

Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S

Laura B. GIAMBIAGI

*Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, CONICET**

**Actualmente en CRICYT- IANIGLA. E-mail: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar*

RESUMEN. Este trabajo presenta nuevos datos sobre la evolución tectónica de los Andes entre los 33°30' y 33°45' S, los cuales han sido obtenidos a partir del estudio de la estructura de la faja plegada y corrida del Aconcagua y la evolución de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán. La deformación en la faja plegada y corrida comenzó durante el Mioceno temprano a medio con la inversión de antiguas estructuras de rift. Durante el Mioceno medio la deformación migró progresivamente hacia el este, involucrando a las secuencias mesozoicas. Esto generó una cuña orogénica adelgazada hacia el este. Esta faja fue sujeta a períodos de deformación en su sector frontal y períodos de deformación en su sector interno de manera tal de restaurar su ángulo crítico. La discordancia que separa a distintas unidades sinorogénicas neógenas, el cambio en las direcciones de paleocorrientes desde el oeste hacia el nordeste y la presencia de clastos derivados de zonas proximales aportaron evidencias del levantamiento de la Cordillera Frontal a partir de los 9 Ma. Este levantamiento continuó hasta los 6 Ma, luego del cual la faja plegada y corrida y la cuenca de antepaís continuaron deformándose. Las rocas volcánicas pliocenas inferiores a pleistocenas que cubren discordantemente la faja deformada indican que la principal deformación de la zona ocurrió antes del Plioceno bajo.

Palabras clave: *Andes, Faja plegada y corrida del Aconcagua, Cordillera Frontal, Evolución Tectónica*

ABSTRACT. *Cenozoic deformation of the Aconcagua fold and thrust belt and Cordillera Frontal, between 33°30' to 33°45' S.* This paper presents new insights into the tectonic evolution of the Andes Mountains at 33°30' to 33°45' South Latitude. This has been achieved studying the structure of the Aconcagua fold and thrust belt and the evolution of the Alto Tunuyán foreland basin. Thrusting and uplift of the fold and thrust belt began during the Early-Middle Miocene by the inversion of ancient rift structures. Deformation migrated progressively eastward, during middle Miocene times, involving the Mesozoic sequences. This generated a low angle eastward-tapering wedge that was subjected to periods of frontal deformation and internal deformation in order to restore its critical angle. The unconformity separating the synorogenic units, the change in paleocurrent directions from west-east to northeast-southwest, and the presence of locally derived conglomerates in the synorogenic deposits, provide evidence for the beginning of the uplift of the Cordillera Frontal at 9 Ma, which continued until 6 Ma. After this uplift, the fold and thrust belt and the foreland basin continued deforming. The Lower Pliocene - Pleistocene volcanic rocks unconformably cover the deformed belt. Therefore, the main deformation event must have occurred before Lower Pliocene.

Key words: *Andes, Aconcagua fold and thrust belt, Cordillera Frontal, Tectonic evolution*

Introducción

Una completa descripción de la historia evolutiva de una faja plegada y corrida requiere la discriminación de los distintos pulsos de deformación ocurridos en la misma. La región estudiada abarca al sector sur de la faja plegada y corrida del Aconcagua, entre los 33°30' y 33°45' S, y el sector occidental del Cordón del Portillo perteneciente a la Cordillera Frontal (Fig. 1). En este segmento de los Andes la deformación se desarrolló concomitantemente con la acumulación de importantes espesores de depósitos sedimentarios sinorogénicos, preservados actualmente en la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán ubicada entre las cordilleras Principal y Frontal. Las relaciones entre estos depósitos

y las estructuras en el frente de corrimiento permiten datar las distintas etapas de deformación.

En este trabajo se establece, por medio de la integración de los análisis estructurales y sedimentológicos realizados anteriormente y por otros autores (Godoy 1993; Ramos *et al.* 1996; Giambiagi 1999; Giambiagi y Ramos 2002; Giambiagi *et al.* 2001, 2002), la evolución cinemática de las estructuras que componen la faja plegada y corrida del Aconcagua en su sector sur y su relación temporal con el levantamiento de la Cordillera Frontal. El caso estudiado permite realizar una discusión sobre la aplicabilidad del modelo de cuña crítica a este sector de los Andes.

La región comprendida entre los 33° y 34° S corresponde a la zona de transición entre los segmentos de

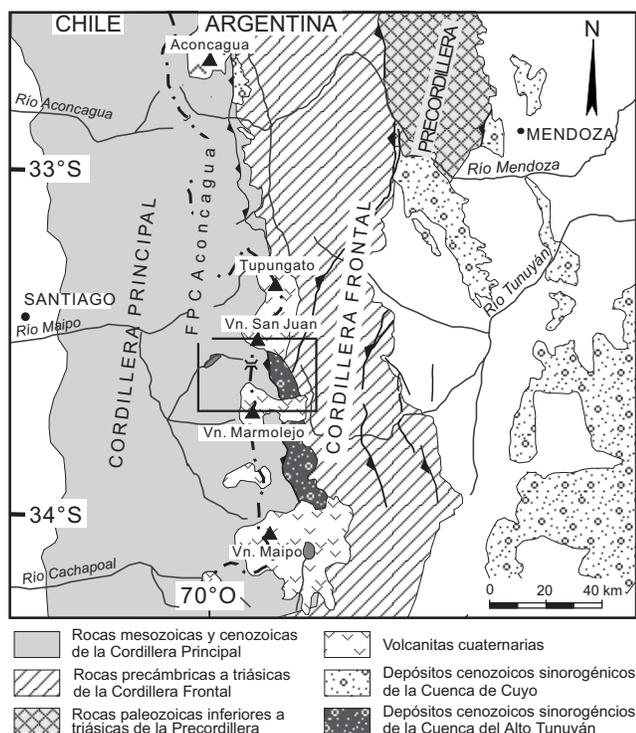


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada. El recuadro corresponde a la región de estudio.

subducción subhorizontal y normal. En esta zona las cordilleras Principal y Frontal se encuentran bien desarrolladas, mientras que desaparecen la Precordillera y las Sierras Pampeanas, y se produce una notable reducción del ancho del orógeno con respecto a la zona ubicada al norte de los 33°S. Presenta un arco volcánico activo a partir del volcán Tupungato (33°20' S) hacia el sur, y se distingue de la Zona Volcánica Sur (34° - 46° S) en que no posee volcanismo de retroarco ni extensión detrás del arco.

Estratigrafía

La estratigrafía de la zona estudiada incluye cinco grupos mayores: (1) rocas pre-jurásicas que componen el basamento estructural, (2) secuencias sedimentarias marinas y continentales que abarcan desde el Jurásico al Paleoceno, (3) rocas volcánicas y sedimentarias oligocenas a miocenas inferiores, (4) depósitos sinorogénicos neógenos que rellenan la cuenca de antepaís Alto Tunuyán y (5) rocas volcánicas de arco y retroarco cenozoicas.

El basamento estructural se encuentra expuesto en el Cordón del Portillo perteneciente de la Cordillera Frontal. El sector occidental de dicho cordón está compuesto por rocas metamórficas proterozoicas, lutitas negras carboníferas de la Formación Alto Tunuyán y granitoides neopaleozoicos; mientras que en el sector oriental

afloran las volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi (Polanski 1964).

