

La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior

Jean-Claude VICENTE

Laboratoire de Tectonique, Université P. & Marie Curie-Paris 6, Case 129, F 75252 PARIS Cedex 05, Francia
E-mail : vicente@lgs.jussieu.fr

RESUMEN. La revisión del perfil del Alto Vacas (Alta Cordillera de Mendoza) permite enfatizar la importancia de la discordancia primordial del complejo volcánico mioceno del Aconcagua sobre las escamas mesozoicas frontales de la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal. Esta situación, bastante general, lleva a considerar que la estructuración principal a esta latitud es del Mioceno inferior en relación con la fase pehuenche y a quitar importancia a las reactivaciones ulteriores ligadas a la fase quechua del Mioceno terminal. Los depósitos sinorogénicos asociados a este evento tectosedimentario mayor se identifican con los fanglomerados tipo Penitentes y son netamente diferentes de los aglomerados volcánicos tipo Santa María que proceden ellos del dinamismo eruptivo subsecuente claramente ligado al Complejo Volcánico Aconcagua. Dos perfiles claves, uno al norte inmediato de Puente del Inca (sector del Barquito), el otro en las nacientes del río de la quebrada de los Indios (flanco este del cordón de la Cerrada), permiten ilustrar las relaciones de discordancia de los Aglomerados Santa María sobre los Conglomerados Penitentes y visualizar el aspecto polifásico de la deformación. Dentro de un marco más regional, la importancia tectogenética atribuida a esta fase pehuenche se ve confirmada por las recientes evidencias geoquímicas sobre un engrosamiento cortical de retroarco en torno al límite entre el Oligoceno y Mioceno.

Palabras clave: *Alta Cordillera Mendoza, faja plegada y corrida del Aconcagua, tectónica andina cenozoica.*

ABSTRACT. *The first structural phase of the Aconcagua folds and thrust belt: Importance of the Early Miocene Pehuenche phase.* The examination of the Alto Vacas section (High Cordillera of Mendoza) shows the importance of the primordial unconformity between the Miocene volcanic complex of Aconcagua and the frontal tectonic slices of the Principal Cordillera fold and thrust belt. This setting, widely observed in the region, points out that the main orogenic phase at this latitude is related to the Early Miocene Pehuenche phase, and therefore is more important the later reactivation linked to the Late Miocene Quechua phase. The synorogenic deposits associated with this large tectosedimentary event are linked with the fanglomerates of Penitentes type, which are neatly different from the volcanic agglomerates of Santa María type, which are formed by the subsequent dynamic eruptions clearly linked to the Aconcagua Volcanic Complex. Two key sections, one immediately to the north of Puente del Inca (El Barquito section), and the other in the headwaters of Los Indios creek (eastern flank of Cordón de la Cerrada), show the unconformable relationship between the Santa María Agglomerates and the Penitentes Conglomerates, indicating a polyphasic deformation. Within a more regional framework, the tectogenetic importance of the Pehuenche phase is confirmed by recent geochemical evidence of retroarc crustal thickening observed in the Oligocene-Miocene boundary.

Key words: *Mendoza High Cordillera, Aconcagua fold and thrust belt, Cenozoic Andean tectonics.*

Introducción

En la década del ochenta, tras las primeras dataciones de la Formación Farellones, las evidencias de extensión de este importante volcanismo mioceno en la vertiente argentina del sector del Aconcagua (Munizaga y Vicente 1982, Fig. 3) y el suave plegamiento presentado en comparación con el imbricado sustrato mesozoico, se consideró que la estructuración principal de la faja plegada y corrida del Aconcagua era premiocena. Al contrario, a partir de la década siguiente, como consecuencia de los estudios y mapeos detallados del sector (Ramos *et al.* 1996) con especial énfasis en el frente de corrimiento donde es manifiesto y clásico, desde Schiller (1912), el

cabalgamiento frontal sobre los llamados depósitos sinorogénicos de los cerros Santa María y Penitentes (Pérez y Ramos 1996a), se argumentó a favor de una estructuración esencialmente miocena, acotada entre 20 y 8 Ma, básicamente sincrónica con el volcanismo (Cegarra y Ramos 1996, Ramos 1996).

Como convencidos, tanto de la importancia de la discordancia primordial de la Formación Farellones como del corrimiento frontal, pero interpelados por esta aparente discrepancia sobre la cronología principal de estructuración de la faja, se resolvió revisar críticamente las relaciones del frente de corrimiento con los depósitos terciarios de la comarca (Fig. 1). Esto implicó reexaminar a la luz de esta problemática sectores ya visitados

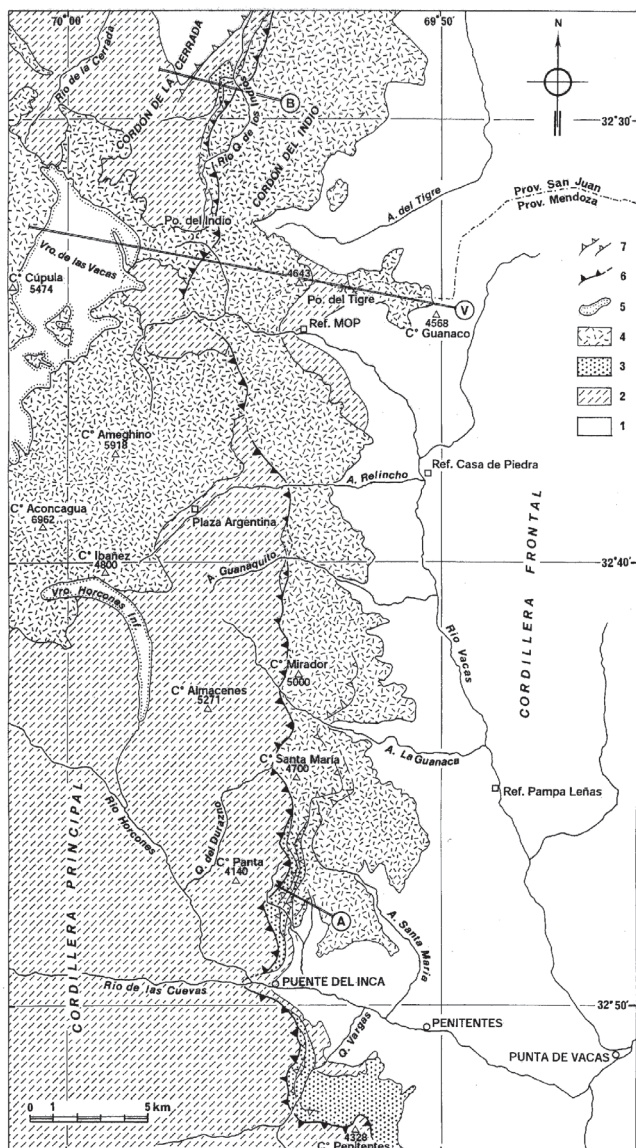


Figura 1: El frente de corrimiento del Aconcagua en su contexto regional y ubicación de los perfiles discutidos en el texto. 1) Terrenos preandinos indiferenciados (Cordillera Frontal y cordón de la Cerrada); 2) Mesozoico indiferenciado de la Cordillera Principal (estructuración no figurada); 3) Fanglomerados Penitentes (Mioceno inferior); 4) Complejo Volcánico Aconcagua s.l. incluyendo los Aglomerados Santa María (Mioceno medio a superior); 5) Ventisqueros; 6) Frente de corrimiento principal de la faja plegada y corrida del Aconcagua (FPCA); 7) Fallas inversas relacionadas.

por el autor en la década del setenta (Vicente, 1972) y también complementar el estudio con observaciones del sector clave del Alto Vacas. En esta empresa, la carta geológica de la región del Aconcagua al 1 : 100.000 de Ramos *et al.* (1996b) fue muy orientadora ya que, además de figurar el trazado del frente de corrimiento, sugería una relación de contacto estratigráfico con engrane entre el Complejo Volcánico Aconcagua (equivalente oriental de la Formación Farellones) y los Conglomerados Santa María en la ribera norte del Alto Vacas al oeste del portezuelo del Tigre.

