

## TECTOFACIES ORDOVICICAS Y EVOLUCION DE LA CUENCA EOPALEOZOICA DE LA PRECORDILLERA ARGENTINA

R. A. Astini \*

### RESUMEN

Desde un punto de vista regional, el Sistema Ordovícico de la Precordillera del centro-este argentino puede subdividirse en dos tectofacies que habrían evolucionado paralelamente y en contextos casi independientes una de otra, acreccionadas durante la Orogenia Oclóyica y fases posteriores del Ciclo Caledónico. La tectofacies oriental (TO<sub>r</sub>), correspondiente a sistemas deposicionales de ambientes epicontinentales, se habría desarrollado sobre un sustrato estable con subsidencia lenta y continua, característica de corteza continental en márgenes pasivos. La tectofacies occidental (TO<sub>cc</sub>), correspondiente a sistemas deposicionales turbidíticos, se habría desarrollado, en cambio, sobre un depocentro activo con mayor flujo calórico característico de una corteza continental atenuada («cuasioceánica») y, al menos parcialmente, sobre fondo oceánico.

La TO<sub>r</sub> correspondería a una cuenca estable durante el Ordovícico inferior (Aloformaciones San Juan y Gualcamayo), transformada posteriormente en una cuenca perisutural durante el Ordovícico medio (Aloformación Las Plantas). Una subducción de tipo A habría producido inicialmente (Caradociano medio-Ashgilliano inferior) un arcamiento flexural correspondiente a un «foreland» periférico responsable de generar la discordancia regional observable en todo el ámbito oriental precordillerano. En los extremos norte y sur se desarrollaron concomitantemente depocentros activos (Aloformación Trapiche). A partir del Ordovícico tardío y principios del Silúrico, secuencias siliciclásticas (Aloformación La Chilca) solapan a través de la discontinuidad regional segante las unidades más antiguas.

El depocentro de las secuencias silúricas y devónicas de la Precordillera está localizado fundamentalmente sobre la TO<sub>r</sub>, estando constituidas por sistemas deposicionales de plataforma, con un apilamiento característico de cuencas de antepaís. Las discontinuidades que limitan las secuencias deposicionales son asignadas a variaciones relativas, producto de períodos de relajación y subsidencia activa típicos de las cuencas de «foreland» y a variaciones globales del nivel del mar.

La fase Chánica (Devónico tardío) condujo a la definitiva continentalización de la cuenca. Esta constituyó la principal fase diastrófica en la evolución del Paleozoico precordillerano, ocasionando un importante acortamiento y la definitiva anexión de los ámbitos precordilleranos occidental y oriental.

**Palabras clave:** *Tectofacies ordovícicas, Paleozoico inferior, Evolución de cuenca, Precordillera Argentina.*

### ABSTRACT

After a typical passive margin setting during the Cambrian, two basically different tectofacies involved simultaneously and mostly independently during the Ordovician in the Argentinian Precordillera basin. The eastern domain characterizes epicontinental depositional systems developed on a stable margin, while the western domain is composed of deep-sea turbiditic systems which developed on a high subsidence «cuasioceanic» substratum. The two domains were set aside during the Oclöyic movements and later tectonic phases of the

---

\* Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Avda. Vélez Sársfield 299, CC 395, 5000 Córdoba, Argentina.

Caledonic cycle. A regional unconformity developed by upwarping of the former platform (eastern domain) conforms the downlapping surface of the Late Ordovician and Silurian siliciclastic shallow marine sequences. This regional doming is interpreted as a peripheral bulge in an incipient foreland basin caused by a type A subduction to the present west. This hypothesis is quite different from former ones and solves most of the stratigraphic and architectural problems during the Ordovician and Silurian. Silurian and Devonian depocenters are mainly localized on the eastern domain and conform a succession of shallow marine sequences, which commonly characterize forelands. The different unconformities affecting the Silurian and Devonian deposits are interpreted as basin relaxation periods and as global sea-level oscillations. The Late Devonian Chanic diastrophism involved an important shortening (definitive annexation of the two domains) and caused the main paleogeographic rearrangement, supported by the regional angular unconformity which separates the Lower Paleozoic from the Upper Paleozoic continental deposits.

**Key words:** *Ordovician tectofacies, Lower Paleozoic, Basin evolution, Precordillera, Argentina.*

## Introducción

La evolución de la Precordillera Argentina es motivo de discusión permanente desde la década de los sesenta. La interpretación esbozada en este trabajo se basa fundamentalmente en nuevos datos surgidos del análisis de facies de las secuencias siliciclásticas eopaleozoicas precordilleranas, y particularmente aquéllas de edad ordovícica, por ser éstas las de mayor complejidad y dispersión areal. En un trabajo reciente (Astini, en prensa a), el autor diferenció una serie de unidades aloestratigráficas que permiten realizar el análisis evolutivo del Ordovícico precordillerano, simplificando la compleja nomenclatura existente y teniendo en cuenta las discontinuidades presentes.

Para el análisis de la cuenca precordillerana es útil separar durante el Ordovícico el ámbito oriental del occidental (fig. 1), ya que tanto el sustrato de la cuenca y sus patrones de sedimentación como el grado de deformación y metamorfismo de los materiales sedimentarios, permiten diferenciarlos en forma neta. Estos contextos tectoestratigráficos reciben el nombre de *tectofacies oriental (TO<sub>r</sub>)* y *tectofacies occidental (TO<sub>cc</sub>)* (cf. Sloss *et al.*, 1949), es decir, un conjunto de facies cuya evolución estuvo controlada por un elemento estructural de primera magnitud. La TO<sub>r</sub> incluye básicamente depocentros calcáreos y de pelitas negras, en tanto que la TO<sub>cc</sub> incluye depocentros turbidíticos afectados por metamorfismo regional dinámico. Mientras que la TO<sub>r</sub> se habría desarrollado sobre un sustrato estable con subsidencia lenta y continua característica de corteza continental en márgenes pasivos (Bond y Kominz, 1988), la TO<sub>cc</sub> se habría desarrollado sobre un depocentro activo (cuenca profunda) con mayor flujo calórico, característico de una corteza continental atenuada, o bien, de corteza «cuasioceánica».

## Tectofacies oriental

Comprende todas las unidades carbonáticas precordilleranas (en general la plataforma carbonática cambro-ordovícica), desarrolladas sobre un margen continental pasivo, y las unidades siliciclásticas suprayacentes. Esto involucra las Aloformaciones Gualcamayo (AG), Las Plantas (ALP), Trapiche (AT), Don Braulio (ADB) y La Chilca (ALCh). Se extiende por todo el ámbito precordillerano entre Mendoza y La Rioja y sus unidades se caracterizan por formar parte del sector externo de la faja plegada y corrida, careciendo de metamorfismo. Esta característica facilita el estudio desde un punto de vista evolutivo, permitiendo diferenciar secuencias deposicionales.

Por encima de la gran plataforma carbonática de la Precordillera, que culmina con la Aloformación San Juan (Arenigiano), se desarrollan facies de pelitas negras correspondientes a la Aloformación Gualcamayo (Llanvirniano). Esta transición brusca es interpretada como un evento de inundación de la plataforma que produce, salvo en sectores restringidos (altos fondos o umbrales), el cese de la producción carbonática. Se descarta una «sofocación» producida por ingresiones siliciclásticas, ya que en todos los casos la sedimentación, tanto de la secuencia de inundación como de la de postinundación, es de tipo hemipelágica. La inundación es atribuida a una variación global del nivel del mar. El desarrollo de las cuencas de circulación restringida con sedimentación de pelitas negras en la TO<sub>r</sub> podría deberse en parte a la existencia de un elemento restrictivo incipiente que marginó al ámbito oriental por el Oeste actual.

