IV-1. Evolución Morfotectónica Cenozoica en los Andes de Chile Central: Síntesis

IV-1.1. Evolución pre-neógena

Los resultados mostrados en este trabajo apuntan a que el establecimiento de los Andes de Chile Central como cadena montañosa ocurrió fundamentalmente durante el Neógeno. Sin embargo, la herencia legada por los eventos previos ha resultado muy determinante en su evolución.

En primer lugar, la evolución mesozoica (Figura IV-1) en esta región se caracterizó por el desarrollo de cuencas extensionales de trasarco en las que se depositaron gruesas capas sedimentarias ubicadas desde la Cordillera Principal Oriental hacia el este. Simultáneamente, el arco se desarrolló aproximadamente en el sector oriental de la Cordillera de la Costa actual, del cual el cordón de granitoides de edad cretácica formó parte. No obstante, la relación entre el intrarco y el trasarco es escasamente conocida debido a que sus depósitos no afloran en el área de estudio, aun cuando ella probablemente se caracteriza por la interdigidación de rocas volcánicas y sedimentarias (Figura IV-1).

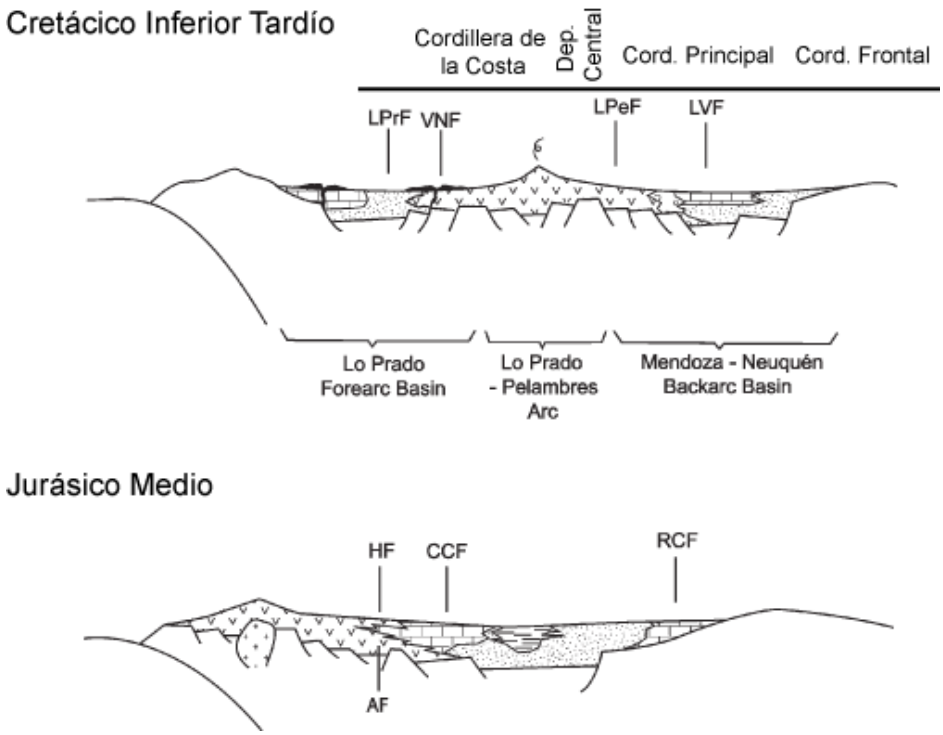

Figura IV-1. Desarrollo jurásico-cretácico de los Andes de Chile Central-Argentina Occidental. Las unidades morfoestructurales (C. de la Costa, D. Central, etc.) son una referencia de su ubicación actual. Modificado de *Charrier et al*. [2007].