Esta verificación permitió vislumbrar las principales causas de la aparente discrepancia y argumentar una cronología compatible con los datos acumulados tras casi un siglo de reconocimientos y apta para conciliar los diferentes puntos de vista. Tratándose de un sector clásico de magnífica exposición pero estructuralmente bastante complejo y de engorroso acceso, advertiremos de paso las se-cuelas de observaciones erráticas no sistemáticas y de extrapolaciones aventuradas.

Reseñas del perfil del alto vacas

La revisión crítica de este clásico perfil O-E de la ladera norte del valle superior del río de las Vacas, cerca del límite entre las provincias de San Juan y Mendoza (32°34'S), permitió apreciar lo relevante de las observaciones y descripciones pioneras de Schiller (1912). Magníficamente ilustrado (véase el perfil V de su lámina IV y vistas fotográficas 7, 8, 9) y comentado (p. 26-27), su perfil guarda en efecto gran validez, pero plantea algunos problemas que conviene discutir (Fig. 2). De hecho, constituye el único publicado hasta la fecha sobre la zona, ya que Groeber (1952, su lámina IV) sólo lo retoma con leves modificaciones para adaptarlo a su terminología formacional y proponer la equivalencia de los «Conglomerados de Santa María» con su Formación Agua de la Piedra. Cabe recalcar sin embargo que en su texto (p. 302) emite ciertas dudas sobre la pertenencia de escasos y reducidos remanentes de conglomerados en las altas cumbres al oeste del Paso del Tigre arriba de las tobas porfíricas-andesíticas.

El perfil parece haber tenido también cierta influencia sobre el mapeo de Ramos *et al.* (1996b) en la medida en que la extensión atribuida a los supuestos conglomerados coincide exactamente con las sugerencias del perfil y es extendida hacia el norte, pasado la línea divisoria con San Juan, por la nacientes del arroyo del Tigre y del río de la quebrada de los Indios. En el cuadro estratigráfico que acompaña ese mapa, los conglomerados son descritos como depósitos sinorogénicos y tobas cuyos niveles superiores engranan con el Complejo Volcánico Aconcagua.

Uno de los datos esenciales del perfil es la espectacular discordancia de casi 90° de volcanitas subhorizontales, ahora asignadas al Complejo Volcánico Aconcagua, sobre sedimentitas plegadas subverticales del Jurásico superior (Formación Tordillo) y Cretácico inferior (Grupos Mendoza y Rayoso) (Fig. 4). Schiller calificó esta discordancia de primordial y la atribuyó a su más antiguo plegamiento que situaba en el Terciario inferior (Schiller 1912, p. 50). Con las dataciones ahora disponibles sobre el Complejo Volcánico Aconcagua, comprendidas entre 15,8 y 8 Ma (Ramos *et al.* 1996a), está claro que la discordancia del Alto Vacas sella la estructuración principal del área como al menos anterior al Mioceno inferior alto (pre-Burdigaliano). Esto sin tomar en cuenta la necesaria duración del proceso erosivo para explicar el carácter relativamente regular de la superficie de erosión que trunca las estructuras. Por nuestra parte, dataciones K-Ar complementarias realizadas sobre dos muestras del sector del

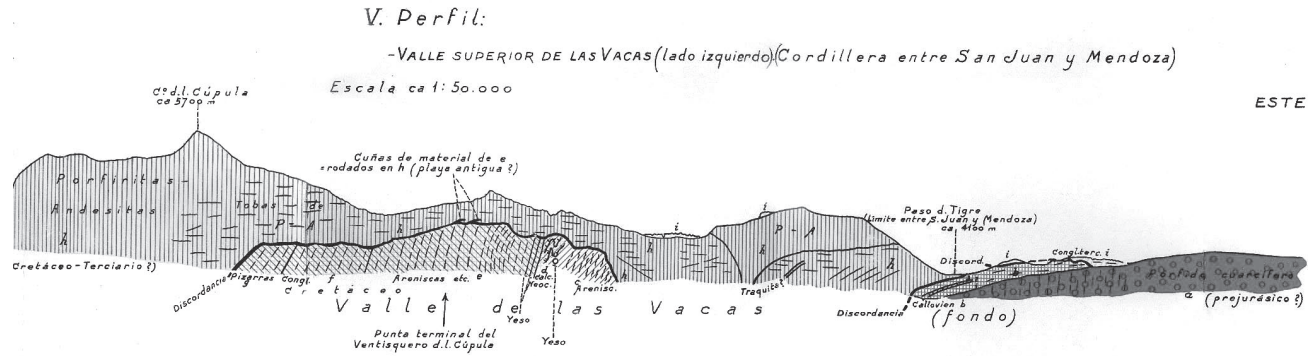


Figura 2: El histórico perfil del Alto Vacas de Walter Schiller (1912). Nótese la discordancia de las porfiritas del cerro Cúpula sobre el Mesozoico subvertical y su extensión hacia el este hasta el paso del Tigre. Los conflictivos conglomerados terciarios suprayacentes son señalados con la letra (i).

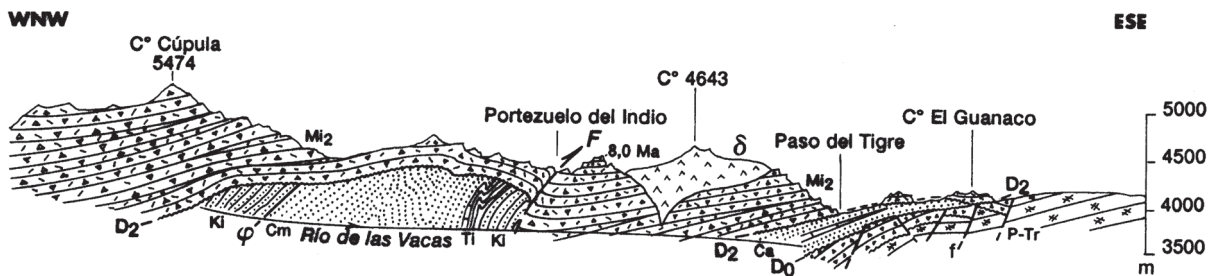


Figura 3: Perfil del Alto Vacas reinterpretado. Para le leyenda de las tramas y abreviaturas véase la figura 9.

Cuadro I. Edades K-Ar del Complejo Volcánico Aconcagua en el portezuelo del Indio*.