La secuencia mesozoica se inicia con sedimentitas marinas del Jurásico inferior (?) a medio de la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.* 2002), seguidas de evaporitas, sedimentitas finas y carbonatos del Jurásico medio (Formaciones Tábanos, Lotena y La Manga) aflorantes únicamente en el sector del anticlinal de Yeguas Muertas, en el sector chileno (Fig. 2). Estas secuencias corresponden a depósitos de *sag* del rift triásico tardío - jurásico temprano cuyos depósitos de sinrift no se encuentran expuestos (Álvarez *et al.* 1999, 2002). Tanto en el sector chileno como en el argentino de la Cordillera Principal afloran las evaporitas de la Formación Auquilco y los bancos rojos jurásicos superiores de las Formaciones Río Damas y Tordillo. Estos últimos presentan importantes variaciones en su espesor y han sido interpretados como producto de un nuevo período de extensión (Giambiagi *et al.* 2002). Por encima se disponen secuencias marinas jurásicas superiores a cretácicas inferiores del Grupo Mendoza y sedimentitas rojas cretácicas superiores de las Formaciones Diamante y Colimapu. En el sector oriental de la comarca, apoyados discordantemente por encima del basamento prejurásico, se encuentran calizas y tobas de edad cretácica tardía - paleocena de la Formación Saldeño (Tunik 2001) cubiertas concordantemente por pelitas y areniscas finas de edad paleógena de la Formación Pircala.

En el sector occidental de la Cordillera Principal afloran tobas y brechas volcánicas intercaladas con lavas andesíticas y riolíticas y depósitos lacustres de la Formación Abanico (Thiele 1980), cuya edad ha sido determinada como oligocena a miocena temprana (Charrier *et al.* 1997). Por encima se dispone al Formación Farellones compuesta por más de 2.500 m de depósitos piroclásticos y lavas y brechas andesíticas de edad miocena (Thiele 1980).

En el sector de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán se encuentran rocas volcánicas miocenas de la Formación Contreras datadas en 18,3 Ma (Giambiagi *et al.* 2001) e interpretadas por Ramos *et al.* (1996) como rocas de retro-arco emplazadas en una corteza levemente adelgazada. Las unidades neógenas que rellenan la cuenca yacen por encima de estas volcanitas y corresponden al Conglomerado Tunuyán y a las Formaciones Palomares y Butaló (Giambiagi 1999). La primera unidad está constituida por un potente conjunto de bancos de conglomerados intercalados con bancos arenosos y pelíticos. El estudio de procedencia de clastos y de paleocorrientes, que indica direcciones de flujo que varían de O a E y de SO a NE, permitió distinguir como área de aporte a la faja plegada y corrida del Aconcagua, al arco magmático mioceno ubicado en Chile y a las volcanitas de retro-arco miocenas inferiores. Por encima del Conglomerado Tunuyán se apoya mediante una discordancia angular la Formación Palomares, constituida por dos miembros conglomerádicos; el inferior

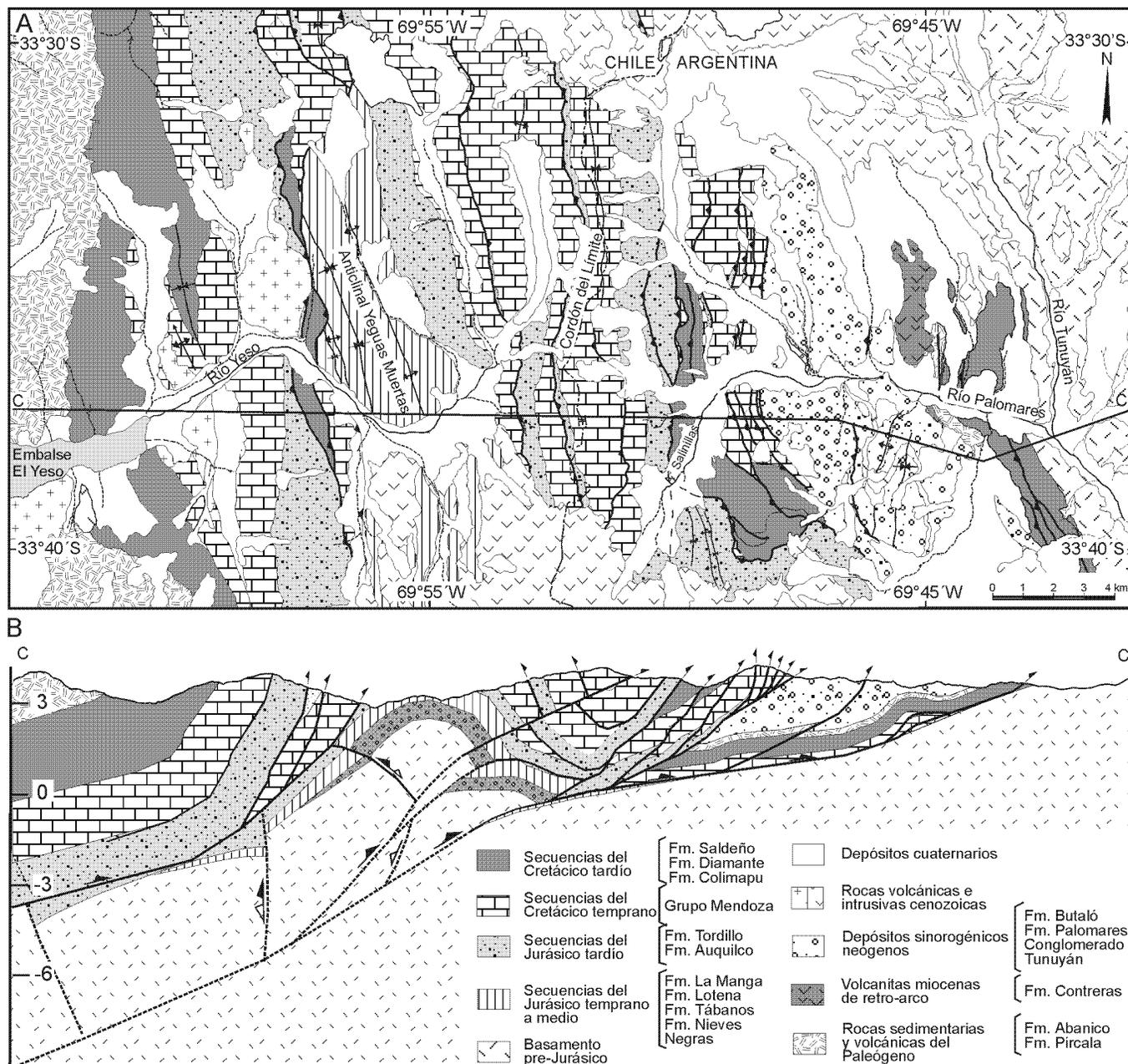


Figura 2: a, Mapa geológico de la faja plegada y corrida del Aconcagua en el sector sur, entre los 33°30' y 33°45' S (Simplificado de Giambiagi *et al.* 2001a). b, Perfil estructural balanceado (Giambiagi y Ramos, 2002).

de color blanco por su matriz tobácea y el superior de color gris oscuro. La litología de los clastos y las paleocorrientes indican una dirección de corriente desde el NE a ENE, producto del levantamiento de la Cordillera Frontal (Giambiagi *et al.* 2001). La Formación Butaló está integrada por sedimentos clásticos finos correspondientes a un ambiente lacustre y de bajada situado entre las Cordilleras Principal y Frontal. Se encuentra sobreyaciendo mediante una discordancia fuertemente angular al Conglomerado Tunuyán, en el sector oriental de la zona estudiada, y mediante una discordancia levemente angular a la Formación Paloma-

res, en el sector central. En el sector occidental de la cuenca, la unidad se encuentra por encima de la Formación Palomares mediante un contacto transicional no erosivo. Esta relación ha sido interpretada como una discordancia progresiva relacionada al levantamiento gradual de la Cordillera Frontal durante la depositación de las Formaciones Palomares y Butaló (Giambiagi 1999).