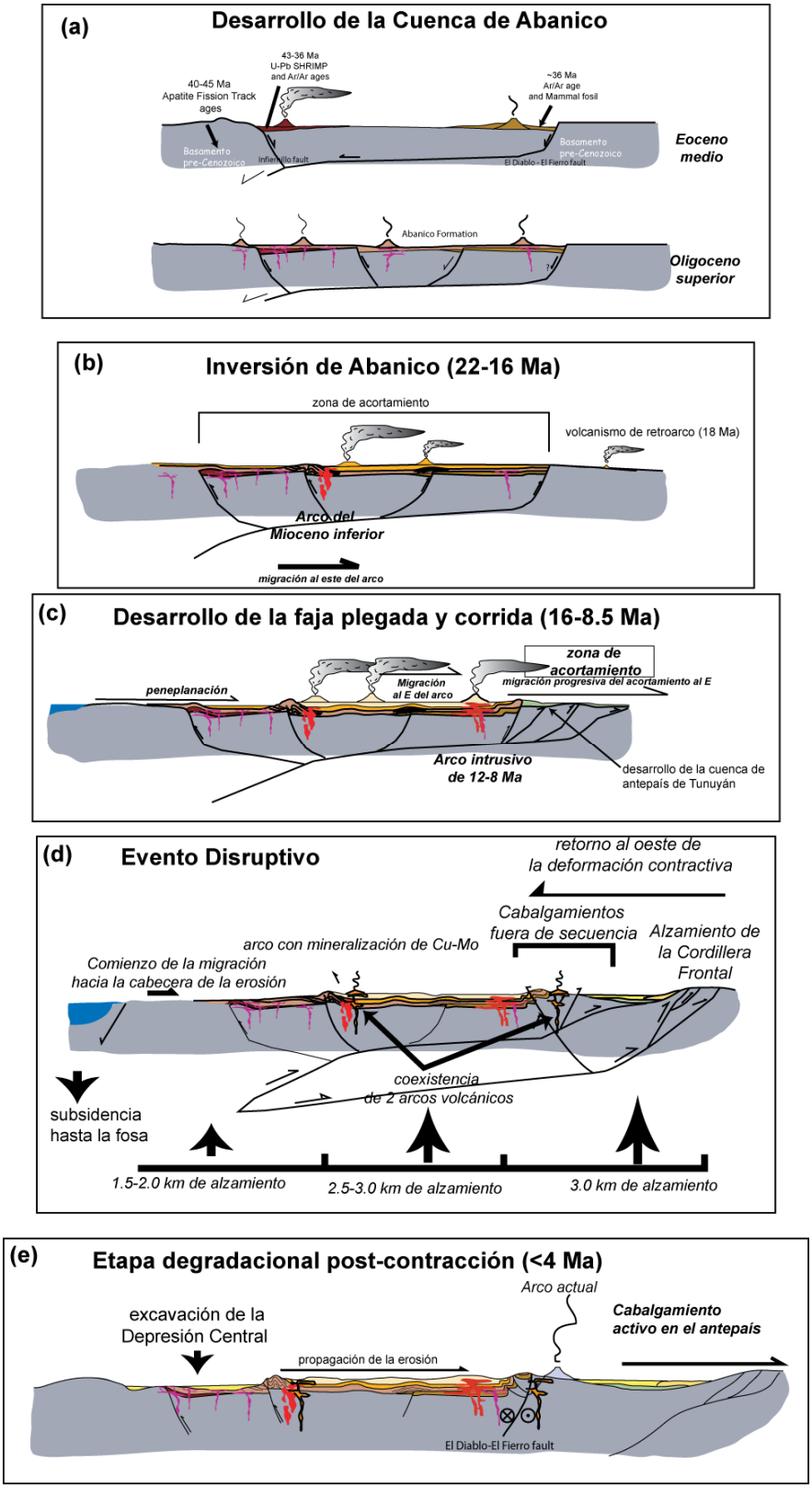

Figura IV-2. Esquema de la evolución cenozoica de los Andes de Chile Central. Modificado de *Fock* [2005].

La evolución cretácica-paleocena post-Neocomiano, caracterizada por el retiro del mar de las cuenca de trasarco, incluyó el depósito de secuencias continentales (Formación Colimapu, primero, y BRCU, después), las cuales han sido interpretadas como el resultado del desarrollo de un prisma sinorogénico [*Combina and Nullo*, 2005]. Sin embargo, no existen pruebas estructurales que sustenten la ocurrencia de acortamiento hasta el Neógeno, con la excepción de las relaciones estructurales observadas en el valle del río Las Leñas (Figura II-5). Por lo tanto, es posible que, bajo la Cordillera Principal Occidental y Central, se localicen las zonas deformadas que constituyeron el relieve positivo desde el cual provenían los depósitos del Cretácico-Paleoceno que afloran en el lado oriental de la cadena, donde lo observado en el río Las Leñas, podría constituir el frente oriental del orógeno pre-Eoceno (Figura IV-2). Esto implica una coincidencia en la ubicación de los flancos orientales de este supuesto orógeno y la cuenca de Abanico.

El comienzo de la extensión del Eoceno-Oligoceno se caracterizó por la exhumación del flanco oriental de la Cordillera de la Costa (*footwall*), mostrando edades en trazas de fisión en apatito de ~ 40 Ma (Figura IV-2a, 3). En la naciente cuenca se depositaron niveles volcánicos de afinidad toleítica, los que se interdigitan con depósitos sedimentarios principalmente volcanoclásticos, aun cuando también se depositaron sedimentos finos de ambiente lacustre, incluyendo algunos niveles calcáreos. Esta arquitectura de los depósitos permite inferir un ambiente caracterizado por continuas efusiones que formaban cuencas sedimentarias en un ambiente de intra-arco [e.g., *Charrier et al*., 2002]; así mismo, las continuas efusiones fueron responsables de sellar el ambiente en el cual diversas faunas coexistieron en este tiempo, incluyendo una amplia gama de especies de mamíferos [*Flynn et al.*, 2007].

Discordancias angulares sin mayor deformación en las capas infrayacentes en ambos flancos de la cuenca de Abanico sugieren que la extensión fue acomodada por fallas lístricas (Figura IV-2a, 3). Aun cuando no existen pruebas suficientes, es asimismo posible que dichas discordancias sean heredadas del probable evento de acortamiento que ocurrió antes del Eoceno. Sin embargo, es mucho más probable que ellas sean producto de basculamientos asociados con la extensión ya que las rocas mesozoicas están sólo basculadas y no presentan mayor deformación respecto de los depósitos cenozoicos, salvo en el valle del río la Leñas, lugar en el cual se presentan los únicos indicios de deformación contractiva pre-Mioceno en la región de estudio (ver Figura II-5).

La geoquímica de las rocas de la Formación Abanico indica la existencia de una corteza media más delgada que 35 km (e.g., *Fuentes* [2004]; *Kay et al*. [2005]; *Muñoz et al*. [2006]), lo cual indica que durante su evolución, la cuenca tuvo una baja elevación próxima al nivel del mar o al menos con muy poco relieve. Por lo tanto, las continuas efusiones habrían provocado una continua agradación asociadas con la subsidencia termal de la cuenca de Abanico.

