

Estratigrafía y estructura de los Andes Centrales Argentinos entre los 30° y 31° de Latitud Sur

Stratigraphy and Structure of the Argentine Central Andes between 30° and 31° S latitude

L. R. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ ⁽¹⁾, N. HEREDIA ⁽²⁾, R. G. ESPINA ⁽²⁾ y M. I. CEGARRA ⁽³⁾

(1) Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid.

(2) Instituto Tecnológico Geominero de España, República Argentina 30, 1B, E-24004 León.

(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria. A-1428, Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

El área investigada en este trabajo abarca un sector de la unidad morfoestructural conocida como Cordillera Frontal, si bien el extremo oriental de la misma comprende parte de la Depresión de Rodeo-Uspallata. En la Cordillera Frontal se diferencian dos grandes conjuntos de rocas con naturaleza y estructuración diferentes: un substrato paleozoico, constituido por rocas sedimentarias depositadas en ambientes marinos o de transición, intruidas por rocas graníticas carbonífero-pérmicas y deformado en el Pérmico durante el Ciclo Orogénico Gondwánico y una cobertera mesozoico-cenozoica discordante, caracterizada por un predominio de rocas volcánicas, con rocas sedimentarias subordinadas, depositadas en ambientes continentales, que aparecen intruidas por granitoides mesozoicos y cenozoicos. Dentro de este conjunto superior se pueden diferenciar dos secuencias estratigráficas originadas en contextos tectónicos distintos y separadas por discordancias de diversa magnitud: una inferior compuesta por el Grupo Choiyoi, ligada a un proceso extensional, y otra superior ligada a un evento compresional posterior. Todas las rocas se encuentran deformadas durante el Ciclo Orogénico Andino, por fallas de dirección N-S, con geometría listrica, enraizadas en un nivel de despegue común. La mayor parte de las fracturas presentan un juego normal, relacionado con un evento extensional mesozoico, encontrándose solo parcialmente invertidas por la compresión cenozoica andina.

El acortamiento cortical calculado en la Cordillera Frontal es del orden del 10%, en contraste con el acortamiento de la Precordillera que se sitúa en el 50%. Este hecho implica que la mayor parte del acortamiento crustal cenozoico de la Cordillera Frontal, se ha transferido hacia la Precordillera a través de un cabalgamiento basal. La Cordillera Frontal constituye un bloque levantado y trasladado pasivamente hacia el este, en el que se ha preservado la estructura extensional mesozoica y gran parte de la estructuración gondwánica anterior. La depresión de Rodeo-Calingasta constituye una cuenca transportada o "piggy back basin". El levantamiento del sector de la Sierras Pampeanas situado al este de la Precordillera, esta vinculado al desarrollo de un nivel despegue más profundo originado, probablemente al adquirir la placa de Nazca su actual disposición subhorizontal.

Palabras clave: Andes centrales. Orogenia gondwánica. Orogenia andina. Inversión tectónica.

ABSTRACT

In a cross-section through the Argentine central Andes, two large groups of rocks can be distinguished: a Gondwanic (Paleozoic) basement, and an Andean cover. The basement is constituted by marine sedimentary units, intruded by Upper Paleozoic granitoid rocks. The most important Gondwanic structures, are East verging thrust and related folds. The Andean cover has a volcanic and volcanoclastic origin with some interbedded continental sedimentary rocks. The lower Permo-Triassic unit (Choiyoi Group) is linked to an extensional tectonic event, and a Neogene sequence is connected to a compressional tectonic event that produced the inversion of the previous extensional features. The amount of Andean shortening calculated from cross sections is of about 10%. Most of the shortening in the Andean Cordillera was transferred to the Precordillera through the detachment fault. The up-lift of the Pampeanas area is linked with a new lower detachment fault .

Keywords: Andean cordillera. Gondwanic orogeny. Andean orogeny. Tectonic inversion.

EXTENDED ABSTRACT

The structure and stratigraphy of the Argentine central Andes between 30° and 31° S latitude has been analyzed in this paper. The study area is located at the morphostructural unit known as Cordillera Frontal (Groeber, 1938), although part of the Rodeo-Uspallata basin (Keidel, 1949) is also comprised here (Figs. 1 and 2). The crustal structure in a cross-section through Cordillera Frontal, Precordillera and western branch of Sierras Pampeanas, compiled from recent papers, (Gosen, 1991; Heredia et al., 1996; Rodríguez Fernández et al., 1996; Ramos y Vujovich, in litt.), has been also analyzed.

The Cordillera Frontal presents a polycyclic structure verging Eastwards. Two large groups of rocks with different nature and structure can be distinguished (Fig. 3): a Paleozoic (Gondwanic) basement, with a characteristic thin-skinned tectonic structure and the Andean cover, showing remarkable Triassic extensional structures inverted by Tertiary compressional tectonic event.

The Gondwanic basement is constituted by Silurian-Devonian and Permo-Carboniferous marine sedimentary units, generally deposited in carbonate or siliciclastic sedimentary platforms, strongly deformed and intruded by Upper Paleozoic granitoids.

The Andean cover, lying unconformably over the Gondwanic basement, has volcanic and volcanoclastic origin and presents some interbedded continental sedimentary rocks. Their age ranges from Permian to Quaternary and are intruded by Triassic and Miocene granitoid rocks. Two stratigraphic groups of rocks are distinguished: a Permo-Triassic sequence linked to an extensional tectonic event, and a Tertiary to Pliocene sequence connected to a compressional tectonic event that produced the inversion of the previous extensional features. The synextensional stratigraphic unit (Choiyoi Group) is deformed by normal faults with downthrow of the Western blocks (Fig. 4) and intruded by Triassic granodioritic rocks. The compressional stratigraphic units are the Melchor and Olivares groups, which lie unconformably over the former (Figs. 1, 3, 4 and 5).

The Rodeo-Uspallata basin divides the Cordillera Frontal and the Precordillera. The basin is essentially filling by late thick clastic deposits linked to alluvial fans and is either non-deformed or only slightly.

The most important structures, related with the Gondwanic (Permian) Orogenic Cycle, are East verging thrust and related folds, with a characteristic thin skinned tectonic structure. Usually, the thrust surfaces are placed on favorable levels as the Silur-Devonian limestones situated at the bottom of the Paleozoic succession (Fig.7a). The main geometric structures at different scales (m to km) are imbricate fans or duplexes (Fig.6c). Within the latter, some antiformal stacks can be recorded, especially hinterland dipping duplexes, of metric to hectometric scale (Fig.7b). At different scales some folds seem to be related to the Gondwanic thrusts. The folds have different geometric features. Asymmetric folds are the most common type (Fig.6d) depicting interlimb angles lower than 70° and the axial plane dipping 20° to 40° W. The folds are facing towards the E or the SE. Generally, they are cylindrical folds, but sometimes folds with non-cylindrical shapes can

be found. Fault bend folds related with hangingwall ramps and minor antiformal stacks have also been recorded at small and medium scale.

The observation of different cinematic criteria shows an East tectonic transport direction for all Gondwanic thrusts (Fig. 8). This information agrees with other geometric and cinematic indicators such as the ramps trajectories and the cut-off and branch lines measured in some of these thrusts.

Although it was not possible to restore the Gondwanic deformation, the shortening of some minor structures has been estimated. The calculated shortening is up to 70% (Heredia et al., 1996) in some duplex structures in the Atutia river area (Fig. 7b) using a bed-length balance method, or of about 60% (Espina et al., in press) in some fold reconstructions at Las Burras stream (Fig. 9). The estimated shortening must not be too different from the regional shortening generated by the Gondwanic deformation.

In the upper Permian, once the Gondwanic Orogenic Cycle was over and as the first reaction to the resulting cortical thickening, an important extensional stage starts (Malumian et al., 1983; Uliana and Biddle, 1987, 1988) which generates a significant volcanism (Choiyoi volcanic episode). Afterwards, from the Triassic to the lower Jurassic, this process accelerates but it slows down in the rest of the Jurassic and the lower Cretaceous, where the first marine deposits connected to innerarc and backarc basins occur (Uyeda, 1983; Mpodozis and Ramos, 1990; Ramos and Kay, 1991). These basins would have originated during periods with mild compression stresses due to the increasingly stronger dipping of the Benioff Zone (Ramos 1988). The deposition area and the Mesozoic sedimentation depocenters migrate to the West, (Main Cordillera), conditioned by the extensional deformation migration in the same direction. (Uliana and Biddle, 1988) which causes the lack of post-Triassic Mesozoic deposits at the Frontal Cordillera.

The structures related to the extensional tectonic process are normal faults grouped in bands with a N-S direction which represent transfer zones (Fig. 1). These faults are only partially inverted by the Andean compression, which allows their structure and original slip to be easily recognized. These faults are responsible for the control of permo-triassic vulcanosedimentary rocks, which show the smallest thickness on the East (Figs. 1 and 4). Migration of the extensional process towards the West is confirmed by sliding of the depocenters in the same direction.

The beginning of the Andean compressional stage is not well documented yet. Ramos (1993) claims that it could have begun in the upper part of the lower Cretaceous (Albian-Cenomanian), although a cortical thickening from the upper Cretaceous onwards is unanimously accepted (Turonian-Santonian). This would have given rise to the subsequent development on the westernmost part (Chilean Andes) of an incipient foreland basin during the Campanian-Paleocene period (Legarreta and Uliana, 1991). During the rest of the Cenozoic, the orogenic front would migrate to the foreland with the corresponding cannibalization of the foreland basin or basins the traces of which are recorded both over cordillera and precordillera sectors. However, in the area of study, this probably starts in the Oligocene or Miocene, since this is the age of the first synorogenic sediments (Melchor Group). The Melchor Group lays unconformably over the preorogenic successions and the Gondwanic basement (Figs. 4 and 5), and its depocenters migrate from the W to the E, opposite to the extensional stage depocenters. The geometrical configuration of the Melchor Group is determined by the extensional structure and the erosion surfaces developed over the different fault-blocks from the Jurassic to the Oligocene. In the upper edge of the fault blocks the Melchor Group rests on the lower Andean units (cross sections I-I' and II-II', Fig. 4); and in the E of the studied area, it even rests on the Gondwanic basement.

The most important compressional structures are reverse faults and thrusts, and scarce related folds. The deep geometry of these reverse faults is in turn influenced by the geometry of the Mesozoic extensional system, which would be only partially inverted, as stated above. Most of the faults are generated by the inversion of the extensional faults during compressional tectonic processes. However, some later faults cut across the pre-existing faults (Figs. 1, 4 and 5). In some cases, reverse faults have been recorded imbricated within a listric extensional fault, but these affect the fault hangingwall. These faults result from the lack of tectonic inversion at the most vertical area of the extensional fault (shortcuts of Gillcrist et al., 1987) (Figs. 5 and 10).