La posición geográfica actual de dichas unidades, que han sufrido un acortamiento aproximado del 70 % sólo durante la Orogenia Andina (Jordan y Gardeweg, 1989), dificulta enormemente la explicación de las variaciones laterales que se observan. Sin

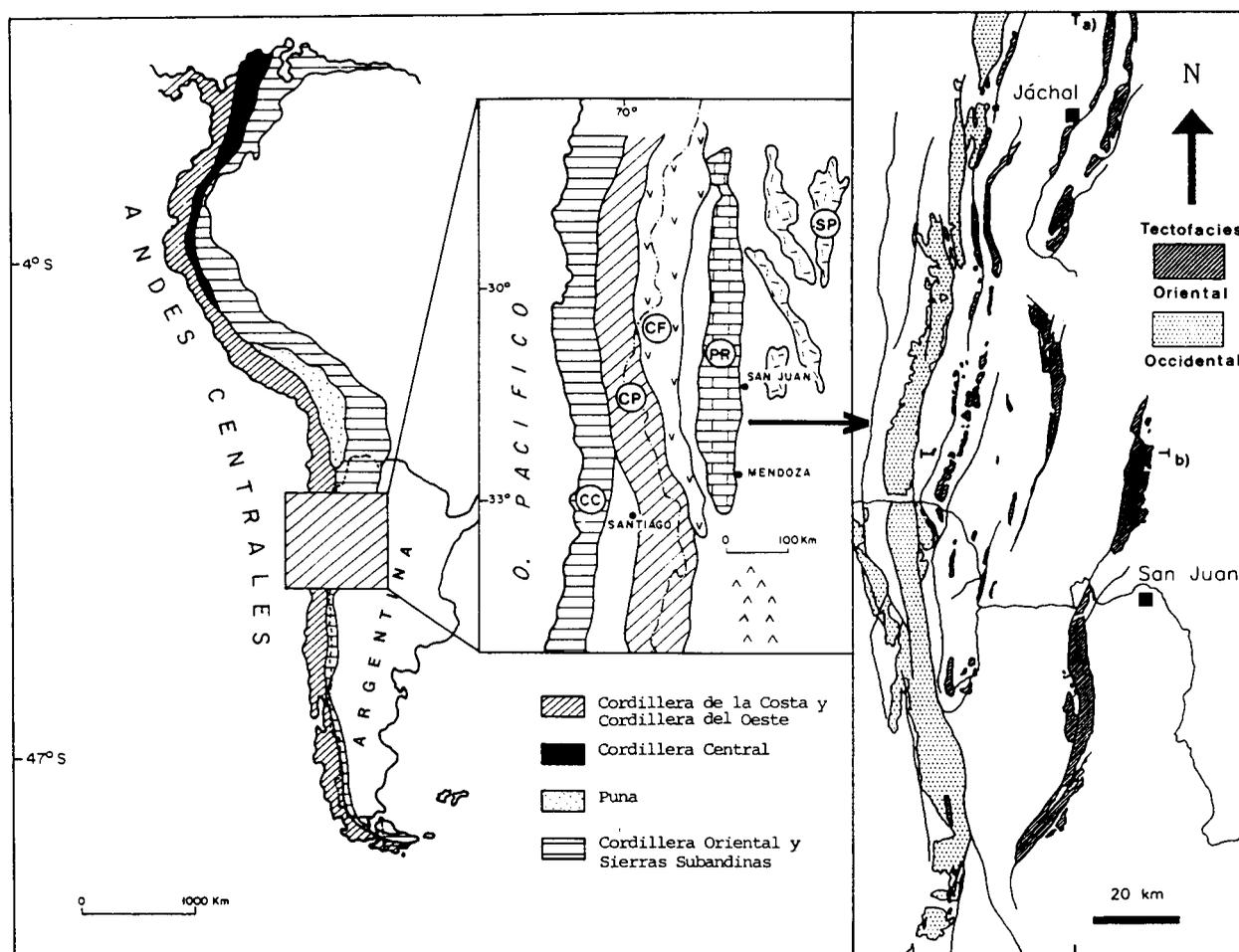


Fig. 1.—Situación geográfica de la Precordillera argentina y mapa de afloramientos ordovícicos con la distribución regional de la tectofacies oriental y la tectofacies occidental. CC: Cordillera de la Costa. CP: Cordillera Principal. CF: Cordillera Frontal. PR: Precordillera. SP: Sierras Pampeanas.

embargo, es factible que la topografía de la cuenca haya sido el principal factor de control de la disposición de las secuencias de inundación y postinundación. Es reconocido el hecho de que en las plataformas epicontinentales una inundación favorece la generación de cuencas internas de circulación restringida y ambientes de fondo anóxico. A su vez, también es conocido que durante las inundaciones en algunos sectores de la cuenca (generalmente los bordes de la plataforma) la sedimentación carbonática continúa tras un retardo ocasionado por la inundación. Esta puede coincidir con altos fondos o umbrales. Esto explica cómo el episodio de inundación habría provocado distintos efectos, dependiendo de la localización paleogeográfica dentro de la cuenca. De la misma

manera, explica el carácter diacrónico a escala regional de la base de la Aloformación Gualcamayo, que puede estar influenciada, a su vez, por el sentido de migración (retrogradación) de las asociaciones de facies de inundación hacia los sectores residuales de producción activos. Uno de estos casos lo constituye la Formación Las Aguaditas, integrante de la Aloformación Las Plantas, que corresponde a un borde de la construcción que caracterizó un período de mar alto, tras la fase de inundación. Esta sedimentación carbonática se prolongó hasta comienzos del Caradociano.

Por encima de la secuencia de nivel alto, correspondiente a la sucesión de pelitas negras graptolíticas, se desarrollan hiatos de carácter bioestratigráfi-

co en toda la cuenca, en los sectores del Cerro Viejo-Cerro del Fuerte (Ortega, 1987) y en el flanco occidental del Cerro La Chilca (Cuerda, 1986). Desde el punto de vista litoestratigráfico, se describen interrupciones en el Cordón de Perico-Potrerrillos, en el Cordón de Los Blanquitos, en el Cerro La Chilca (Quebrada de las Tunas) y en el perfil de San Isidro en Mendoza. Esta interrupción se interpreta como una discontinuidad regional (paraconformidad) y está marcando el límite superior de la Aloformación Gualcamayo y el comienzo de la Aloformación Las Plantas. El lapso Llandeiliano-Caradociano inferior se caracteriza en dichas localidades por sedimentación hemipelágica mixta carbonática-pelítica.

Entre el Llandeiliano medio y el Llanvirniano superior, se produjo un cambio en las condiciones que controlaron la sedimentación en el borde oriental de la Precordillera, generándose depósitos conglomeráticos (Fms. Las Vacas y La Cantera), dentro de la Aloformación Las Plantas en la TOr. Estas secuencias rudíticas son atribuidas a la presencia de actividad orogénica en el interior continental (margen oriental actual de la Precordillera) relacionadas con la presencia de fallas transcurrentes que activaron dicho borde (Baldis *et al.*, 1982). No existen discordancias angulares asociadas a las secuencias sefíticas, por lo que se descartan fases compresivas plegantes. La existencia de esta activación cortical habría causado variaciones relativas (caídas) del nivel del mar, a las que se asocian los conglomerados de Las Vacas y La Cantera y los ciclos registrados en la Fm. Las Aguaditas.

A fines del Caradociano comienza una activa sedimentación siliciclástica, que da lugar a los depósitos de la Aloformación Trapiche. Esta se registra en los extremos de la Precordillera y particularmente en el norte, donde una secuencia de naturaleza detrítica suprayace a las unidades depositadas en mares epicontinentales. Esto señala la instalación de depocentros subsidentes en ambos extremos de la cuenca, en los que periódicamente se depositaron megaturbiditas calcáreas. Esta sedimentación netamente detrítica se extendería aproximadamente entre el Caradociano medio-superior y el Ashgilliano inferior-medio, lapso durante el cual no se registra sedimentación en el sector central de la cuenca precordillerana.

