



UNIVERSIDAD NACIONAL DE JUJUY

FACULTAD DE INGENIERÍA

LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Cátedra: GEOLOGÍA REGIONAL

Profesor Adjunto: Eduardo Patricio Herrera Oviedo

CICLO PATAGONÍDICO

Este ciclo de deformación orogénica acaecido en el Cretácico y definido como tal por Keidel (1921) tiene su máxima expresión en la Cordillera Fuegoina (Caminos et al., 1981) y en la región insular adyacente al este del cabo de Hornos (Ramos et al., 1986). Se inicia con la extensión asociada a la apertura del Atlántico Sur y culmina con el cierre de la cuenca oceánica de trasarco en la base del Cretácico superior a esas latitudes.

En la Cordillera Patagónica, tanto en sus segmentos septentrional como austral, el ciclo patagonídico está representado por la deformación asociada al emplazamiento del Batolito Patagónico que tuvo su clímax alrededor de los 98 ± 4 Ma (Ramos et al., 1982).

ÁREAS CRATÓNICAS

Ciclo extensional jurásico

En la región de Cuyo está representado principalmente por secuencias de subsidencia térmica presentes en varias cuencas, como los depocentros de La Valenciana (Manceda y Figueroa, 1995), del río Colina (Álvarez et al., 1997) y en la región del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999). Si bien estos sistemas de rift comenzaron en el Triásico cuando alcanzaron su mayor desarrollo los depósitos de sinrift, muchos de ellos tienen importantes reactivaciones extensionales ya sea en el Jurásico inferior o medio.

En la Patagonia extra-andina este ciclo extensional está asociado al desarrollo de un importante plateau riolítico extensional, que se conoce como la **provincia riolítica de Chon Aike** (Kay et al., 1989; Pankhurst y Rapela, 1993, 1995) y por depocentros liásicos en la región extraandina de Chubut y Santa Cruz y en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. A estas cuencas liásicas, interpretadas en la región pre-andina como cuencas de intrarco (Ramos, 1983), se asocia un importante volcanismo dacítico a andesítico correspondiente al Grupo Lonco Trapial (Clavijo, 1986).

En el sector central de la Patagonia y con un marcado rumbo noroeste se desarrolla la cuenca de Cañadón Asfalto de edad jurásica media a superior. Estas cuencas se corresponden a hemigrábenes extensionales rellenos por secuencias clásticas y volcanoclásticas, que culminan con importantes episodios lacustres (Figari y Courtade, 1993).

Ciclo extensional cretácico

En forma concomitante con el desarrollo de una zona de subducción tipo Marianas (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989), cuyo arco magmático estuvo sometido a importantes eventos extensionales, la región de retroarco fue controlada por procesos extensionales de amplia distribución a lo largo del arco magmático. Este sistema extensional estuvo estrechamente ligado a la apertura del Atlántico Sur, precedida por los importantes sistemas de rift triásicos hasta Jurásico inclusive.

La extensión patagónica se observa en primer lugar en las cuencas aulacogénicas del Colorado y el Salado en la plataforma continental (Introcaso y Ramos, 1984), tanto como en los sistemas de hemigrábenes ampliamente desarrollados en forma conjugada con el margen (Ramos, 1996a). Los sistemas de rift se propagan hacia el noroeste argentino, desarrollando una importante zona de ruptura sobre el margen occidental del cratón del Río de La Plata (Uliana et al., 1989) identificada como el sistema de rift pampeano central, que engranaría hacia el norte con la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994). Hacia el oeste del sistema pampeano central, a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, los rift triásicos previos han sido reactivados durante el Cretácico.