Some lateral compensation structures occur in relation with the reverse faults, tear faults or oblique ramps (Fig. 4) for

instance. The tear faults, have a NNW-SSE direction and subvertical, or slightly ESE dipping, fault plane. Obviously, not all these lateral structures present the same thrusting structures on the sides.

Folds from the Andean compressional stage are scarce, mainly due to the unimportant shortening and to the lack of competence contrast among the rocks to be deformed. The folded structures in most cases correspond to fault bend folds related with extensional reversed faults. Only close to some of the larger faults, decametric to hectometric folds occur which are slightly further developed (Fig. 5).

The observation of different cinematic markers shows an East (90° to 100° E) tectonic transport direction for the Andean compressional structures. This agrees with the direction that several authors have stated for Andean thrust sheets, both at the Cordillera and at the Precordillera. The general propagation mechanism seems to be forwards, as evidenced by the migration towards the East of the synorogenic formations depocenters.

The amount of displacement of the reverse faults measured in the Tertiary rocks is usually less than 1 km. The amount of shortening calculated from cross sections (Fig. 4) is of about 10% so the pre-existing extensional and Gondwanic structure have only been slightly modified. This fact contrasts with the estimated shortening of over 50% at the Precordillera (Gosen, 1992). All this shows that most of the shortening in the Andean Cordillera at the compressional stage was transferred to the Precordillera through the detachment fault (Fig. 11). These facts also show that Cordillera Frontal unit is an uplifted block in which the extensional structures have been preserved, and the Rodeo-Uspallata basin is of a piggy-back type (Allmendinger et al., 1990, Heredia et al., 1996). The recent up-lift of the Pampeñas unit is linked with a new lower detachment fault (Fig. 11).

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes representa el mejor ejemplo a escala global de una cadena montañosa originada por la subducción de una placa oceánica debajo de una placa continental. Los datos disponibles actualmente permiten considerar que si bien los Andes constituyen una cadena morfológicamente continua, desde un punto de vista tectónico pueden diferenciarse varios segmentos a gran escala, relacionados directamente con el ángulo de la zona de Wadati-Benioff (Isaacks et al., 1982). El área estudiada se encuentra ubicada en el segmento de los Andes centrales donde la placa de Nazca subducida se sitúa casi subhorizontal por debajo de la placa Sudamericana; este hecho determina que sea éste el sector donde se encuentran las mayores altitudes topográficas de toda la cordillera andina.

El área investigada en este trabajo abarca un sector de la Cordillera Frontal (Fig. 1), si bien el extremo oriental de la misma comprende parte de la Depresión de Rodeo-Uspallata (Fig. 2). La Cordillera Frontal presenta una estructuración policíclica y en ella se pueden diferenciar dos grandes conjuntos de rocas con naturaleza y estructuración diferentes (Fig. 1):

- Un conjunto inferior constituido por un basamento de rocas sedimentarias paleozoicas, intruidas por granitoi-

des de edad Carbonífero-Pérmico, deformado durante el Ciclo Orogénico Gondwánico.

- Una cobertera discordante sobre ese basamento, constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas permotriásicas y neógenas, intruidas por granitoides triásico-jurásicos en la parte oriental y terciarios en la occidental, deformada durante el Ciclo Orogénico Andino.

La depresión de Rodeo-Uspallata está ocupada en su mayor parte por depósitos clásticos gruesos modernos, ligados a abanicos aluviales adosados a los relieves andinos y se encuentra indeformada o muy poco deformada.

Los objetivos fundamentales de este trabajo se centran en la identificación y descripción de las diferentes unidades estratigráficas de la Cordillera Frontal y los eventos tectónicos que las afectan, la descripción de las características geométricas y cinemáticas de los mismos, la discusión de sus relaciones genéticas con las unidades estratigráficas identificadas y, por último, la evaluación aproximada de la cantidad de acortamiento atribuible a cada evento y su interpretación a la luz de los datos conocidos de áreas próximas.

Un objetivo adicional ha sido la construcción de un corte geológico profundo, incorporando, a los datos obtenidos directamente en la Cordillera Frontal, las aportacio-

nes recientes de otros autores en la Precordillera y parte occidental de las Sierras Pampeanas (Fig. 2A).

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las características geológicas diferenciales más importantes del segmento andino comprendido entre los 28° y 33° de latitud sur, pueden resumirse en: la ausencia de un magmatismo importante durante el Cuaternario y, posiblemente, durante el Cenozoico superior, en contraste con las áreas situadas inmediatamente al norte y al sur, (Fig. 2A) y la presencia de una franja deformada, situada al este de la Cordillera, constituida por la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Fig. 2A). Estas últimas corresponden a un importante levantamiento del basamento paleozoico y proterozoico durante el Plio-Cuaternario. Este sector constituye asimismo el área en donde se concentra la actividad sísmica de magnitud más elevada.

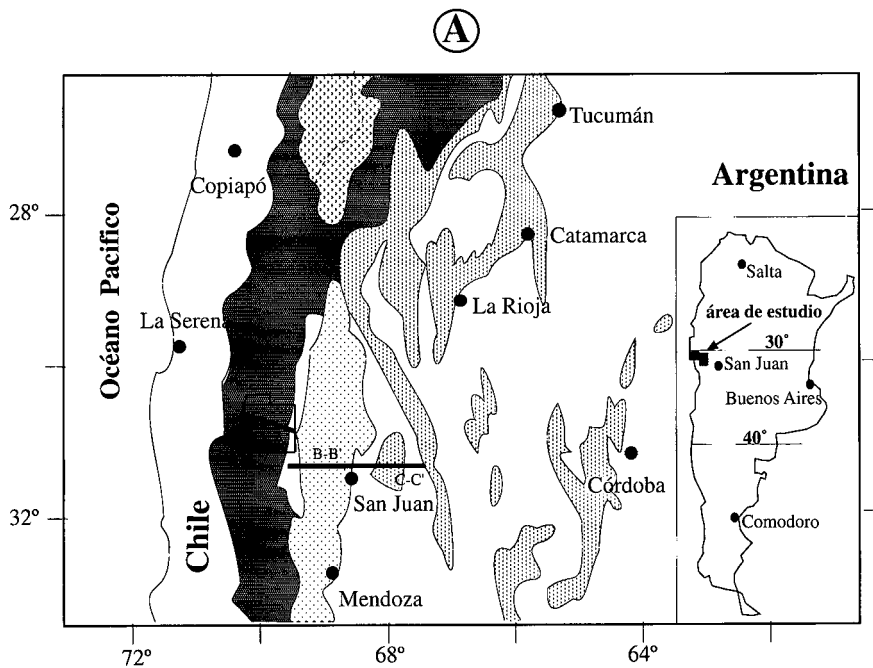
La estructura de los Andes Centrales Argentinos ha sido analizada por diversos autores, (Isaacks et al., 1982; Jordan et al., 1983; Ramos, 1988; Heredia et al., 1996; Rodríguez-Fernández et al., 1996), que han propuesto diferentes modelos para explicar la actual disposición y estructura interna de las grandes unidades que los constituyen. Todos los autores reconocen la existencia de varios ciclos de deformación y magmatismo asociado superpuestos: un ciclo Precámbrico superior a Cámbrico inferior (Ciclo Panamericano), otro Ordovícico a Devónico (Ciclo Famatiniano), otro Carbonífero a Pérmico (Ciclo Gondwánico) y, por último, el comprendido entre el Triásico y el Cuaternario (Ciclo Andino), con dos eventos tectónicos diferenciados, uno extensional en el Mesozoico y otro compresional en el Cenozoico, responsable de la configuración de la Cordillera de los Andes tal y como hoy la conocemos. La superposición de estos diferentes eventos tectónicos ha determinado la existencia, en este segmento de los Andes, de diversas provincias geológicas, que representan también grandes unidades morfoestructurales. De oeste a este se pueden diferenciar: la Cordillera de la Costa, la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal (Groeber, 1938, Fig. 2). Más al este, separadas por sendas depresiones rellenas de materiales neógenos, se encuentran la Precordillera y las Sierras Pampeanas. En cada una de estas unidades se han propuesto historias geológicas diferentes, al considerar que se han ido formando por la acreción de sucesivos orógenos y la combinación de la colisión de terrenos exóticos y procesos de subducción.

Así, la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa presentan importantes afloramientos de rocas del Paleozoico Superior que han sido estructuradas previamente al Ciclo Orogénico Andino, fundamentalmente durante el Ciclo Orogénico Gondwánico. En la Cordillera Principal predominan las secuencias volcánicas y sedimentarias mesozoicas fuertemente estructuradas por el Ciclo Orogénico Andino. La Precordillera está constituida mayoritariamente por rocas paleozoicas, existiendo afloramientos más discretos de rocas mesozoicas y cenozoicas. Las rocas paleozoicas han sido deformadas durante el Ciclo Orogénico Famatiniano y posteriormente afectadas, junto con las rocas mesozoico-terciarias, por un apretado sistema de cabalgamientos andinos. Las Sierras Pampeanas representan un basamento metamórfico e ígneo proterozoico intruido por rocas plutónicas del Paleozoico inferior (González Bonorino, 1950; Caminos, 1979), levantado durante el Terciario superior y Cuaternario (Caminos, 1979) a través de fallas retrovergentes y estructuras tipo "pop-up" (Ramos, 1988). Por último, separando la Cordillera Frontal de la Precordillera, y ésta de las Sierras Pampeanas, aparecen dos retazos conservados de la Cuenca de Antepaís rellenos de sedimentos terciarios (Jordan et al., 1990). Se trata de depresiones intramontañosas correspondientes a las cuencas de Rodeo-Uspallata (Keidel, 1949), y del Valle de Tullum-Bermejo, respectivamente.