N° de Laboratorio	N°Muestra	Material analizado	Roca	% K	Error de K(%)	Ar ⁴⁰ rad	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Tmax(Ma)	Edad(Ma)	Error Max(Ma)
SPK-7991	PI-W	RTOT	Andesi ta	1,6642	0,5000	0,80 7	6,85	13,3	12,4	1,0
SPK-7992	PI-E	Plagio	Dacita	0,3701	2,3167	0,11 9	0,53	10,7	8,0	2,7

*) Procesamiento de las muestras en el Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad de La Plata por el Dr. Carlos Cingolani. Dataciones realizadas en el Centro de Geocronología de la Universidad de Sao Paulo por el Dr. Miguel A.S. Basei.

portezuelo del Indio precedente respectivamente de la base (PI-W) y del techo (PI-E) del complejo permiten acotarlo a este nivel entre 12,4 y 8,0 Ma (Cuadro 1).

Visto que esta discordancia tiene además amplia distribución alrededor del Aconcagua, (cf. su pared sur en el ventisquero Horcones inferior, o al este en el cerro Ibañez) y prosigue hacia el norte con características similares (Cordillera Penitentes, Paso Las Ojotas) (Munizaga y Vicente 1982, Rivano y Sepúlveda 1991), su importancia regional queda al descubierto.

El brusco hundimiento hacia el este de la discordancia bajo el valle se debe a la presencia de una importante falla inversa de rumbo N-S con vergencia oriental cuyo rechazo vertical supera los 1.000 m (Fig. 3). No advertida por Schiller, pero ampliamente reconocida por Ramos *et al.* (1996), marca hacia el sur el límite del frente de corrimiento (Fig. 1). Al nivel del portezuelo del Indio (Fig. 5) pone en contacto la base discordante del Complejo Volcánico Aconcagua con los niveles superiores del mismo y se acompaña de un importante anticlinal de arrastre del labio

colgante visible desde el valle de Vacas (Fig. 6). Sigue entonces hacia el este el -complejo volcánico con una potencia del orden de 1.200 m, constituye todo el cordón divisorio con San Juan y culmina en el cerro de 4.643 m donde es intruido por un importante pórfido dacítico ya señalado por Schiller (véase la vista fotográfica 9 de su Lámina X y leyenda p. 60). El reconocimiento de la ladera norte de este cordón, desde las nacientes del arroyo del Tigre hasta las nacientes del río de la quebrada de los Indios, nos ha convencido de que no existe, tal como lo había presentado por lo demás Groeber (1952), ningún rastro de conglomerados encima del complejo volcánico. De esto se deduce que la suposición de Schiller (1912) sobre la superposición concordante de conglomerados terciarios sobre las porfiritas en las altas cumbres, tal como lo figura en su vista fotográfica 9 y perfil, no tiene fundamento. Este punto es muy importante puesto que la serie volcánica, con su leve buzamiento monoclinial de 15° hacia el oeste, viene a descansar discordantemente más al este sobre el Jurásico de margen extensivo del portezuelo del Tigre



Figura 4: Vista de la ladera norte del Alto Vacas mostrando la espectacular discordancia primordial del Complejo Volcánico Aconcagua sobre las sedimentitas mesozoicas subverticales.



Figura 5: Discordancia del Complejo Volcánico del Aconcagua sobre las sedimentitas mesozoicas al nivel del portezuelo del Indio. Vista hacia el sur desde las nacientes del río de la quebrada de los Indios. Nótase el desnivel causado a la base del complejo volcánico por la prolongación septentrional del frente de corrimiento (falla inversa del portezuelo del Indio). Ubicación de las muestras datadas por el método K-Ar.

(Fig. 3). Más allá figura inmediatamente al este del paso un supuesto remanente de Conglomerados Santa María sobre el Grupo Choiyoi, que también corresponde a flujos piroclásticos que pertenecen al mismo complejo volcánico.

Estas observaciones tienen hondas incidencias. Muestran que el Complejo Volcánico Aconcagua se extiende ampliamente hacia el este hasta descansar sobre el borde occidental de la Cordillera Frontal. Esta extensión traspasa entonces claramente al nivel del portezuelo del Indio la prolongación norte del frente de corrimiento (Fig. 5). El término de conglomerado aplicado a los depósitos piroclásticos situados al este del portezuelo del Indio es sedimentológicamente impropio (Fig. 7), de modo que calificar de sinorogénicos depósitos ligados a una actividad volcánica con fuerte dinamismo explosivo es un tanto exagerado.

En la medida en que lo que conocíamos de los Conglomerados Santa María eran los del cerro Penitentes de fa-

cies típicamente aluvial con abundantes rodados de calizas mesozoicas, esta notable diferencia de facies nos causó cierta sorpresa y nos instó a revisar la definición original.

Conglomerados epiclásticos penitentes vs. Aglomerados volcánicos Santa María

En su explicación del perfil combinado de Puente del Inca, Schiller (1912, p. 39) habla de conglomerados gruesos con muchos rodados de capas del Jurásico y Cretácico para describir sus «Conglomerados Santa María». Es solo para los niveles inferiores de la pared austral del cerro Santa María que reconoce la presencia de tobas. De esto se puede deducir que en realidad su descripción fue basada esencialmente en la observación de los conglomerados del cerro Penitentes, más accesibles, aunque escogió al majestuoso cerro Santa María para acuñar el nombre de la



Figura 6: (a) Anticlinal de arrastre del labio colgante de la falla inversa del portezuelo del Indio. Vista hacia el NNO con teleobjetivo desde el valle del Alto Vacas. Nótese las capas verticales del flanco oriental del anticlinal y la traza de la falla con vergencia este a media falda.



Figura 7: Aspecto de los flujos piroclásticos al este inmediato del portezuelo del Indio. La ignimbrita rosada de la cumbre cercana fue datada en 8 Ma por el método K-Ar.