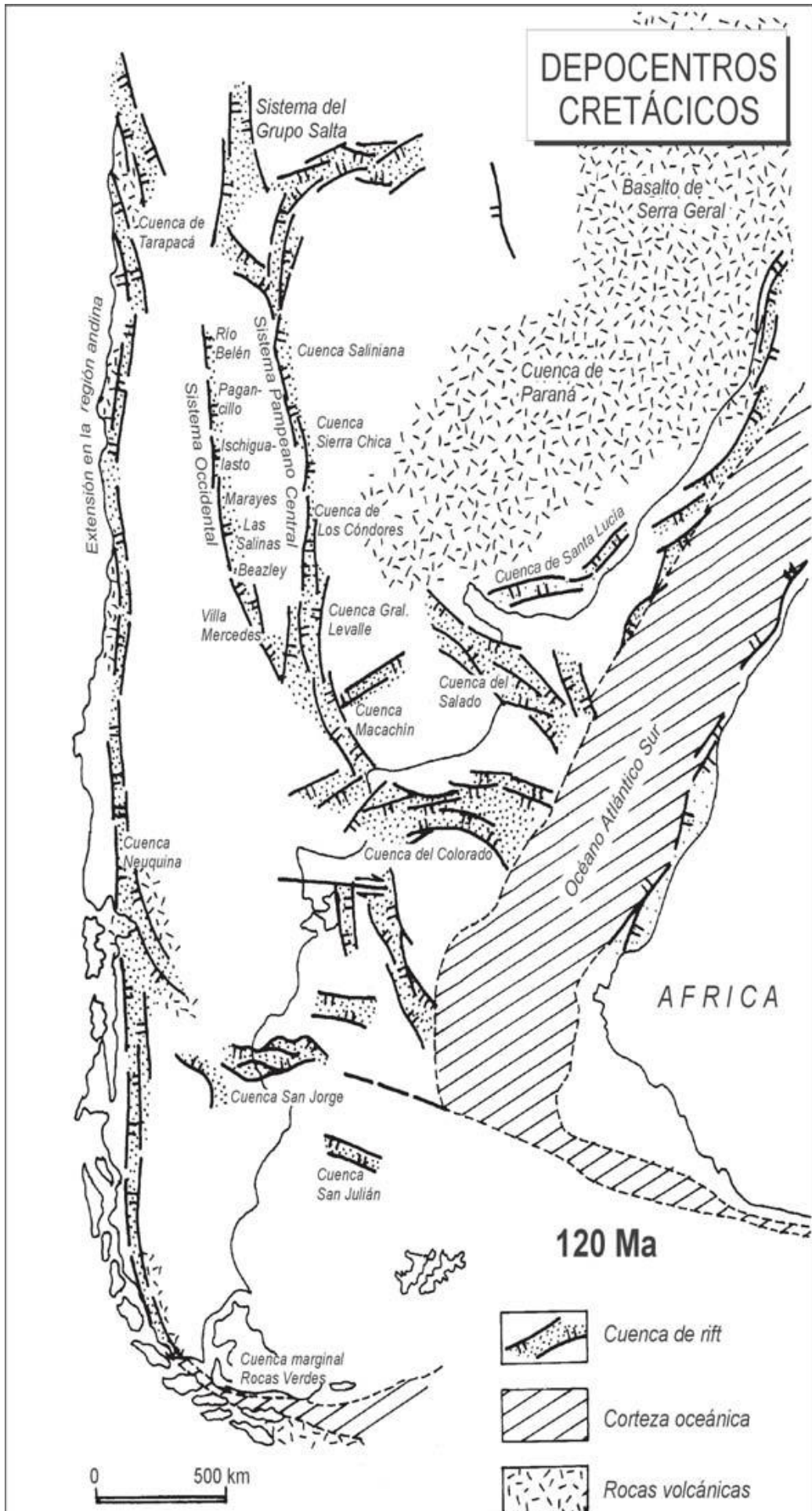


Figura 7

En estas cuencas se implanta un segundo ciclo de sinrift, de menor desarrollo que el anterior. En conjunto marcan un rosario de cuencas de rift de rumbo nor-noroeste que corresponden a depocentros más someros y subparalelos al sistema pampeano central, que definen el sistema occidental de rift cretácicos (Rossello y Mozetic, 1999). Los sistemas extensionales más desarrollados comprenden a la cuenca de Paraná, con importantes efusiones basálticas asociadas probablemente a un punto caliente, responsable de más de un millón de kilómetros cuadrados de efusiones de **basaltos tholeíticos** derramados entre los 125 y 130 Ma.

Hacia el oeste, predominan los basaltos alcalinos y peralcalinos, con mucho menor volumen y reducida extensión areal. A este evento pertenecen las diferentes subcuencas de rift representadas en el Grupo Salta (Bianucci y Homovc, 1982; Salfity, 1982). Su desarrollo se halla asociado a importantes eventos distensivos que son controlados por antiguas zonas de debilidad cortical, como ha sido propuesto mediante el reconocimiento de sus cizallas maestras (Comínguez y Ramos, 1995; Cristallini et al., 1997).

