectónico entre los distintos autores que estudiaron la faja de Puncoviscana, que se corresponde con los depósitos marinos formados durante el ciclo pampeano, que se desarrollaron en la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y en el sector norte de

las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 4). Para algunos autores como Omarini y Sureda (1993) estos depósitos turbidíticos se habrían originado en el Proterozoico como un sistema de rift, que llega a producir corteza oceánica y que posteriormente activa una zona de subducción (Omarini et al., 1999b). Para Jezek et al. (1985) es una cuenca intracratónica o un margen pasivo dado el predominio de paleocorrientes procedentes del sector oriental (Figura 4). Otros autores como Kraemer et al. (1995) y Keppie y Bahlburg (1999) interpretaron a estos depósitos como pertenecientes a una cuenca de antepaís donde las secuencias turbidíticas se habrían formado como resultado de la colisión del terreno de Pampia con el cratón del Río de La Plata.

Otra alternativa posible sería interpretar a la deformación tilcárica como resultado de la colisión entre el terreno parautoctono de Arequipa-Antofalla y el protomargen del Gondwana, elaborado sobre el terreno de Pampia en el Cámbrico basal (Ramos, 1988a; Omarini et al., 1999a). En esta interpretación los granitoides de La Quesera y Santa Victoria serían el testimonio de un arco magmático asociado a la subducción de la corteza oceánica por debajo de Pampia, en forma previa a la colisión y cierre de la cuenca oceánica.

Dependiendo de la edad de la colisión entre los terrenos de Pampia y Córdoba, la Formación Puncoviscana podría corresponder a los depósitos de cuenca de antepaís, si esta colisión fuera más antigua que 535 Ma.

Esta colisión sería responsable del metamorfismo regional generalizado en la región noroeste de Argentina y norte de Chile, que fuera definida como una extensa faja móvil por Lucassen y Franz (1996); Lucassen et al. (1996, 1999) y Becchio et al. (1999). De acuerdo a estos autores las características del basamento a ambos lados de la sutura indicarían que los bloques corticales tendrían igual composición, lo que reafirmaría el carácter parautoctono del terreno de Arequipa-Antofalla (Ramos y Basei, 1997b).

CICLO FAMATINIANO

Este ciclo definido por Aceñolaza y Toselli (1976) correspondería a una serie de eventos orogénicos que afectaron el sector norte y central de Argentina durante el Paleozoico inferior y que llevó a la consolidación tectónica de la región pampeana. Para su descripción se pueden reconocer tres áreas de diferente comportamiento tectónico, el noroeste argentino, la región de Precordillera-Sierras Pampeanas y la región patagónica.

NOROESTE ARGENTINO

Este sector registra a partir del Cámbrico medio a superior el desarrollo de una cuña clástica basal formada por las ortocuarcitas del Grupo Mesón (Turner, 1960). Estos depósitos, confinados a la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y al sector más oriental de la Puna, preceden a los depósitos del Ordovícico inferior a medio de la Formación Santa Rosita y unidades equivalentes. Estos depósitos en conjunto marcan el desarrollo de una plataforma clástica que coincide a estas latitudes con el protomargen del Gondwana Occidental.

En el sector más occidental de la Puna las rocas del Ordovícico inferior a medio son cubiertas por potentes secuencias clásticas de edad llandeilliana-caradociana, datadas por lo graptolites de la sierra de Lina (Ramos, 1972). Estas rocas han sido interpretadas como depósitos de una cuenca de antepaís por Bahlburg (1990) y Bahlburg y Hervé (1997), formada por la colisión del bloque parautoctono de **Arequipa-Antofalla** y el bloque cratonizado de **Pampia**. Esta deformación fue datada en aproximadamente 465 Ma y asignada a la fase guandacólica por Salfity et al. (1984 b) y Bahlburg (1990).

El sector occidental de la Puna, tanto en territorio argentino como chileno, presenta una faja de rocas volcánicas y granitoides conocidos como la faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al., 1987; Niemeyer, 1989). La petrología y geoquímica de estas rocas ha sido descritas por Coira et al. (1999 a y b) como pertenecientes a un típico arco magmático. Estas secuencias tanto clásticas como volcánicas y las piroclastitas asociadas han sido intensamente deformadas en el Ordovícico superior por la orogenia de los movimientos oclóyicos (Turner y Méndez, 1975).

Estos eventos magmáticos y las deformaciones correspondientes han sido interpretados por Coira et al. (1999 a y b) y han propuesto que el arco magmático de la Puna occidental podría corresponder a subducción, mientras que el oriental sería más complejo, pudiendo corresponder a

volcanismo de ambiente de trasarco (Damm et al. 1990).