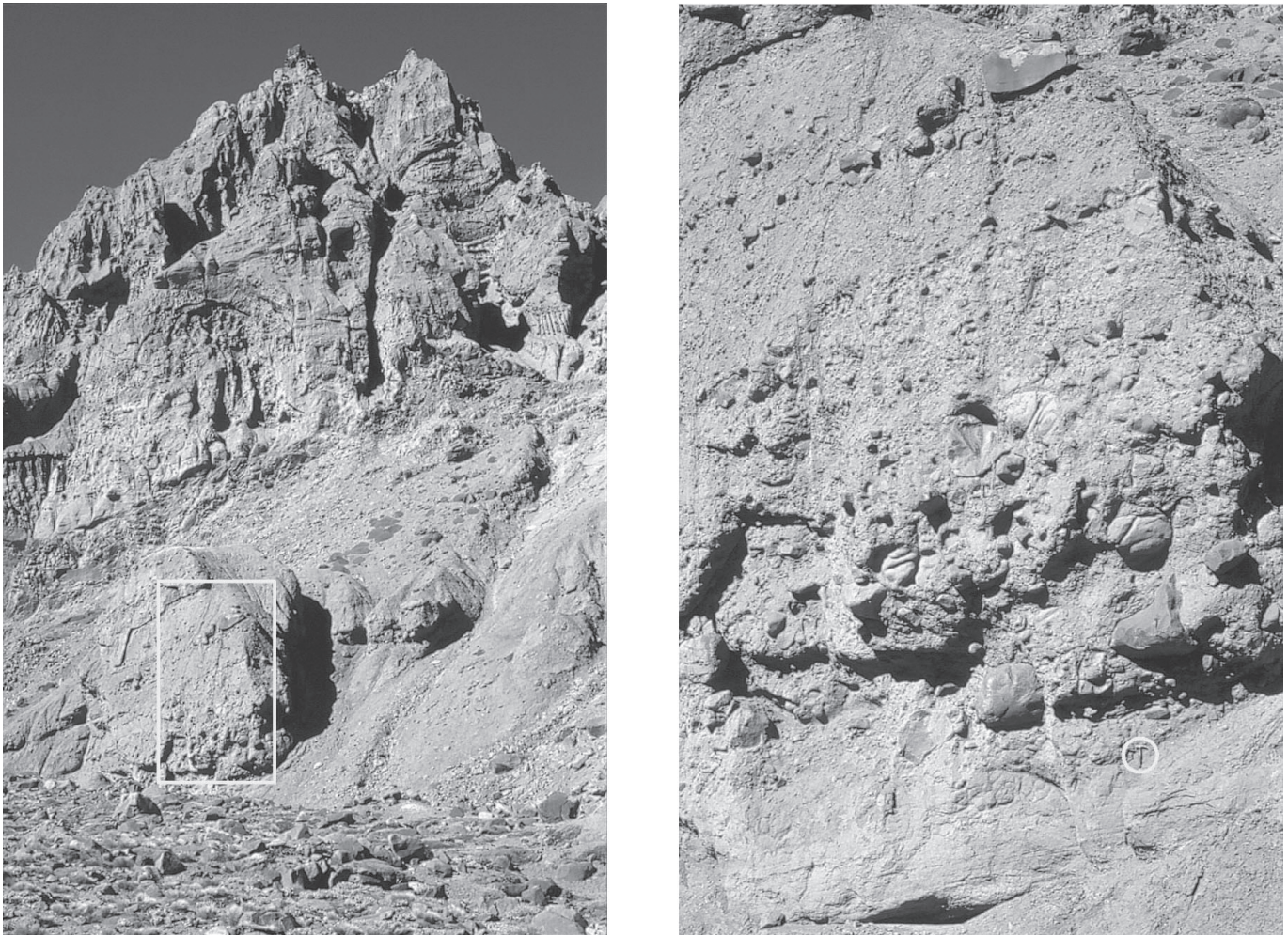


Figura 8: Aspecto general y detalle de los aglomerados tipo Santa María al nivel de las vegas de Plaza Argentina inferior (Arroyo Relincho). Nótese la estratificación somera bastante irregular de la serie volcanígena y el aspecto muy heterométrico de los niveles de aglomerados. El recuadro amarillo localiza la vista de detalle representada en la foto derecha, el círculo amarillo señala el martillo que da la escala.

formación. Por lo demás, el hecho de calificar precisamente la pared sur del cerro de «precipicio austral» muestra toda la dificultad que representaba conseguir una visión cabal de su constitución a una época en la cual, por lo demás, las consecuencias de un volcanismo de tipo peleano no eran plenamente asimiladas. A pesar de tener una expresión morfológica bastante parecida constituyen no obstante dos series distintas fácilmente distinguibles pues la primera es típicamente epiclástica (Cerro Penitentes), mientras que la segunda es meramente piroclástica (Cerro Santa María). Solo la primera, con sus llamativas facies propias de conos aluviales proximales con abundantes rodados y bloques de mesozoico procedentes del desmoronamiento de un probable frente tectónico activo, merece a nuestro entender la calificación de sinorogénica.

De ahí viene probablemente la confusión, perpetrada también en el mapa de Ramos *et al.* (1996b) donde figura, al este del frente de corrimiento, bajo el nombre de «Conglomerado Santa María», una franja continua de afloramientos entre el cerro Penitentes y el Alto Vacas. En la

medida en que entre el cerro Santa María y el Alto Vacas son efectivamente los depósitos piroclásticos que prevalecen, se entiende que los autores tuvieron que señalar la presencia de «tobas» en la descripción. Al respecto, la reseña de Pérez y Ramos (1996) sobre las facies observadas en las nacientes del arroyo Guanaquito es muy ilustrativa pues hablan «de fanglomerados... interpuestos con niveles de tufitas blanquecinas, que gradan en su parte superior a depósitos caóticos, con bloques de un metro cúbico y aun mayores» y especifican que «los clastos están compuestos predominantemente de andesitas y brechas andesíticas».

En cambio, no se los puede seguir cuando los interpretan como «típicos depósitos sinorogénicos, que gradan de una posición próxima a muy próxima del frente de corrimiento». Por lo demás, basta evocar las espectaculares brechas piroclásticas y tobas visibles a ambos lados del arroyo Relincho a la altura de las vegas de Plaza Argentina inferior para juzgar de la naturaleza volcanoclástica de los depósitos y medir la importancia de los fenómenos explosivos en la génesis del material (Fig. 8). Está claro