IV-1.2. La inversión de la cuenca de Abanico y el desarrollo de la faja plegada y corrida

A fines del Oligoceno, principios del Mioceno, las secuencias de la Formación Abanico comenzaron a acortarse, lo cual fue registrado por el desarrollo de discordancias progresivas

desarrolladas hacia el interior de la cuenca. De acuerdo con *Fock* [2005], esto marca el inicio del depósito de la Formación Farellones. Es claro que el desarrollo contractivo causó discordancias en zonas donde la Formación Farellones no se emplazó coetáneamente al acortamiento, o discordancias progresivas en los flancos de la cuenca de Abanico si es que se emplazó (Figura IV-2b, 3). Así mismo, la inversión de la cuenca tuvo lugar principalmente en los flancos de la cuenca, quedando zonas en las que ambas formaciones se presentan concordantemente (Figura IV-3). De este modo, *Fock* [2005] mostró pruebas claras sobre el paso a veces discordante, progresivamente discordante y concordante entre ambas formaciones.

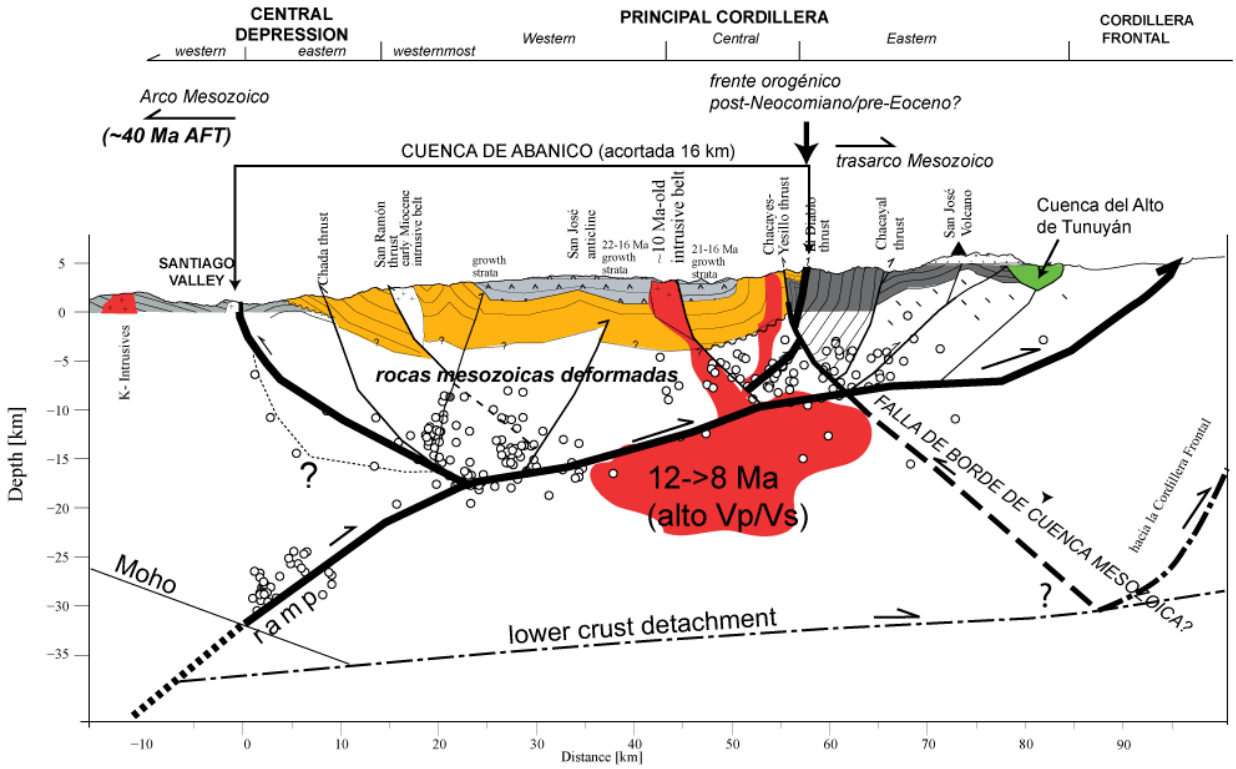

Figura IV-3. Perfil a lo ancho de la cadena andina a la latitud de Santiago. Figura modificada de la Figura 7 en la sección II-2.2. Se han añadido las proyecciones superficiales de la cuenca de Tunuyán, así como el ápice de ~ 8 Ma de intrusivos cerca del embalse El Yeso. Dados los altos V_p/V_s mostrado en la Figura 5 de la sección II-2.2., es posible interpretar que bajo el detachment se encontrarían las raíces de los intrusivos que afloran en superficie, lo que pareciera ser corroborado por la extensión E-W de plutones de entre 12 y 8 Ma.

La inversión de la cuenca de Abanico acomodó un mínimo de 16 kilómetros de acortamiento distribuidos casi simétricamente entre sus dos flancos (Tabla IV-1). Es claro que esta magnitud de acortamiento no habría sido capaz de producir mucho alzamiento, aun cuando el engrosamiento cortical asociado fue registrado por el cambio en la geoquímica de los depósitos volcánicos y plutónicos (e.g., *Nyström et al*. [2003]; *Kay et al*. [2005]). De hecho, depósitos syn-orogénicos en el antepaís no se acumularon hasta después de 16 Ma (cuenca del Alto de Tunuyán; *Giambiagi et al*. [2001]). Por lo tanto, la inversión de la cuenca de Abanico no habría resultado en la formación de una cordillera de elevaciones como las actuales. Esto, a pesar que después de 16 Ma, la región en la cual se ubicó la cuenca de Abanico casi no acomodó acortamiento (Figura IV-2b, -3).