Dentro de la Aloformación Las Plantas se desarrolló, en algunas localidades, una sedimentación carbonática residual, en particular hacia el Oeste. Esta responde aún a las características deposicionales más comunes de márgenes pasivos. La Aloformación Trapiche marca, en cambio, una definitiva ingresión clásica que contiene productos de resedimentación de las unidades del margen pasivo (unidades carbonáticas y de pelitas negras del Ordovícico inferior). Esto se explica sólo a través de la exhumación parcial del

sustrato, producto de una importante reactivación del zócalo y de la transformación en una cuenca subsidente con elevadas tasas de sedimentación. Este fenómeno se conoce con el nombre de «canibalización de los márgenes» y es común en cuencas de antepaís, en donde sucesivamente se retrabajan (deforman y erosionan) los bordes de la cuenca (cf. Mutti *et al.*, 1984; Hiscott *et al.*, 1986). Además, el nuevo ciclo de sedimentación no ocupa una posición adyacente, sino suprayacente. Esto último se debe a que en un primer estadio se habría generado, previamente al depósito de turbiditas delgadas (en este caso la Fm. Trapiche), una fase de hundimiento de la cuenca originando el espacio necesario para acomodar al sistema clástico.

Los depocentros de la Aloformación Trapiche constituyeron cuencas profundas con sedimentación turbidítica que incluye facies distales y proximales, instaladas en regiones que poco antes fueron parte de una plataforma carbonática somera. Esta evolución sugiere el desarrollo de cuencas, con topografía pronunciada y con tasas de subsidencia superiores a las de sedimentación, en los extremos norte y sur de la Precordillera. Las secuencias tónicas apalachianas (McBride, 1962; Diecchio, 1991) poseen desarrollos similares. Concomitantemente se habría desarrollado un hiato erosivo en la región central precordillerana.

En la región localizada aproximadamente entre los ríos Jáchal por el norte y San Juan por el sur se registra una discordancia erosiva de carácter regional, por debajo del ciclo sedimentario Ordovícico tardío-Silúrico. Esta queda señalada por el conglomerado basal monomítico de chert, registrado en todo el ámbito de la Precordillera Central. El conglomerado tabular de extensión regional marca la base de la Aloformación La Chilca que, espacialmente, es excluyente con la Aloformación Trapiche. Es decir, que en el sector central Precordillerano donde la AT está ausente, la ALCh se asienta en paraconcordancia indistintamente sobre las ASJ, AG, ALP o ADB.

Las características geométricas a gran escala de las alosecuencias ordovícicas permiten inferir la presencia de un domamiento regional o abombamiento cortical («upwarping» o «flexural bulge» de Read y Grover, 1977; Jacobi, 1981; Shanmugam y Lash, 1982; Tankard, 1986; Pickering, 1987; Lash, 1987, 1988 y 1989; entre otros) que con carácter epirogénico habría producido estas relaciones. Este domamiento (Astini, 1992) habría abarcado el sector central precordillerano al mismo tiempo que en los extremos de la cuenca continuaba la sedimentación, y sería la causa de la discordancia erosiva que decapita parcialmente a las secuencias de plataforma eo-ordovícicas (fig. 2). Estos domamientos se explican como respuesta a efectos compresivos y de carga litostática

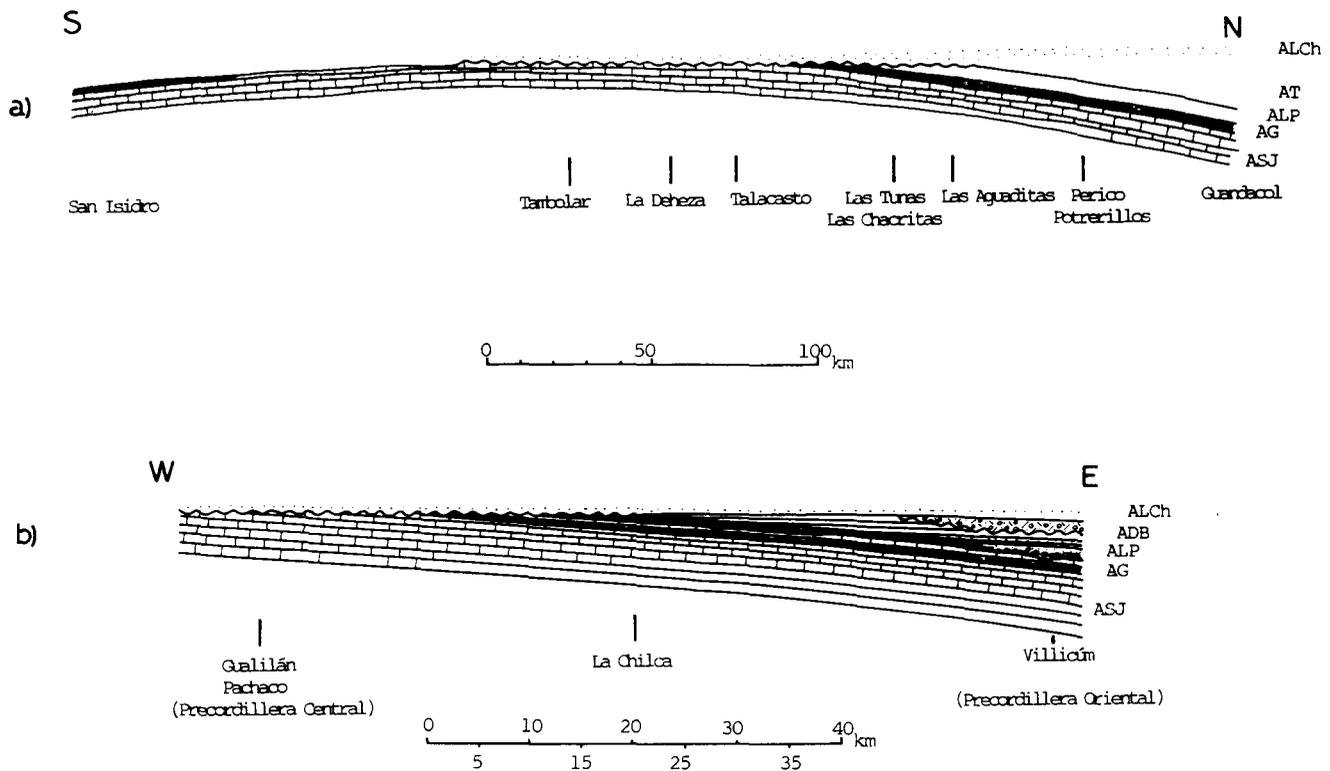


Fig. 2.—Disposición regional de la discordancia que afecta al techo de las unidades pre-ashgillianas en el ámbito oriental de la Precordillera argentina. a) corte de sur a norte, b) corte de este a oeste. ASJ: Aloformación San Juan. AG: Aloformación Gualcamayo. ALP: Aloformación Las Plantas, AT: Aloformación trapiche, ADB: Aloformación Don Braulio. ALCh: Aloformación La Chilca. Para ubicación de a) y b), ver figura 1.

precolisionales y sincolisionales en bordes de subducción tipo A (Bally, 1975; Bally y Snelson, 1980), correspondientes a cuencas de antepaís periférico («peripheral foreland» de Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988). El arqueamiento y flexión de la plataforma carbonática de margen pasivo se produciría como respuesta elástica (cf. Jordan, 1981; Schedl y Wiltschko, 1984) o visco-elástica (cf. Beaumont, 1981; Quinlan y Beaumont, 1984) de la litosfera atenuada (cf. Allen *et al.*, 1986), por su aproximación a una zona de subducción y sobrecarga producida por el prisma de acreción que avanza sobre ella.

El lapso durante el cual se habría producido el domamiento involucraría desde el final de la Aloformación Las Plantas hasta el inicio de la Aloformación La Chilca, es decir, entre el Caradociano inferior-medio y el Ashgilliano superior.