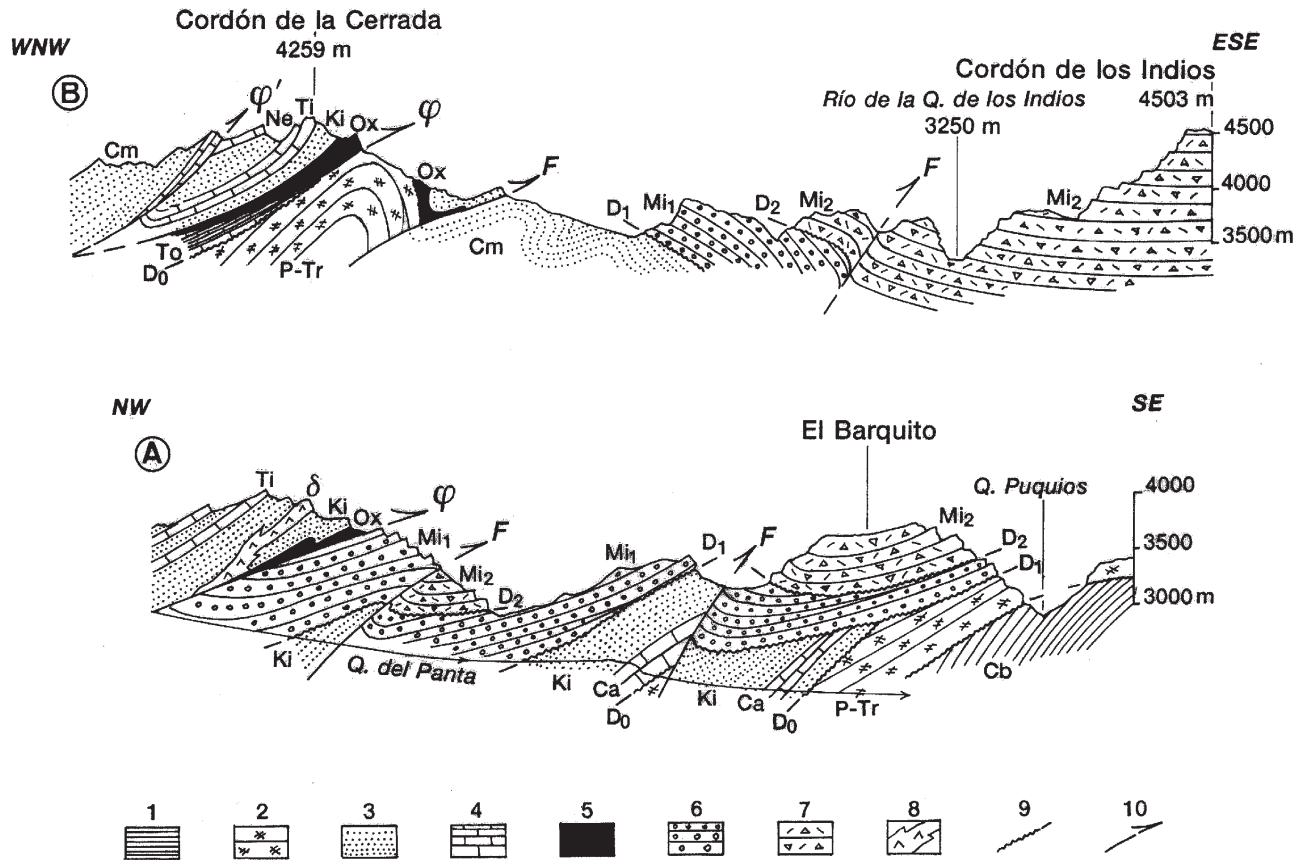


Figura 9: Relaciones entre Aglomerados Santa María y Conglomerados Penitentes. a) Perfil del Barquito; b) Perfil de las nacientes del río de la quebrada de los Indios. 1: Grauvacas; 2: Riolitas; 3: Areniscas rojas; 4: Calizas; 5: Yeso principal; 6: Conglomerados epiclásticos; 7: Aglomerados volcánicos; 8: Dacita; 9: Discordancia; 10: Falla y corrimiento. Cb: Carbonífero (Formación Alto Tupungato); P-Tr: Permo-Triásico (Grupo Choiyoi); To: Toarciense (Formación Los Patillos); Ca: Caloviano (Formación La Manga); Ox: Oxfordiano (Formación Auquilco); Ki: Kimmeridgiano (Formación Tordillo); Ti: Titoniano; Ne: Neocomiano; Cm: Cretácico medio (Grupo Rayoso); Mi1: Mioceno basal (Conglomerados Penitentes); Mi2: Mioceno medio a superior (Aglomerados Santa María); D0: Discordancia basal del Jurásico; D1: Discordancia de los Conglomerados Penitentes; D2: Discordancia de los Aglomerados Santa María.

que la abundancia de bloques heterométricos, las importantes variaciones de espesor de las unidades eruptivas y la presencia de intrusivos subvolcánicos y diques asociados ubica los depósitos en proximidad relativa de un centro de intensa actividad pliniana que solo un análisis sedimentológico detallado, tomando en cuenta la proporción de eyectos, avalanchas de detritos volcánicos, nubes ardientes y lahares en un marco regional, podrá situar más exactamente. Cabe recordar sin embargo que estos depósitos se sitúan a menos de 10 km del complejo principal del Aconcagua y 20 km del Complejo Farellones, lo que para un estratovolcán o una caldera de regular tamaño significa cerca. Por lo demás, existen ya antecedentes para considerar el Aconcagua como parte de un volcán mioceno (Godoy *et al.* 1988). Pero es más probable que hayan existido varios centros eruptivos tal como lo sugiere la ubicación del pórfido dacítico intrusivo del cerro de 4.643 m del Alto Vacas señalado por Schiller (1912, Fig. 2 y su vista fotográfica 9). Por otra parte, si se resta el basculamiento general de la serie hacia el oeste relacionado con el levantamiento tardío de la Cordillera Frontal y se considera la geometría traslapante (*onlap*)

hacia el este de las capas sobre el Grupo Choiyoi visible en la pared sur del cerro Santa María, se restaura una paleopendiente de los flujos hacia el este.

Es para diferenciar esta potente serie piroclástica de los conglomerados epiclásticos Penitentes y en consideración a su rasgo más notorio que proponemos utilizar, por oposición y en sentido amplio, de «Aglomerados Volcánicos Santa María». Aún cuando existe en realidad perfecta continuidad con el Complejo Volcánico Aconcagua y se puede considerar sencillamente estos aglomerados volcánicos como sus facies más distales (Fig. 1). Dentro de este marco, no hay que extrañarse que los niveles superiores de brechas volcánicas del cerro Mirador, al norte inmediato del cerro Santa María, hayan brindado un edad muy parecida (8,1 Ma) a la de los niveles cuspidales del cerro Aconcagua (Ramos *et al.* 1990).

Relaciones estratigráficas y contexto estructural

Por suerte existe una relación de discordancia de estos aglomerados con los Conglomerados Penitentes. Esta se observa tanto en el sector del Barquito al NNE inmediato

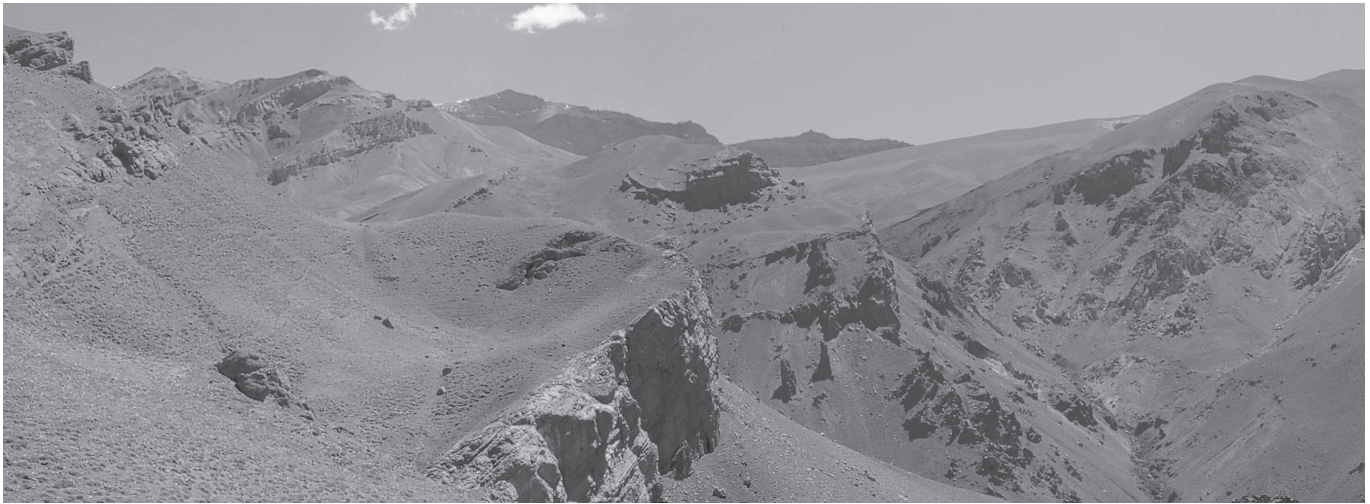


Figura 10: Panorama general sobre el sector del Barquito. Vista hacia el norte. En el primer plano la cornisa de calizas del Jurásico (Formación La Manga) sobre la cual descansan en discordancia los Conglomerados Penitentes. En el segundo plano en el medio del sinclinal de Aglomerados Santa María del Barquito están discordantes sobre los conglomerados anteriores que en este nivel descansan directamente sobre los terrenos preandinos de la Cordillera Frontal. En el último plano, el cerro Santa María.

de Puente del Inca entre los arroyos Panta y Púquios, como en las nacientes del río de la quebrada de los Indios al pie oriental del cordón de la Cerrada.

