

Estructura extensional e inversión tectónica en los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' S

Extensional tectonic and inversion in the Argentine Andean Cordillera between 30° 30' and 31° 00' S latitude

N. Heredia (*), L.R. Rodríguez Fernández (**), y D. Ragona (***)

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España, Avda. República Argentina, 30, 1º B, 24004 León

(**) Instituto Tecnológico Geominero de España, C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid

(***) Servicio Geológico Argentino, Avda. Julio A. Roca, 651, 1322 Capital Federal

ABSTRACT

In the Andean Frontal Cordillera two tectonostratigraphic main groups can be defined: a gondwanic basement constituted by devonian and Permo-Carboniferous marine sedimentary rocks, intruded by Upper Paleozoic granitic rocks, and Andean continental volcanic and volcanoclastic unit, essentially Mesozoic and Tertiary, intruded by Triassic to Miocene stocks. The paleozoic rocks has a characteristic thin skinned structure with East transport direction and remarkable tangential shortening. In the Andean rocks two tectonostratigraphic groups can be also defined: a mesozoic preorogenic sequence linked with extensional tectonic event, and a tertiary sinorogenic sequence linked with compressional tectonic event.

Key Words: *Andean Cordillera, Andean Orogen, normal faults, inversion tectonic.*

Geogaceta, 20 (4) (1996), 864-866

ISSN: 0213683X

Introducción

La vertiente argentina de la Cordillera de los Andes entre los 30° 30' y 31° 00' (Fig. 1) presenta, como la mayor parte de la Alta Cordillera en este sector, una estructuración policíclica con una vergencia más o menos generalizada de las estructuras hacia el E. En esta unidad se diferencian dos grandes conjuntos de rocas con naturaleza y estructuración diferentes:

Un conjunto inferior formado por un substrato paleozoico, constituido por rocas sedimentarias depositadas entre el Silúrico superior y el Pérmico Inferior en ambientes marinos o de transición, intruidas por rocas graníticas neopaleozoicas (Plutón de Tocota). Este conjunto se encuentra intensamente deformado durante el Ciclo Orogénico Gondwánico por una tectónica de tipo epidérmico («thin skinned»), donde las estructuras más importantes son los cabalgamientos y pliegues asociados.

Un conjunto superior, discordante sobre el anterior, caracterizado por un predominio de rocas volcánicas y volcanosedimentarias, con algunas intercalaciones de rocas sedimentarias depositadas en ambientes netamente continentales. Sus edades van desde el Pérmico al Cuaternario, y aparecen intruidas por granitoides de edad comprendida entre el Triásico y el Mioceno. Dentro de este conjunto superior se distinguen a su vez una secuencia preorogénica, ligada a un

proceso extensional, y una secuencia sinorogénica, las cuales aparecen también separadas por una discordancia. Estas rocas se encuentran estructuradas por el Ciclo Orogénico Andico, la deformación se concentra en determinadas bandas de dirección predominante N-S, en las que las estructuras más importantes son grandes fracturas verticales procedentes del zócalo gondwánico (tectónica «thick skinned»). Dichas fracturas presentan en su mayoría un juego normal, que ha controlado el depósito de los materiales Permo-mesozoicos, encontrándose solo parcialmente invertidas por la compresión ándica.

El Ciclo Orogénico Andico

El Ciclo Orogénico Andico (Ramos, 1988) es el último responsable de la estructuración de la cordillera andina. Dentro de este ciclo pueden separarse dos fases, una fundamentalmente distensiva que abarca desde el Pérmico superior hasta el Cretácico inferior y otra, eminentemente compresiva, que va desde el Cretácico superior a la actualidad.