La orogenia oclóyica (Ramos, 1986) que llevaría a la primera estructuración importante de los depósitos ordovícicos produciría el levantamiento de la Protopuna (Bonarelli, 1913- 15; Salfity et al., 1984 b) y la importante discordancia que separa a estas unidades de los depósitos silúricos en el borde occidental de la Puna (Aceñolaza et al., 1972).

Como resultado del levantamiento de la Protopuna se generaron dos cuencas de antepaís, una periférica y otra de retroarco. La primera está representada por los depósitos siluro-devónicos que desde el Salar del Rincón se extienden al norte de Chile (Palma e Irigoyen, 1987). La segunda se desarrolla mediante la estructuración y levantamiento de la Protopuna y el sector más occidental de la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy. En esta cuenca siluro-devónica de antepaís se depositan más de 5.000 m de sedimentos correspondientes a tres secuencias progradantes descritas por Starck et al. (1993). Figura 5

PRECORDILLERA-SIERRAS PAMPEANAS

Los depósitos calcáreos de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, constituyeron una plataforma carbonática cuyo basamento integra junto con el bloque de San Rafael lo que se conoce actualmente como terreno de **Cuyania** (Ramos et al., 1996 a; Astini et al., 1996). Este terreno habría separado del continente de **Laurentia** durante el Cámbrico inferior (Thomas y Astini, 1996), como lo atestiguan sus datos faunísticos (Borrello, 1965; Benedetto y Astini, 1993; Benedetto et al., 1999); sus polos paleomagnéticos (Rapalini y Astini, 1997) y la naturaleza isotópica y geoquímica de su basamento (Kay et al., 1996). Este microcontinente de **Cuyania** se ha separado de Laurentia mediante un episodio de rifting preservado en la Precordillera riojana, donde los estratos continentales rojos y depósitos evaporíticos que anteceden los bancos carbonáticos del Cámbrico inferior portadores de Fauna de Ollenelus han sido interpretados como episodio de sinrift.

El terreno de Cuyania colisionó con el terreno de Pampia entre los 460 y 470 Ma, desarrollándose una sutura entre la sierra de Valle Fértil y la sierra de Pie de Palo. La deformación culmina durante el Ordovícico superior y el Silúrico con la primer cuenca de antepaís desarrollada entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Astini et al., 1996).

En el sector occidental de las Sierras Pampeanas se registra entre los 515 y 460 millones de años un arco magmático asociado a subducción. Este arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales, así denominado por Ramos (1988a), se diferenciaría del correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales por su edad más joven, cámbrica inferior hasta ordovícica media inclusive (Ramos, 1989 a y b).

En la evolución magmática de las Sierras Pampeanas se han podido reconocer los siguientes estadios (Figura 5) según Quenardelle y Ramos (1999).

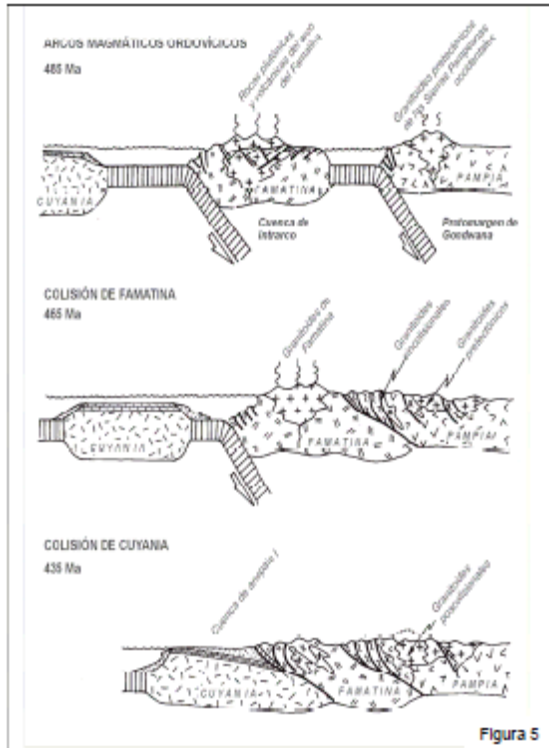


Figura 5

Cámbrico basal (545 a 518 Ma) En este período no hay evidencia de granitoides ni rocas volcánicas relacionados a subducción.