Tabla IV-1. Acortamiento a lo ancho de los Andes a 33.8ºS

	Primer Periodo 22-15 Ma	**Segundo Periodo 15-8.5 Ma**	**Tercer Periodo 8.5-4 Ma**	**Cuarto Periodo 4-0 Ma**	**Total**
Cuenca de Abanico	16[§]				**16**
Cordillera Principal Oriental	6	24	17		**47**
Cordillera Frontal			15		**15**
Antepaís				6	**6**
Total	**22**	**24**	**32**	**6**	**84**

***** Acortamiento aproximado en [km]
[§] Estimado en este trabajo (sección II-2.2). El resto de los valores de acuerdo con ***Giambiagi and Ramos*** [**2002**]

El acortamiento en la cuenca de Abanico fue probablemente el resultado de la inversión de fallas normales lístricas enraizadas en un nivel de despegue a aproximadamente 10 km de profundidad (Figura IV-2b, 3). Durante la inversión de la cuenca, la deformación casi simétrica entre ambos flanco de la cuenca sugiere que dicho *detachment* acomodo por igual deformación tanto de vergencia oeste como este. Al final de la deformación relacionada con la inversión de la cuenca (~ 16 Ma), la consecuente migración del acortamiento hacia el este habría respondido a la alta rigidez y alto espesor (4000-6000 m) de las rocas volcánicas de la cuenca de Abanico y la menor rigidez de las rocas sedimentarias mesozoicas ubicadas al este de la cuenca, lo cual habría producido el desarrollo del *detachment* como conductor de material hacia el este (por sobre el despegue), mientras que por debajo de él, el material cortical habría avanzado hacia el oeste (*simple shear mode of deformation* [*Allmendinger and Gubbels*, 1996]). De hecho, esta característica es la que habría controlado el acortamiento a la latitud de Santiago, ya que cerca del 80% del acortamiento se ha localizado en el flanco oriental de la cadena (Tabla IV-2). Los contrastes reológicos entre los flancos occidental y oriental de la cuenca en superficie, también deberían existir en profundidad, ya que se espera que hacia la fosa el gradiente geotermal disminuya, mientras que hacia el arco debería aumentar: es ampliamente reconocido que la rigidez litosférica está fuertemente controlada por el estado termal de las rocas.

El desarrollo de la faja plegada y corrida de Aconcagua (entre los 16 y 9 Ma; *Giambiagi et al*. [2003]) se caracterizó morfológicamente por el desarrollo de la cuenca de antepaís del Alto de Tunuyán [*Giambiagi et al*., 2001], en cuyos depósitos se encuentran rocas volcánicas provenientes del arco cenozoico (i.e, formaciones Abanico y Farellones, aunque probablemente sean principalmente relacionadas con esta última; ver Figura IV-2c). Considerando que la deformación dentro de la cuenca de Abanico no habría producido un alzamiento importante debido al bajo acortamiento, es posible que los edificios volcánicos miocenos hayan sido los únicos relieves importantes del sector occidental de la cordillera, aun cuando no es posible descartar que la deformación de intrarco haya efectivamente creado un relieve positivo desde el cual provinieran los sedimentos presentes en algunos de los niveles de los depósitos de antepaís. De hecho, de acuerdo con *Giambiagi et al*. [2001], clastos provenientes del arco volcánico sólo se encuentran en los niveles inferiores y superiores de la secuencia acumulada en la cuenca de antepaís.

El final del desarrollo de la faja plegada y corrida a la latitud de Santiago se caracteriza por el emplazamiento de extendidos cuerpos graníticos en el límite entre la Cordillera Principal Occidental y Central (Figura IV-2c, 3). Estos cuerpos presentan edades menores hacia el este,

mostrando la tendencia que había caracterizado la migración del magmatismo hasta este momento. Es probable que estos cuerpos tengan dimensiones batolíticas bajo el nivel de despegue (bajo 8-10 km de profundidad; esto puede ser interpretado por los altos valores de V_p/V_s, ver Figura 5 en artículo mostrado en la sección II-2.2), donde los afloramientos que forman una franja muy definida a lo largo de la zona que separa a las secuencias cenozoicas deformadas de la Cordillera Principal Central de las casi no-deformadas del flanco occidental de la Cordillera Principal Central sugieren que su ascenso estuvo fuertemente controlado por las estructuras de la zona. Si las raíces de estos cuerpos intrusivos se localizan extendidamente bajo la cordillera, es posible que algunos ápices de este batolito hayan logrado ascender también más al este, tal como puede ser observado en la actualidad. Por ello, es probable que el emplazamiento entre 12 y 8 Ma de este batolito haya influido en el estado termal de las rocas que hoy en día afloran, como pareciera ser evidenciado por un metamorfismo de contacto tardío de las rocas cenozoicas y mesozoicas que afloran en la región [*Aguirre et al*., 2007], así como por las edades de enfriamiento registradas por las trazas de fisión en la zona, las cuales son levemente más jóvenes que las intrusiones (ver sección III-2).