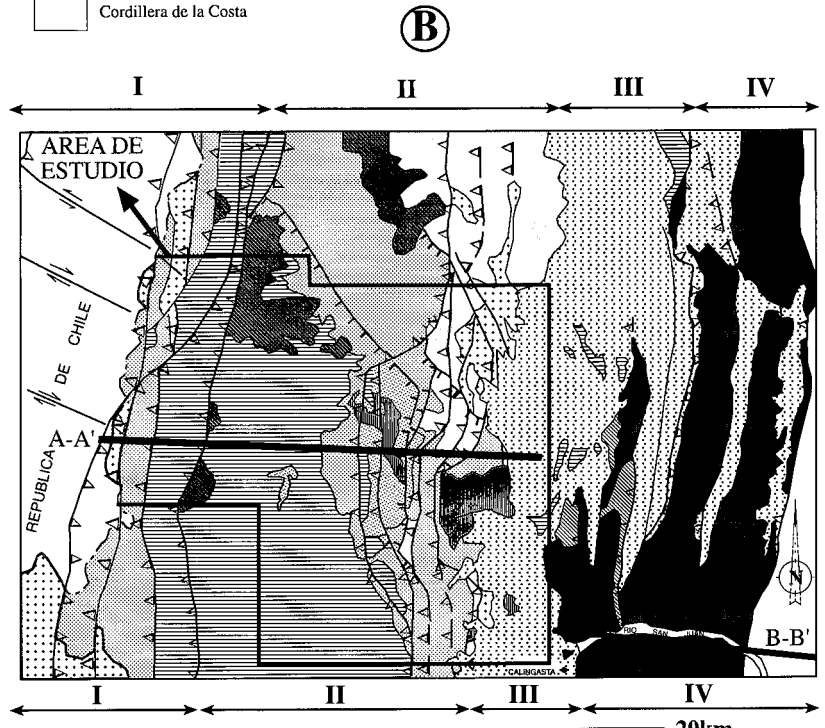
UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En el área estudiada (Figs. 1 y 3) afloran dos conjuntos de rocas separados por una discordancia mayor de origen tectónico, que separa no sólo rocas con estilos y cantidad de deformación diferentes, sino también ambientes paleogeográficos distintos. El conjunto inferior está constituido por rocas depositadas esencialmente en ambientes marinos y de transición durante el Paleozoico (Silúrico a Pérmico), cuya área fuente parece haber estado al E, donde se sitúan las facies más someras y/o continentales. Estas rocas han sido deformadas intensamente durante el Ciclo Orogénico Gondwánico e intruidas por granitoides de edad Carbonífero-Pérmico.

El conjunto superior forma una cobertura constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias permotriásicas y neógenas, originadas en un ambiente continental, con una importante laguna estratigráfica que abarca a la mayor parte del Mesozoico, y están intruidas por granitoides triásico-jurásicos en la parte oriental y terciarios en la occidental (Fig. 1). Dentro de este conjunto pueden diferenciarse, a su vez, varias unidades estratigráficas, separadas por discordancias de diversa magnitud (Fig. 3). La unidad más antigua es el Grupo Choiyoi (Sti-



- | | | | | | |
|--|--|--|-------------------|---|-----------------|
| | Alta Cordillera (Cordillera Principal y Frontal). | | Sierras Pampeanas | | ÁREA DE ESTUDIO |
| | Área con vulcanismo Cuaternario y/o Mioceno Superior | | Precordillera | A-A' B-B' C-C' Corte Geológico de la Fig.- 11 | |
| | Cordillera de la Costa | | | | |



- | | | | | | |
|--|---|--|------------------------------|------|--|
| | CUATERNARIO | | INTRUSIVOS MESOZOICOS | A-A' | CORTE GEOLÓGICO (FIG. 11) |
| | GRANITOIDES TERCARIOS | | PERMOTRIÁSICO SEDIMENTARIO | B-B' | |
| | TERCIARIO: A - GR. OLIVARES B - GR. MELCHOR | | PERMO-TRIÁSICO (GR. CHOIYOI) | | PALEOZOICO: A - CORDILLERA FRONTAL B - PRECORDILLERA |

panic et al., 1968), de edad permotriásica y ha sido vinculada con un evento tectónico extensional. Las más modernas, de edad cenozoica (grupos Melchor y Olivares), se han considerado sinorogénicas con la compresión andina (Heredia et al., 1996; Rodríguez Fernández et al., 1996).

Unidades estratigráficas paleozoicas o gondwánicas

Las rocas más antiguas presentes en el área son calizas silúrico-devónicas (Pöthe et al., 1987), que aflora únicamente en un sector muy reducido, y una potente sucesión carbonífero-pérmica de carácter detrítico en su mitad inferior y carbonatado en la superior, denominada Formación Agua Negra o Formación La Puerta (Figs. 1 y 3). Este conjunto sedimentario está intruído por varios plutones de rocas ígneas de edad Carbonífero-Pérmico.

La unidad inferior (*Formación S. Ignacio*, Rodríguez Fernández et al., 1996) está constituida fundamentalmente por calizas, dolomías y lutitas organizadas en pequeños ciclos de secuencias de somerización típicas de plataformas carbonáticas de aguas someras. Constituyen la superficie de despegue más generalizada de los cabalgamientos gondwánicos, y su máximo espesor aflorante es siempre menor de 100 m, oscilando entre 25 y 70 m.

La *Formación Agua Negra* (Polansky, 1970), o *Formación la Puerta* (Caballé, 1986), tiene un espesor estimado del orden de los 2000 m. Su edad fue establecida por Aparicio (1969) como Carbonífero superior-Pérmico inferior. Se sitúa de forma levemente discordantemente sobre la formación infrayacente, limitando una laguna estratigráfica que abarcaría la mayor parte del Devónico y el Carbonífero inferior. En la base suele aparecer un ortoconglomerado polimíctico, en el que destaca la presencia de cantos de origen metamórfico, procedentes de áreas emergidas situadas probablemente al Este. El resto de la serie se ha dividido en dos conjuntos de características sedimentarias diferentes (Rodríguez-Fernández et al., 1996) separados por un nivel de conglomerados :

- Un conjunto inferior formado por lutitas, areniscas y

microconglomerados, que corresponden a depósitos de plataforma terrígena somera que incluyen barras de mar abierto, secuencias progradantes de playa y depósitos de plataforma abierta, entre los que se encuentran niveles depositados por tormentas.

Un conjunto superior que incluye en su base areniscas, lutitas y conglomerados y, en su parte superior, calizas organizadas en ciclos de llanura de mareas con abundantes restos vegetales. Representan depósitos de canales distributarios, lóbulos deltaicos y llanura deltaica, con una disminución del aporte terrígeno hacia arriba. En el sector más oriental del área investigada, se encuentran facies sedimentarias características de ambientes más restringidos depositadas en ambientes de albufera atravesadas por canales distributarios (Rodríguez Fernández et al., 1996). La evolución sedimentaria más probable, deducible de este hecho, es que durante el Carbonífero Superior- Pérmico se produce la progradación de sistemas fluvio-deltaicos desde la Precordillera hacia la Cordillera Frontal, donde se encontrarían inicialmente las condiciones marinas más abiertas.

Intrusivos carbonífero- pérmicos

Los denominados "*granitoides neopaleozoicos*" afloran a lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal (Fig. 1). El afloramiento más septentrional (plutón de Tocota), representa la terminación meridional de un batolito de grandes dimensiones conocido como Batolito de Colangüil. En la parte más occidental (valle de los Patos Norte, Fig. 1), aflora un nuevo plutón al que se ha denominado Plutón de los Patos.

El *plutón de Tocota* representa, según Rodríguez Fernández et al. (1996) un plutón plurifacial y pluriintrusivo, alargado en dirección N-S y constituido por tres grupos litológicos diferentes, correspondientes a tres pulsos intrusivos sucesivos, que a grandes rasgos confieren al conjunto batolítico una zonación irregular centripeta, con las facies más básicas y cronológicamente más antiguas ocupando las partes externas. Todos los grupos litológicos presentan como rasgo común la ausencia casi absoluta de fábricas pe-

Figura 2. Esquemas geológicos con la localización del área de estudio. A.- Unidades morfoestructurales de los Andes centrales. B.- Mapa geológico simplificado del sector argentino de los Andes centrales: I.- Cordillera Principal. II.- Cordillera Frontal. III.- Cuenca de Rodeo-Uspallata IV.- Precordillera.

Figure 2. Geological sketches maps with location of study area. A.- Morphostructural units of the central Andes. B.- Geological map of the Argentine central Andes: I.- Principal Cordillera. II.- Frontal Cordillera. III.- Rodeo-Uspallata Basin. IV.- Precordillera.

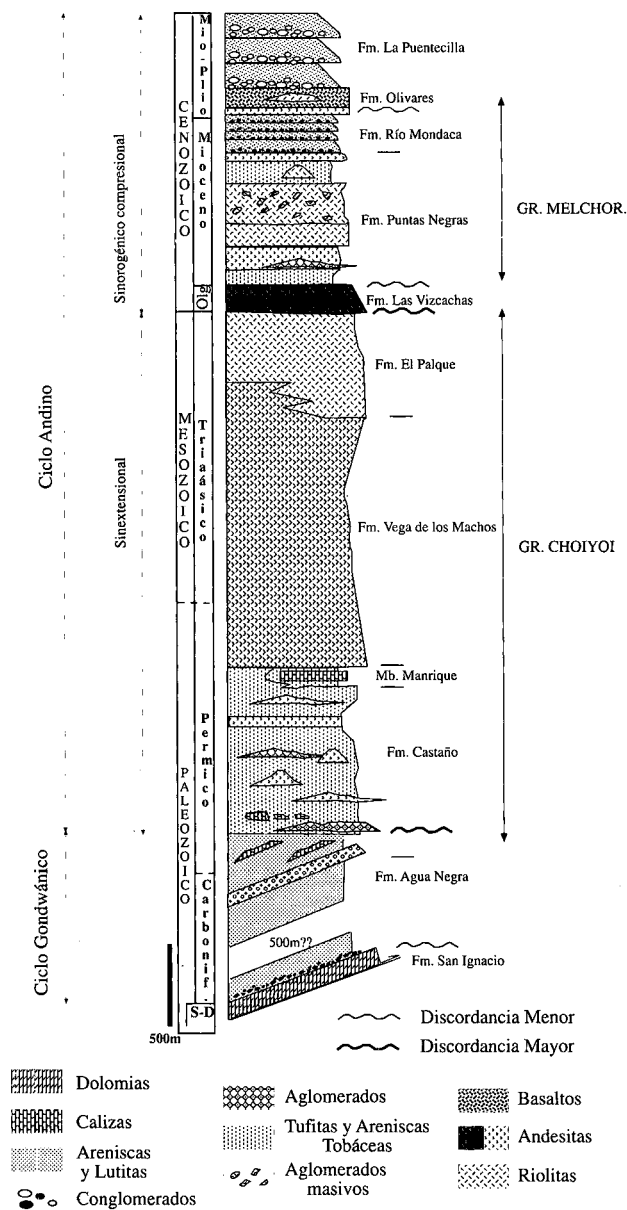


Figura 3. Columna sintética de las unidades estratigráficas del área de estudio y relaciones con los eventos tectónicos.