Podría corresponder a un período de colisión como fuera propuesto por Aceñolaza y Toselli (1984), en el sector más oriental. Este período se relaciona con el desprendimiento de **Cuyania** de la región de las Ouachitas, en el sector sur (coordenadas actuales) de Laurentia y el inicio de su deriva hacia Gondwana durante el Cámbrico inferior (Astini et al., 1995, 1996).

Cámbrico inferior tardío a Ordovícico temprano (515 a 470 Ma)

En este período se inicia la subducción en el protomargen de Gondwana y el consecuente magmatismo de arco, evidenciado por los granitoides de arco descritos en la sierra de Chango Real por Lazarte (1987, 1991 y 1992). Este magmatismo se halla bien representado en las sierras de Capillitas, Fiambalá, Ancasti, Ambato, Velasco y en las sierras de Los Llanos (Pankhurst et al., 1998; Quenardelle y Ramos, 1999) en el sector occidental de las Sierras Pampeanas.

Ordovícico medio a tardío (470 a 450 Ma)

En este período se desarrollan granitoides sincolisionales emplazados en forma sincrónica con el inicio de la colisión y el anegamiento (*drowning*) de la plataforma carbonática de la Precordillera asociado a extensión flexural (Astini et al., 1995, 1996).

El arco magmático occidental cesaría aproximadamente a los 465 Ma dando lugar a granitossincolisionales y a una intensa deformación asignada a los movimientos oclóyicos. Esta orogenia

oclóyica pliega también a los depósitos cambro-ordovícicos de la cuenca chacoparanense.

El sector noroccidental de las Sierras Pampeanas ha tenido una evolución más compleja, como se desprende del desarrollo del terreno de **Famatina** (Aceñolaza et al., 1996). Éste ha sido interpretado como un terreno siálico independiente de las Sierras Pampeanas (Pérez et al., 1991; Ramos y Vujovich, 1993), donde se ha desarrollado un arco magmático representado por granitoides y rocas volcánicas (Toselli et al., 1996), asociados a ambientes sedimentarios de intrarco desarrollados bajo regímenes extensionales (Mángano, 1993). Este terreno sería así un bloque parautoctono de Gondwana, desprendido del mismo y que colisionó aproximadamente entre los 460 y 470 Ma con el protomargen de Gondwana.

Para algunos autores el Famatina sería parte de este margen y su arco magmático sería parte del de las Sierras Pampeanas occidentales (Pankhurst et al., 1998).

Ordovícico tardío a Devónico tardío

Este período se caracteriza por un intenso magmatismo anorogénico que afectó gran parte de las Sierras Pampeanas y que se halla bien expuesto en la sierra de San Luis. Durante el Silúrico y Devónico en las Sierras Pampeanas se registra un magmatismo poscolisional y anorogénico que ha sido ampliamente estudiado en las sierras de San Luis y Córdoba (Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1998). Este magmatismo ha sido datado como principalmente Devónico en la sierra de San Luis.

Estos granitos llevaron a la cratonización y posterior levantamiento del área, que se asocia a la colisión del terreno de **Chilenia** sobre el margen occidental de Cuyania. Los conglomerados yestratos rojos continentales de Paganzo se apoyan sobre este basamento cristalino polideformado.

En la Precordillera este intervalo está marcado por la colisión y amalgamamiento de Chilenia a partir del Devónico basal. Está asociado al desarrollo de la cuenca de antepaís devónica media superior de la Formación Punta Negra y a la deformación póstuma y levantamiento del basamento de la sierra de Pie de Palo (Ramos et al., 1996 a).

REGIÓN PATAGÓNICA

En el sector sur del país los movimientos chánicos están representados por la discordancia que separa los estratos devónicos de la Formación Lolén de los carboníferos del Grupo Pillahuincó en la región de la sierra de La Ventana.

En la Patagonia estos movimientos son responsables de la deformación de la Formación Sierra Grande, en forma previa a las intrusiones graníticas neopaleozoicas (Ramos y Cortés, 1984).

En el sector sudoeste del Macizo de Somun Cura, una importante deformación asociada al emplazamiento de granitos ordovícicos separa a este basamento de granitos poscolisionales más jóvenes (Dalla Salda et al., 1994).

Recientes dataciones U/Pb de granitoides del Macizo del Deseado han reconocido circones con edades de 424, 454 y 472 Ma (Ordovícico medio a Silúrico en diques de la región de Tres Hermanas). Algunas rocas tonalíticas arrojaron edades entre 407 y 402 Ma (Devónico).