La edad de las unidades neógenas aflorantes en la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán se obtuvo a partir de sus relaciones estratigráficas y de las correlaciones con los depósitos distales datados por Irigoyen *et al.*

(2000) en la región Cacheuta – Tupungato entre los 33° y 33°20' S (Giambiagi *et al.* 2001). La edad de la Formación Contreras de 18,3 Ma obtenida a partir de la datación de una roca de su sector medio, ha permitido acotar la base del Conglomerado Tunuyán entre los 18 y 17 Ma. Esta unidad correspondería al Mioceno temprano alto al Mioceno tardío bajo (18 ? a 9 Ma). El material piroclástico re TRABAJADO que compone el Miembro inferior de la Formación Palomares se lo interpretó como proveniente de la erosión de las Tobas La Angostura, datadas en la Cuenca Cacheuta – Tupungato por Irigoyen *et al.* (2000) en 9,5 – 8,7 Ma. El Miembro superior se lo correlaciona temporalmente con la Formación Río de los Pozos, aflorando en dicha cuenca. Esta unidad fue vinculada al levantamiento del sector norte del cordón del Plata por Irigoyen *et al.* (2000) y su edad ha sido acotada por esos autores entre 8,7 y 7,2 Ma. De esta manera, la Formación Palomares se habría depositado durante el Mioceno tardío medio, entre aproximadamente 8,5 y 7 Ma. La Formación Butaló se encuentra cubierta discordantemente por lavas datadas en 5,9 Ma (Ramos *et al.* 1998), por lo que se le asignó una edad miocena tardía alta (7 - 6 Ma).

Cubriendo discordantemente a las secuencias mesozoicas y a los depósitos neógenos se encuentran las rocas del volcán Marmolejo de edad miocena tardía alta a pleistocena y las del volcán San Juan de edad plioleptocena (Fig. 2).

Estructura

A estas latitudes los Andes se pueden dividir en las Cordilleras Frontal y Principal. La Cordillera Frontal consiste en un bloque de basamento levantado a partir de varias fallas de alto ángulo ubicadas al este de la zona de estudio (Fig. 1). La Cordillera Principal está compuesta por rocas volcánicas de arco de edad oligocena a miocena y por las rocas mesozoicas y cenozoicas que forman la faja plegada y corrida del Aconcagua. Esta faja ha sido dividida en cuatro dominios estructurales (Fig. 3) (Giambiagi y Ramos 2002). El dominio I, el más oriental, corresponde al sector donde afloran los depósitos sinorogénicos de la cuenca de antepaís. Presenta un estilo de deformación de piel fina con nivel de despegue en pelitas negras de la base del Grupo Mendoza y en las pelitas de la Formación Saldeño. Los principales corrimientos de este a oeste son: Campanario, Miranda y Chileno. Los dos primeros poseen un ángulo de corte de entre 20 y 23° y levantan fajas de depósitos neógenos cuya inclinación es progresivamente mayor hacia el oeste. Esto permite interpretarlos como corrimientos en secuencia producto de la migración de la deformación hacia el antepaís. El corrimiento Chileno se habría desarrollado en dos etapas. La primera etapa corresponde al movimiento de la falla asociado a depositación sinsedimentaria del Conglomerado Tunuyán; mientras que en la última etapa se produjo una

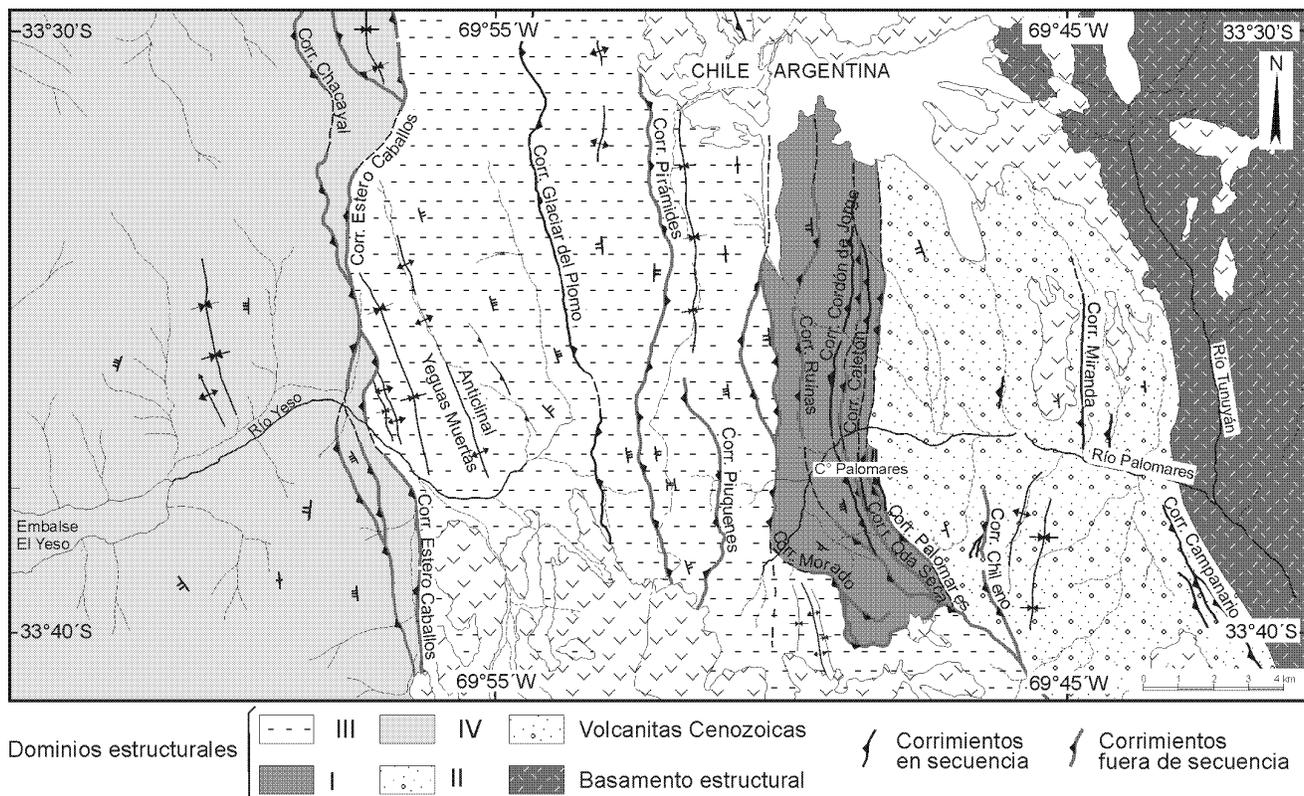


Figura 3: Mapa estructural simplificado, donde se muestran los cuatro dominios estructurales y se diferenciaron entre los corrimientos emplazados en secuencia de aquellos emplazados fuera de secuencia.

reactivación de la estructura con posterioridad a la depositación de las sedimentitas de la Formación Butaló (Giambiagi *et al.* 2001).