En el sector de la Puna oriental y la región de la Cordillera Oriental adyacente, estos eventos extensionales están asociados al emplazamiento de granitoides de intraplaca (Galliski y Viramonte, 1988) y a carbonatitas de reducida extensión areal (Zappettini, 1990). Si bien no hay buenas edades de estos eventos magmáticos, los mismos se habrían emplazado entre el Jurásico más superior y el Cretácico inferior (Linares y Latorre, 1975).

En el sector patagónico se desarrolla una serie de cuencas extensionales entre las que sedestacan el rift de Cañadón Asfalto en el Jurásico medio a superior (Figari y Courtade, 1993), el rift transversal al margen de la cuenca del Golfo de San Jorge (Fitzgerald et al., 1990) y el engolfamiento de río Mayo (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981).

ÁREAS OROGÉNICAS

La región cordillerana registra la transición de la etapa extensional a la compresiva durante el Cretácico medio. El inicio de una activa subducción ocurre en los Andes Centrales a los aproximadamente 170 Ma, cuando los sistemas extensionales previos a lo largo del eje de la Cordillera Principal dejan de ser activos, para iniciar una etapa de subsidencia térmica, como se observa en el rift del Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999).

El fallamiento extensional activo se traslada a cuencas de intrarco, desarrolladas principalmente en territorio chileno (Charrier, 1984; Ramos, 1985), entrando sólo localmente en territorio argentino. Dada la naturaleza irregular del límite internacional el área orogénica activa aparece indistintamente tanto en el sector chileno como el argentino. Al sur de la provincia de La Rioja se preserva en el sector argentino principalmente el arco volcánico externo interdigitado con los depósitos marinos de retroarco (Cristallini y Ramos, 1996, Aguirre-Urreta y Lo Forte, 1996). El arco volcánico externo está caracterizado por una potente secuencia volcánica cretácica.

El sector donde mejor está expuesta la cuenca de intrarco es la región de los lagos Fontana y La Plata, donde se observa el interdigitamiento de las secuencias marinas titoneocomianas tanto con el arco volcánico interno como el externo (Ramos y Palma, 1983). El arco interno está formado principalmente por rocas andesíticas y basálticas, menos evolucionadas, que en sectores presentan lavas almohadilladas. Este sector contrasta con la naturaleza bimodal del arco externo, que está formado principalmente por rocas riolíticas y dacíticas con escasas andesitas, que culminan con basaltos.

En los Andes Fueguinos la extensión continúa hasta la apertura de la cuenca marginal de trasarco, que desarrolla corteza oceánica y es conocida como la cuenca marginal de «Rocas Verdes» (Dalziel et al., 1974). El cierre de esta cuenca se produjo en el Cretácico superior temprano. En el Cretácico medio, aproximadamente a los 115 Ma, se pasa a un sistema netamente continental, donde las secuencias volcánicas predominantemente andesíticas se interdigitan con depósitos clásticos de ambientes de pie de monte o fluviales proximales (Cristallini et al., 1995). En los sectores más australes se observa la inversión tectónica que caracteriza la evolución cretácica superior, en especial en la provincia de Neuquén, en sectores de las Cordillera Patagónica y en el sector de la Cordillera Fueguina.