En el **primer sector** (Fig. 9A), a los $32^{\circ}48'S$, se nota un pequeño sinclinal disimétrico de aglomerados volcánicos (El Barquito) cuyo flanco oriental descansa en nítida discordancia (D_2) sobre unos remanentes de los Conglomerados Penitentes con abundantes rodados de calizas mesozoicas. A este nivel la discordancia es del orden de 10° y es subrayada por el contraste litológico entre ambas series. Estos conglomerados se apoyan a su vez en fuerte discordancia angular de 30° (D_1) sobre una delgada cornisa basculada de calizas y areniscas rojas del Jurásico medio de facies muy costeras. En cuanto al flanco occidental del sinclinal, en parte volcado hacia el este, se muestra cabalgado (Cegarra y Lo Forte 1991) por una segunda faja de conglomerados también cubierta en discordancia por aglomerados volcánicos. Una última faja que tiene directa continuidad hacia el sur vía Puente del Inca con los del cerro Penitentes cabalga la faja precedente y se muestra a su vez limitada hacia el oeste y en parte obliterada por el frente de corrimiento principal reactivado de las escamas externas del río Cuevas despegadas a nivel del Yeso Principal. Por lo demás, una situación muy parecida se observa más al sur en la ribera norte de la quebrada de Vargas donde se conserva también una delgada faja de volcanitas grises cabalgada por la segunda faja de conglomerados, pero que fue erradamente atribuida a un volcanismo eojurásico por Sanguinetti (1989). Hacia el norte, la faja principal de conglomerados del Barquito se sigue hasta las nacientes del arroyo Santa María donde constituye la ladera oeste del curso N-S del valle (Fig. 1). Su relación con los Aglomerados Santa María se interpreta también cabalgante visto los pliegues de arrastre que afectan la serie del Santa María en el prolongamien-

to sur de la magnífica falla inversa inclinada de 15° hacia el oeste que afecta la pared sur del cerro Santa María. En este nivel el cabalgamiento afecta también en su base un poco de areniscas rojas del Jurásico sobre las cuales descansan en discordancia los conglomerados. Estos conglomerados se ven a su vez cabalgados y obliterados por el corrimiento principal del cerro Almacenes (j) correspondiente a la primera escama de Jurásico superior-Neocomiano despegada a nivel del yeso oxfordiano.

En el **segundo sector** (Fig. 9B), los conglomerados epiclásticos constituyen, en la ribera izquierda del río de la quebrada de los Indios a los $32^{\circ}29'S$, un notorio crestón aserrado inclinado 30° hacia el ESE (Fig. 11). Este descansa en nítida discordancia (D_1) sobre la serie sedimentaria jurásica-cretácica inferior fuertemente plegada y escamada del flanco nororiental del cordón de la Cerrada. Mientras que en la ribera derecha el techo de la formación se ve truncado y recubierto mediante una superficie de erosión muy marcada (D_2) por la serie volcánica subhorizontal del cordón del Indio (Fig. 12). Un poco más al este pasa la traza norte de la falla inversa del portezuelo del Indio que genera un importante anticlinal de arrastre en las capas volcanoclásticas. El aspecto heterométrico, poligénico y un tanto caótico, muy característico del material epiclástico con bloques subredondeados de calizas mesozoicas que superan el metro cúbico (Fig. 13) demuestra el carácter sinorogénico del depósito y sugiere muchas similitudes con los típicos Conglomerados Penitentes.

El hecho de que estos conglomerados subyacen a los depósitos piroclásticos de la faja oriental del Complejo Volcánico Aconcagua cuya edad mínima de la base es ~ 16 Ma y que exista entre ambos una discordancia apreciable, permite argumentar a favor de un evento



Figura 11: Panorama general sobre el sector de las nacientes del río de la quebrada de los Indios. Vista hacia el norte. Observéanse los destacados chevrones de fanglomerados tipo Penitentes discordantes sobre el Mesozoico erguido del flanco oriental del cordón de la Cerrada. A la derecha, en primer plano, la base discordante de los aglomerados del cordón del Tigre.



Figura 12: Vista hacia el sur de la cuesta de fanglomerados tipo Penitentes de las nacientes de la quebrada de los Indios. A la derecha la discordancia basal sobre las escamas de Mesozoico, jalonadas con yeso, del flanco oriental del cordón de la Cerrada. Al fondo, a la izquierda, los aglomerados volcánicos del cordón del Tigre que constituyen la divisoria con el Alto Vacas al este del portezuelo del Indio.

tectogénico mayor de probable edad Mioceno inferior. Estas observaciones y conclusiones se contraponen pues al razonamiento de Ramos *et al.* (1990) según los cuales los llamados «Conglomerados sinorogénicos del Santa María» serían posteriores a la Formación Farellones y por consiguiente también la tectónica principal que los generó. Cabe recordar que esta aseveración se apoya sobre la abusiva denominación de sinorogénicos a simples productos de un volcanismo explosivo. En este contexto, está claro que el hecho de reconocer que los clastos de los «conglomerados» de la Formación Santa María proceden de la Formación Farellones solo confirma la correlación propuesta con dicho complejo, de ninguna manera prueba la posterioridad visto que no se trata de epiclásticos. Además, Cegarra y Lo Forte (1991) admitían el sincronismo

parcial de los Conglomerados Santa María con la Formación Farellones.

Correlaciones e incidencias cronológicas

Tal como lo había advertido Groeber (1951, Fig. 12), las relaciones aquí analizadas aparecen entonces muy parecidas a las señaladas más al sur en el sector del río Alto Palomares entre los Conglomerados Tunuyán y las volcanoclastitas de la Formación Palomares (Giambiagi *et al.* 2001, véase su figura 9 o Giambiagi y Ramos, 2002, su figura 6). Desgraciadamente en este sector ambas formaciones son solo datadas indirectamente por correlación con formaciones del piedemonte mendocino (La Piloná y



Figura 13: Aspecto de los fanglomerados tipo Penitentes con bloques métricos de calizas mesozoicas en las nacientes del río de la quebrada de los Indios. Escala dada por el martillo (en el círculo).

Mariño, en este caso), lo que conduce a una cronología, a nuestro entender, demasiado joven, pues se acota la edad de los Conglomerados Tunuyán entre 16 y 12 Ma y se sitúa el inicio de la estructuración de la Cordillera Principal al principio del Mioceno Medio. Cuando en nuestro cercano sector aconcagüino los Conglomerados Penitentes, obvios equivalentes de los Conglomerados Tunuyán, pueden considerarse anteriores a los 16 Ma de la base del Complejo Volcánico Aconcagua y por lo tanto muy probablemente del Mioceno inferior. De modo que la estructuración principal de la faja plegada y corrida del Aconcagua, cabe situarla también en el Mioceno más inferior (Aquitaniense). Basta recordar que las escamas externas (orientales) se muestran intruidas en el sector de Puente del Inca por filones capa dacíticos de 15 Ma (Munizaga y Vicente 1982), mientras las internas (occidentales) son cortadas por la Granodiorita Matienzo de 21,6 Ma (Ramos y Cingolani 1989). Asimismo, más al norte, a los 32°S (sector del paso de las Ojotas y de la laguna del Pelado), la base de la Formación Farellones, fuertemente discordante sobre la Formación Tordillo, ha arrojado edades de 17 y 18,4 Ma (Munizaga y Vicente 1982, Rivano y Sepúlveda 1991). Dentro de este marco cronológico, resulta pues tranquilizador constatar que en su último trabajo Giambiagi *et al.* (2003) admiten un inicio de la deformación en el Mioceno temprano alto.