Algunos autores asignaron al ciclo Famatiniano la colisión y amalgamamiento de los macizos de Somun Cura y el Deseado, a través de una sutura de rumbo noroeste que se halla en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989).

CICLO GONDWÁNICO

Este ciclo está representado por un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del borde pacífico de la Cordillera de los Andes (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989). Este orógeno ha sido activo como tal hasta la parte media del Pérmico, donde posiblemente una disminución de la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional generalizado, que caracterizó al Pérmico tardío y al Triásico.

CUENCAS SEDIMENTARIAS

Asociado a la evolución orogénica se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias de retroarco a lo largo del margen pacífico y en la región cratónica interna cuencas extensionales o trastensionales.

La cuenca de Tarija con amplio desarrollo en el noroeste argentino, ha sido interpretada como una cuenca de antepaís cuya subsidencia ha sido originada por la deformación asociada a los movimientos chánicos (Starck, 1995 y 1999). El relleno sedimentario de esta cuenca con casi 2.500 m de espesor, está caracterizado por una serie de unidades comprendidas en los Grupos Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, que se caracterizan en sus niveles basales y medios por la abundante presencia de sedimentitas glaciares. La secuencia culmina con la ingresión marina de edad pérmica correspondiente a la Formación Vitiacua. Su evolución tectónica indica bajas tasas promedio de subsidencia que no sobrepasan los 0,016 mm/a, coherentes con una posición distal al tectonismo compresivo que le dio origen (Starck, 1999).

En el sector central del país se reconoce la cuenca de Río Blanco y Calingasta-Uspallata, en las provincias de La Rioja, Mendoza y San Juan (López Gamundí et al., 1987, 1994). Esta cuenca ha

sido interpretada por Ramos et al. (1984, 1986) como una cuenca de retroarco formada por la colisión

del terreno de **Chilenia**. En esta interpretación esta cuenca se habría originado como una cuenca de antepaís ante la carga tectónica y deformación flexural originada durante la orogenia chánica. El sector sur de la cuenca Calingasta-Uspallata se relaciona con la cuenca de San Rafael, del centro sur de Mendoza (Espejo, 1990). En ésta se observa la marcada discordancia angular entre los depósitos eopaleozoicos y los carboníferos, atribuida a la fase chánica.

En la región de las sierras de la Ventana en el sur de Buenos Aires se identifica otra cuenca, conocida como la antefosa de Claromecó (Ramos, 1984). Esta cuenca de antepaís formada por carga tectónica ante el apilamiento producido por los corrimientos que se iniciaron con la fase chánica y culminaron con la fase sanrafaélica durante la depositación sinorogénica de la Formación Las Tunas (López Gamundi et al., 1995).

En el sector patagónico se desarrolló la cuenca de Tepuel-Genoa, la que también está representada por importantes niveles glaciarios y que presenta uno de los registros más completos del Carbonífero con sus casi 4.000 m de espesor (Andreis et al., 1987). Esta cuenca ha sido interpretada como una cuenca de trasarco por Ramos (1983), en cuyo eje se habrían emplazado cuerpos gábricos (Franchi y Page, 1980) durante el atenuamiento cortical de la cuenca. Hacia el sur esta cuenca presenta en la Cordillera Patagónica Austral extensos afloramientos de secuencias turbidíticas devónicas a carboníferas que han sido interpretadas como depósitos progradados al margen continental en forma periférica al macizo del Deseado (Ramos, 1983; Uliana et al., 1986).

El sector central del país presenta el desarrollo de una serie de cuencas extensionales o trastensionales cuyo relleno está caracterizado por el Grupo Paganzo (Salfity y Gorustovich, 1984). Esta cuenca presenta una limitada actividad magmática representada por basaltos alcalinos.

Parcialmente asociada a esta cuenca se encuentra la cuenca neopaleozoica chacoparanense, controlada por mecanismos extensionales (Pezzi y Mozetic, 1989).

ACTIVIDAD MAGMÁTICA

Este ciclo está caracterizado por una intensa actividad magmática, en la que se distinguen importantes episodios volcánicos y plutónicos. En el sector norte y central del país, el ciclo gondwánico está representado por las rocas aflorantes en la Cordillera Frontal, que se extienden hacia el norte hasta el Paso de San Francisco, pasando luego a territorio chileno (Caminos, 1979; Llambías y Sato, 1990; Poma y Zappettini, 1999).