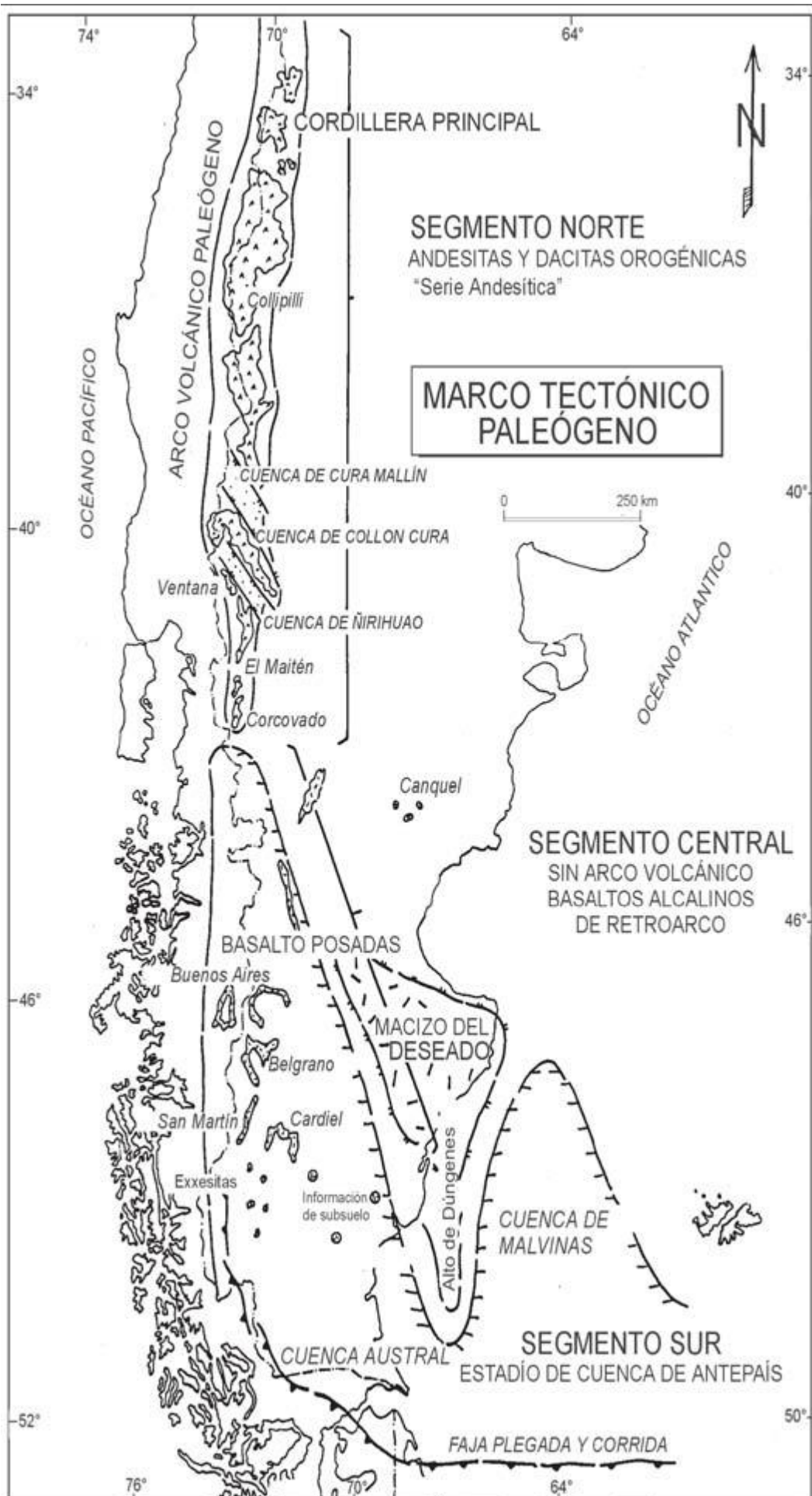


Figura 8

CICLO ÁNDICO

La evolución del ciclo Ándico puede ser dividida en dos estadios diferentes con características propias: un **subciclo paleógeno**, que alcanza su máxima expresión con los *movimientos incaicos* (Steinmann, 1919) y un **subciclo neógeno** con sus movimientos principales asociados a los *movimientos quechuas* en el sentido de Ramos et al. (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987).

SUBCICLO PALEÓGENO

Este subciclo está representado en la *Puna Salteña* por asociaciones volcánicas de edad eocena a oligocena inferior, que se conocen al oeste del salar de Arizaro, próximo al límite con Chile (Zapettini et al., 1997). Asociados a este ciclo volcánico se desarrollan en la cuenca terciaria de Arizaro depocentros intermontanos, cuyos mecanismos de subsidencia no son bien conocidos.

Podrían corresponder a fenómenos extensionales, como los que se conocen a estas latitudes en territorio chileno (Cornejo y Mpodozis, 1997). El arco magmático se encuentra entre el valle longitudinal y la vertiente chilena de la Cordillera Occidental.

A este subciclo se asocia en el sector sur de Mendoza y oeste de Neuquén, una serie de depósitos sinorogénicos y diversos centros volcánicos e intrusivos de edad eocena.

Estas rocas ígneas permiten definir un arco magmático que desde los 36°S de latitud ingresa en territorio argentino en el norte de Neuquén (Figura 8). Este arco magmático se continúa hasta la latitud de Corcovado, en la provincia de Chubut (aproximadamente 43°30'S) donde desaparece. Este arco volcánico alcanza un extenso desarrollo a la latitud de Bariloche (Feruglio, 1941; Ramos, 1982). Este arco volcánico está asociado a las cuencas de Collón-Cura y Ñirehuao, donde potentes rellenos continentales se interdigitan con depósitos marinos correspondientes a la única transgresión pacífica registrada durante el Cenozoico en territorio argentino (Ramos, 1982).