El domamiento regional registrado dentro de la tectofacies oriental habría ejercido una marcada influencia sobre el nivel relativo del mar. Este último factor, conjuntamente con la posición paleogeográfica

de la Precordillera en altas latitudes, habría provisto las condiciones necesarias para que se generen los depósitos glaciégenos registrados en la Fm. Don Braulio (Astini, en prensa b). Los glaciares habrían cubierto regiones orientales de la Precordillera de donde provienen parte de los materiales glaciégenos. Los fenómenos de glaciación en la Precordillera no habrían producido un mayor impacto en el desarrollo de la cuenca, excepto por el control ejercido sobre las variaciones eustáticas del mar. Su mayor importancia radica en aspectos paleogeográficos que ubican a la Precordillera Argentina dentro de la órbita del casquete polar gondwánico desarrollado en el Ordovícico tardío.

Dada la relación regional discordante existente entre la Aloformación La Chilca y las unidades infra-yacentes, el carácter regional solapante (de «onlap») que posee sobre el sustrato eo-ordovícico y la geometría regional tabular del conglomerado basal de la ALCh, que indicaría una topografía casi plana del sustrato al momento de la transgresión fini-ordovici-

ca, se infiere un importante evento de inundación acaecido hacia fines del Ordovícico-principios del Silúrico.

Desde un punto de vista estratigráfico secuencial, el delgado conglomerado basal de la ALCh representa la facies residual de un sistema deposicional transgresivo. El marcado cambio de litologías y del régimen de sedimentación entre las unidades por debajo y por arriba de dicho conglomerado, permiten interpretarlo como un límite de secuencia deposicional desarrollada sobre una discordancia mayor de tipo 1 ó 2 (Vail y Todd, 1981) y coincidente con el inicio de una parasecuencia somerizante (cf. Van Wagoner *et al.*, 1988 y 1990).

La causa del evento transgresivo registrado por la Aloformación La Chilca, hacia fines del Ordovícico en la Precordillera, se asocia al ascenso eustático que ocasionó la fusión del casquete glacial gondwánico del Hirnantiano.

Durante la instalación de un cortejo de nivel de mar alto («highstand systems tract»), la plataforma tiene espacio y potencial para agrandar y progradar sucesivamente (Haq *et al.*, 1987; Posamentier y Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988). La somerización progresiva de la Alosecuencia La Chilca indica, desde un punto de vista evolutivo, una progradación costera (somerización), que queda registrada con posterioridad a la etapa de inundación y agradación pelítica inicial, característica de la sedimentación durante un período de nivel del mar alto. Este ciclo somerizante se interpreta como la primera parasecuencia deposicional del ciclo de sedimentación silúrico.

### Tectofacies occidental

La tectofacies occidental abarca aproximadamente el contexto de la Precordillera Occidental, considerado como el sector interno de la faja plegada y corrida de la Precordillera. El espesor original mínimo de la tectofacies occidental es de 2.000 m. Ortega *et al.* (1991) establecen, en el ámbito de la Precordillera Occidental, una correlación bioestratigráfica en sentido norte-sur nivelada en la línea tiempo de la zona de *Nemagraptus gracilis*, correspondiente al Llandeiliano superior. No obstante, el registro cronoestratigráfico de las unidades del ámbito occidental abarca desde el Arenigiano inferior (Hünicken *et al.*, 1990) hasta el Caradociano tardío (Ortega *et al.*, *op. cit.*). Todas las unidades constituyen secuencias turbidíticas clásicas y están afectadas por metamorfismo regional dinámico de grado variable, que localmente llega a facies de esquistos verdes. Estas secuencias se asocian íntimamente con la faja ofiolítica famatiniana (Haller y Ramos, 1984) y han estado sometidas a episodios de deformación sucesivos correspondientes

a diferentes niveles estructurales (Baldis *et al.*, 1982). Estas características comunes permiten establecer dentro de la tectofacies occidental una continuidad paleoambiental y una correlación meridional relativamente fiable entre los 29°15' y 33° de latitud sur. En base a la estratigrafía simplificada provista por Astini (1991a y en prensa a) puede establecerse una evolución tentativa del ámbito occidental precordillerano.

El depocentro alargado en sentido norte-sur actual, que caracteriza a esta tectofacies, contiene en la base aflorante facies de talud mixto, siliciclástico-carbonáticas (Formación Los Sombreros). La edad de depósito mínima, registrada en estas facies y tanto en bloques calcáreos como en turbiditas asociadas, es Arenigiano inferior alto (Vaccari, 1987; Hünicken *et al.*, 1990). De esto se interpreta que en un primer momento este depocentro habría estado recostado sobre un margen pasivo o en un borde de «rift», con procedencia (al menos parcial) desde el actual este, en donde se depositaban secuencias carbonáticas. Las secuencias sefíticas del borde oriental de la Sierra de Yerba Loca y de Tontal, donde se incluyen grandes bloques calcáreos (cámbricos hasta arenigianos), podrían interpretarse como evidencias de transporte gravitacional en taludes oceánicos. Sin embargo, su posición dentro de la secuencia y hasta su vinculación directa con ella, es hasta el momento dudosa, pudiendo tratarse de retazos de una «melange» tectónica. En una segunda etapa, de franco relleno con secuencias siliciclásticas, el depocentro se habría ex-hondado para permitir la sedimentación de un sistema turbidítico propiamente dicho (Formación Yerba Loca). Los rasgos sedimentológicos y estratigráficos de las secuencias turbidíticas poseen marcada similitud con los sistemas deposicionales desarrollados en prismas de acreción adyacentes a fosas de subducción (Astini, 1991a). Finalmente, el sistema se habría asentado parcialmente sobre litosfera oceánica e intruido profusamente por diques básicos y ultrabásicos (Formación Alcaparrosa). La Fm. Alcaparrosa contiene retazos característicos de fondo oceánico, con típicas asociaciones de «flysch» (Ramos *et al.*, 1984). El grueso de las lavas almohadilladas suprayace a la facies hemipelágica de la Fm. Alcaparrosa, siendo acotadas alrededor del límite Llandeiliano-Caradociano. Pero el depósito de turbiditas no cesó hasta fines del Caradociano. Por tanto, puede inferirse que la ordenación secuencial granocreciente refleja un ciclo de convergencia vinculado a una zona de subducción o trinchera oceánica, donde turbiditas gruesas suprayacen a hemipelagitas o pelagitas distales, interdigitándose con lavas almohadilladas a medida que dorsales o centros efusivos se acercan a zonas de subducción.

El estudio petrofacial indica, como área de proce-

dencia general de la TOcc, un basamento metamórfico con unidades de bajo y mediano grado y, en forma subordinada, contenidos bajos pero significativos provenientes de orógenos reciclados (fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios) y, otros, aún más exiguos, procedentes de arcos magmáticos o terrenos volcánicos. Las variedades composicionales de areniscas y petrofacies son llamativamente similares a las de las secuencias de «flysch» del prisma de acreción apalachiano (Astini, 1991a).

Durante el lapso de sedimentación del grueso de la tectofacies occidental, en la tectofacies oriental se depositaban las Alosecuencias Gualcamayo y Las Plantas que señalan características de sedimentación en un margen pasivo localmente reactivado (posiblemente por fallas transcurrentes) y luego la Alosecuencia Trapiche. Por tanto, estas últimas no podrían haber sido áreas de aporte de las secuencias turbidíticas, ya que se comportaron como depocentros coetáneos. La discordancia erosiva del ámbito oriental no expone rocas de basamento, sino la plataforma carbonática. Por tanto, las áreas fuente de la tectofacies occidental en su etapa de exhondación provendrían, o bien del actual oeste, o se trataría de aportes longitudinales como lo señalan las escasas paleocorrientes determinadas.

La deformación y metamorfismo que presenta la tectofacies occidental es producto de diversas fases compresivas e interestadíos de exhumación y erosión, los cuales comenzaron durante el ciclo Famatiniano en el Ordovícico tardío (movimientos Guandacólicos), y tal vez tuvieron su clímax a fines del Devónico. A éste se debe la importante deformación plástica asociada a un clivaje vestigial, al que se superpone la deformación terciaria de carácter frágil. La sedimentación en la cuenca occidental precordillerana se habría extendido localmente hasta el Silúrico (Grupo Ciénaga del Medio según Amos y Rolleri, 1965; Ramos *et al.*, 1986) en el tramo sur (SO de San Juan y Mendoza).