Las rocas **volcánicas** de este ciclo tienen amplia distribución y han sido reunidas en el Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Stipanovic et al., 1968). El amplio predominio de volcanitas y depósitos piroclásticos de composición riolítica en sus términos superiores, llevó a considerar a estas rocas eruptivas como asociadas exclusivamente a fenómenos extensionales (Zeil, 1981). Sin embargo, en las rocas volcánicas neopaleozoicas hasta triásicas inclusive, se reconocen en su sección basal rocas de netas afinidades orogénicas. En algunos sectores, como en el cordón del Portillo, la secuencia se inicia con rocas básicas asociadas a un arco magmático de naturaleza tholeítica (Poma y Ramos, 1984). A estas rocas le siguen importantes secuencias de andesitas y dacitas expuestas en la Cordillera del Tigre, en el valle del río Mendoza, en el cordón del Portillo y en diversos sectores del sur de Mendoza y norte de Neuquén. Estas rocas fueron interpretadas como de naturaleza orogénica (Coira y Koukharsky, 1976; Kay et al., 1989).

Las rocas riolíticas con las que culmina el Grupo Choiyoi están asociadas a secuencias clásticas y carbonáticas. En estas rocas ha sido posible detectar el desarrollo de sistemas extensionales de rift en la Cordillera Frontal de San Juan (Rodríguez Fernández et al., 1995).

Las rocas volcánicas están asociadas a una importante actividad **plutónica**. Estos granitoides se extienden desde el sur de Catamarca, por la parte occidental de La Rioja (Poma y Zappettini, 1999), donde están ampliamente representados, en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza (Caminos, 1979). En la provincia de Neuquén se conocen en la Cordillera del Viento, en el subsuelo y en afloramientos aislados como el cerro Granito. Granitoides del ciclo Gondwánico se conocen en el macizo de Somun Curá (Llambías et al., 1984). Estos han sido interpretados como de arco magmático por Rapela y Caminos (1987), mientras que para otros autores serían poscolisionales (Ramos, 1984).

En la Cordillera Fueguina, en especial en su sector más oriental, se observan metamorfitas de bajo grado en facies equivalentes a las que asoman a lo largo de la Cordillera Patagónica, asignadas al Paleozoico superior (Caminos et al., 1981).

LOS RIFT TRIÁSICOS

Extensas áreas del basamento andino y regiones adyacentes han sido sometidas a un importante régimen extensional durante el Triásico (Charrier, 1979). Estas áreas extensionales se desarrollan principalmente en forma periférica al núcleo cratónico central amalgamado durante las orogenias paleozoicas. Así definido coincidiría geográficamente, con el cratógeno central propuesto por Braccini (1960), pero con un período de consolidación más joven, resultado de la orogenia gondwánica.

Las provincias riolíticas como la correspondiente al Grupo Choyoi anteceden y son concomitantes a conspicuos períodos de rifting en el sector central de Argentina durante el Triásico medio a superior (Ramos y Kay, 1991). El desarrollo de estas cuencas de rift estuvo directamente vinculado a la existencia de importantes líneas de debilidad previa, correspondiendo a típicos rift episuturales, que se emplazaron por lo general en el labio superior de antiguas suturas paleozoicas.

Las cuencas están concentradas a lo largo del margen del basamento cristalino precámbrico, que actuó como una región cratónica estable, que limitó la extensión triásica. En casi todas estas cuencas de rift han podido identificarse coladas de basaltos alcalinos de intraplaca (Ramos y Kay, 1991) asociados a las fases de sinrift, que sólo localmente se vinculan a magmatismo bimodal (Álvarez y Ramos, 1999).

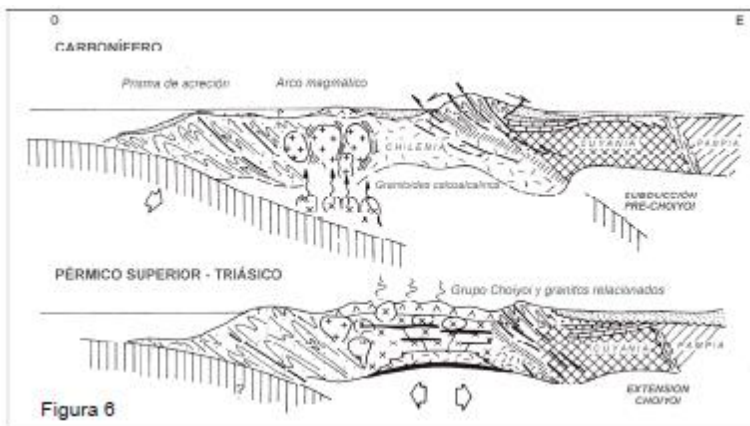


Figura 6