El sector de la Cordillera Fueguina, es el único que en territorio argentino tiene bien representada la deformación incaica (Yrigoyen, 1962), como ha sido demostrado en el subsuelo de la cuenca de Malvinas por Galeazzi (1996). Estos movimientos incaicos a fines del Eoceno son responsables del inicio de la cuenca de antepaís en la Cordillera Fueguina y de la discordancia observada entre las secuencias eocenas y las oligomiocenas (Codignotto y Malumián, 1981; Olivero y Malumián, 1999).

El subciclo paleógeno culmina con un período de baja velocidad de convergencia y que a la vez está asociada a un importante componente de subducción oblicua. En territorio chileno produce una importante transcurrencia en el sistema de fallas de Domeyko y en territorio argentino esta transcurrencia puede estar asociada a los movimientos que se registran en el lineamiento El Toro-Olacapato, responsable del emplazamiento del Granito de Acay (Llambías et al., 1986).

En el sector neuquino, con posterioridad al Eoceno, la migración del arco magmático hacia el sector chileno produce un régimen extensional que marcaría la inyección de las cuencas de Cura Mallín, Collón-Cura y Ñirehuao y posiblemente el relleno inicial del graben de Loncopué (Ramos, 1977). En la Patagonia extra-andina se desarrolla durante el Oligoceno un importante volcanismo de intraplaca de composición basáltica (Ardolino, 1981; Kay et al., 1993). Este volcanismo tiene características petrológicas y geoquímicas afines a un punto caliente, presentando grandes afinidades con el volcanismo de intraplaca oceánico de Hawaii (Kay et al., 1999b).

SUBCICLO NEÓGENO

Los procesos tectónicos asociados a este subciclo son variados y dependen del marco tectónico de cada segmento analizado. Este marco tectónico en el Neógeno estuvo controlado por la segmentación de los Andes (Figura 9) propuesta por Isacks et al. (1982) y Jordan et al. (1983), como resultado de la subducción de una dorsal asísmica como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene et al., 1997) durante el Mioceno medio. Superpuesta a esta segmentación, se observa una paulatina disminución del acortamiento orogénico, sobre la base de las raíces corticales del orógeno.

Segmento Norte (22°-26°S)

En el segmento correspondiente a la Puna, hasta aproximadamente los 26°S de latitud, se registraron importantes cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff. Por ejemplo, durante el Mioceno inferior se inicia un ciclo de progresiva disminución de la inclinación de la zona de subducción, que fue acompañada por una importante expansión del arco magmático mioceno hacia el antepaís (Kay et al., 1999a). Esta expansión no se produjo en forma homogénea sino que estuvo concentrada a lo largo de corredores preferenciales, que controlaron el volcanismo en la región de retroarco (Salfity et al., 1984c). Estos corredores definieron lineamientos específicos donde la actividad volcánica estuvo caracterizada por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas, domos volcánicos y otros cuerpos subvolcánicos. Esta expansión hacia el antepaís ha quedado registrada en los lineamientos Coranzuli-Lipes, El Toro-Olacapato y Arizaro, entre otros. Durante el Mioceno superior se registra una etapa de alta efusividad con el desarrollo de importantes calderas de colapso de grandes dimensiones y volcanismo riolítico (Coira et al., 1994). Este importante volcanismo ácido ha sido interpretado por Kay et al. (1999a) como el resultado de un incremento en el ángulo de subducción, en parte asociado a una delaminación litosférica y a una migración hacia la trinchera del arco magmático a partir del Plioceno.