### Silúrico-Devónico

El depocentro de los sistemas sedimentarios Silúrico y Devónico en la Precordillera Argentina suprayace a las unidades de la tectofacies oriental, hallándose prácticamente ausentes en el ámbito occidental. A su vez, su distribución espacial es similar (Cuerda y Baldis, 1971; Baldis, 1975a y b; Benedetto *et al.*, 1985), conformando una cuenca alargada en sentido norte-sur actual. Tanto las unidades silúricas como las devónicas constituyen un apilamiento de secuencias siliciclásticas de plataforma en las que se evidencian numerosas parasecuencias somerizantes (Astini y Piovano, en prensa; Astini, 1991b), coronadas por

un sistema deltaico (Astini, 1990; Cuerda *et al.*, 1990). La somerización más marcada se produce en el techo de las Fms. La Chilca y Los Espejos-Tambolar, donde se llega repetidas veces a facies de «sho-reface». Cuencas marinas con activa subsidencia y altas tasas de sedimentación, tales que excluyen depósitos típicamente profundos, se desarrollan en «forelands» (Swift *et al.*, 1985 y 1987). En estas cuencas son característicos los apilamientos de secuencias de plataforma que por efectos de relajación tienden a somerizarse cíclicamente (Flemings y Jordan, 1990a y b). Los controles de la sedimentación en la Precordillera se atribuyen tanto a procesos de relajación y subsidencia activa típicos de las cuencas de «foreland», como a fenómenos eustáticos sobreimpuestos (cf. Brett *et al.*, 1990).

La fase Chánica (fini-devónica) condujo a la definitiva continentalización de la cuenca precordillerana. Esta constituyó la principal fase diastrófica pre-gante en la evolución del Paleozoico de la Precordillera, ocasionando un importante acortamiento (Protoprecordillera de Amos y Rolleri, 1965) y la unión definitiva de los ámbitos precordilleranos occidental y oriental. El Sistema Carbonífero se apoya en discordancia angular marcada sobre distintas unidades del Eopaleozoico en todo el ámbito precordillerano.

### Síntesis y modelo de evolución

Las características evolutivas de ambas tectofacies difieren notablemente si las tomamos como contextos aislados. No obstante, durante el Ordovícico evolucionaron sincrónicamente. Su actual adyacencia se debe al intenso acortamiento que sufrió con posterioridad la Precordillera. Las unidades silúricas y devónicas se depositaron fundamentalmente sobre la TOOr. A continuación se presenta una síntesis evolutiva.

Durante el Arenigiano se desarrolló en la TOOr la plataforma carbonática, mientras que en la TOcc se depositan turbiditas de talud mixtas carbonático-siliciclásticas. En el lapso Arenigiano-Llanvirniano inferior se produjo la inundación de la plataforma carbonática y su transición a facies pelíticas, características de cuencas epicontinentales restringidas y separadas por umbrales, responsables del diacronismo de la transición. Mientras que la transición es a facies hemipelágicas de rampa en el ámbito oriental, en el occidental es a turbiditas mixtas de talud oceánico. El cese de la sedimentación carbonática y mixta en el Llanvirniano inferior de ambas tectofacies se atribuye a un fenómeno eustático.

Durante el Ordovícico medio (Llandeiliano) se produjo en la Precordillera un marcado cambio de regímenes depositacionales que ocasionan el paso de

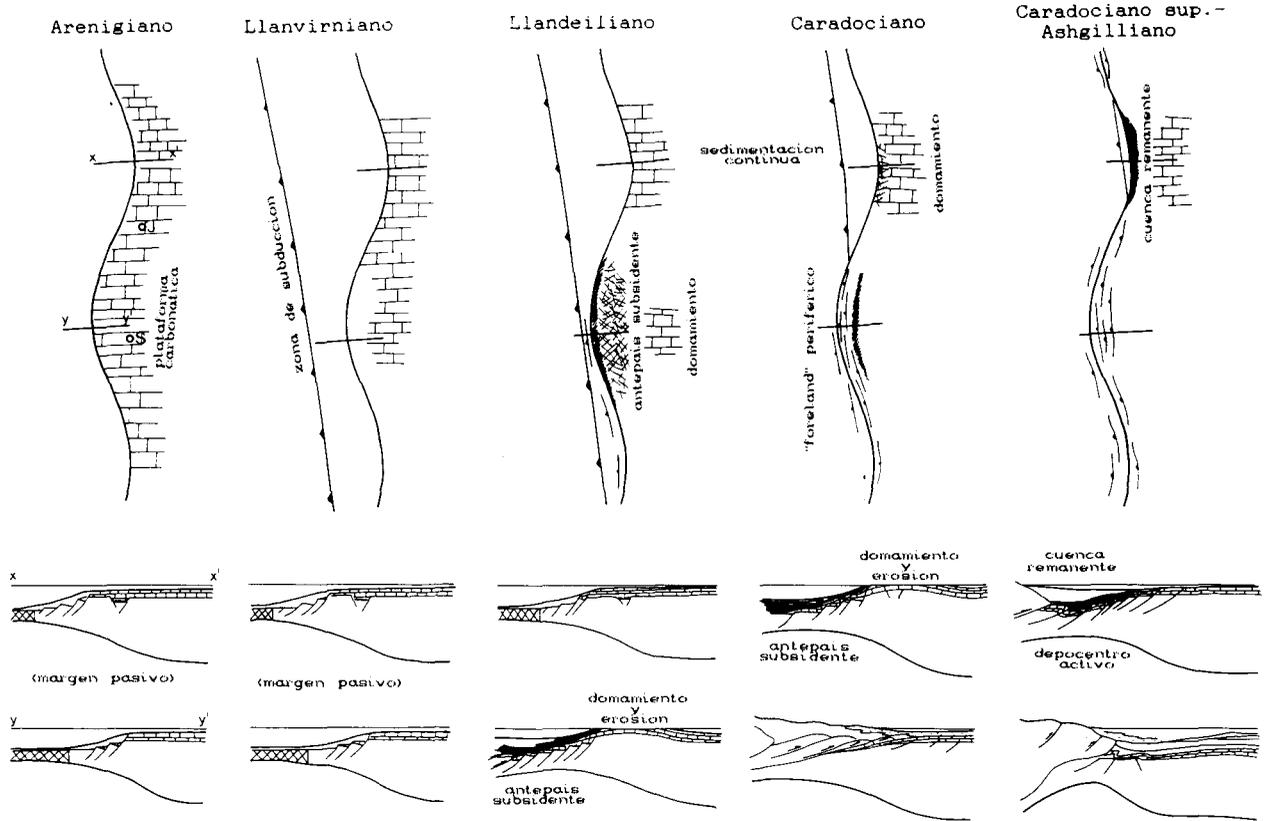


Fig. 3.—Modelo general de evolución propuesto para el margen ordovícico de la Precordillera, donde se observa una subducción de tipo A que genera una cuenca de antepaís periférica a lo largo de un margen irregular. S y J representan la ubicación aproximada de las ciudades de San Juan y San José de Jáchal, respectivamente (Modificada de Lash, 1988, fig. 4).

sistemas deposicionales epicratónicos de ambientes tranquilos a otros de carácter inestable en la TOr, mientras que en la TOcc se desarrollaron secuencias turbidíticas definitivamente siliciclásticas.

Durante el Ordovícico medio a superior, en el ámbito oriental se desarrollaron secuencias siliciclásticas directamente sobre las carbonáticas y pelíticas del Ordovícico inferior, mientras que en el ámbito occidental, se interdigitaron lavas y se intruyeron diques básicos de afinidad oceánica en la sucesión siliciclástica, adquiriendo esta última aspecto de «flysch».