IV-1.3. El Evento Disruptivo del Mioceno Superior-Plioceno Inferior

IV-1.3.1. El paisaje inicial

La ausencia de relictos de los edificios volcánicos relacionados con estas intrusiones o con la Formación Farellones evidencia un importante evento regional de erosión (Figura IV-2d, 4), el cual se habría prolongado hasta al menos los 8 Ma (edad más joven de las intrusiones [e.g., *Kurtz et al*., 1997; *Kay et al*., 2005]), aun cuando este evento pudo prolongarse hasta ~ 1.1 Ma en la alta cordillera. A pesar que este evento no ha sido registrado termocronológicamente (salvo quizás a algunas edades en torno a 10 Ma), sí está bien registrado morfológicamente. Este evento de erosión se caracterizó por una amplia peneplanación que habría afectado todo el margen de Chile Central entre 30 y 35ºS al menos, y que no se habría extendido más al este de la falla El Fierro (sección III-2.1). Este evento de peneplanación no sólo habría destruido los relieves propios del arco volcánico, sino que también destruido el relieve producido por la inversión de la cuenca. Por ejemplo, existen escasas zonas en las cuales el frente cordillerano presenta alturas como las del cerro San Ramón frente a Santiago que contengan el paso continuo de Formación Abanico a Formación Farellones y, en consecuencia, un registro casi completo de la inversión de la cuenca, incluyendo los estratos de crecimiento en los niveles basales de la Formación Farellones. En lugar de estos cordones se observan peneplanicies elevadas (sección III-2.1).

IV-1.3.2. La deformación

A los ~ 9-10 Ma, la propagación normal de la deformación al este comenzó a producir drásticos cambios a causa de la reactivación de fallas de alto ángulo arraigadas en el basamento que alzaron grandes bloques de las rocas cristalinas que formaron la Cordillera Frontal al norte de los 34º15'S. La reactivación de estas fallas habría inducido el bloqueo de la deformación acomodada por el *detachment*, produciendo así la actividad de fallas fuera-de-secuencia en la Cordillera Principal Central y Oriental [*Giambiagi et al.,* 2003]. La deformación entre 8.5 y 4 Ma estaría relacionada con la reactivación e inversión de las fallas del *rift* mesozoico (ver Figura IV-2d, 3).

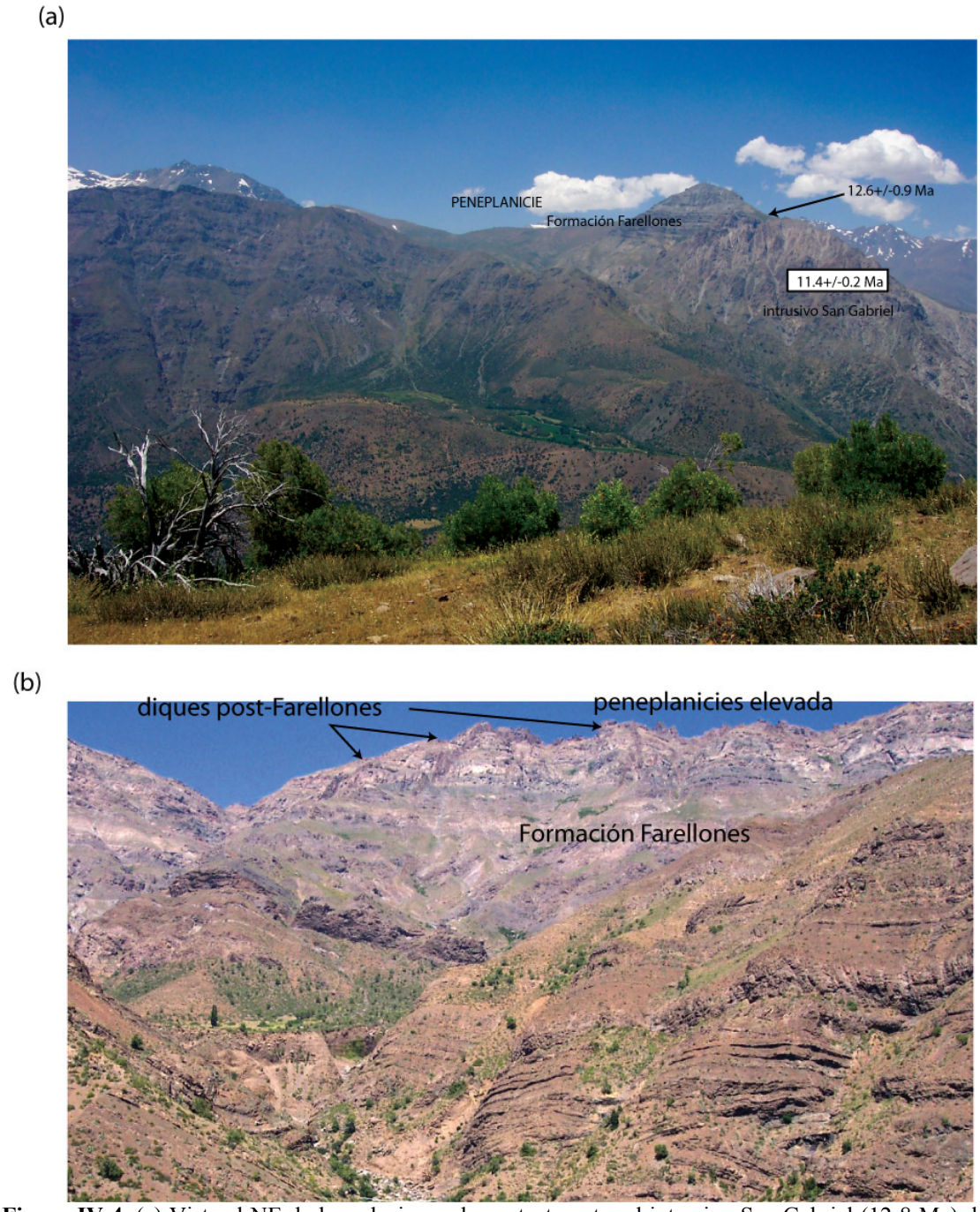

Figura IV-4. (a) Vista al NE de las relaciones de contacto entre el intrusivo San Gabriel (12-8 Ma), la Formación Farellones, y la superficie de peneplanización post-10 Ma. Edades tomadas de *Vidal* [2006]. (b) Vista al SW de la Formación Farellones, los diques que la intruyen, y la superficie de peneplanización que rasó el techo de la formación y los edificios volcánicos relacionados. Esto evidencia que las superficies planas sobre la Cordillera Principal Occidental son erosivas y no estratigráficas.