Figure 3. Stratigraphic units of the exposure succession in the study area and related tectonics events.

netrativas, estando sólo afectados por las fallas andinas, hecho que sugiere que sus emplazamientos tuvieron lugar al final o posteriormente a la Orogénesis Gondwánica en un régimen de deformación regional postorogénico extensional. Estas observaciones están de acuerdo con las de Llamblás y Sato (1990, 1995), Sato et al. (1990), y Sato y Llamblás (1993), que consideran que este magmatismo calcoalcalino y alcalino de tipo A marca la transición entre

un régimen subductivo a uno anorogénico vinculado a extensión. La edad del Batolito de Colangüil ha sido establecida por Linares y Llamblás (1974) en la quebrada de Tocota en 283 ± 15 Ma.

El Plutón de los Patos puede correlacionarse con la Superunidad Elqui (Mpodozis y Kay, 1990), cuyo origen, sin embargo, consideran estos autores (en base a estudios geoquímicos), que corresponde a una etapa de subducción activa, lo que plantea la posibilidad que este plutón no corresponda al evento magmático anteriormente descrito y sí a una etapa un poco anterior.

Unidades estratigráficas sinextensionales: el Grupo Choyoi

Sobre el basamento gondwánico previamente estructurado se dispone en discordancia angular, un potente conjunto volcánico y volcanoclástico de edad permotriásica, con variaciones composicionales tanto laterales como verticales y con algunas intercalaciones epiclásticas y calcáreas de carácter local, al que se ha denominado Choyoiitense (Groeber, 1946) o Grupo Choyoi (Stipanovic et al., 1968).

La parte basal se ha individualizado como *Formación Castaño* (Rodríguez Fernández et al., 1996, Fig. 3) y está constituida por conglomerados polimícticos, heterométricos, de cantos sedimentarios (silíceos y carbonatados), ígneos (plutónicos y, más raramente, volcánicos), bien rodados, a excepción de los carbonatados, que suelen ser bastante angulosos. Interestratificadas, aparecen coladas andesíticas, brechas y tobas de naturaleza andesítica. Los términos sedimentarios son más abundantes en la parte media y alta de esta formación. En la parte media predominan las areniscas y limolitas con participación volcánica variable, así como las rocas volcanosedimentarias y volcánicas, entre las cuales pueden citarse aglomerados, tobas e ignimbritas, con intrusiones de cuerpos de andesitas, riolacitas y riolitas. La parte alta, que se ha diferenciado como *Miembro Manrique*, está constituida por calizas lacustres intercaladas entre vulcanitas.

La parte media del Grupo Choyoi, denominada *Formación Vega de los Machos* por Caballé (1986), está constituida fundamentalmente por andesitas piroxénicas de aspecto masivo, dispuestas en forma de coladas, entre las que se intercalan algunos niveles estratiformes tobáceos o compuestos por aglomerados masivos que predominan hacia el techo. Aparecen generalmente cuerpos subvolcá-

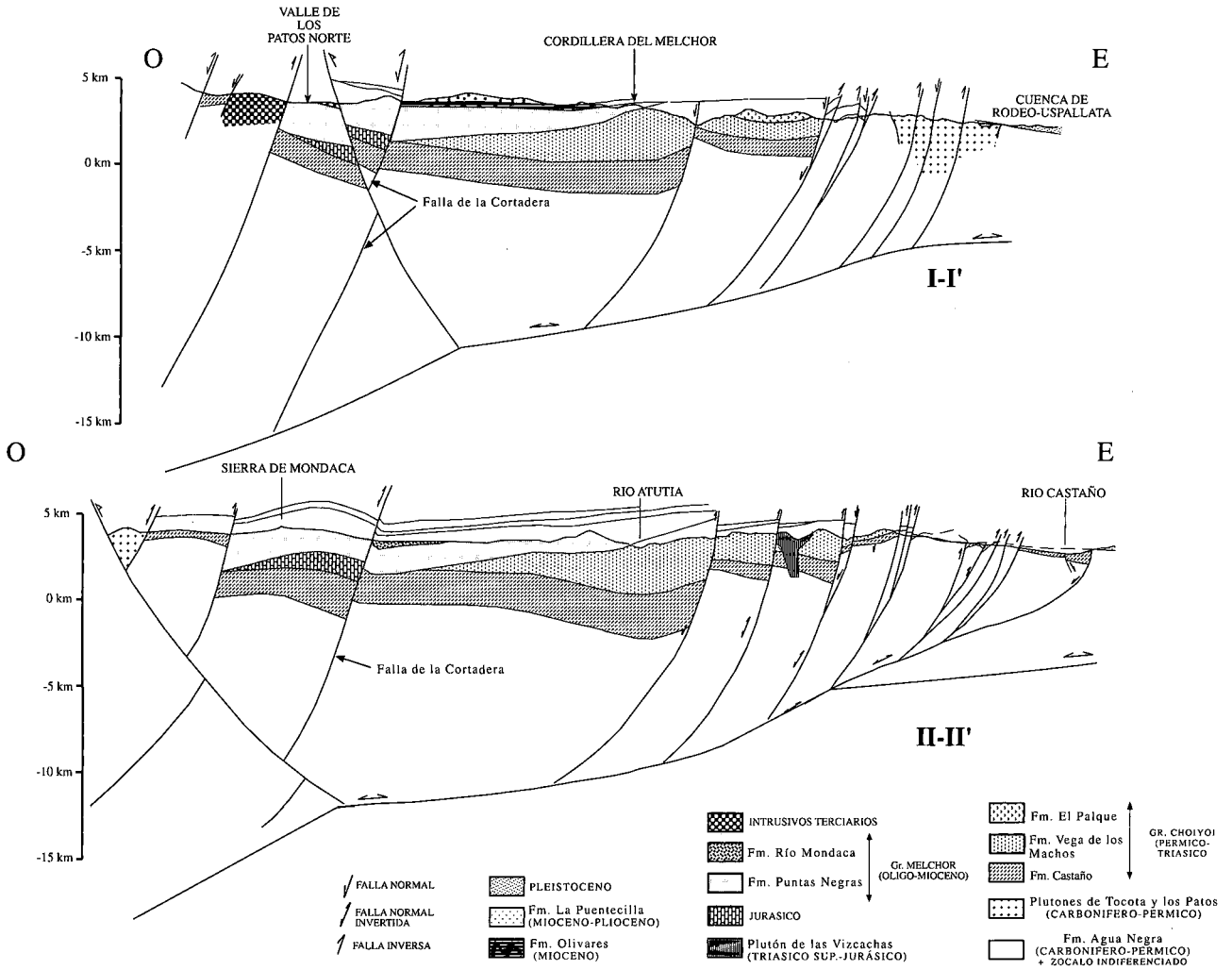


Figura 4. Cortes estructurales I-I' y II-II'. Localización en la fig. 1.

Figure 4. Geological cross-sections I-I' and II-II'. Location in fig. 1.

nicos intruidos de idéntica composición. Esta formación se dispone, a veces, de forma discordante sobre las formaciones anteriores (Fig. 6a).

En la parte superior del Grupo Choiyoi predominan las volcanitas ácidas con alternancias de coladas riolíticas y riodacíticas, ignimbritas, aglomerados y tobas de la misma naturaleza, de la *Formación el Palque* (Caballé, 1986). Asociados al Grupo Choiyoi existen una serie de cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos, de naturaleza riolítica, riodacítica, granodiorítica y granítica.

La edad del Grupo Choiyoi ha sido objeto de cierta controversia. Los datos geocronológicos obtenidos por

el método K-Ar en la Universidad Complutense de Madrid (UCM), en el área estudiada, así como los de Sato y Llambías (1993), un poco más al norte, permiten atribuir a esta unidad una edad comprendida entre los 288 ± 5 Ma (Pérmico inferior) hasta los 214 ± 5 Ma (Triásico superior).

El depósito del Grupo Choiyoi se ha realizado en un régimen extensional, situándose de forma general los bloques elevados al E y N, donde esta unidad presenta su mínimo espesor o no está presente. Este mínimo se corresponde, en su mayor parte, con el afloramiento actual del Plutón de Tocota, que funcionaría durante el proceso distensivo como un bloque elevado. Hacia el Oeste, el espesor aumenta hasta los 2500 o 3000 m (Fig. 4). La

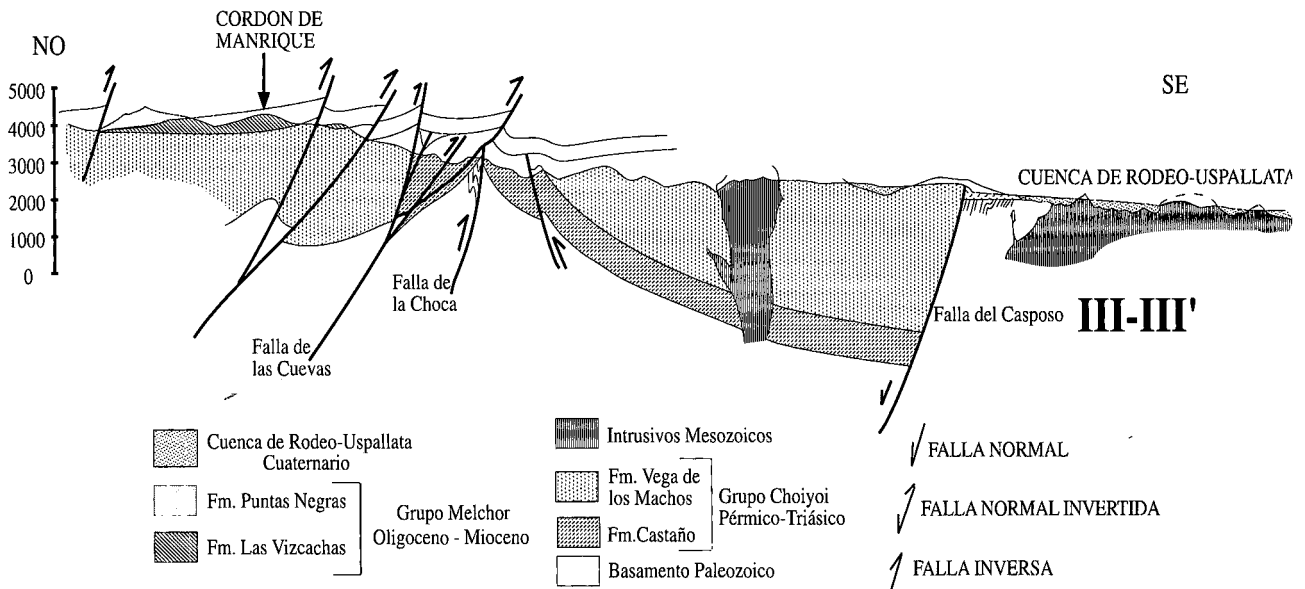


Figura 5. Corte estructural III-III'. Localización en la fig. 1.