El modelo aquí propuesto (fig. 3) involucra básicamente un margen pasivo («rifted margin»), constituido por la tectofacies oriental, que evoluciona a una cuenca de antepaís («foreland basin») de tipo A (Ampferer) o antepaís periférico, producto de una progresiva aproximación e incipiente colisión (*Chilena* de Ramos *et al.*, 1984 y 1986). El cierre definitivo del proto-oceano (tectofacies occidental) que desarrolló un verdadero fondo oceánico sería, al menos

en el sector central de la Precordillera, durante el Ordovícico superior, coincidiendo con la Orogenia Taconica. El continente o microcontinente poseería composición siálica, tratándose de un basamento parcialmente atenuado por la supuesta presencia de un arco magmático. La convergencia se habría producido con subducción hacia el oeste y de esa manera el margen pasivo no se transforma estrictamente en activo, sino que es activado pasando a conformar una cuenca de antepaís periférica («peripheral foreland»). Esto explica mejor:

a) La ausencia de un arco magmático situado sobre el margen precordillerano (tectofacies oriental), obviamente incompatible con una plataforma estable.

b) El desarrollo de facies de transición calcáreo-pelíticas (de inundación) sobre la plataforma epirica en el ámbito oriental precordillerano, casi concomitante con el desarrollo de una transición mixta calcárea-siliciclástica en el ámbito occidental correspon-

diente al talud continental propiamente dicho, enfrentando al océano abierto. Esta última corresponde a sedimentos del prisma miogeoclinal derivados e incorporados tectónicamente durante la orogenia Cadomita a través de la rampa cortical heredada del margen pasivo.

c) El desarrollo tardío de las facies carbonáticas pertenecientes a la Aloformación Las Plantas y el período de cuenca hambrienta («starved basin») relacionado con la inundación en la TOr.

d) El desarrollo de un domamiento o arqueamiento flexural («forebulge») que produjo la discordancia regional registrada desde comienzos del Ordovícico superior y que explica además la restricción de la Aloformación Trapiche hacia ambos extremos del abombamiento.

e) Las secuencias turbidíticas finas con intercalaciones de megaturbiditas carbonáticas producto de exhumación y canibalización del sustrato, y las turbiditas cuarzosas producto de reciclado sedimentario, con paleocorrientes encontradas entre sí. Estos depósitos son típicos de cuencas profundas desarrolladas en un antepaís elongado.

f) El desarrollo de una discordancia regional diacrónica, afectando progresivamente a capas más jóvenes a lo largo del rumbo deposicional, particularmente visible en el extremo norte del domamiento.

g) El «onlap» generalizado de la Aloformación La Chilca sobre el arqueamiento flexural, que se interpreta como producto de un período de tranquilidad tectónica que causa su atenuamiento.

h) La suprayacencia de las alosecuencias clásticas del ámbito oriental sobre unidades típicas de margen pasivo, como lo son las secuencias carbonáticas Cámbrico-Ordovícicas, que implican una exondación de dicha cuenca. El espacio generado para la acomodación de las Aloformaciones Trapiche, Don Braulio, La Chilca y sucesivas, puede explicarse por subsidencia producto del comportamiento flexural de la litosfera ante eventos de compresión y carga litostática, efecto normal de cuencas de antepaís periférico.

i) El desarrollo del potente sistema turbidítico de la tectofacies occidental, parcialmente coetáneo con la tectofacies oriental y alimentado desde basamento, y secundariamente desde orógeno reciclado y arco volcánico, es incompatible con orígenes desde el este; que está caracterizado por su pasividad y el desarrollo de secuencias de mares epicontinentales hasta el Llandeiliano-Caradociano. Además, las paleocorrientes longitudinales son típicas de sistemas desarrollados en trincheras de subducción.

j) La interdigitación de las lavas almohadilladas y rocas básicas con el sistema clástico occidental, que excluye la posibilidad de una dorsal meso-oceánica distal para el Caradociano, e indica proximidad de

los centros efusivos (¿dorsales?) al depocentro elongado (¿trinchera?).

La restricción areal del arqueamiento flexural al sector precordillerano de San Juan, y de exondación hacia el norte y sur, sería producto de la existencia de irregularidades en el margen que provocarían una colisión diacrónica y, por ende, efectos distintos en salientes y entrantes (cf. Stockmal *et al.*, 1987 y 1990; Lash, 1988 y 1989). La ubicación de los domos habría coincidido con los salientes (promontorios), ya que éstos son las regiones en donde primero se sienten los efectos de la compresión provocada por la aproximación de un alóctono. El arqueamiento inicial de la plataforma estable habría ocurrido cuando la carga litostática (faja corrida incipiente) estaba aún sobre litosfera oceánica, mientras los entrantes o bahías continentales (pertenecientes al margen pasivo heredado) habrían quedado al resguardo de dicha deformación, constituyendo depocentros activos (e.g. AT). La convergencia activa y consiguiente migración de la carga litostática produce teóricamente una migración del arqueamiento hacia el interior continental (Beaumont *et al.*, 1982; Pickering, 1987; Lash, 1988) en caso de comportamiento reológico viscoelástico de la litosfera. Esto conduciría a producir una discordancia progresiva y diacrónica en ese sentido (fig. 2). En la Cordillera es, asimismo, evidente el carácter diacrónico de la discordancia en sentido longitudinal al margen (fig. 2a). La diacronía longitudinal se explica por la aproximación progresiva de la carga, que provoca el crecimiento del domamiento hacia los entrantes, afectando rocas progresivamente más jóvenes. En sentido transversal (fig. 2b) la migración habría sido aparentemente de este a oeste (ALCh es concordante en el este y discordante en el oeste). Este efecto puede explicarse por la migración lateral del domamiento hacia el sector interno, durante el relajamiento que ocurre en el período de quietud orogénica que sigue al de convergencia activa. Esto favorece comportamientos viscoelásticos para la reología de la litosfera como postulan Quinlan y Beaumont (1984) y Tankard (1986).

Sustentan particularmente esta hipótesis dos puntos:

1. La existencia de un basamento cristalino metamórfico situado al oeste de la Cordillera, que actualmente forma parte del basamento de la Cordillera Frontal (Caminos, 1979; Mpodozis *et al.*, 1985; Mpodozis y Ramos, 1991; Linares y González, 1990) y que posiblemente se conecta con el extremo sur del cratón de Arequipa. Este basamento podría constituir parte del núcleo que actuó como área fuente del sistema turbidítico occidental. Al respecto, aún no se conocen resultados paleomagnéticos que permitan

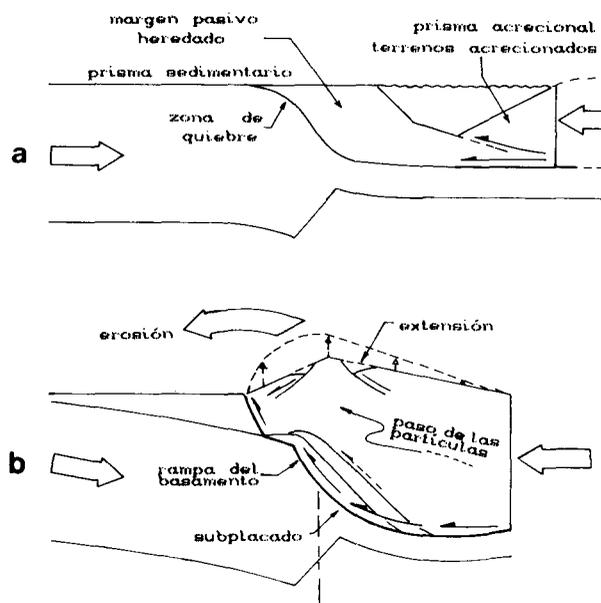


Fig. 4.—Desarrollo de un orógeno por deformación de un margen pasivo. a) Encuentro inicial de un terreno acrecionado con un prisma sedimentario de margen pasivo. b) Procesos involucrados en el desarrollo orogénico. La acreción y el subplacado adicionan volumen al orógeno, mientras que la erosión y la extensión retrasan el desarrollo del estado crítico de la cuña inestable. El orógeno debe acortarse y engrosarse significativamente para que el frente de deformación de la faja plegada avance (adaptado de Jamieson y Beaumont, 1988).

confirmar la existencia de un alóctono propiamente dicho, denominado originalmente Chileña (Ramos *et al.*, 1984). Alternativamente, puede tratarse de un microbloque continental originalmente unido y luego separado por un mar marginal, mediante un fenómeno de «rifting», con fondo oceánico incipientemente desarrollado (Kay *et al.*, 1984). Luego éste habría invertido su movimiento relativo, convirtiéndose en margen activo al microcontinente (Chilena), actual basamento de la Cordillera Frontal. Esta hipótesis tiene como inconveniente principal la ausencia de simetría del sistema, ya que si se tratase de una cuenca ensiática, deberían haberse desarrollado plataformas carbonáticas a ambos lados y, aunque sea parcialmente, deberían preservarse dentro de la tectofacies occidental. De acuerdo con esta hipótesis las secuencias turbidíticas también requerirían aportes clásticos longitudinales.