Si consideramos ahora las correlaciones con la antifosa de Manantiales ubicada más al norte y en particular la edad inicial de estructuración de la faja plegada y corrida de la Ramada deducida del estudio de la Formación Chinchas (Pérez y Ramos 1996, Pérez 2001), se

advierte muchas similitudes. A pesar de presentar un carácter un tanto más distal, la serie presenta un miembro inferior (Tc2) de conglomerados y areniscas gruesas, masivas con lentes conglomerádicas que recuerda mucho los Conglomerados Penitentes y especialmente los afloramientos muy cercanos de las nacientes del río de la quebrada de los Indios. En la medida en que este miembro se encuentra más de 200 m por debajo de niveles lacustres a lagunares (Tc5) con intercalaciones de tobas datadas entre 17,1 y 11,5 Ma y que el control magnetoestratigráfico permite fechar la base de este miembro en torno a 19 Ma (Jordan *et al.* 1996), queda claro que este evento detrítico se sitúa en el Mioceno más inferior. Se entiende que el inicio de la faja plegada y corrida de la Ramada sea colocada hacia los 20 Ma y relacionada con el levantamiento de la Cordillera del Límite en vista de la presencia de abundante clastos de andesitas de piroxeno provenientes de la erosión de la Formación Juncal. En lo que atañe al inicio de la estructuración surge entonces un notorio sincronismo con la faja del Aconcagua. En cambio, la noción de *continuum* de deformación asociada a una progresión regular hacia el este del frente tectónico nos parece un tanto forzada. En efecto, el análisis de la columna (Pérez 2001, su figura 4) muestra que la serie es típicamente grano y estrato-decreciente hasta Tc5 es decir que de hecho culmina con el episodio lacustre indicador, a diferencia de lo sustentado por Jordan *et al.* (1996) de una vacuidad tectónica. El miembro cuspidal Tc6 de conglomerados caóticos estrato-crecientes marca una nueva crisis detrítica, el problema es de saber si este último no

está directamente relacionado con el Complejo Volcánico de la Ramada, equivalente septentrional del Complejo del Aconcagua (Formación Farellones s.l.). La sospecha viene del hecho de que Pérez y Ramos (1996, p. 320) señalan una variación lateral del miembro compuesta casi exclusivamente por clastos de andesitas hornblendíferas cuya descripción evoca mucho los aglomerados volcánicos de tipo Santa María. Como además Pérez (2001) indica que este miembro descansa directamente sobre rocas del Grupo Choyoi en el río Blanco, la pregunta surge entonces de saber si no es más conveniente considerarlo como una formación aparte discordante sobre la serie subyacente reducida a sus cinco miembros. En este caso se reconocería una relación muy similar a la descrita entre los conglomerados epiclásticos Penitentes y los aglomerados volcánicos Santa María. Esta sugerencia se apoya sobre observaciones realizadas en el sector de la Cortadera de Silva, es decir a nivel del codo sur del río de los Patos (32°20'S), donde la discordancia de los aglomerados volcánicos grises sobre el miembro rojizo Tc2 es manifiesta en la ladera norte. En estos puede haber tenido parte el intrusivo subvolcánico de la andesita La Laguna descrita por Pérez y Ramos (1996b) en las proximidades. Como esta interpretación difiere de la del mapa de Cristallini *et al.* (1996), se ve todo el interés de un estudio detallado de este sector clave para la comprensión del nexo entre la cuenca del Vacas y la de Manantiales. En todo caso queda claro que los verdaderos depósitos sinorogénicos remontan al Mioceno inferior. Sobre esta base, Iglesia Llanos (1995) no vacilaba en situar el levantamiento de la Cordillera del Límite en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Por lo demás, la faja corrida y plegada de la Ramada queda sellada por las volcanitas de la Ramada datadas entre 12,7 y 10,7 Ma (Pérez y Ramos 1996b).

Conclusiones

Sin subestimar los efectos de las tectónicas ulteriores y también anteriores (Vicente *et al.* 1973, Vicente 1998, Vicente 2000), estas consideraciones sirven para recordar y enfatizar que la estructuración principal de la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal por estas latitudes es del Mioceno inferior. Las estructuras quedan claramente selladas por la discordancia primordial del Complejo Volcánico Aconcagua y sus equivalentes. El contraste estructural entre el estilo escamado del Mesozoico y el estilo subhorizontal con leves ondulaciones del complejo volcánico mioceno aparece flagrante cuando se hace abstracción de la reactivación tardía y muy localizada del llamado frente de corrimiento. La tasa de acortamiento es además sin comparación (70% contra 10%). Los depósitos sinorogénicos asociados a este evento tectosedimentario mayor se identifican con los fanglomerados tipo Penitentes y se diferencian netamente de los aglomerados volcánicos tipo Santa María que proceden del dinamismo eruptivo subsecuente. Se vuelve entonces al esquema todavía sustentado a

principio del noventa (Ramos *et al.* 1991) y también defendido en su tiempo con otros argumentos por Sempère *et al.* (1994). Corresponde a los efectos de la llamada fase pehuenche de Yrigoyen (1976) cuya importancia y amplio desarrollo regional merecen ser destacados. Esto no significa de ninguna manera restar importancia a las fases anteriores (incaica y peruana en particular). De hecho, existen suficientes antecedentes a nivel tanto regional como andino para reconocer que éstas han contribuido también en la episódica pero progresiva estructuración de la faja plegada y corrida de retroarco. Solo basta enfatizar aquí que la fase pehuenche representa a nuestro juicio para la faja plegada y corrida del Aconcagua la culminación de este largo proceso iniciado en el Cretácico superior. Luego, las meras reactivaciones en el Mioceno terminal del frente de corrimiento pueden considerarse como menores respecto al evento orográfico mayor que representa el levantamiento de la Cordillera Frontal en relación con la migración del frente tectónico principal hacia el este.

El olvido de estas evidencias traduce, al parecer, los efectos perversos de los intentos forzados de relacionar directamente e instantáneamente la tectónica de la Cordillera Principal con las variaciones de la geometría y dinámica de la subducción asociadas a las asperezas de la placa (dorsal de Juan Fernandez en particular) y las consecuencias de la aplicación de un modelo teórico de cuenca de antepaís inadecuado para los datos sedimentológicos con-siderados en lo que se refiere a la subsidencia tectónica.

El hecho de privilegiar un *continuum* de deformación en detrimento de la noción discontinua de fases tectónicas episódicas cuando existen manifiestas discordancias de valor regional es otro punto de crítica. No obstante, las verdaderas crisis tectogenéticas son de otra escala que la simple progresión del frente tectónico durante una determinada fase (Lister *et al.* 2001). Tal vez la explicación está en el humano afán de conseguir precisión ilusoria. Esta deriva es particularmente manifiesta en el trabajo de Giambiagi y Ramos (2002, su figura 12) donde se propone una curva continua de progresión de la deformación de oeste a este durante el Mioceno para la faja plegada y corrida del Aconcagua y se hace coincidir el fin de la estructuración de la Cordillera Principal con el cese de la actividad magmática del arco. Cuando está claro que al nivel del Santa María y del Alto Vacas el frente de corrimiento volvió a deformar posteriormente a los depósitos del Complejo Volcánico Aconcagua a consecuencia de la fase quechua del Mioceno terminal que reactiva antiguos niveles de despegue y genera un nuevo estilo estructural básicamente de piel gruesa ya que el basamento se muestra esta vez claramente implicado.