La reactivación de fallas en la cordillera chilena ocurrió en fallas de alto ángulo, de las cuales destaca la falla de vergencia oeste Chacayes-Yesillos por sus aproximadamente 2 km de desplazamiento vertical [*Charrier et al*., 2002; 2005; *Fock et al*., 2006]. Su geometría sugiere que ella debería estar enraizada más profundamente que el *detachment* a ~ 10 km (Figura IV-2d, 3); por lo tanto, es posible que parte de la deformación relacionada con este evento tectónico disruptivo encuentre explicación en la reactivación de las estructuras que acomodaron la

extensión mesozoica, cuyo límite oeste se encontraba probablemente en el núcleo actual de la cordillera. De este modo, la falla Chacayes-Yesillos, dada su inclinación hacia el este, pudo corresponder a una falla de borde de una de las cuencas mesozoicas (Figura IV-2d, 3). Así mismo, tal como será detallado más adelante, el desacople vertical de las peneplanicies de la Cordillera de la Costa-Depresión Central con las de la Cordillera Principal ponen en evidencia que las fallas del borde occidental de la cuenca de Abanico también se habrían reactivado, dando lugar al desarrollo del frente cordillerano occidental (i.e., actividad en la falla San Ramón-Pocuro).

De acuerdo con *Giambiagi and Ramos* [2002], a parte de lo sugerido por la geometría de la falla Chacayes-Yesillos, las estructuras del evento tectónico disruptivo pudieron estar arraigadas a un nivel de despegue más profundo ubicado en la corteza media. El análisis reológico de la litosfera presentado en la sección II-2.2 sugiere que aproximadamente a 35 km de profundidad existiría bajo la Cordillera Principal Occidental un *detachment* que se conectaría con el detachment más somero por medio de una rampa ubicada bajo la Depresión Central (Figura IV-3). De este modo, la actividad a lo largo del *detachment* profundo habría cooperado con el *décollement* menos profundo en su rol de transmisor de la deformación y delimitador de las rocas que transfieren el *stress* desde el antearco hacia el antepaís (Figura 8 en sección II-2.2).

IV-1.3.3. Alzamiento de Superficie

La deformación relacionada con este periodo cortó las peneplanicies, definiendo tres zonas relativamente bien delimitadas. La más occidental corresponde al sector comprendido por la Cordillera de la Costa Oriental y la Depresión Central, la cual habría sufrido un alzamiento de superficie de ~ 2 km en torno a Santiago y ~ 800 m a 35ºS. Esta zona corresponde además al bloque yaciente en relación con el cabalgamiento que efectuó la Cordillera Principal por medio de la falla de vergencia oeste San Ramón-Pocuro. El bloque colgante corresponde a la segunda zona alzada, extendiéndose hasta los afloramientos del cordón de intrusivos de 12-8 Ma. Este bloque se alzó entre 1.1 a 0.8 km respecto al bloque yaciente en Santiago, mientras que sólo 500-800 m en San Fernando (ver sección III-2.1). Dichas diferencias en alzamiento entre ambas zonas son evidenciadas hoy en día por una similar disminución hacia el sur de la cadena orogénica (ver Figura I-1).

Por otro lado, es probable que el alzamiento en este bloque haya sido diferencial debido a la inclinación algo superior a 1º W que exhiben las peneplanicies sobre la Cordillera Principal Occidental (Figura 4 en sección III-2.1). Por su parte, la Cordillera Principal Central (bloque oriental) habría sufrido un alzamiento de superficie entre 500 a 2 km mayor que el bloque central a la latitud de Santiago. No obstante, a los 35ºS dicho alzamiento diferencial no es apreciado en la magnitud con que se lo observa más al norte. En esta zona, de hecho, no existe una Cordillera Frontal, y es posible que el evento de *fallas-fuera-de-secuencia* nunca haya tenido lugar aquí, salvo, tal vez, por la actividad de los sistemas de falla al este de la falla el Fierro [*Giambiagi et al*., 2005], lo cual puede ser apreciado por la existencia de elevaciones mayores en la Cordillera Principal Oriental.

IV-1.3.4. *Detachment* y "Cizalle Simple"

El alzamiento de superficie en el flanco occidental de la cordillera no estuvo relacionado con acortamiento en superficie en esta zona, salvo lo apreciado en torno a a la falla San Ramón-Pocuro, las que en cualquier caso, por ser de alto ángulo, solamente presentaron rechazos verticales y casi no acomodaron mayor acortamiento. Es posible que el cabalgamiento hacia el oeste de la Cordillera Principal haya producido un leve basculamiento hacia el este de la Depresión Central y Cordillera de la Costa. De ser esto cierto, implicaría que el alzamiento no estuvo completamente soportado isostáticamente. No obstante, alzamiento de superficie sin acortamiento en superficie sugiere que debió engrosarse en profundidad, lo cual probablemente fue acomodado bajo el *detachment*. Esto sugiere un modo de deformación en **cizalle-simple** (*simple shear*) en el sentido expuesto por *Allmendinger and Gubbels* [1996], el cual pareciera puede ser interpretado por la fuerte inclinación del hacia el este del Moho bajo la Cordillera Principal chilena.