2. La existencia de una posible transición entre corteza continental y oceánica marcadas por la anomalía gravimétrica de Bouguer (Lion e Introcaso, 1988; Introcaso, 1990; Introcaso *et al.*, 1990) coincidentes con el cambio topográfico entre la Cordillera Central y la Cordillera Occidental (límite en-

tre TOR y TOcc), constituiría la rampa de ascenso en sistemas convergentes del tipo aquí propuesto (Stockmal *et al.*, 1986; Tankard, 1986; Jamieson y Beaumont, 1988). En el caso de transición de margen pasivo a una cuenca de antepaís periférico, Jamieson y Beaumont (*op.cit.*) señalan que la topografía y resistencia del margen pasivo heredado («rifted margin»), ejercen un control fundamental en la localización de zonas de exhumación y levantamiento, durante la convergencia y sucesivas fases compresivas (fig. 4). Coincidentemente Allmendinger *et al.* (1990) señalan, empleando datos de sísmica profunda, una profundidad de despegue («décollement») de aproximadamente 15 km por debajo del ámbito central de la Precordillera y una profundidad inusualmente mayor por debajo de la Precordillera Occidental (tectofacies occidental). Este cambio en la superficie basal del orógeno podría indicar la transición cortical heredada.

El metamorfismo regional dinámico que caracteriza a toda la tectofacies occidental puede explicarse desde un punto de vista regional, si un «estado estable o de balance» («steady stage») es alcanzado rápidamente tras el espesamiento cortical inicial, y con anterioridad a que las rocas profundas experimenten un relajamiento térmico importante (cf. Jamieson y Beaumont, 1988). Si la deformación conduce a tasas de exhumación relativamente rápidas, imposibilitando así la permanencia de los niveles profundos bajo la influencia prolongada de isothermas de alta temperatura, el resultado será como en la Cordillera Occidental, donde se produce la exhumación de rocas en facies de esquistos verdes. La tasa de exhumación más rápida se produce sobre el resalte o transición de cortezas heredadas, localizándose inmediatamente sobre el máximo gradiente de la anomalía de Bouguer.

El hecho de que los sistemas siliciclásticos silúricos y devónicos se hubiesen desarrollado en una cuenca de antepaís esbozada a partir del Ordovícico medio, fortalecen este modelo.

Los principales inconvenientes de la hipótesis de evolución aquí planteada, son la vergencia occidental de sectores parciales del borde occidental de la Cordillera, que pueden ser explicados por fenómenos de bajocorrimientos («underthrusts») y la presencia de una «melange» sedimentaria, de edad Siluro-Devónica, ubicada al este de la Cordillera. Esta última es enigmática en cuanto a su origen, habiendo sido interpretada como facies de talud (Amos, 1954) o como una zona de cizalla cortical (Ramos *et al.*, 1986). Esta última hipótesis no plantearía mayores inconvenientes con el modelo aquí esbozado.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye parte de la Tesis doctoral del autor. Se agradece a los Dres. J. L. Benedetto, O. R. López Gamundí y colegas de la Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad Nacional de Córdoba por la permanente discusión de ideas que permitió enriquecer este trabajo, subsidiado por CONICET. Se agradece, asimismo, al Dr. J. C. Gutiérrez Marco por la amable invitación a participar en la Conferencia sobre Paleozoico Inferior de Ibero-América y a los árbitros del trabajo, que con sus valiosos comentarios permitieron mejorar el manuscrito.

## Referencias

- Allen, P. A., Homewood, P. y Williams, G. D. (1986). Foreland basins: an introduction. En: Ph. A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. IAS Spec. Publ., 8, 3-12, Blackwell, Londres.
- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B. L. (1990). Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9, 789-809.
- Amos, A. J. (1954). Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Revista Asoc. Geol. Argentina*, 9, 5-38.
- Amos, A. J. y Roller, E. O. (1965). El Carbónico marino del Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín Informaciones Petroleras de YPF*, 368, 51-71.
- Astini, R. A. (1990). Formación Punta Negra: ¿Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? *Tercera Reunión Arg. Sedimentol.*, Actas, 19-24.
- Astini, R. A. (1991a). *Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina*. Tesis Doctoral, Univ. Nacional Córdoba, 851 págs.
- Astini, R. A. (1991b). Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. *Revista Asoc. Geol. Argentina*, 46, 277-294.
- Astini, R. A. (1992). Origin and implications of a Lower Paleozoic (Late Ordovician to Early Silurian) unconformity in the Precordillera Basin of western Argentina. En: M. Thiry (ed.), *Paleoweathering records and Paleosurfaces «Landscape reconstruction»*. Reun. Int. Project 317 (IGCP), Abstracts, La Plata.
- Astini, R. A. (en prensa a). Secuencias depositacionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Bol. Real. Soc. Española Historia Natural (Geol.)*.
- Astini, R. A. (en prensa b). Facies glaciogénicas del Ordovícico tardío (Hirnantiano) de la Precordillera argentina. *Bol. Real Soc. Española Historia Natural (Geol.)*.
- Astini, R. A. y Piovano, E. L. (en prensa). Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. *Revista Asoc. Geol. Argentina*.
- Baldis, B. A. (1975a). El Devónico inferior de la Precordillera Central, Parte 1: Estratigrafía. *Revista Asoc. Geol. Argentina*, 30, 53-83.
- Baldis, B. A. (1975b). Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina. *I Congr. Arg. Paleontol. Bioestrat.*, I, 219-240.
- Baldis, B. A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *V Congr. Latinoamer. Geol.*, Actas, 4, 399-445.
- Bally, A. W. (1975). A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. *Proc. 9th World Petrol. Cong.*, Tokio, 2, 33-34.
- Bally, A. W. y Snelson, S. (1980). Realms of subsidence. En: A. D. Miall (ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 6, 9-75.
- Beaumont, Ch. (1981). Foreland basins. *Geophys. Jour. Res. Astron. Soc.*, 65, 291-329.
- Beaumont, Ch., Keen, C. E. y Boutilier, R. (1982). A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins. *Phyl. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 305, 295-317.
- Benedetto, J. L. A., Herrera, Z. y Sánchez, T. (1985). Paleambiente de sedimentación de la Formación Los Espejos y su significado en la interpretación de la cuenca silúrica de la Precordillera Argentina. *Reun. Comunicaciones Paleontol.*, I, 31-63.
- Bond, G. C. y Kominz, M. A. (1988). Evolution of thought on passive continental margins from the origin of geosynclinal theory (≈1860) to the present. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1909-1933.
- Brett, C. E., Goodman, W. M. y LoDuca, S. T. (1990). Sequences, cycles, and basin dynamics in the Silurian of the Appalachian foreland basin. *Sedimentary Geol.*, 69, 191-244.
- Caminos, R. (1979). Cordillera Frontal. *Segundo Simposio de Geol. Reg. Argentina*. Ac. Nac. Cs., Córdoba, 1, 397-454.
- Cuerda, A. J. (1986). Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. *Cuarto Cong. Arg. Paleont. Bioestrat.*, I, 49-57.
- Cuerda, A. J. y Baldis, B. A. (1971). Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8, 128-164.
- Cuerda, A. J., Arrondo, O. G., Morel, E. y Spalletti, L. A. (1990). Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera. *Rev. Mus. La Plata (Geol.)*, 10, 185-195.
- Dickinson, W. R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. En: W. R. Dickinson (ed.), *Tectonics and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 22, 1-27.
- Diecchio, R. J. (1991). Taconian sedimentary basins of the Appalachians. En: C. R. Barnes y S. H. Williams (eds.), *Advances in Ordovician Geology*, Geol. Surv. Canada, Paper, 90-9, 225-234.
- Flemings, P. B. y Jordan, T. E. (1990a). Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere reology. *Geology*, 18, 430-434.
- Flemings, P. B. y Jordan, T. E. (1990b). Análisis teórico de la estratigrafía de cuencas de antepaís durante deformaciones episódicas. *Tercer Reun. Arg. Sedimentol.*, Actas, 151-162.
- Haller, M. J. y Ramos, V. (1984). Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *Noveno Cong. Geol. Arg.*, 2, 66-83.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.
- Hiscock, R. N., Pickering, K. T. y Beeden, D. R. (1986). Progressive filling of a confined Middle-Ordovician foreland basin associated with the Taconic Orogeny, Quebec, Canada. In: P. A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*, IAS, Spec. Publ., 8, 165-181.