El dominio II involucra a las secuencias sedimentarias jurásicas tardías a cretácicas, y está caracterizado por un denso arreglo de corrimientos imbricados con rumbo meridional y despegue en las evaporitas de la Formación Auquilco. Constituye el sistema de corrimientos del Cerro Palomares integrado por los corrimientos en secuencia Cordón de Jorge, Caletón y del Pozo, y por los corrimientos fuera de secuencia Quebrada Seca y Palomares que cortan a los anteriores (Fig. 4). Este sistema fue afectado por el corrimiento Ruinas, que levanta a una escama de la Formación Diamante por encima de una faja compuesta por el Grupo Mendoza generando una relación de joven sobre viejo propia de estructuras fuera de secuencia. Asimismo, esta falla corta al corrimiento Cordón de Jorge.

El dominio III abarca al cordón del Límite y el anticlinal de Yeguas Muertas donde afloran las sedimentitas jurásicas. En él se observan a los corrimientos Morado, Piuquenes, Pirámides y Glaciar del Plomo, y una estructura anticlinal de rumbo NNO (Fig. 3). El corrimiento Morado levanta a la escama más oriental de la Formación Tordillo (Figs. 2 y 4). En el sector sur de la zona de estudio esta falla corta a las estructuras del sistema Cerro Palomares. El corrimiento Piuquenes sobrepone una escama de rocas carbonáticas del Grupo

Mendoza con inclinaciones al este por encima de otra escama de la misma unidad con inclinaciones al oeste. Esto permite interpretar a ambos corrimientos como fuera de secuencia. Los corrimientos Glaciar del Plomo y Pirámides poseen vergencia al oeste y despegue en la Formación Auquilco y en el Grupo Mendoza respectivamente (Fig. 5); por lo que se los interpretó como retrocorrimientos. Hacia el oeste se encuentra un anticlinal de Yeguas Muertas, cuyo núcleo está constituido por las pelitas negras de la Formación Nieves Negras.

El dominio IV está representado por los corrimientos Chacayal y Estero Caballos, que presentan despegue en la cobertura sedimentaria y rumbo N-S (Fig. 3). El corrimiento Estero Caballos se desarrolló con posterioridad al anticlinal de Yeguas Muertas, ya que corta a dicha estructura en el sector norte de la zona de estudio. Este corrimiento es cortado por el corrimiento Chacayal al norte del río Yeso, por lo que ambos corrimientos son interpretados como fuera de secuencia.

En los dominios I y II se infirió una geometría de rampa y plano con despegue en la base de la cobertura sedimentaria. El dominio III, donde afloran los depósitos correspondientes al rift jurásico (Álvarez *et al.* 1999, 2002; Giambiagi *et al.* 2002), ha sido interpretado como producto de la inversión de fallas extensionales pre-existentes a partir de la reactivación de un despegue basal profundo y la presencia de un despegue superficial en el basamento responsable del transporte de las estructuras invertidas hacia el antepaís (Giambiagi y Ramos 2002).

La reconstrucción palinspástica indicó un acortamiento de 47 km que representa un 57% de la longitud inicial de la faja (Giambiagi y Ramos 2002). La mayoría de este acortamiento está localizado en el dominio II de piel fina (24 km, 78% de su longitud inicial), mientras que el sector occidental que presenta al basamento involucrado en la deformación el acortamiento fue menor (19 km, 48%). La cuenca de antepaís se acortó únicamente 3,5 kilómetros.

Discusión

Comienzo de la deformación

El comienzo de la deformación a estas latitudes no está aún perfectamente establecido. Polanski (1964) hizo referencia a la existencia de movimientos inter-senonianos causantes de la elevación de la Pro-cordillera ubicada al oeste de la actual Cordillera Principal; pero a su vez señaló que en dicha cordillera no existían registros de una deformación compresiva temprana. Si bien el régimen de subducción de alta compresividad se instauró durante el Cretácico tardío bajo (Mpodozis y Ramos 1989), el edificio actual de los Andes a la latitud de las provincias de San Juan y Mendoza se debe fundamentalmente a la deformación

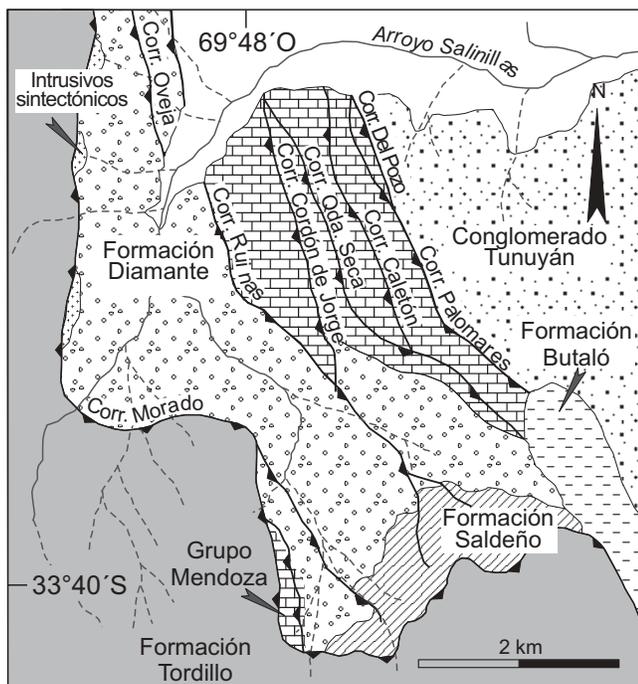


Figura 4: Mapa geológico de detalle del sistema de corrimientos Cerro Palomares del dominio estructural II. Se observan a los corrimientos en secuencia Cordón de Jorge, Caletón y del Pozo, y a los corrimientos fuera de secuencia Morado, Oveja, Ruinas, Quebrada Seca y Palomares. Nótese como algunas estructuras son cubiertas discordantemente por la Formación Butaló.



Figura 5: Fotografía mirando al sudeste desde el sector chileno, donde se observa al retrocorrimiento Glaciar del Plomo en el cordón del Límite.

miocena a reciente, como queda evidenciado en las cuencas de antepaís y en los estudios geoquímicos sobre el espesor de la corteza (Kay *et al.* 1991; Ramos *et al.* 1996). Asimismo, las evidencias de extensión durante el Oligoceno a Mioceno temprano (Charrier *et al.* 1997; Godoy *et al.* 1999) demuestran la ausencia de un episodio compresivo durante ese momento.