Figure 5. Geological cross-section III-III'. Location in fig. 1.

parte basal debe corresponder a la primera fase de denudación de los relieves producidos por las fallas extensionales, que han dado lugar localmente a depósitos detríticos gruesos con aporte fundamentalmente sedimentario o plutónico paleozoico. Las partes media y superior corresponden a etapas donde la actividad volcánica se ha generalizado. Ocasionalmente, se observan en la base del Grupo Choiyoi abanicos de capas con discordancias progresivas ligadas al movimiento sinsedimentario de las fallas, así como grandes olistolitos de Carbonífero desgajados del bloque elevado (Fig. 6b), e incluso se han llegado a deslizar láminas de materiales carboníferos que constituyen verdaderos mantos gravitacionales. Estas láminas están formadas por los materiales carboníferos más duros (areniscas, conglomerados o calizas), llegando a superar 1 km de largo, mientras que su espesor no supera los 100 m. En las proximidades de las fallas se concentran la mayor parte de los aparatos volcánicos, que en el área de Castaño Viejo (Fig. 1) se encuentran extraordinariamente bien conservados, mientras que en las partes más alejadas de estos se depositan los sedimentos carbonatados del Miembro Manrique.

Llambías y Sato (1990, 1995) y Sato et al., (1990), en base a datos de carácter petrológico y geoquímico, han propuesto una correlación entre las rocas plutónicas del Batolito de Colangüil y las rocas volcánicas del Grupo

Choiyoi, de forma que ambos conjuntos litológicos deben representar las manifestaciones intrusiva y efusiva, respectivamente, del mismo evento magmático, encontrándose de esta manera los términos efusivos en los bloques hundidos por la extensión permotriásica y los términos plutónicos en los bloques elevados.

Intrusivos mesozoicos

Con esta denominación se agrupan un conjunto de intrusivos situados en la parte central del área estudiada. El de mayor tamaño ubicado en el área de Castaño Nuevo (Fig. 1), es un cuerpo subvolcánico de naturaleza mesosilíceica y textura porfídica, que intruye claramente al Grupo Choiyoi y está afectado por una importante alteración hidrotermal. Los demás son cuerpos ígneos intrusivos, graníticos o granodioríticos, con edades comprendidas entre el límite Pérmico-Triás y la base del Jurásico. Uno de los más representativos es la denominada *Granodiorita de Las Vizcachas* (Rodríguez Fernández et al., 1996), que es un cuerpo elongado en sentido N-S, situado al O de Castaño Viejo (Corte II-II', Figs. 1 y 4), que intruye claramente al Grupo Choiyoi y es cubierto discordantemente por las vulcanitas terciarias del Grupo Melchor. Una datación, por el método K-Ar, realizada en el INGEIS, ha proporcionado para este cuerpo intrusivo una edad de 200 ± 7 Ma.

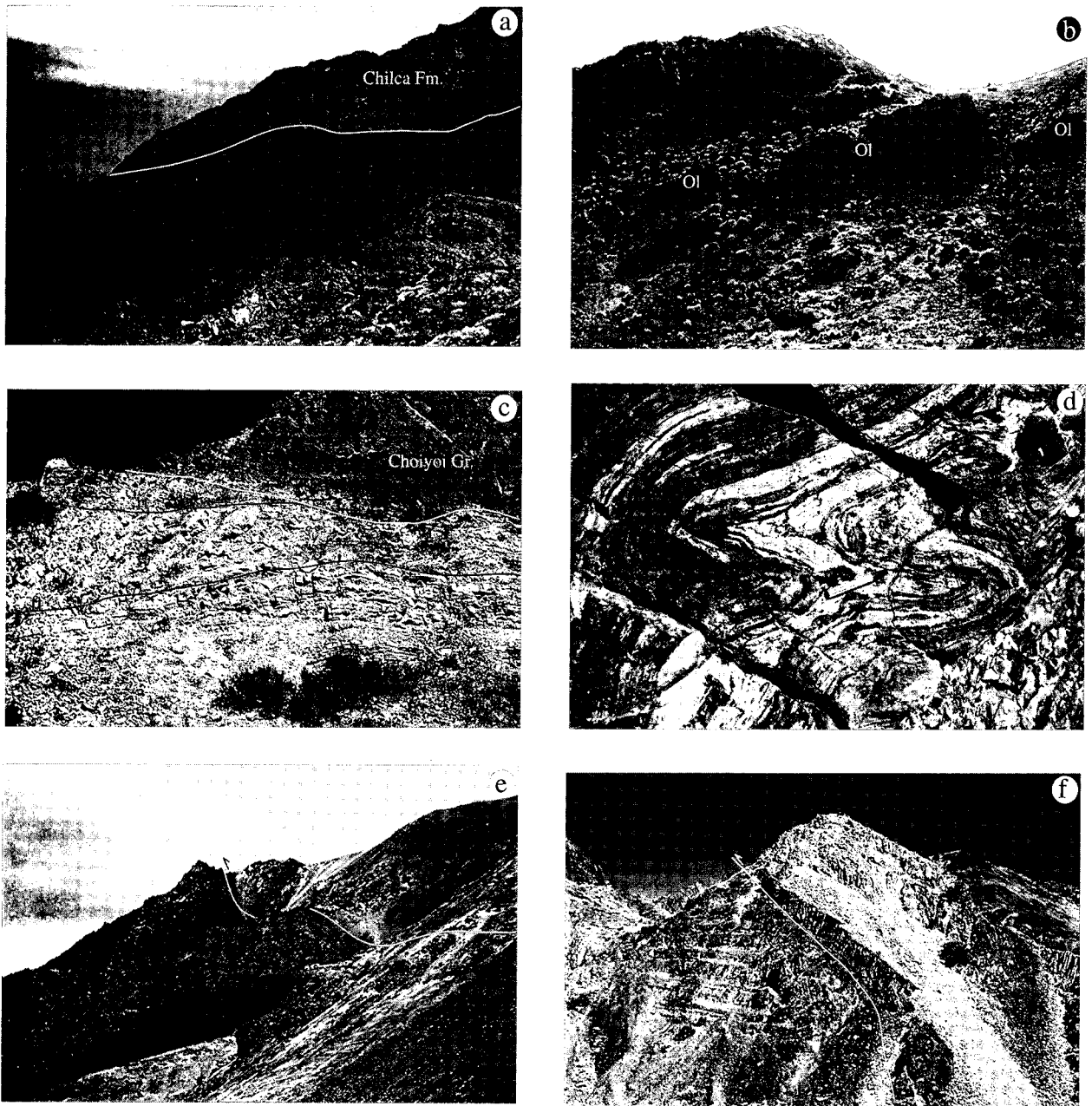


Figura 6. a) Discordancia de la Formación Vega de los Machos (VM) sobre la Formación Castaño, en los alrededores de Castaño Viejo b) Olistolitos calcáreos (ol) de la Formación Agua Negra en la parte basal de la Formación Castaño. c) Duplex en la Formación San Ignacio cerca del río Castaño (rt, cabalgamiento de techo o "roof thrust" ; ft, cabalgamiento de muro o "floor thrust"). d) Pliegues asimétricos relacionados con un cabalgamiento gondwánico, desarrollados en las calizas de la Formación San Ignacio. e) Falla andina (Falla de la Cortadera de la Fig. 4, II-II') que sitúa al Grupo Melchor, en el bloque levantado, a la derecha, sobre el Grupo Olivares, a la izquierda. f) Falla andina que sitúa a las calizas de la Formación San Ignacio sobre el Grupo Choiyoi Group cerca de Castaño Viejo

Figure 6. a) Unconformity between Castaño Formation and Vega de los Machos Formation. Surroundings of Castaño Viejo b) Calcareous olistoliths (ol) of the Agua Negra Formation in basal part of the Castaño Formation. c) Gondwanic duplex in the San Ignacio Formation, near the Castaño river (rt-roof thrust and ft-floor thrust). d) Asymmetric folds related to a gondwanic thrust of the fig. 7a, involving limestones of the San Ignacio Formation. e) Andine thrust (Cortadera fault of the Fig. 4, II-II') involving the Melchor Group (hangingwall) and Olivares Group (footwall). f) Andine thrust involving limestones of the San Ignacio Formation and Choiyoi Group near Castaño Viejo.

Unidades estratigráficas sintectónicas con la compresión andina

Sobre un fuerte paleorrelieve, elaborado durante la etapa de no depósito y/o erosión, que abarca la mayor parte del Mesozoico y Terciario inferior, se sitúa una potente secuencia volcánica y volcanoclástica, inclinada ligeramente al oeste, en la que se incluyen los grupos Melchor y las formaciones Olivares y la Puentecilla (Figs. 1 y 3). Estas unidades, cuya principal área fuente se sitúa al O, están vinculadas a la compresión cenozoica de la Orogenia Andina y se les atribuye una edad terciaria (Rodríguez Fernández et al., 1996). Estas rocas presentan una marcada variación composicional y están afectadas por diversos intrusivos, diques y filones de naturaleza ácida e intermedia.

Una unidad problemática es la denominada *Formación las Vizcachas* (Caballé, 1986), que este autor incluyó en el Grupo Choyoi. Se trata de una secuencia de coladas andesíticas con una potencia máxima de 400 m, que se apoya con una fuerte discordancia angular sobre el Grupo Choyoi infrayacente (Fig. 5) y es cubierta discordantemente por las vulcanitas suprayacentes (Fig. 3). No se ha podido obtener una edad fiable para esta unidad; no obstante, la discordancia de su base debe reflejar la fosilización del periodo extensional previo, por lo que la hemos considerado posterior al Grupo Choyoi y con una edad que podría oscilar entre el Jurásico y el Oligoceno-Mioceno. En el primer caso representaría el equivalente extrusivo de los intrusivos mesozoicos anteriormente descritos, en el segundo caso se la podría correlacionar con la Formación Doña Ana de la vertiente chilena (Mpodozis y Cornejo, 1988). En la columna sintética de la Fig. 3, se ha adoptado esta última alternativa.