Por lo demás, la importancia atribuida a esta fase pehuenche se ve confortada por las recientes evidencias geoquímicas sobre el drástico cambio químico e isotópico de los magmas en torno al límite Oligoceno-Mioceno. En la vertiente chilena, tanto a la latitud de Santiago (33°30'S) como en la del Teniente (34°S), el pase de las andesitas de piroxeno de la Formación Aba-

nico (=Formación Coya Machalí) a las con anfíbol de la Formación Farellones (=Complejo Volcánico Teniente) es interpretado, por comparación con las variaciones del quimismo del volcanismo actual de la SVZ (*Andean Southern Volcanic Zone*) en relación al espesor de la corteza, a un engrosamiento cortical (Nystrom *et al.* 2003, Kay *et al.* 2005). Este engrosamiento debajo de la Cordillera Principal traduce un importante episodio de contracción y de deformación del retroarco al final de los depósitos de la Formación Abanico evidenciado por la nítida discordancia de la Formación Farellones sobre los pliegues de la Formación Abanico y cuya consecuencia directa es la notoria migración hacia el este del frente magmático. Aunque los autores mencionados discrepan todavía sobre el valor exacto del engrosamiento y también sobre la cronología dentro de un marco de evidente diacronismo axial norte-sur, el hecho de reconocer un acoplamiento tectonomagmático nos parece muy alentador. Permite volver a aceptar el carácter típicamente episódico de la estructuración andina y relacionarlo con un proceso de maduración del arco magmático (maduración insular) que culmina en el tiempo con el «reblandecimiento» (*softing* o *welding*) de un núcleo dúctil de donde se dispara la tectogénesis (Vicente 2001). Lo que significa considerar el factor térmico como primordial en la caída de resistencia mecánica global de la litósfera en los cinturones móviles (Hyndman *et al.* 2005). Dentro de este marco, tal como lo habíamos enfatizado con nuestra noción de accidente mayor andino, la relación tectónica básica de cabalgamiento de retroarco juega un papel preponderante a nivel cortical de empuje de la faja corrida y plegada de antepaís (Vicente 1998).

Agradecimientos

A Inka Expediciones (Mendoza) por su eficiente logística. A Laurent Jolivet (UPMC) por el apoyo financiero del Laboratorio de Tectónica de la Universidad de Paris 6 (UMR 7072). A Carlos Cingolani (UNLP) por el procesamiento de las muestras del portezuelo del Indio en el Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y a Miguel A.S. Basei (USP) por las dataciones K-Ar en el Centro de Geocronología del Instituto de Geociencias de Sao Paulo. A los árbitros de la revista Ernesto O. Cristallini (UBA) y Laura B. Giambiagi (UBA) por sus atinadas sugerencias y comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cegarra, M.I. y Lo Forte, G.L. 1991. Geología de la región oriental del Río de los Horcones, Cordillera Principal de Mendoza, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Actas: 897-901, Santiago.
- Cegarra, M.I. y Ramos, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11): 387-422, Buenos Aires.
- Cristallini, E., Alvarez, P., Pérez, D. y Ramos, V.A. 1996. Carta Geológica Región de la Ramada, escala 1:100.000. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11): PAGINAS, Buenos Aires.
- Giambiagi, L.B. 1999. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(1): 47-59, Buenos Aires.
- Giambiagi, L.B. y Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences 15: 101-116.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P. y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. Tectonics 22(3): 1041.
- Giambiagi, L.B., Tunik, M.A. y 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: 707-724.
- Godoy, E., Harrington, R., Fierstein y J. Drake, R. 1988. El Aconcagua, ¿Parte de un volcán mioceno? Revista Geológica de Chile, 15(2): 167-172, Santiago.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Revista Ciencias Geológicas 1(5): 235-352, Buenos Aires.
- Hyndman, R.D., Currie, C.A. y Mazzotti, S.P. 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. GSA Today 15(2): 4-10.
- Iglesia Llanos, M.P. 1995. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 195-211, Buenos Aires.
- Jordan, T.E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P.B., Richards, D., Tabbutt, K. y Cheatham, T., 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentine. Revista Geológica de Chile 23(1): 43-79, Santiago.
- Kay, S.M., Godoy y E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America, Bulletin 117(1/2): 67-88.
- Lister, G.S., Forster, M.A. y Rawling, T.J. 2001. Episodicity during orogenesis. En Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S. y Hand, M. (eds.) Continental Reactivation and Reworking. Geological Society, Special Publications, 184: 89-113, London.
- Lo Forte, G.L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11): 139-178, Buenos Aires.
- Munizaga, F. y Vicente, J-C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat. 32°-33°S). Datos radimétricos. Revista Geológica de Chile 16: 3-21, Santiago.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). Geological Society of America, Bulletin 115(12): 1523-1537.
- Pérez, D.J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14: 693-705.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A. 1996a. Los depósitos sinorogénicos. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11): 317-341, Buenos Aires.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A. 1996b. El volcanismo de la región de la Ramada. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11): 275-296, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B. y Pérez, D.J. 1989. El frente de corrimiento del Aconcagua, Mendoza. Reunión Geotransectas America del Sur: 92-96, Mar del Plata.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996a. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). Tectonophysics 259: 185-200.
- Ramos, V.A., Cegarra, M.I. y Pérez, D.J. 1996b. Carta Geológica Región del Aconcagua, escala 1:100.000. En V.A. Ramos *et al.*, 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(11), mapa fuera de texto, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. y Pérez, D.J. 1996c. El volcanismo de la región del Aconcagua. En: V.A. Ramos *et al.*, 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(11): 297-316, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M. 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar) Actas: 892-896.
- Ramos, V.A., Pérez, D.J. y Aguirre-Urreta, M.B. 1990. Geología del filo de Zurbriegen, Aconcagua, Mendoza. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 361-364.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geologica de Chile escala 1: 250.000, 69, 132 p., Santiago.
- Sanguinetti, A.S. 1989. Volcanismo neojurásico-neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 381-393, Buenos Aires.
- Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. Anales 7(5): 1-68, Buenos Aires.
- Sempere, T., Marshall, L.G., Rivano, S. y Godoy, E. 1994. Late-Oligocene-Early Miocene compressional tectosedimentary episode and associated land-mammal faunas in the Andes of central Chile and adjacent Argentina (32-37°S). Tectonophysics 229: 251-264.
- Yrigoyen, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 169-190, Santiago.
- Vicente, J-C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. 24° International Geological Congress, Section 3: 424-436, Ottawa.
- Vicente, J-C. 1998. Noción de Accidente Mayor Andino en los Andes Meridionales centrales. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 4-11, Buenos Aires.
- Vicente, J-C. 2000. Vigencia de la noción de estructuración peruana en la Alta Cordillera de San Juan, Argentina: la discordancia de Valle Hermoso rehabilitada. 9° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 2: 644-647, Santiago.
- Vicente, J-C. 2001. Episodic andean tectogenesis and insular incubation: Arc softening as the trigger for major large-scale crustal shortening in the Central Andes. 11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congr. Uruguayo, En IUGS Symposium on «Tectonic evolution of the Andes», Abstract: 11, Montevideo.
- Vicente, J-C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. y Rivano, S. 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. 5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz), Actas 5: 81-98, Buenos Aires.

Recibido: 27 de septiembre, 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005