El comienzo de la estructuración ha sido señalado por Ramos (1996) como coincidente con el aumento en la velocidad de la placa de Nazca y el cambio del vector de convergencia hacia una posición más ortogonal a la trinchera durante el Oligoceno tardío (Pardo-Casas y Molnar 1987). De acuerdo con Kay *et al.* (1991), la subhorizontalización de la placa de Nazca, a partir de los 18 Ma (Mioceno medio bajo) fue la responsable del engrosamiento cortical en el segmento ubicado al norte de los 33° S. Sin embargo, en este segmento el comienzo de la deformación ha sido señalado en aproximadamente 20 Ma; como es el caso de la faja plegada y corrida de La Ramada (Cristallini y Ramos 2000) y del Aconcagua norte (Cegarra y Ramos 1996). En el sector sur de la faja del Aconcagua, sin embargo, existió un volcanismo de retro-arco asociado a una corteza no engrosada hasta aproximadamente los 18 Ma; por lo que el comienzo de la deformación se lo interpreta como acontecido entre los 18 a 17 Ma. De esta manera, habría una diferencia de entre 2 y 3 Ma en el comienzo de la deformación en los sectores norte y sur de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Giambiagi y Ramos 2002).

Relación entre las distintas estructuras

A partir del análisis de las relaciones entre las estructuras se pudieron identificar tres etapas principales en la deformación de este sector de la Cordillera Principal (Fig. 6). La estructura de *pop-up* del anticlinal de Yeguas Muertas fue una de las primeras estructuras en desarrollarse, ya que fue cortada posteriormente por los

corrimientos ubicados al oeste y por los retrocorrimientos que se encuentran en el cordón del límite. Se infiere que durante la primera etapa de compresión (D1) se habría producido la inversión tectónica de fallas pre-existentes del rift triásico – jurásico (Giambiagi *et al.* 2002). Estas fallas se habrían reactivado moderadamente, sin que ello significase un importante acortamiento para la cobertura sedimentaria.

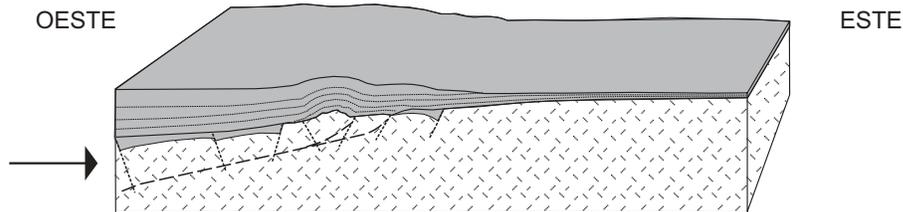
Se infiere que durante la segunda etapa de deformación (D2) se desarrollaron, según su orden de formación, el retrocorrimiento Glaciar del Plomo en el sector chileno, los corrimientos en secuencia Cordón de Jorge, Caletón y del Pozo del sistema Cerro Palomares, el corrimiento fuera de secuencia Quebrada Seca de dicho sistema, el corrimiento Chileno de la cuenca de antepaís y los corrimientos Ruinas y Oveja que afectaron al sistema Cerro Palomares. Esto indica que durante esta etapa se creó una faja de piel fina de importante acortamiento en el sector, con nivel de despegue en las evaporitas jurásicas superiores. Para explicar el gran acortamiento de la cobertura con respecto al acortamiento del basamento fue necesario postular un modelo con una nueva falla de basamento de bajo ángulo que transportó pasivamente a las estructuras invertidas a partir de una nueva superficie de despegue (Giambiagi y Ramos 2002). Esta falla habría desplazado considerablemente hacia el este al anticlinal de Yeguas Muertas y cortado a las estructuras previamente invertidas. En el sector donde estas evaporitas desaparecen se formó el sistema de corrimientos Cerro Palomares del dominio II.

Posteriormente, durante la tercera etapa de deformación (D3), se habrían desarrollado a lo largo de toda la faja plegada y corrida corrimientos fuera de secuencia y se habría estructurado la cuenca de antepaís. El primer corrimiento en desarrollarse fue el Palomares; y luego los corrimientos Miranda, Chileno, Campanario, Morado, Guanaco y el retrocorrimiento Pirámides. Posteriormente se generaron los corrimientos fuera de secuencia Estero Caballos y Chacayal del sector chileno y Piuquenes en el sector argentino.

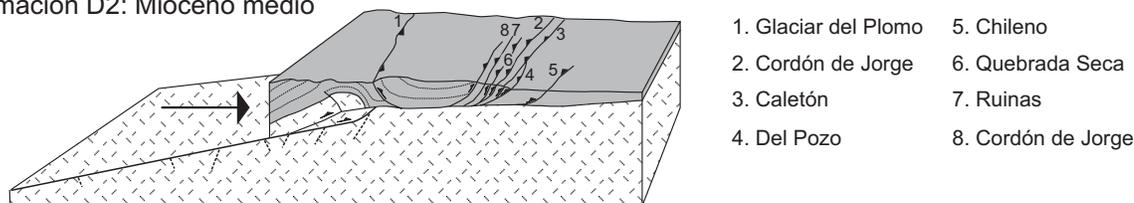
Relación entre los depósitos sinorogénicos, los intrusivos sin y post-tectónicos y las distintas estructuras

El estudio de las relaciones existentes entre las estructuras desarrolladas en la faja plegada y corrida y los depósitos sinorogénicos permitió esclarecer los tiempos de estructuración de la faja. Identificar aisladamente el movimiento de cada falla es muy difícil ya que la litología de cada escama tectónica no varía ampliamente. Sin embargo, relacionando los datos sobre las distintas estructuras y las etapas de deformación presentadas en este trabajo con los ciclos sedimentarios y el estudio de procedencia de los depósitos sinorogénicos de trabajos anteriores (Giambiagi 1999,

Etapa de deformación D1: Mioceno temprano a medio



Etapa de deformación D2: Mioceno medio



Etapa de deformación D3: Mioceno tardío

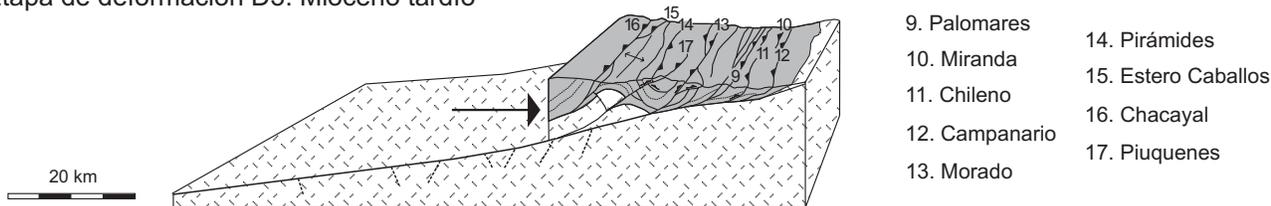


Figura 6: Esquema de las distintas etapas de estructuración de la faja plegada y corrida y relación entre las distintas estructuras.

Giambiagi *et al.* 2001), se propone aquí discriminar tentativamente los tiempos de desarrollo de algunos corrimientos.