El *Grupo Melchor* (Fig. 3), en el sentido de Rodríguez Fernández et al. (1996), se sitúa de forma discordante sobre los depósitos sinextensionales anteriores (Fig. 1) y está constituido por dos unidades litoestratigráficas diferentes: la inferior, constituida por unos 1200 a 1400 m de tobas, coladas piroclásticas y coladas andesíticas o basálticas subordinadas, entre los que se intercalan aglomerados y brechas volcánicas y algunas coladas riolíticas, ha sido denominada *Formación Puntas Negras* por los autores antes citados. La edad de $13,4 \pm 2$ Ma obtenida para esta unidad por el método K-Ar, en el laboratorio de geocronología de la UCM, y su prolongación cartográfica hacia la frontera chilena, sugiere su correlación con la Formación Cerro de las Tórtolas (Mpodozis y Cornejo, 1988). Es posible, asimismo, correlacionar la Formación Puntas Negras con la Formación Arroyo de los Chinchos de Caballé (1986), dada su idéntica posición estratigráfi-

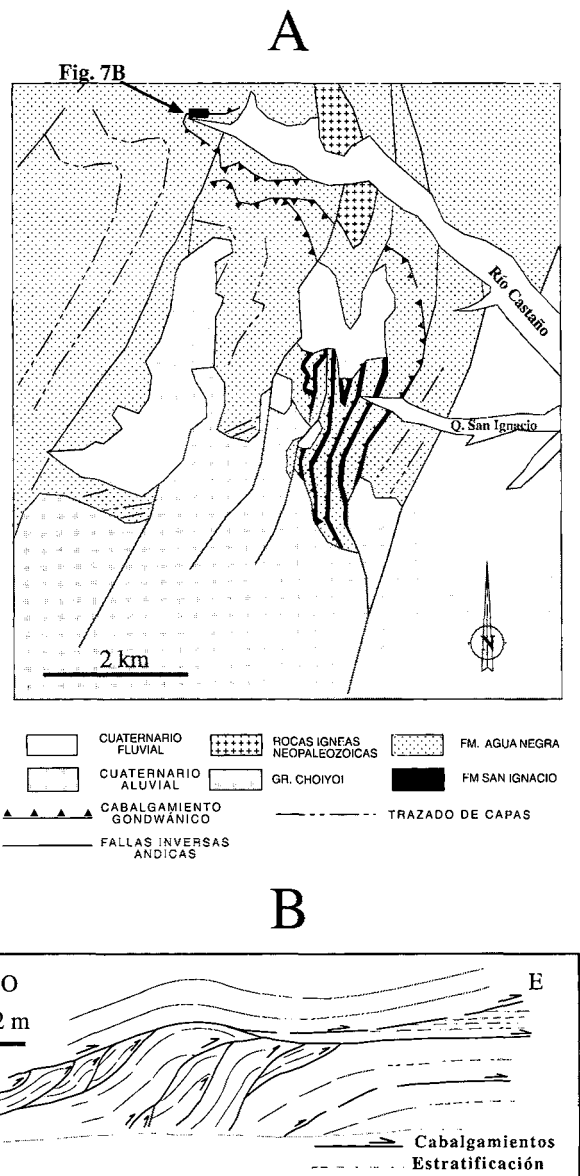


Figura 7. A). Mapa geológico del área de los alrededores de la Mina de San Ignacio, mostrando diversos cabalgamientos gondwánicos. Localización en la Fig. 1. B). Duplex gondwánico en el río Atutia. Localización en la Fig. 7A.

Figure 7. A). Geological map around the San Ignacio Mine showing gondwanic thrusts. Location in Fig. 1. B). Gondwanic Duplex in Atutia River. Location in Fig. 7A.

ca, si bien no se ha preservado esta denominación al incluir ese autor estos materiales en el Grupo Choyoi.

La parte superior del Grupo Melchor, a la que se ha denominado *Formación Río Mondaca* (Figs. 1 y 3), esta

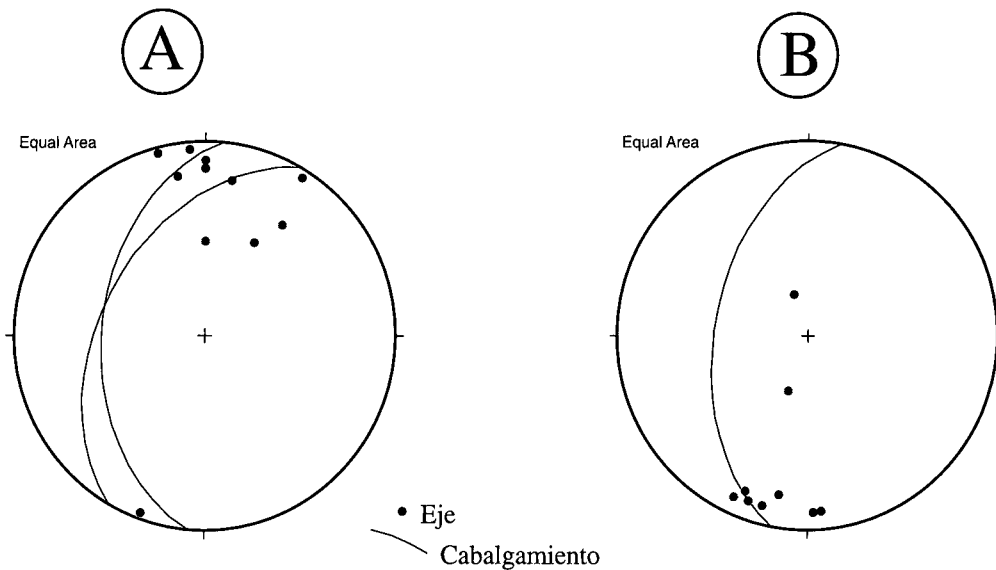


Figura 8. Proyecciones estereográficas de ejes de pliegues relacionados con cabalgamientos gondwánicos. a) Arroyo de las Vaquitas (Fig. 10). b) Quebrada de San Ignacio (Fig. 7A).

Figure 8. Stereographic projections of fold axes related to gondwanic thrusts. a) Vaquitas creek (Fig. 10). b) San Ignacio creek (Fig. 7A).

constituida por 800 m. de rocas de origen sedimentario con clastos volcánicos, características de haber sido depositadas en un ambiente de abanicos aluviales subaéreos, con el área fuente situada al oeste, y puede ser interpretado como un depósito asociado a un frente orogénico situado en una posición más occidental a la del área estudiada.

La *Formación Olivares* (Rodríguez Fernández et al., 1996, Fig. 3) se sitúa de forma discordante sobre todas las unidades anteriores; litológicamente está constituida por un conjunto de basaltos andesíticos y basandesitas, con una potencia de 300 m, organizados en coladas masivas, que rellenan, a veces, paleorelieves previos y que están intruídos por numerosos cuerpos dacíticos o riódacíticos. Esta formación puede correlacionarse con la parte superior de la Formación Barrancas de Olivares de Bastias (1991), y con la "serie superior" de la Formación Cerro de las Tórtolas de Ramos et al. (1987). La edad de esta unidad, de acuerdo con estas correlaciones, debe de oscilar entre el Mioceno superior y el Plioceno.

Sobre el conjunto anterior se sitúa una serie sedimentaria de unos 600 m de potencia, constituida por cuatro secuencias grano y estrato crecientes, formadas por conglomerados heterométricos polimícticos poco consolidados, arenas y limos con cantos dispersos, a la que se ha individualizado como *Formación La Puentequilla* (Figs. 1 y 3). Litológicamente los conglomerados contienen clastos de

las formaciones infrayacentes e, incluso, clastos de rocas graníticas, cuya procedencia más probable son los intrusivos paleozoicos y terciarios situados al oeste, en la actual vertiente chilena. Las características descritas permiten interpretar estos materiales como abanicos aluviales originados al pie de los importantes relieves generados por un frente orogénico activo. Aunque no se tienen datos sobre la edad de esta formación, su posición estratigráfica permite asignarle una edad Mioceno superior- Plioceno.

Intrusivos terciarios

En la parte central del área investigada y en el límite occidental (Fig. 1), afloran varios cuerpos intrusivos de composición monzodiorítica o diorítica y textura porfiróide. El plutón situado en la parte central intruye claramente a las vulcanitas miocenas, por lo que se puede asignar una edad Mioceno medio-superior, lo que está de acuerdo con las edades asignadas en Chile a los plutones fronterizos (Mpodozis y Cornejo, 1988).

Depósitos cuaternarios de la Depresión de Rodeo-Uspallata

Los depósitos que rellenan la Depresión de Rodeo-Uspallata, están constituidos por sedimentos poco conso-

lidados y heterométricos, con predominio de las facies gruesas, procedentes de la erosión de los relieves cordilleranos. La megasecuencia general es negativa, como consecuencia del avance del frente cordillerano, para hacerse posteriormente positiva como resultado de su estabilización. Las secuencias a menor escala son positivas, típicas de abanicos aluviales áridos, con escasa representación de los términos fluviales y las facies de grano más fino. Caballé (1986) denomina a estos depósitos *Formación las Minitas* y le asigna una edad Pleistoceno inferior a medio.

Dentro del área cordillerana aparecen sedimentos similares a los descritos en la depresión de Rodeo-Uspallata, aunque ligados a abanicos aluviales de menor porte. Estos abanicos se sitúan en la desembocadura de algunas quebradas sobre los valles principales, siendo los más importantes los que se generan en el valle del río Castaño.

TECTÓNICA

En el área estudiada las estructuras más importantes son fallas de dirección predominante N-S (Fig. 1), inclinadas al oeste, que involucran al basamento pre-Choiyoi. En los bloques elevados donde aflora el substrato paleozoico, se pueden reconocer pliegues con una incipiente esquistosidad y cabalgamientos que no afectan a las vulcanitas suprayacentes. Este hecho permite reconocer la existencia de estructuras atribuibles a dos eventos compresionales separados en el tiempo, que han sido descritos repetidamente en los Andes centrales: las Orogenias Gondwánica y Andina (Ramos, 1988). Entre ambos periodos compresivos ha existido un episodio extensional, durante el cual se han depositado las vulcanitas permo-triásicas (Heredia et al., 1986; Rodríguez Fernández et al. 1986).

Estructuras gondwánicas

Las estructuras gondwánicas observables son sistemas de cabalgamientos y pliegues a distintas escalas que, ocasionalmente, pueden tener asociada una esquistosidad incipiente desarrollada en los niveles pizarrosos. Las características de la deformación con ausencia de metamorfismo y esquistosidad, así como la presencia de numerosos niveles de despegue, con pliegues ligados a la geometría de dichas superficies, permite considerarla como de tipo epitelial (corteza superior).

Las superficies de cabalgamiento se sitúan generalmente en determinados niveles favorables, sobre todo en

los niveles calcáreo-dolomíticos de la Fm. San Ignacio (Fig. 7a), que constituye el nivel más bajo de la sucesión estratigráfica, aunque existen otros despegues en distintos niveles de la Fm. Agua Negra. Los sistemas de cabalgamientos forman abanicos imbricados y duplex (Fig. 6c). Dentro de estos últimos pueden reconocerse algunos apilamientos antiformales y sobre todo duplex normales ("hinterland dipping duplex"), de escala métrica a hectométrica (Fig. 7b).