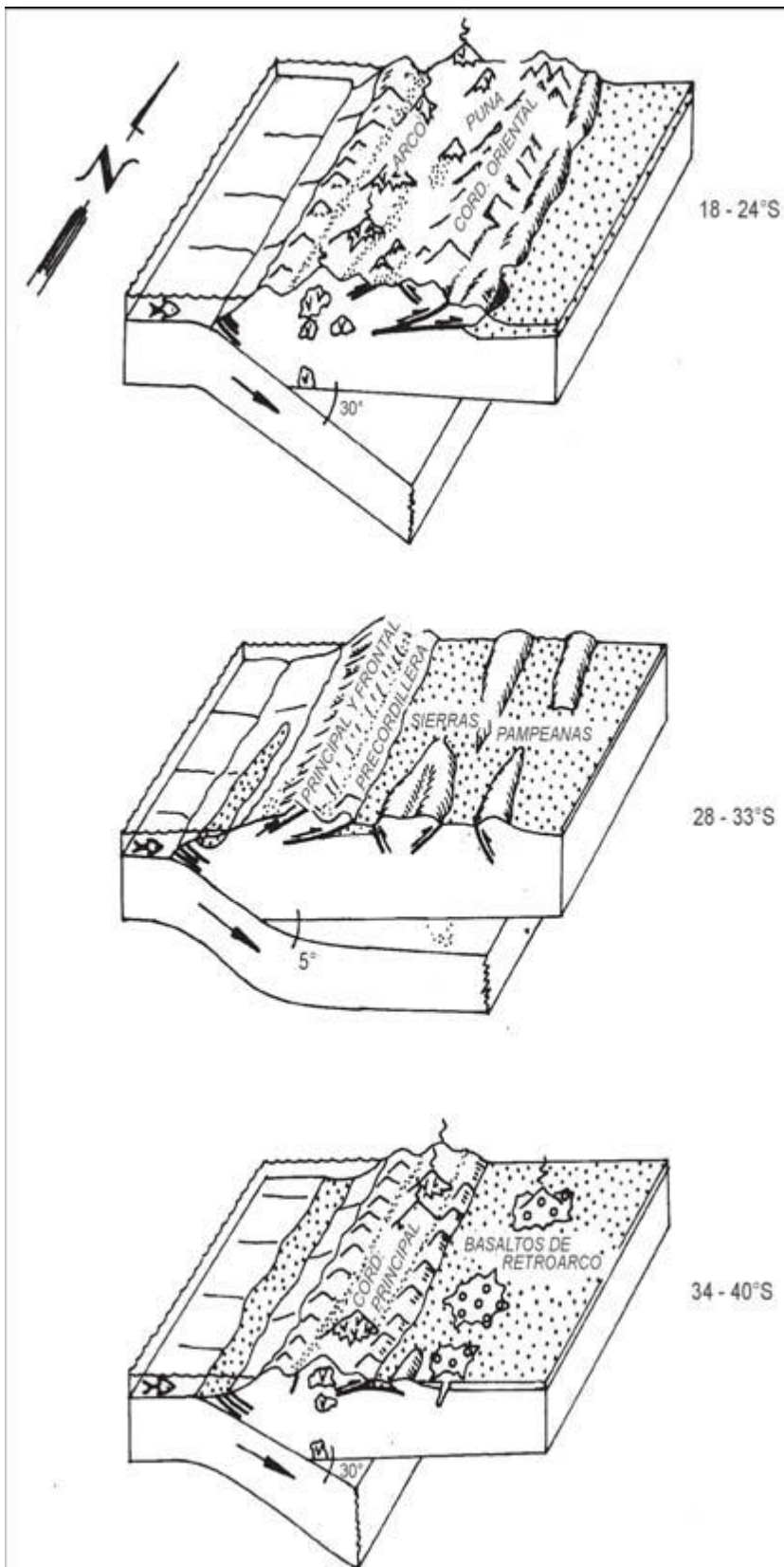


Figura 9

El arco magmático del Cenozoico superior se desarrolla casi exclusivamente a lo largo de la Cordillera Occidental, la que a estas latitudes se ubica preferentemente en territorio chileno. En esta cordillera, volcanes activos como el Lászar, presentan importantes reactivaciones en forma intermitente.

La expansión del volcanismo hacia el antepaís durante el Mioceno estuvo acompañada de una migración del frente de corrimientos y las sucesivas cuencas de antepaís así formadas. Esta migración tuvo lugar desde los sectores más internos, cercanos al límite con Chile hasta abarcar el levantamiento de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario inclusive.

La transgresión marina paranense, que cubrió gran parte de las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental permite establecer el levantamiento de la Puna con anterioridad al Mioceno superior (Ramos y Alonso, 1995).

La estructuración de las distintas unidades geológicas estuvo fuertemente controlada por la geometría previa de la corteza.

Aquellas áreas como la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas al norte de los 24°-25°S, fueron deformadas como típicas fajas epidérmicas en el sector más oriental, que despegadas en los depósitos silúricos y devónicos formaron típicas fajas corridas epidérmicas (*thin-skinned fold and thrust belts*).