A los primeros 200 m del Conglomerado Tunuyán se los asoció con la etapa de inversión de fallas del rift triásico-jurásico junto con el levantamiento de las rocas volcánicas de las Formaciones Abanico y Farellones más al oeste, y la generación de un importante relieve (etapa de deformación D1) (Giambiagi *et al.* 2001) (Fig. 7). Esta etapa ha sido datada entre 18-17 y 15 Ma a partir de las correlaciones entre los depósitos sinorogénicos proximales y distales (Giambiagi *et al.* 2001). Los siguientes 800 m, constituidos principalmente por clastos de las secuencias mesozoicas, se los asocia a la generación de los corrimientos en secuencia del sistema Cerro Palomares y el retrocorrimiento Glaciar del Plomo.

En el frente de corrimiento de la faja plegada y corrida se distinguen tres tipos de corrimientos (Figs. 4 y 8): aquellos emplazados con anterioridad a la depositación de la Formación Palomares (antes de los 8,5 Ma), con posterioridad a dicha depositación pero antes de la depositación de la Formación Butaló (entre ~8 y 7 Ma), y aquellos emplazados posteriormente (después de los 6 Ma). Entre los primeros se encuentra el corrimiento del Pozo y el primer desarrollo del corrimiento Chileno. Las relaciones de los estratos de crecimiento asociados a estos dos corrimientos muestran que éstos se generaron durante la depositación de los últimos me-

tros del Conglomerado Tunuyán (Fig. 7) (Giambiagi *et al.* 2001).

El estudio de procedencia de los dos miembros de la Formación Palomares demuestra que inmediatamente antes de la depositación del miembro inferior se levantó el cordón del Plata, como lo indican los clastos de granitos y lutitas oscuras (Giambiagi *et al.*, 2001). El miembro superior corresponde al levantamiento del sector norte del cordón del Portillo, revelado por la exhumación de su complejo metamórfico y por las paleocorrientes. Con posterioridad a la depositación de esta unidad pero antes de la depositación de los sedimentos finos de la Formación Butaló se emplazó el corrimiento Palomares. Los corrimientos Morado, Miranda, Chileno y Campanario afectan a todas las unidades neógenas indicando un desarrollo posterior a la depositación de las mismas. Esta relación entre las unidades neógenas y las estructuras permite identificar otra etapa de deformación (D4) (Fig. 7).

Los intrusivos sintectónicos emplazados a lo largo del corrimiento Morado no han podido ser datados; las edades absolutas que se tienen corresponden a correlaciones con otros intrusivos sin y post-tectónicos analizados por otros autores. El stock Río Colina, aflorante a los 34° S, ha sido datado en 3,4 Ma (Ramos *et al.* 1997). Este stock, ha sido interpretado como un intrusivo post-tectónico temprano (Godoy 1998) relacionado al corrimiento Morado, por lo que arroja una edad mínima sobre el desarrollo del mismo.

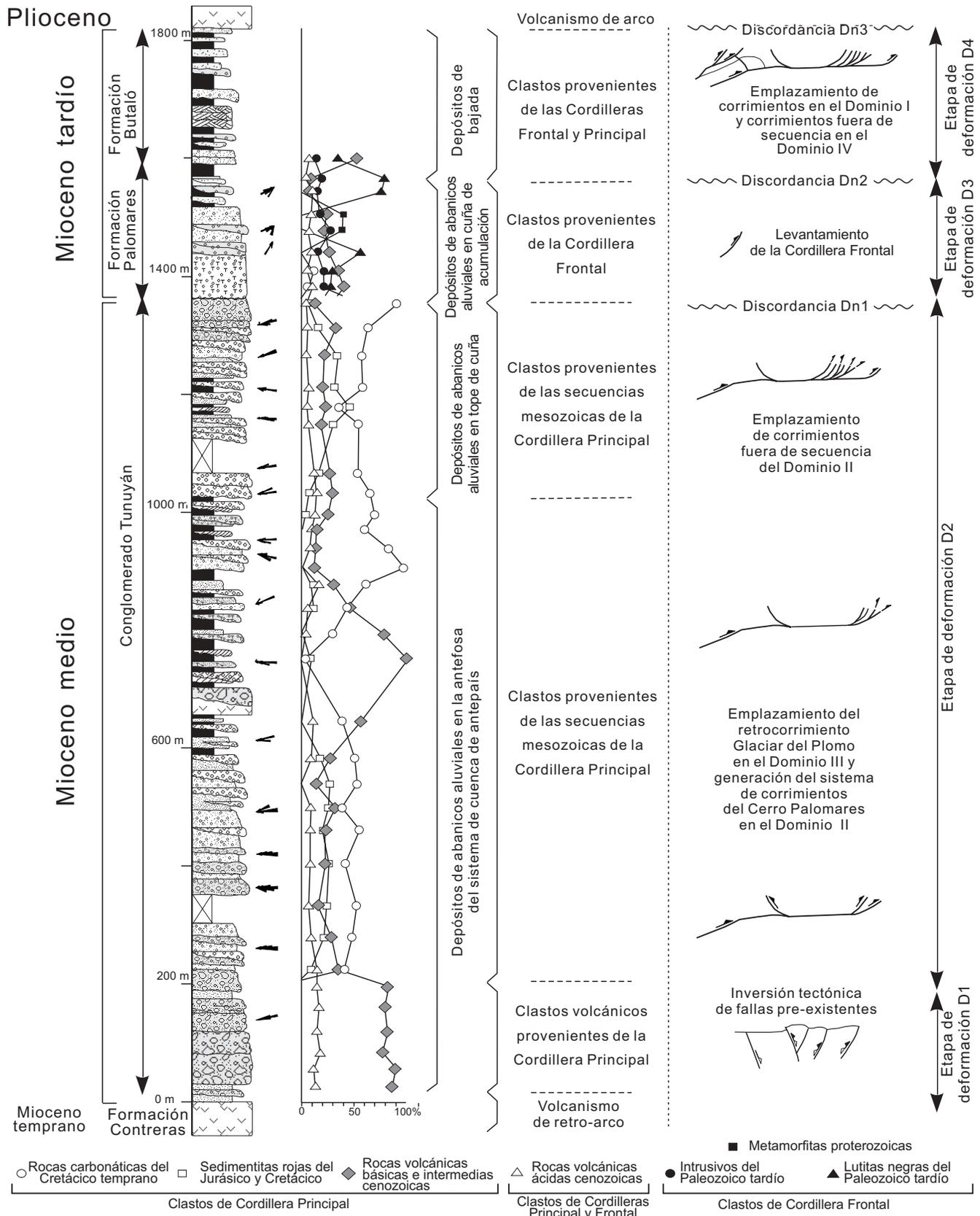


Figura 7: Perfil sedimentológico, paleocorrientes y petrografía de clastos de los depósitos sinorogénicos; e interpretación de su relación con el emplazamiento de las distintas estructuras en la faja plegada y corrida y el levantamiento de la Cordillera Frontal. (Modificado de Giambiagi 1999 y Giambiagi *et al.* 2001).

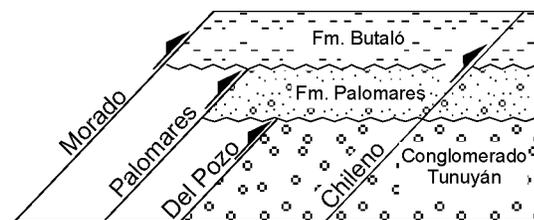


Figura 8: Perfil esquemático mostrando las relaciones entre los depósitos sinorogénicos y las estructuras del frente de corrimiento. (Simplificado de Giambiagi *et al.* 2001).