Fase Distensiva

Concluida la Orogenia Gondwánica (Pérmico superior), y como primera respuesta al engrosamiento cortical que esta produce, da comienzo un importante perio-

do distensivo (Malumian *et al.*, 1983). Durante el Triásico este proceso se acelera, dando lugar a un «rifting» que tiene su mayor expresión y que se prolonga hasta el Jurásico inferior (Ramos y Kay, 1991). Durante el resto del Jurásico y el Cretácico inferior el proceso distensivo se ralentiza, y aparecen los primeros depósitos marinos potentes, ligados a cuencas de intraarco y retroarco (Ramos, 1988, Mpodozis y Ramos, 1990). El área de depósito así como el depocentro de los materiales mesozoicos se va desplazando hacia el O condicionado por la migración en el mismo sentido del proceso extensional (Uliana y Biddle, 1988).

El proceso extensional ándico se manifiesta por un sistema de fallas normales de trazado rectilíneo, agrupadas en bandas de dirección predominante N-S; junto a las que aparecen algunas de dirección NO-SE (Fig. 1), que representan zonas de enlace o transferencia de las anteriores. Este sistema da lugar en el sector NE de la zona estudiada al «horst» de Tocota, donde aparecen expuestas las rocas plutónicas paleozoicas del Plutón de Tocota y de la Formación Agua Negra a la que intruyen. Estas fallas se muestran muy verticales en superficie, hundiéndose sistemáticamente el labio Oeste. La presencia de máximos relativos en el espesor de los sedimentos Permo-mesozoicos en el borde occidental de la mayor parte de los bloques hundidos (Fig. 2), permite suponer que la geometría de dichos bloques