IV-1.3.5. Magmatismo

A la disrupción tectónica y morfológica se le suma la disrupción magmática de este periodo (Figura IV-2d), la cual se caracterizó por la actividad a más de 20 km al oeste del arco que la precedió (i.e., aquella relacionada con el cordón de intrusivos de 12-8 Ma), aun cuando las manifestaciones forman solamente afloramientos restringidos y aislados uno de otros. Cabe recordar que hasta este tiempo, el arco magmático había experimentado una continua migración hacia el este desde el Jurásico [*Charrier et al*., 2007] (Figura IV-2).

Además, durante esta disrupción magmática, algunos cuerpos menores se emplazaron en las proximidades del arco actual, aunque con edades algo menores [*Ramos et al*., 1996; *Giambiagi et al*., 2003; Figura IV-2d], lo cual eventualmente podría relacionarse con la instalación del arco actual. No obstante, la característica más disruptiva del magmatismo de este periodo está dada por el emplazamiento de magmas mineralizados en los yacimientos del Teniente y Río Blanco-Los Bronces (Figura IV-2d). Estos, además de la mineralización, presentan caracteres geoquímicos que la asocian con una fuente astenosférica [e.g., *Stern and Skewes*, 1995; 2004; *Mathur et al*., 2000], así como con indicios de contaminación cortical que hablan de un mayor espesor cortical, y eventualmente con material sedimentario reciclado por la zona de subducción [e.g., *Stern*, 1989; *Stern and Skewes*, 1995; 2004; *Kay and Mpodozis*, 2001; *Kay et al*., 2005], y signaturas adaquíticas posiblemente relacionadas con fusión del *slab* [*Rabia*, 2000; *Reich et al*., 2003; *Kay et al*., 2005; *Stern and Skewes*, 2004]. El emplazamiento de magmas en la Cordillera Principal Occidental se habría prolongado hasta al menos 1.8 Ma en el curso medio-alto del río Cachapoal [*Charrier and Munizaga*, 1979], y probablemente hasta 1 Ma en el valle del río Tinguiririca, de acuerdo con nuevas dataciones (ver Anexo II: *Electronic Supplement 1* de *Farías et al*. [en prensa]). No obstante, la mineralización primaria no habría continuado después de 3.85 Ma [*Maksaev et al*., 2004].

Los datos que dan indicios sobre la presencia de un amplio batolito de 12-8 Ma ubicado cerca del límite entre los sectores Central y Occidental de la Cordillera Principal sugieren que ellos pudieron sellar parcialmente esta zona (Figura IV-3). De ser así, estos cuerpos habrían

imposibilitado el ascenso directo de magmas, pudiendo así provocar la migración hacia el oeste y el este del magmatismo post-8 Ma. De ser así, la franja de los pórfidos cupríferos estaría acotada por el antearco rígido delimitado hacia arriba por la *rampa* que conecta con el *detachment* y por la franja de intrusivos del Mioceno Medio.