Hacia el sector occidental, la Cordillera Oriental tuvo sus niveles de despegue controlados por interfases frágiles y dúctiles desarrolladas en el sector interno por un aumento del gradiente térmico asociado a una mayor cercanía al arco magmático. Como resultado de esta importante deformación se observa en este sector un acortamiento orogénico superior a los 320 km (Schmitz, 1993; Kley, 1999).

Cuando se analiza la tectónica activa durante el Plioceno superior y el Cuaternario se observa una amplia faja de actividad, que se extiende desde el borde oriental de la Cordillera Oriental (Salfity et al., 1984c), hasta el sector subandino (Hernández et al., 1996), existiendo estructuras de crecimiento por debajo del Chaco salteño.

Al sur de los 24°-25°S de latitud, tanto en el sector de las Sierras Subandinas como en la Cordillera Oriental, la estructuración compresiva estuvo controlada por el desarrollo previo del rift del Grupo Salta. Estas áreas muestran así interesantes fenómenos de inversión tectónica, donde el basamento se involucró en la deformación mediante la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas.

Segmento de Transición (26°-30°S)

Este segmento abarca la transición entre el segmento con un volcanismo de arco activo en el sector norte a un cese del arco magmático hacia el sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior que es cuando cesa el volcanismo (Figura 9).

La actividad volcánica se inicia en el Oligoceno superior a Mioceno inferior con un volcanismo poco evolucionado, característico de una corteza no engrosada, el que paulatinamente a través de varias fases de engrosamiento y deformación alcanza características más evolucionadas (Kay et al., 1991). El frente volcánico se ubica a lo largo de la Cordillera Principal, notándose en forma simultánea con la paulatina horizontalización de la placa oceánica, la migración de la actividad hacia la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Esta horizontalización de la placa es la responsable del levantamiento de las Sierras Pampeanas, como bloques de basamento limitados por fallas inversas que aprovechan antiguas líneas de debilidad, ya sea antiguas zonas de sutura eopaleozoicas o fallas normales mesozoicas activadas por inversión tectónica durante la deformación andica. La estructura de la cordillera a estas latitudes está controlada por inversión tectónica del fallamiento normal mesozoico. Es por ello que el basamento volcánico-plutónico permotriásico interviene en la deformación originando grandes cordones serranos, a veces con vergencia opuesta a la dirección de transporte hacia el este (Cristallini et al., 1995).

El volcanismo no migra en forma homogénea, notándose corredores o lineamientos volcánicos que concentran la máxima densidad de estratovolcanes, domos volcánicos y cuerpos intrusivos subvolcánicos. Uno de estos corredores corresponde a la faja de Vicuña-pampa-Farallón Negro, que culmina en la Cordillera de los Andes con diversos cuerpos subvolcánicos de reducidas dimensiones. La actividad volcánica del Famatina, de edad predominantemente pliocena, está controlada por la migración de este volcanismo.

Segmento Central (30°-34°S)

Este segmento abarca la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y se caracteriza por la falta de un volcanismo activo. La Cordillera Principal presenta a partir de los 32°S una faja plegada y corrida epidérmica que involucra a los sedimentos mesozoicos. El arco volcánico mioceno, que se inició hacia los 20 a 22 Ma se ubica principalmente en Chile a estas latitudes. El levantamiento y migración del frente volcánico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 Ma. Varios centros volcánicos son activos en el Mioceno medio, como lo demuestran macizos volcánicos como los de La Ramada y el Aconcagua. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad persiste en los sectores más orientales como la sierra de Pocho hasta los 4 Ma y en la sierra del Morro hasta los 1,9 Ma. Esta actividad volcánica en la sierra de San Luis, asociada a procesos de subducción persiste a 700 km al este de la trinchera oceánica.

Nuevamente el volcanismo se expande a través de lineamientos preferenciales como los de La Carolina, Tomolasta, Cerros del Rosario y El Morro entre los 10 y 1,9 Ma (Ramos et al., 1991; Sruoga et al., 1996). La estructura resultante está condicionada por la historia previa esozoica que le imprime a la Cordillera Principal diferentes estilos estructurales (Ramos et al., 1996 b).

La migración del volcanismo se asocia a un desplazamiento hacia el este del frente orogénico, con un paulatino engrosamiento de la corteza y el desarrollo de cuencas de antepaís donde se depositan los sedimentos sinorogénicos. La transgresión paranense entre los 14 y 15 Ma sirve de nivel de referencia para acotar el tiempo de levantamiento de la cordillera.