Aplicabilidad del modelo de cuña crítica a la evolución estructural de la faja plegada y corrida del Aconcagua sur

A partir del análisis de las relaciones entre las distintas estructuras se observa que la faja plegada y corrida del Aconcagua sur no presenta la típica evolución desde el retropáis al antepaís con el desarrollo de algunas estructuras fuera de secuencia. Si bien el patrón general de la estructuración es progresivamente más joven hacia el antepaís, ya que primero se levantó el sector interno de la Cordillera Principal, luego el sector externo y posteriormente la Cordillera Frontal, existen diversos episodios de deformación fuera de secuencia.

El modelo de cuña crítica propuesto por Davis *et al.* (1983) postula que las fajas plegadas y corridas se deforman buscando una condición estable o crítica, en donde el resultado de las fuerzas empujan la cuña hacia el antepaís (Fig. 9). La geometría de la cuña dependerá fundamentalmente de la fricción basal, la fricción interna, la presión de fluidos basal y la presión de fluidos interna. Para determinados valores de estos parámetros, la cuña avanza deslizándose por su superficie basal cuando la suma del ángulo de la pendiente topográfica y el ángulo de la superficie de despegue alcanzan un valor específico (valor crítico). Si la suma es menor que el valor crítico la cuña es subcrítica, por lo que se deformará internamente acortándose y engrosándose. Mientras que si es supercrítica tenderá a propagar las fallas hacia el antepaís. El modelo predice el avance de la cuña orogénica hacia el antepaís, con períodos de deformación interna constantes. Esto requiere de la superposición de deformación dentro de la faja plegada y corrida, con la generación de corrimiento fuera de secuencia, corrimientos emplazados sincrónicamente o generación de duplex en el sector interno del orógeno (Woodward 1987; Boyer 1992; Mitra y Sussman 1997).

Al analizar la aplicabilidad del modelo de cuña crítica a la evolución de la faja plegada y corrida del Aconcagua en el sector sur, se advierte que para la primera etapa el modelo no puede aplicarse, ya que la existencia de estructuras extensionales previas constituyó el control más importante en el desarrollo de las estructuras compresivas. El modelo de cuña orogénica puede aplicarse para la segunda etapa. En ella se observa, a pesar de la complejidad y la falta de datos sobre

los tiempos de desarrollo, importantes eventos de deformación en secuencia hacia el antepaís, seguidos de períodos de generación de corrimientos fuera de secuencia y reactivaciones. Estos períodos responderían a la erosión de la faja, que tendió a reducir a la cuña a un estado subcrítico, y a la importante acumulación de depósitos sinorogénicos al pie del frente orogénico. El constante desarrollo de estructuras fuera de secuencia es claramente un mecanismo para mantener la pendiente topográfica, de manera tal que la cuña orográfica reestablezca su estado crítico.

El levantamiento gradual de norte a sur de la Cordillera Frontal introdujo cambios fundamentales en la cuña orogénica y constituyó un control de primer orden en el desarrollo de la cuña, ya que generó una nueva cuña orogénica, de dimensiones más grandes que la anterior, que abarcó a las cordilleras Principal y Frontal. Durante esta etapa, el estado subcrítico de la cuña generó el desarrollo de numerosos corrimientos fuera de secuencia en la faja.

Si se observan las pendientes topográficas de la actual cuña orogénica, se concluye que la cuña se encuentra en un estado subcrítico. Sin embargo, no existen evidencias de actividad neotectónica en el sector interno del orógeno y las últimas estructuras en emplazarse en ese sector serían anteriores a los 4 Ma.

Conclusiones

El análisis estructural y sedimentológico realizado permitió la construcción de un modelo estructural que indica que si bien la deformación en este sector de los Andes progresó a grandes rasgos hacia el antepaís, estructurando primero la Cordillera Principal y luego la Cordillera Frontal, existieron varios períodos de deformación interna de la cuña orogénica. Teniendo en cuenta la relación entre las estructuras y los depósitos sinorogénicos se pudieron diferenciar cuatro períodos de estructuración (Figs. 7 y 10). La etapa D1, desarrollada entre los 18-17 y 15 Ma, está marcada por la inversión de antiguas fallas directas en el basamento. Si bien el acortamiento horizontal no fue muy importante, la inversión de fallas de alto ángulo generó un importante relieve, cuya erosión aportó los primeros depósitos sinorogénicos de la región representados por los 200 m basales del Conglomerado Tunuyán.

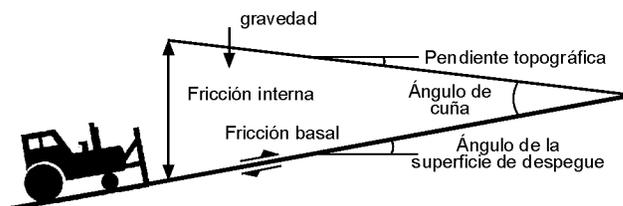


Figura 9: Esquema de cuña de Coulomb donde se muestran las variables que la modifican (Después de Davis *et al.* 1983).