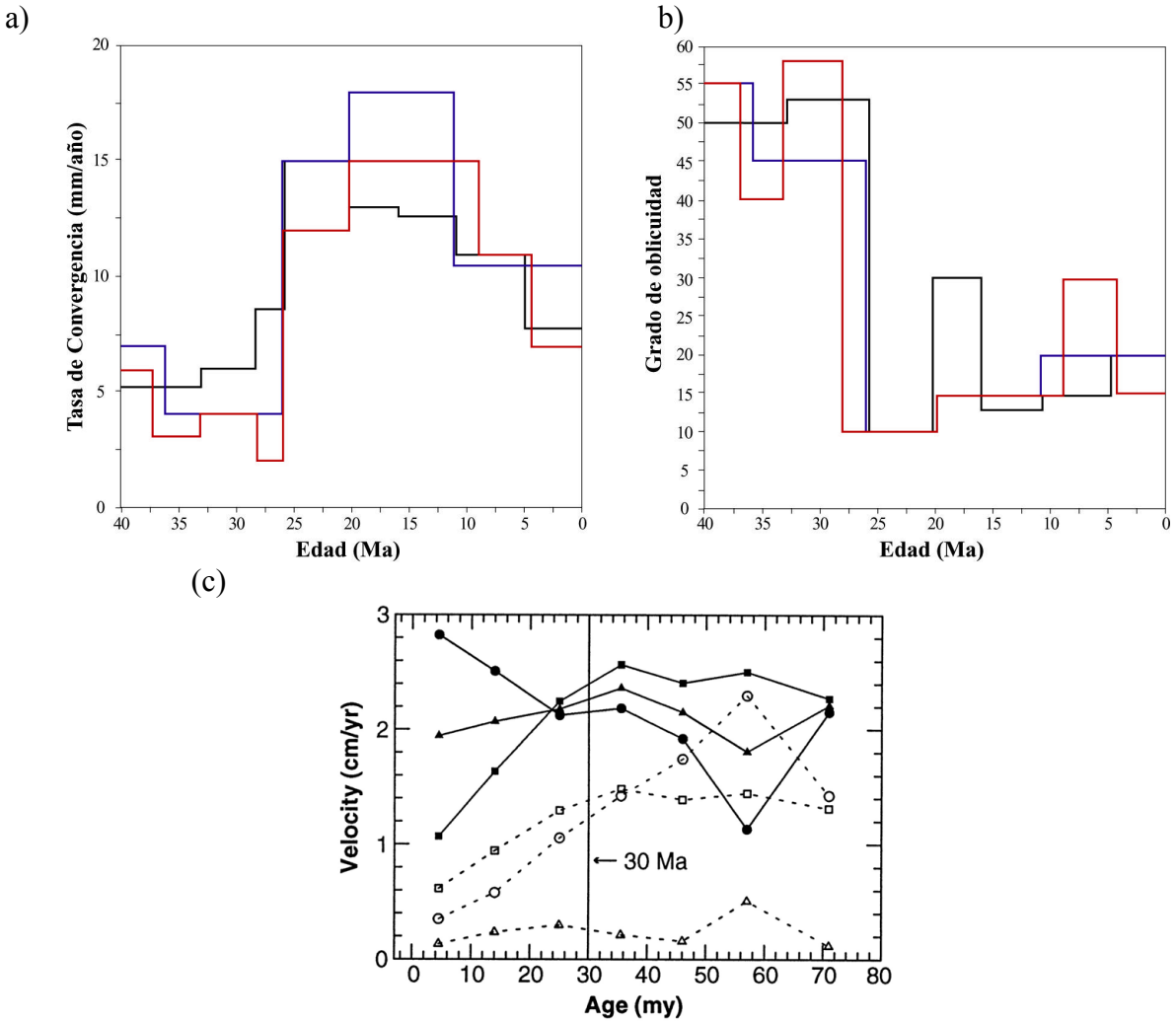

Figura IV-5. Velocidad (a) y oblicuidad de convergencia (b) entre las placas de Nazca y Sudamérica. Basado en Pilger [1984] (rojo), Pardo-Casas and Molnar [1987] (azul), y. *Somoza* [1998] (negro). (c) Velocidades absolutas de América del Sur (círculos). Tomado de *Silver et al*. [1998].

IV-1.3.6. Procesos de Subducción

Entre ~8.5 y ~4 Ma, el acortamiento acomodado a la latitud de Santiago tuvo sus mayores tasas durante el Neógeno, acomodando más acortamiento que durante cualquier otro periodo [Giambiagi and Ramos, 2002] (Tabla IV-1), aun cuando las tasas de convergencia de placa disminuyeron (Figura IV-5ab). Así mismo, durante este periodo, ocurrió una importante subsidencia en el antearco externo (*offshore*) y en la Cordillera de la Costa Occidental, la cual ha sido interpretada como el resultado de una fuerte erosión tectónica en el margen [*Encinas et al*., 2007; *Finger et al*., 2007] (Figura IV-2d). Por lo tanto, aun cuando la velocidad de convergencia disminuyó, el acoplamiento de placas habría aumentado de modo de transferir un mayor *stress* al

continente, lo cual estaría evidenciado por la erosión por subducción. Un posible origen de esto podría encontrarse en el establecimiento de la subducción plana en su actual posición a los 32º30'S aproximadamente a 10 Ma [*Yáñez et al*., 2001; 2002] y el aumento del acoplamiento producto del descenso en la velocidad de convergencia [*Yáñez and Cembrano*, 2004]. No obstante, tal como será presentado en las siguientes secciones, no sólo la región andina de Chile Central sufrió de un fuerte alzamiento de superficie a fines del Mioceno, sino que también los Andes altiplánicos. Por ello, otros factores debieron influir en este fenómeno tectónico. Particularmente, tal como será propuesto y profundizado más adelante (sección IV-3.3), es posible que el incremento en la velocidad absoluta hacia el oeste del continente Sudamericano (Figura IV-5c) haya sido uno de las causas más relevantes del mayor acortamiento y del consiguiente alzamiento global registrado post-10 Ma en los Andes.

V-1.4. La respuesta erosiva al alzamiento y los movimientos laterales post 4 Ma

Datos morfológicos (sección III-2.1) demuestran que la migración de la erosión desde los límites de las zonas alzadas hacia la cordillera fue un proceso que tardó más de 2 m.a. en arribar a la Cordillera Principal, y cerca de 6 m.a. en arribar a las cabeceras de la Cordillera Principal Central (Figura IV-2e). Esto estaría principalmente controlado por la resistente litología del antearco, la cual está fundamentalmente constituida por rocas ígneas.

Dentro de esta respuesta erosiva, destaca la formación de la Depresión Central producto de erosión diferencial. Las rocas intrusivas que componen la Cordillera de la Costa Oriental habrían retrasado el retroceso de la erosión, permitiendo que en aquellas zonas donde no aflora este tipo litológico, este avance haya progresado más rápidamente, capturando los drenajes retenidos por la instauración de una red de drenaje lateral hacia el lado oriental de las rocas graníticas. Este drenaje lateral habría sido facilitado por una leve subsidencia del bloque yaciente del frente cordillerano, aunque también por el alzamiento relativo mayor de la Cordillera Principal por medio de la actividad de la falla San Ramón-Pocuro, así como la presencia de cuerpos intrusivos del Mioceno inferior a lo largo del borde occidental de esta cordillera.

El incremento en las tasas de producción sedimentaria en este periodo habría aumentado más todavía por el inicio de las glaciaciones en el Plioceno Superior. Es posible que el aumento del aporte sedimentario a la fosa haya hecho posible el alzamiento del borde costero [cf. *Melnick and Echtler*, 2006]. Este alzamiento sería además el origen de la acumulación de la gruesa cobertura que caracteriza a la Depresión Central.

La gran elevación alcanzada por la cordillera sería la causante de la migración de la deformación a zonas menos elevadas, en las cuales el ***stress deviatórico*** debería ser mayor y por lo tanto debería acomodar acortamiento. Por el contrario, en un perfil, la alta cordillera se opondría demasiado al acortamiento. Esto, sumado a un incremento en la oblicuidad de la convergencia de placas favorecería los desplazamientos de rumbo que dominan la cinemática de la cordillera.