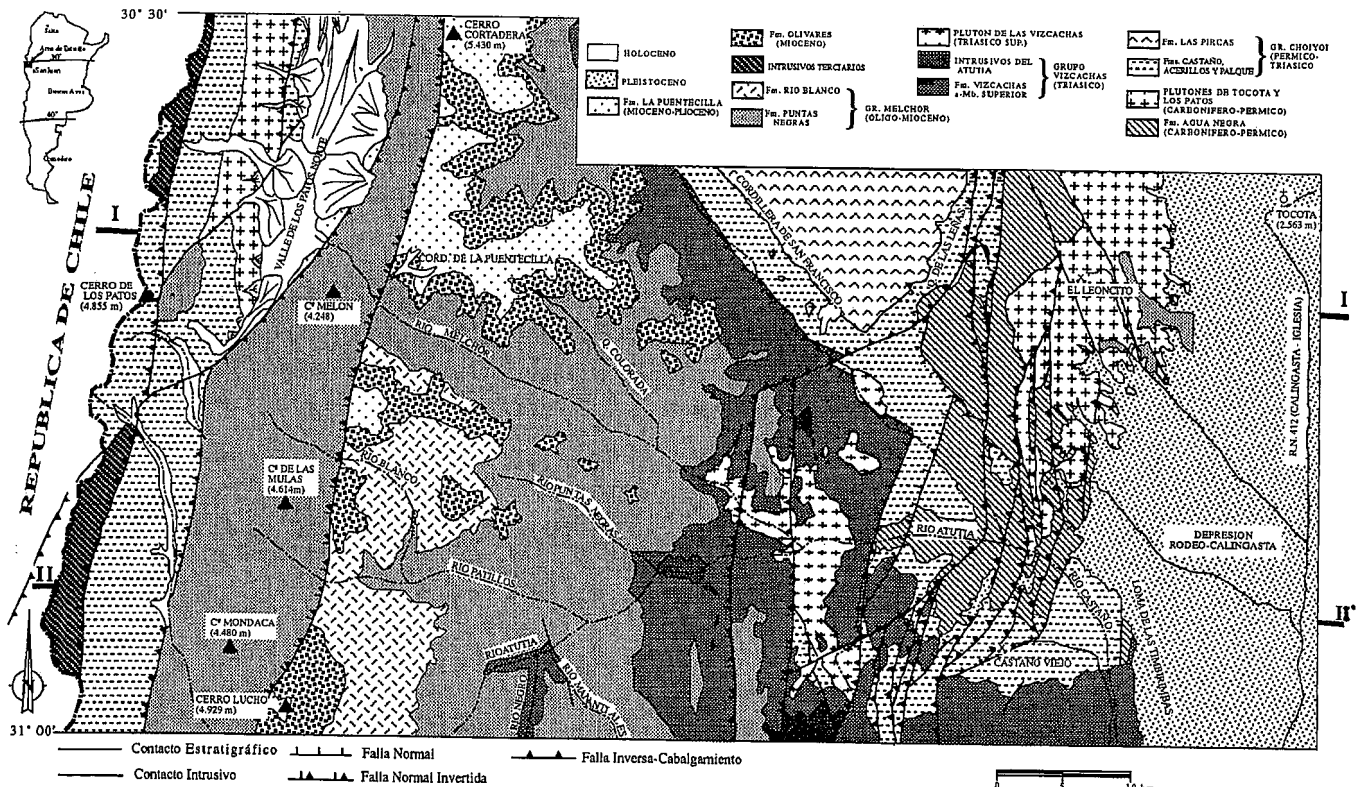


Fig. 1.- Mapa geológico de los Andes Argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de altitud Sur.

Fig. 1.- Geological map of the Argentine Andean Cordillera between 30° 30' y 31° 00' S latitude.

es en la mayor parte de los casos la de “semigrabenes” basculados hacia el E.

Aunque no se tienen datos suficientes sobre la geometría de estas fracturas en profundidad, se puede aproximar bastante basándose en los modelos extensionales, tanto experimentales como naturales, de otros orógenos. Si se tiene además en cuenta que la compresión ándica reutiliza la mayor parte de las fracturas normales, parece lógico suponer que los despegues ándicos deben haber utilizado sus homólogos extensionales.

Los datos publicados sobre la situación y geometría en profundidad de las superficies de despegue ándicas en áreas próximas (Allmendiger *et al.*, 1990; Gosen, 1992; Kozłowski *et al.*, 1993; entre otros), indican que la más superficial se situaría en torno a -6.000/-8.000 m en el frente de la Cordillera y de -12.000 a -16.000 m en la parte más retrasada de ésta (Frontera Chilena). Con estos datos se han construido los cortes I-I' y II-II' de la Fig. 2, en los cuales las fallas normales, aunque parcialmente invertidas, presentarían, como los cabalgamientos, una geometría ligeramente lítrica, convergiendo en un horizonte de despegue común inclinado suavemente hacia el O. Sobre estos cortes puede observarse todavía la geometría original “en escalera” del prisma extensional ándico, con el substrato paleozoico hundiéndose progresivamente hacia el O, así como la pendiente inversa de los

«peldaños», delimitando una geometría en “semigraben” de los distintos bloques. Debe destacarse también la presencia al O de la Falla de La Cortadera de sedimentos jurásicos (que afloran en Chile, al N del Mapa de la Fig 1), lo que marcaría en esta zona el límite entre los dos dominios paleogeográfico-estructurales definidos clásicamente en la Alta Cordillera: La Cordillera Principal (al O) y la Cordillera Frontal (al E) (Fig. 3).

Fase Compresiva

La Fase Compresiva ándica, que comienza en estas latitudes en el Cretácico superior (Andes Chilenos) (Legarreta y Uliana, 1991), no se manifiesta en este sector hasta el Oligoceno, edad de los primeros sedimentos sinorogénicos (Gr. Melchor), cuyos depocentros migran de O a E, en sentido opuesto a los de la época extensional. Los sedimentos sinorogénicos se apoyan discordantemente sobre la sucesión preorogénica permo-mesozoica, lo cual viene determinado no solo por la estructuración de estos últimos durante la época extensional, sino también por la presencia de un paleorrelieve forjado entre el Jurásico y el Oligoceno, lapso temporal del cual no hay depósitos en esta zona. Así en el borde elevado de los semigrabenes (generalmente el O), lugar en el que se depositó un menor espesor de serie sinextensional permo-

mesozoica, la secuencia sinorogénica (Gr. Melchor) se apoya sobre las partes más bajas de dicha serie, e incluso en el “Horst de Tocota”, donde no existió depósito de la serie permo-mesozoica, sobre el zócalo gondwánico (Figs. 1 y 2).