Relacionadas con diversas superficies de cabalgamiento aparecen numerosos pliegues a diferentes escalas. Los más abundantes se encuentran a mediana y pequeña escala, siendo más raros los de dimensiones kilométricas; muestran geometrías variadas, siendo las más comunes las asimétricas cerradas y apretadas, con una vergencia general hacia el E o ESE. Se han observado numerosos pliegues despegados a pequeña escala. Se trata de formas bastante evolucionadas, en ocasiones con charnelas curvadas, fuertemente asimétricas y cuyo plano axial buza moderadamente al O (Fig. 6c). La utilización de los elementos planares y lineares de estos pliegues como indicadores cinemáticos, ha permitido deducir una dirección de transporte tectónico hacia el E para los cabalgamientos gondwánicos (Fig. 8). Este dato concuerda con otros indicadores cinemáticos de tipo geométrico, como son la trayectoria de las rampas, el sistema de apilamiento de los duplexes y las líneas de bifurcación y corte observables en algunos de estos cabalgamientos (Fig. 7a).

Aunque no se ha podido restaurar la deformación gondwánica, si se ha estimado el acortamiento producido en algunas estructuras menores tales como los duplexes del río Atutia (Fig. 7a) en un 70% (Heredia et al., 1996), o en un 60 % en los pliegues del Arroyo de las Burras (Fig. 9).

Estructuras extensionales mesozoicas

Las estructuras extensionales puestas en evidencia en el mapa geológico (Fig. 1), son 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 que representan zonas de enlace o transferencia entre las anteriores. Estas fallas se encuentran sólo parcialmente invertidas, lo que permite reconocer su geometría y salto original. En general, hundén el bloque occidental, mostrándose muy verticales en superficie. La geometría de las unidades estratigráficas contemporáneas con la extensión (Grupo Choiyoi), con importantes variaciones de espesor entre bloques y dentro de

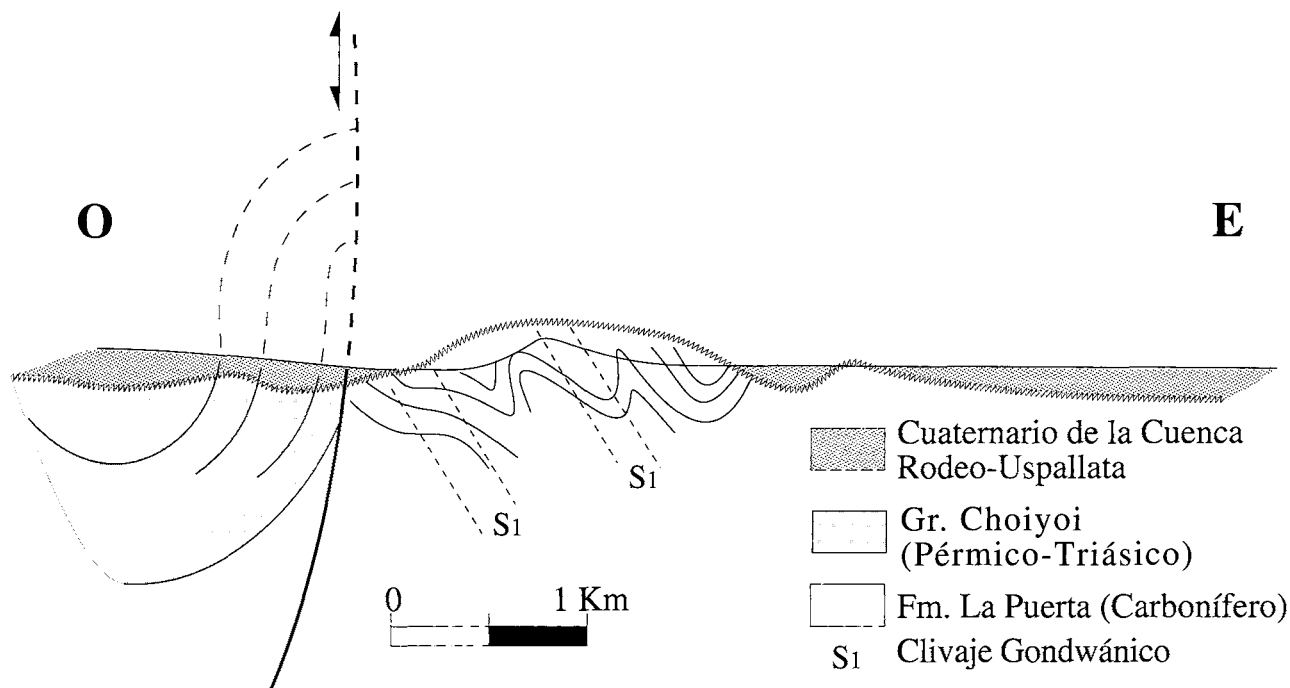


Figura 9. Corte geológico a lo largo de la Quebrada de las Burras. (Espina et al., in lit.). Localización en la Fig. 1.

Figure 9. Geological cross-section across the las Burras creek (Espina et al., in lit.). Location in Fig. 1.

cada bloque (Fig. 5), indica que la geometría es la de “semigraben” basculados hacia el E.

La geometría profunda de las fallas extensionales, se ha podido reconstruir basándose en los modelos existentes, tanto experimentales como ejemplos naturales de otros orógenos. Así, si se tiene que la extensión crece en importancia hacia el oeste, de forma que en la Cordilera Principal (Fig. 2) aparecen sedimentos jurásicos y cretácicos, parece lógico suponer que el nivel de despegue extensional se incline también hacia el oeste, donde la extensión es mayor. En los cortes profundos I-I' y II-II' (Fig. 4), las fallas normales, situadas en la parte oriental, se han representado, con una geometría ligeramente lítrica, perdiendo buzamiento hacia el despegue basal inclinado suavemente hacia el O. Sobre estos cortes puede observarse la geometría más probable del prisma extensional. Es destacable su geometría en escalera, con la discordancia pre-Choiyoi y 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.

El cálculo de la extensión a lo largo de una sección E-O, es muy aventurado ya que no se concen con precisión

los espesores exactos de Grupo Choiyoi en los labios hundidos de las fallas, así como la magnitud de la inversión tectónica de muchas de ellas a partir de su primitivo juego extensional. No obstante, la extensión debió de ser muy importante puesto que la compresión andina no ha compensado el juego extensional de las principales fallas, salvo en casos excepcionales.

Estructuras compresionales cenozoicas

Las estructuras mas destacables atribuibles a la etapa compresional cenozoica son las fallas inversas de alto ángulo. La compresión cenozoica ha reactivado la mayor parte de las fallas extensionales anteriores, a la vez que se han generado fracturas nuevas que aparecen , a veces, cortando a las anteriores (Figs. 1, 4 y 5).

Relacionados con las fallas inversas aparecen algunas estructuras de compensación lateral, tales como fallas de desgarre (“tear faults”) o rampas oblicuas (Fig. 1). Las fallas de desgarre tienen una orientación NNO-SSE, un plano de falla subvertical o ligeramente inclinado hacia el ESE y un juego sinistro. Las rampas oblicuas presentan un trazado NE-SO con una ligera inclinación hacia el NO.

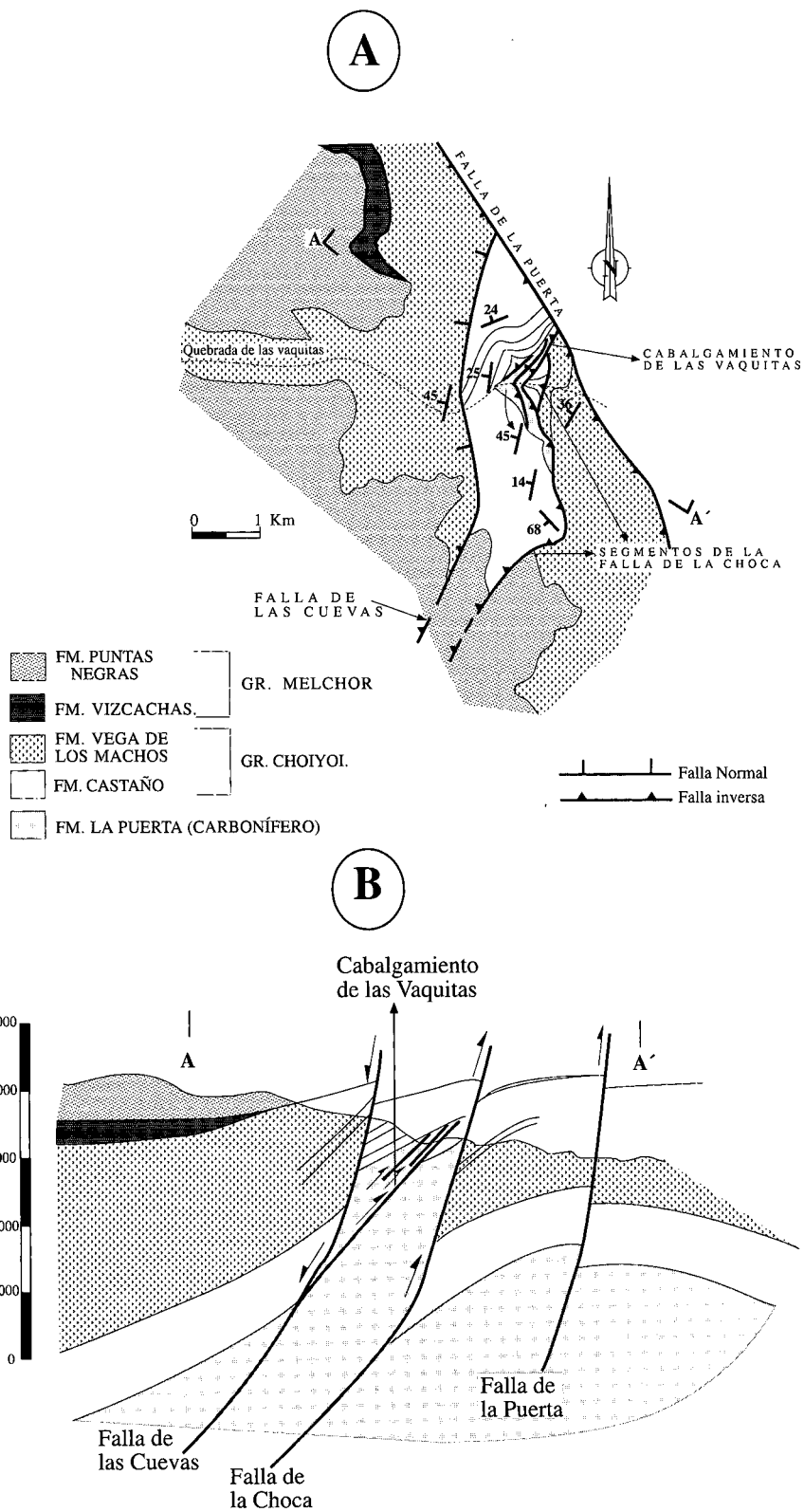


Figura 10. A. Mapa geológico de los alrededores de la Quebrada de la Vaquitas. B. Corte geológico a lo largo de la Quebrada de Vaquitas (Espina et al., in lit.). Localización en la Fig. 1.