- Hünicken, M., Albanesi, G. y Ortega, G. (1990). Conodonts and graptolites from the Yerba Loca formation (Arenig-Caradoc), Ancaucha Creek, Cerro Alto de Mayo, Jáchal Department, San Juan Province, Argentina. En: M. A. Hünicken (ed.), *First Latin Amer. Conodont Symp.*, Abs., 106-108.
- Ingersoll, R. V. (1988). Tectonics and sedimentary basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1704-1719.
- Introcaso, A. (en prensa). Gravimetría de los Andes entre los 23°S y 35°S: topografía y exceso cortical. *Rev. Geol. Chile*.
- Introcaso, A., Pacino, M. C. y Fraga, H. (1990). Gravedad, isostacia y acortamiento cortical andino entre las latitudes 30°S y 35°S. *XI Cong. Geol. Arg.*, 1, 247-250.
- Jacobi, R. D. (1981). Peripheral bulge - A causal mechanism for the lower/middle Ordovician unconformity along the western margin of the Northern Appalachians. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 245-251.
- Jamieson, R. A. y Beaumont, Ch. (1988). Orogeny and metamorphism: a model for deformation and pressure-temperature-time paths with application to the Central and Southern Appalachians. *Tectonics*, 7, 417-445.
- Jordan, T. E. (1981). Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 2506-2520.
- Jordan, T. E. y Gardeweg, M. (1989). Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (22-33°S). En: Z. Ben-Avraham (ed.), *Cenozoic and Mesozoic Evolution of the Pacific Margin*. Oxford University Press, 193-207.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. y Kay, R. W. (1984). Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Cordillera Occidental: Basaltos de rift oceánico temprano(?) próximos al margen continental. *IX Congr. Geol. Arg.*, 2, 48-65.
- Lash, G. G. (1987). Geodynamic evolution of the Lower Paleozoic Central Appalachian foreland basin. In: Ch. Beaumont y A. J. Tankard (eds.), *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 12, 413-423.
- Lash, G. G. (1988). Along-strike variations in foreland basin evolution: possible evidence for continental collision along an irregular margin. *Basin Research*, 1, 71-83.
- Lash, G. G. (1989). Middle and Late Ordovician shelf activation and foredeep evolution, Central Appalachian Orogen. In: B. Keith (ed.), *The Trenton Group (Upper Ordovician Series) of Eastern North America. Deposition, Diagenesis and Petroleum*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol., 29, 37-53.
- Linares, E. y González, R. R. (1990). Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1957-1987. *Asoc. Geol. Arg. Serie didáctica y complementaria*, 19, 628 págs.
- Lion, A. e Introcaso, A. (1988). Resultados preliminares de una sección gravimétrica en el oeste argentino en las proximidades de la latitud 30°S. *Bol. Inst. Geof. Rosario*, 10-21.
- McBride, E. F. (1962). Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *Jour. Sed. Petrology*, 32, 39-91.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. (1991). The Andes of Chile and Argentina. En: G. E. Ericksen et al. (eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series, 11, 59-90.
- Mpodozis, C., Nasi, C., Moscoso, R., Cornejo, P., Maksaev, V. y Parada, M. A. (1985). The late Paleozoic-Early Triassic magmatic belt of the Chilean Frontal range (28-31°S): Igneous «stratigraphy» and tectonic setting. *Univ. de Chile, Comunicaciones*, 35, 161-166.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Séguret, M. y Zanzucchi, G. (1984). Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Mar. Geol.*, 55, 103-116.
- Ortega, G. (1987). *Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan*. Tesis doctoral, Univ. Nac. Córdoba, 209 págs.
- Ortega, G., Brussa, E. y Astini, R. A. (1991). Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica (Cordillera de San Juan, Argentina). *Ameghiniana*, 28, 163-178.
- Pickering, K. T. (1987). Deep-marine foreland basin and forearc sedimentation: a comparative study from the Lower Paleozoic northern Appalachians, Quebec and Newfoundland. En: J. K. Legget y G. G. Zuffa (eds.), *Marine Clastic Sediments*, Graham and Trotman, Londres, 190-211.
- Posamentier, H. W. y Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and system tract models. En: Ch. K. Wilgus et al. (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*, Soc. Econ. Petrol. Mineral. Spec. Publ., 42, 125-154.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. y Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. En: Ch. K. Wilgus et al. (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 109-124.
- Quinlan, G. M. y Beaumont, Ch. (1984). Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 973-996.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Almendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M. A. (1984). Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *IX Congr. Geol. Arg.*, 2, 84-106.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Almendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 6, 855-880.
- Read, J. F. y Grover, G. A. Jr. (1977). Scalloped and planar erosion surfaces, Middle Ordovician limestones, Virginia: Analogues of Holocene exposed karst or tidal rock platforms. *Journ. Sed. Petrology*, 47, 956-972.
- Schedl, A. y Wiltschko, D. V. (1984). Sedimentological effects of a moving thrust terrain. *Jour. Geology*, 92, 273-287.
- Shanmugam, G. y Lash, G. G. (1982). Analogous tectonic evolution of the Ordovician foredeeps, southern and central Appalachians. *Geology*, 10, 562-566.
- Sloss, L. L. et al. (1949). Integrated facies analysis. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39, 91-123.
- Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., O'Brien, S. J. y Quinlan, G. M. (1987). Collision along an irregular margin: A regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1098-1107.
- Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., Marillier, F., O'Brien, S. J. y Quinlan, G. M. (1990). Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachians. *Tectonics*, 9, 45-62.

- Swift, D. P. L., Thorne, J. A. y Nummedal, D. (1985). Sequence stratigraphy in foreland basins: Inferences from the Cretaceous Western Interior. Houston, Texas, *Offshore Technol. Conf.*, Paper 4846, 47-54.
- Swift, D. P. L., Hudelson, P. M., Brenner, R. L. y Thompson, P. (1987). Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, 34, 423-452.
- Tankard, A. J. (1986). On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachians and Rocky Mountain basins. En: Ph. A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. IAS, Spec. Publ., 8, 369-394, Blackwell, Londres.
- Vaccari, N. E. (1987). *Perfil geológico a lo largo del río Jáchal, al oeste de la Quebrada Caracol (Sierra de Los Túneles)*, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Grado. Univ. Nac. Córdoba, inédito, 38 págs.
- Vail, P. R. y Todd, R. G. (1981). Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. En: L. V. Illing y G. D. Hudson (eds.), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe*, Heiden, Londres, 216-235.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1988). An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Ch. K. Wilgus *et al.* (eds.), *Sea-level Changes - An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 39-45.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. y Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in explor. ser.*, 7, 55 págs.

Recibido el 30 de junio de 1992  
Aceptado el 12 de enero de 1993