Las estructuras más destacables atribuibles a la fase compresiva son las fallas inversas y los cabalgamientos, con una dirección general de transporte hacia el E, siendo los pliegues escasos, sobre todo a escala cartográfica. Las fallas inversas rejuegan la mayor parte de las fracturas normales anteriores (Figs. 1 y 2), debido a lo cual se concentran en las áreas con deformación extensional previa, si bien se crean algunas fracturas nuevas que cortan a las fallas normales anteriores (Fig. 1).

La componente inversa de la mayor parte de las fallas normales, solo se manifiesta cuando afecta a los materiales sinorogénicos terciarios, que originalmente las fosilizaron, observándose saltos que raramente superan el km (Fig. 2). Esto determina que el acortamiento en este sector de la cordillera se sitúe en torno al 8%, por lo cual apenas se ha modificado la estructura extensional previa.

Este hecho contrasta con el acortamiento obtenido por Gosen (1992) en la unidad de Precordillera, situada por delante y separada del de la Cordillera Frontal por la Cuenca de Rodeo-Calingasta (Fig. 3), y que el citado autor reconoce como superior al

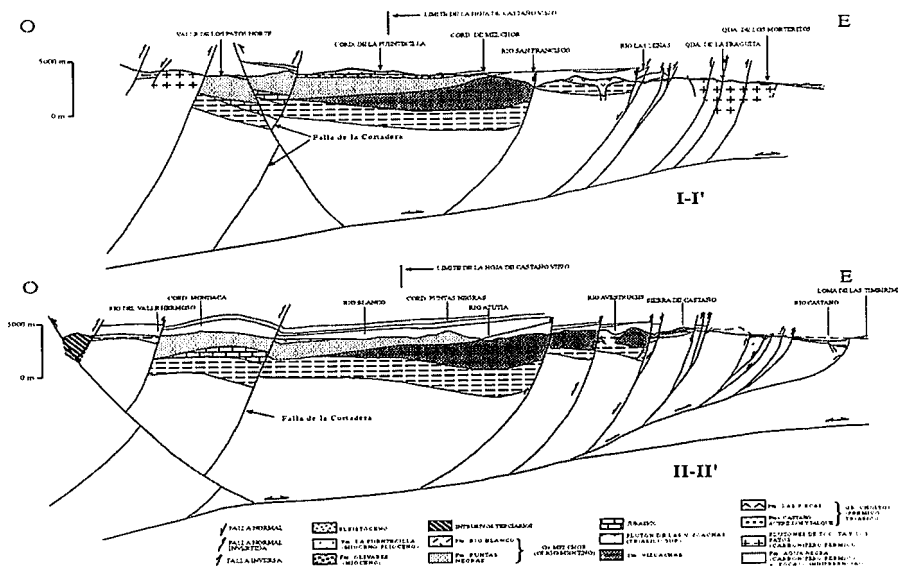


Fig. 2.- Cortes Geológicos. Ver situación en la Fig. 1.
 Fig. 2.- Geological cross sections. For location see Fig. 1.