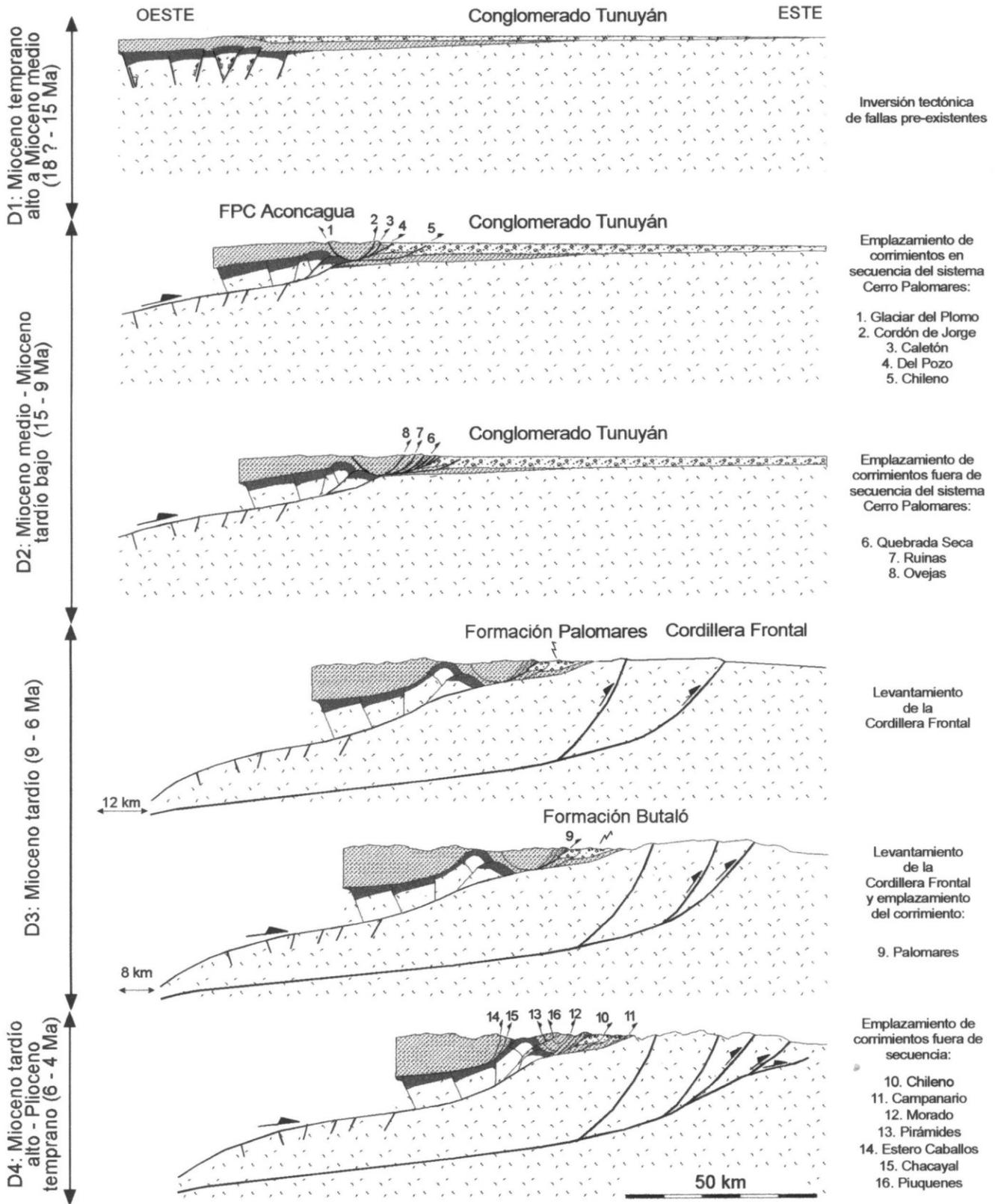


Figura 10: Esquema de evolución de la faja plegada y corrida del Aconcagua y de la Cordillera Frontal, donde se muestran los tiempos de emplazamiento de las distintas estructuras y su relación con los depósitos sinorogénicos.

La etapa D2, ocurrida entre los 15 y 9 Ma, presenta un patrón de deformación que consiste en: (1) un período donde el acortamiento se concentró principalmente en el frente orogénico con el desarrollo de los corrimientos en secuencia del sistema Cerro Palomares; seguido de (2) un período de generación de corrimientos fuera de secuencia y probables reactivaciones de fallas anteriormente emplazadas. Este patrón se vio interrumpido por el cambio abrupto en la geometría de la faja al levantarse el bloque de basamento de la Cordillera Frontal, durante la etapa D3, entre los 9 y 6 Ma. Durante esta etapa el mayor acortamiento se ubicó al este, mientras que en la faja plegada y corrida el corrimiento Palomares fue el único en desarrollarse.

El levantamiento de la Cordillera Frontal fue el responsable de la generación de una cuña orogénica de mayores dimensiones, que abarcó a las cordilleras Principal y Frontal. Esta cuña se encontraría en un estado subcrítico, por lo que durante la etapa D4, entre 6 y 4 Ma, la Cordillera Principal continuó acortándose con la generación de corrimientos fuera de secuencia tanto en el sector interno como en el externo.

Agradecimientos

Este trabajo contó con fondos de los subsidios PIP 4162 del Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas y UBACYT TW87 de la Universidad de Buenos Aires, y forma parte de la Tesis Doctoral realizada en dicha universidad. La autora desea agradecer a Victor Ramos por la dirección de la misma y a Estanislao Godoy, Tomás Zapata y Leonardo Legarreta por sus comentarios y sugerencias. Las campañas en el sector argentino se realizaron con el apoyo de Maisa Tunik, Carla Buono, Sergio Orts, Patricio Vazquez Calvo, Daniel Pérez, Emilio Rocha, Cochi Kim y Martín Pereyra. Al sector chileno se accedió gracias a la invitación de Estanislao Godoy y Pamela Álvarez a quienes se agradece. Las sugerencias y correcciones de los arbitros ayudaron a mejorar sustantivamente el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Álvarez, P. P., Godoy, E. y Giambiagi, L. B., 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del paso Piuquenes (33°35' LS). *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 55.
- Álvarez, P. P., Giambiagi, L. B., Godoy, E. and Ramos, V. A., 2002. Tectosedimentary evolution of Triassic – Jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32° - 34°SL). *5 International Symposium on Andean Geodynamics*, *Actas*: 27-30.
- Boyer, S. E., 1992. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, 295: 1220-1254.
- Cegarra, M. y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (Ed.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (14): 387-422, Buenos Aires.
- Charrier, R., Flynn, J. J., Wyss, A. R., Zapatta, F. y Swisher, C. C., 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya – Machalí – Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 1: 465-469.
- Cristallini, E. O. and Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. *Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL)*. *Tectonophysics*, 317: 205-235.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1153-1172.
- Giambiagi, L. B., 1999. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepais del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 361-374.
- Giambiagi, L. B. and Ramos, V. A., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 101-116.
- Giambiagi, L. B., Tunik, M. and Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30' - 34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7), 707-724.
- Giambiagi, L. B., Álvarez, P. P., Godoy, E. and Ramos, V., 2002. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics*, en prensa.
- Godoy, E., 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 104-107.
- Godoy, E., 1998. Intrusivos sintectónicos entre los ríos Aconcagua y Cachapoal, Andes de Chile Central. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 149-154.
- Godoy, E. Yáñez, G. and Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306: 217-236.
- Irigoyen, M. V., Buchan, K. L. and Brown, R. L., 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 112 (6): 803-816.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V. A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 587-606.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Ramos, V. A. and Allmendinger, R. W., 1983. Mountain building in the High Andes. *Episodes*, 3: 20-26.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° - 33° S). En R. S. Harmon y C. Rapela (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic settings*. Geological Society of America, *Special Paper* 265: 113-137.
- Mitra, G. and Sussman, A. J., 1992. Structural evolution of connecting splay duplexes and their implications for critical taper: An example based on geometry and kinematics of the Canyon Range culminaion, Sevier Belt, central Utah. *Journal of Structural Geology*, 19: 503-521.
- Mpodozis, C. and Ramos, V. A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet and J. A. Reinemund

- (Eds.): Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series 11: 59-90.
- Pardo Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 -a-b - Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 92 p., Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1996. Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. En: Ramos V. A. (Ed.): Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 447-460.
- Ramos, V. A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino-Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes (33°30' S). Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 337-352, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Alvarez, P. P., Aguirre Urreta, M. B., y Godoy, E., 1997. La Cordillera Principal a la latitud del paso Nieves Negras (33°50' S), Chile-Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno.: 1704-1708.
- Ramos, V. A., Godoy, E., Giambiagi, L. B., Aguirre-Urreta, M. B., Alvarez, P. P., Pérez, D. J. y Tunik, M., 1998. Tectónica de la Cordillera Principal en la región del Volcán San José (34° LS), provincia de Mendoza, Argentina. Actas 7° Congreso Latinoamericano de Geología (Resumen), 2: 104.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39, 51 pp.
- Tunik, M., 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis Doctoral (inédita), 121 pp. Buenos Aires.
- Woodward, N. B., 1987. Geological applicability of critical-wedge thrust-belt models. *Geological Society of America, Bulletin* 99: 827-832.

Recibido: 3 de septiembre, 2001

Aceptado: 4 de marzo, 2003