Sector Centro-Sur (34°-38°S)

La Cordillera Principal se caracteriza por el desarrollo de importantes estratovolcanes activos que constituyen el arco magmático a estas latitudes, representado entre otros por el Tupungato, el San José, etc. El frente magmático no migra como en los segmentos anteriores y se mantiene con leves oscilaciones en una posición geográfica estacionaria. Durante el Oligoceno a Mioceno inferior se ubica en la vertiente chilena de la Cordillera Principal, registrándose una escasa actividad de retroarco en territorio argentino, siendo la cordillera de Las Yaretas su mejor ejemplo. A partir de los 36°S se desarrolla un importante volcanismo básico de retroarco que alcanza un máximo desarrollo entre el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Mendoza y norte del Neuquén. El magmatismo de arco está bien evolucionado y se caracteriza por el desarrollo de extensas calderas como la del Maipo (Stern et al., 1984) y la del Atuel de notables dimensiones (González Ferrán, 1995). La cuenca de antepaís que se inicia a estas latitudes en Chile a partir del Eoceno ingresa en territorio argentino en el Mioceno inferior a medio. La estructura de la Cordillera Principal pasa nuevamente de una faja plegada y corrida epidérmica al norte, a una faja que involucra al basamento hacia el sur; la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowsky et al., 1993). Esta faja invierte tectónicamente los depocentros de rift mesozoicos (Maceda y Figueroa, 1995).

Segmento Neuquino (38°-41°S)

Este segmento tuvo la estructuración de la faja plegada y corrida del Agrio durante el Mioceno como una faja epidérmica, limitada hacia el este de la dislocación de Curacó por el Alto de los Chihuidos (Ramos, 1977). Este arco se levantó mediante inversión tectónica de sistemas extensionales mesozoicos (Vergani et al., 1995) concentrándose la sedimentación sinorogénica en la cuenca de antepaís de Añelo.

La migración del arco volcánico hacia el oeste originó el graben de Loncopué, el que no sólo concentró la sedimentación del Cenozoico superior, sino que una nueva migración del volcanismo cuaternario hacia el oeste (Muñoz y Stern, 1988) provocó una reactivación extensional en el graben de Loncopué, que es cubierto por coladas basálticas monogénicas de edad pliopleistocena. La región de retroarco que concentraba el volcanismo entre los volcanes Diamante en Mendoza y Auca Mahuida en Neuquén con el desarrollo de la Payenia, está ausente a estas latitudes. Al sur de Zapala, donde convergen el graben de Loncopué con la cuenca de Collón Cura, se observan extensos piedemontes cubiertos parcialmente por coladas basálticas monogénicas de retroarco. El engrosamiento cortical a estas latitudes es mínimo, no sobrepasando los 40 km, registrándose de norte a sur entre los diferentes segmentos una disminución transicional del acortamiento orogénico y por lo tanto del espesor de la corteza.

Segmento Patagónico Norte (41°-46°30'S)

Este segmento se caracteriza por el desarrollo de un arco volcánico activo desde el Cenozoico superior. Los volcanes de composición predominantemente basáltica a andesítica basáltica se alinean a lo largo de la fractura de Iquiñe-Ofqui-Reloncaví (Hervé et al., 1979) y fracturas asociadas, mostrando una fuerte partición de los esfuerzos que desacoplan la deformación del antearco con la del retroarco. La Cordillera Patagónica a estas latitudes no registra un importante acortamiento orogénico, estando la estructura caracterizada por una leve inversión tectónica de las fallas normales mesozoicas.

Segmento Patagónico Austral (46°30'- 52°00'S)

Este segmento se caracteriza por un silencio (*gap*) volcánico producido en el arco magmático desde hace unos 10 Ma, resultado de la colisión de la dorsal de Chile (Stern et al., 1976). En forma paralela al cese de la actividad del arco volcánico, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la Cordillera Patagónica, con un concomitante desarrollo de la faja plegada y corrida con un importante acortamiento orogénico, ausente en el segmento norte de la Cordillera Patagónica.

Segmento Fueguino (52°00' - 54°00'S)

La característica saliente de este segmento es la progradación de los depocentros de las cuencas molásicas de sur a norte, como resultado de la estructuración de la Cordillera Fueguina acaecida con posterioridad a la contracción incaica. La estructura neógena está caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida epidérmica.