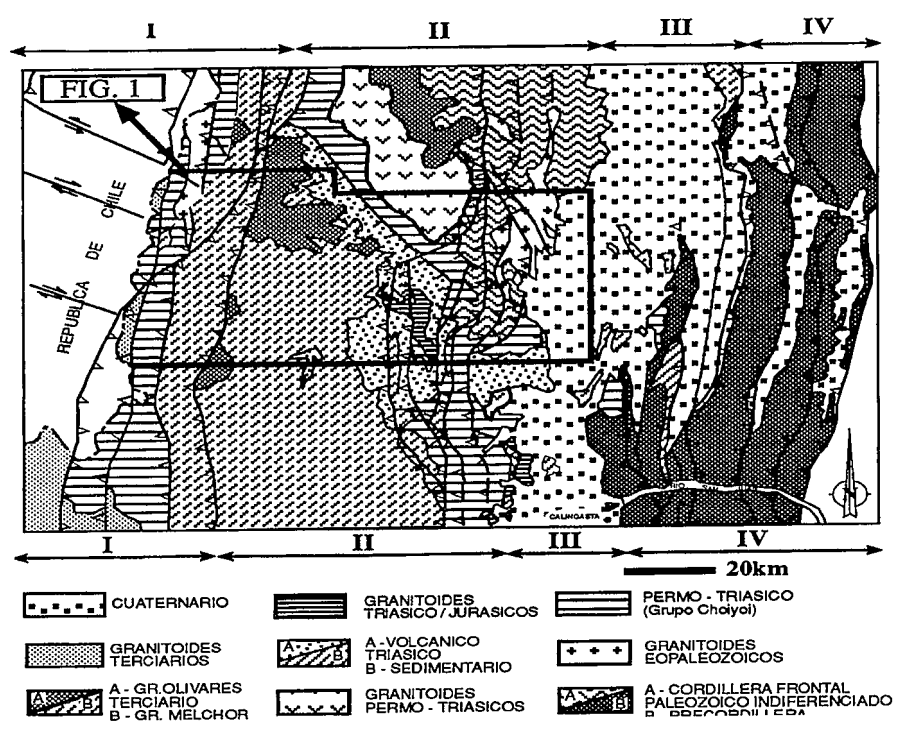


Fig. 3.- Esquema geológico con la situación del área estudiada. I- Cordillera Principal. II- Cordillera Frontal. III- Cuenca de Rodeo-Calingasta. IV- Precordillera.
 Fig. 3.- Geological sketch map with location of study area. I- Principal Cordillera. II- Frontal Cordillera. III- Rodeo-Calingasta Basin. IV- Precordillera.

50%. Esto implica que la mayor parte del acortamiento y por lo tanto del desplazamiento, se ha transferido hacia al E, a través del cabalgamiento basal, al área de Precordillera. Se puede considerar de este modo, que el desplazamiento de la Cordillera Frontal hacia el E durante el Cenozoico se ha producido sin apenas inversión tectónica, desplazándose como un bloque levantado («uplift»), que ha preservado la extensión Permo-mesozoica y en gran parte la estructuración gondwánica anterior. En este contexto el bloque elevado de la cordillera frontal, constituiría un frente de cabalgamiento no emergente y la depresión de Rodeo-Calingasta una cuenca transportada «a cuestas» o «piggy back basin».

Agradecimientos

Este trabajo expresa parte de los resultados obtenidos durante la realización de la primera hoja de la Carta Geológica de la República Argentina a E. 1:100.000 n° 3169-14 (Castaño Viejo), que ha contado con la financiación de la Secretaría de Minería de Argentina, el ITGE y el ICI.

Referencias

Allmendiger, R.W.; Figueroa, D.; Synder, D.; Beer, J.; Mpodozis, C. y Isacks, B.L. (1990).- *Tectonics*, 9, 789-809.
 Gosen, W. von (1992).- *Jour. Struct. Geol.*, 14 (6), 643-667.
 Kozlowsky, E.E.; Manceda, R y Ramos, V.A. (1993).- *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V.A. Ramos (Ed.). Asociación Geológica Argentina- Instituto Argentino del Petroleo. 235-256.
 Legarreta, L. y Uliana, M.A. (1991).- *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 12, 429-450.
 Malumian, N.; Nullo, F. y Ramos V.A. (1983).- *The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic*, M. Moullade and A.E.N. Nairn (Eds.). Elsevier, 265-304.
 Mpodozis, C. y Ramos, V.A. (1990).- *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, G.E. Eriksen, M.T. Cañas Pinochet, J.A. Reinemund (Eds.). C.C.E.M.R., Earth Sci. Series, 11, 59-90.
 Ramos, V. A. (1988).- *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, S. Clark and D. Burchfiel (Eds.). *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 218, 31-54.
 Ramos, V.A. y Kay, S.M. (1991).- *Andean Magmatism and its tectonic setting*, R.S. Harmon and C.W. Rapela (Eds.). *Spec. Paper Geol. Soc. Amer.*, 265, 79-91.
 Uliana, M.A. y Biddle, K.T. (1987).- *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, G. D. MacKenzie (Ed.). *Geoph. Monograph*, Amer. Geoph. Union, 40, 271-286.