Figure 10. A. Geological map around the Vaquitas creek. B. Cross-section across the Vaquitas creek (Espina et al., in lit.). Location in Fig. 1.

En algún caso estas fracturas pueden ser antiguos cabalgamientos gondwánicos reactivados. Un ejemplo de este tipo de estructuras se puede observar en el Arroyo de la Vaquitas (Fig. 10), donde el cabalgamiento de las Vaquitas desplaza a una falla normal invertida (Falla de la Choca) y podría interpretarse como una "falla de atajo de bloque inferior" ("shortcuts") en el sentido de Gillcrist et al., (1987) de la falla de la Cuevas, situada más al oeste.

Los pliegues relacionados con esta etapa compresiva son escasos, en gran parte debido al pequeño acortamiento que se produce y el escaso contraste de competencia entre las rocas a deformar. Las estructuras plegadas corresponden casi siempre a estructuras de gran radio y escala cartográfica, con elevado ángulo entre flancos (Figs. 4, 5 y 9).

La geometría profunda de estas fallas inversas está condicionada por la del sistema extensional mesozoico. Las fallas inversas que son subverticales en superficie (Figs. 6, e y f), se han interpretado con una geometría lítrica en profundidad, uniéndose a una superficie de despegue común (Fig. 4), tal como han señalado diversos autores en áreas próximas (Heim, 1952; Baldis y Chebli, 1969; Yrigoyen, 1972, 1979; Ortiz y Zambrano, 1981; Ramos, 1985, 1988; Gosen, 1992; Cegarra, 1993; Kozlowsky et al. 1993). Los datos sobre la situación del despegue principal en áreas cercanas (Allmendinger et al., 1990; Gosen, 1992; Kozlowsky et al., 1993), indican que éste se sitúa en torno a -4.000 m en la zona frontal de Precordillera, entre -6.000/-8000 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 profundos (Fig. 4), en donde las fallas normales, invertidas por la compresión cenozoica, han preservado la geometría original. Las estructuras nuevas, como la falla de la Cortadera y la que limita por el oeste la depresión de los Patos Norte (Figs. 1 y 4), se han representado igualmente con una geometría lítrica en profundidad.

La incorporación de datos recientes de la geometría profunda de las fallas del área de la Sierra de Pie de Palo, (Ramos y Vujovich, in litt.), y los datos sobre la estructura de la Precordillera de estos mismos autores y de Gosen (1991), han permitido elaborar un perfil completo de la estructura profunda de los Andes Centrales a los 31°S (Figs. 2A y 11). En este perfil se ha representado el despegue principal de la Cordillera Frontal, conectado, mediante una suave rampa, con el despegue basal de la Precordillera, así como un nuevo nivel de despegue más profundo, puesto en evidencia en el sector de Sierras Pampeanas por los autores antes citados.

La dirección de transporte tectónico obtenida a partir de los datos proporcionados por las líneas de bifurcación de los sistemas imbricados, ha permitido obtener un sentido de movimiento hacia el E (entre 91 y 100° E). Este sentido de emplazamiento coincide con el propuesto por todos los autores anteriormente, tanto en la Cordillera Principal como en la Precordillera.

Es difícil establecer el mecanismo general de propagación de estas fallas inversas y cabalgamientos. No obstante, el que las formaciones sintectónicas vinculadas con la migración del frente orogénico (Formación la Puente-cilla, Formación las Minitas) tengan edades más jóvenes hacia el este, parece indicar que la secuencia de propagación es hacia adelante ("forward"). Existen, sin embargo, estructuras que afectan a sedimentos cuaternarios más recientes, como la falla de la Cortadera y el retrocabalgamiento que limita por el oeste la depresión de los Patos Norte (Figs. 1 y 4), que pueden ser consideradas "fuera de secuencia".

La inversión de la mayor parte de las fallas normales sólo se puede poner de manifiesto cuando afectan a los materiales sinorogénicos terciarios, observándose, en estos casos, saltos que raramente superan 1 km. (Fig. 4). Esto implica que el acortamiento que presenta este sector de la Cordillera, calculado sobre los cortes, se sitúa en torno al 10%. Este dato contrasta con el acortamiento obtenido por Gosen (1992) en la unidad de Precordillera, en la que el citado autor reconoce un acortamiento superior al 50%. Se puede considerar que la deformación de la Cordillera Frontal durante el Cenozoico se ha producido sin apenas inversión tectónica, desplazándose hacia el este como un bloque transportado pasivamente a través del despegue basal y transfiriéndose la deformación hacia el sistema de cabalgamientos desarrollado por delante, en el área de Precordillera (Fig. 11). En este contexto, la depresión de Rodeo-Uspallata representa una cuenca transportada "a cuestras" o "piggy back basin" (Allmendinger et al., 1990; Heredia et al., 1996) y la Cordillera Frontal un bloque levantado ("uplift"), por una rampa situada, probablemente, al oeste del retrocabalgamiento de los Patos Norte (Figs. 4 y 11), en el que se ha preservado la extensión mesozoica y en gran parte la estructuración gondwánica anterior (Heredia et al., 1996; Rodríguez Fernández et al., 1996).

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA: DISCUSIÓN

En el área investigada, los materiales más antiguos, de edad silúrico-devónica, han podido ser afectados por

la denominada Fase Chánica del Ciclo Orogénico Famatiniano, vinculada a la acreción de un terreno alóctono, a finales del Devónico (Ramos et al., 1984, 1986; Kay et al., 1984; Hervé et al., 1987), si bien no existen en el área estudiada evidencias claras de estructuras atribuibles a este evento estructural. Este hecho puede ser debido al relativo alejamiento del área de Precordillera, donde ha sido caracterizada esta fase de deformación precarbonífera (Romer, 1964, 1965). Sin embargo, sí se aprecia en este área una ligera discordancia a escala cartográfica entre los depósitos infrayacentes silúrico-devónicos y los carbonífero-pérmicos de la Fm. Agua Negra/la Puerta; lo que parece corroborar la existencia de movimientos tectónicos en la zona durante esa época, probablemente ligados a la citada fase compresiva famatiniana.

Durante el Ciclo Orogénico Gondwánico, que abarca desde finales del Devónico hasta el Pérmico inferior, son erosionados los relieves producidos en la Precordillera durante la Fase Chánica. El Orógeno Gondwánico se origina como consecuencia del inicio de la subducción en el margen paleopacífico de Gondwana durante el Carbonífero superior (Ramos, 1988). Durante el Carbonífero medio al Pérmico inferior, la Cordillera Frontal ocupaba una posición de retroarco (Ramos, 1988). En este ambiente geotectónico la evolución sedimentaria más probable durante el depósito de la potente serie de la Fm. Agua Negra/la Puerta es la progradación de sistemas deltaicos desde la Precordillera hacia la Cordillera Frontal, donde se encontrarían, inicialmente, las condiciones marinas más abiertas. Durante este proceso de subducción se produjo, probablemente, la acreción de terrenos exóticos menores reconocidos al sur de Chile (Helwig, 1972; Hervé et al., 1981; Mpodozis y Forsythe, 1983; Ramos et al., 1984; Ramos 1988). En los Andes Centrales no se han reconocido este tipo de microplacas y serían, por tanto, los posibles cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff los que habrían originado, en el Pérmico inferior, las estructuras compresivas de la denominada Fase Sanrafaélica (Ramos, 1988).

Al final del Ciclo Orogénico Gondwánico se produce el emplazamiento del magmatismo calcoalcalino y alcalino de tipo A, que representan los granitoides neopaleozoicos y una parte del Grupo Choiyoi, que marca la transición entre un régimen de subducción a otro vinculado a extensión. Posteriormente se desarrolla un importante período extensional, que se extiende a lo largo del Triásico (Malumian et al., 1983; Uliana y Biddle, 1988). Este proceso se acelera, dando lugar a un "rifting" que se prolonga hasta el Jurásico inferior y que tiene su mayor expresi-

ón en el Triásico (Ramos y Kay, 1991; Ramos 1992). Posteriormente, 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 (Uyeda, 1983; Ramos, 1988, Mpodozis y Ramos, 1990). El área de depósito, así como el depocentro de los materiales mesozoicos, se va desplazando hacia el O (Cordillera Principal), condicionado por la migración en el mismo sentido del proceso extensional (Uliana y Biddle, 1988), lo que determina la ausencia en la Cordillera Frontal de depósitos mesozoicos posteriores al Triásico.

Esta fase extensional coincide aproximadamente en edad con el denominado Ciclo Patagónico de Keidel (1921); sin embargo, en esta latitud no existen evidencias de la importante compresión que sufrió la parte más meridional de la cadena a finales del Cretácico (Fase Miránica), y que está bien documentada en la Cordillera Patagónica.

El inicio de la fase compresiva andina en estas latitudes no está todavía suficientemente documentado. Ramos (1993) indica que ésta ya pudo haberse iniciado en la parte superior del Cretácico inferior (Albiense-Cenomaniense), aunque existe unanimidad en reconocer la existencia de engrosamiento cortical a partir del Cretácico superior (Turonense-Santonense), con el consiguiente desarrollo en su parte más occidental (Andes Chilenos) de una incipiente cuenca de antepaís (antefosa o "foredeep") durante el Campaniense-Paleoceno (Legarreta y Uliana, 1991), que se rellena con aportes procedentes del Oeste. Durante el resto del Cenozoico el frente orogénico iría migrando hacia el antepaís (Polansky, 1964), con la correspondiente canibalización de las cuencas de antepaís, cuyos restos aparecen tanto sobre sectores cordilleranos como precordilleranos (Ramos y Cortés, 1986, 1993). En el sector estudiado la primera manifestación de depósitos sinorogénicos relacionados con este evento no se produce hasta el Oligoceno, edad probable de la Formación las Vizcachas. Esta formación y todo el Grupo Melchor se sitúan de forma discordante sobre los depósitos sinextensionales anteriores (Fig. 1) y pueden ser interpretados como depósitos sinorogénicos asociados a un frente orogénico situado al oeste del área estudiada. La Formación la Puentequilla sería el resto de la erosión de una antefosa o "foredeep" situada más al este, a medida que el frente orogénico migra en esa misma dirección.

En la transecta estudiada, la estructuración vinculada con la compresión andina comienza con la inversión

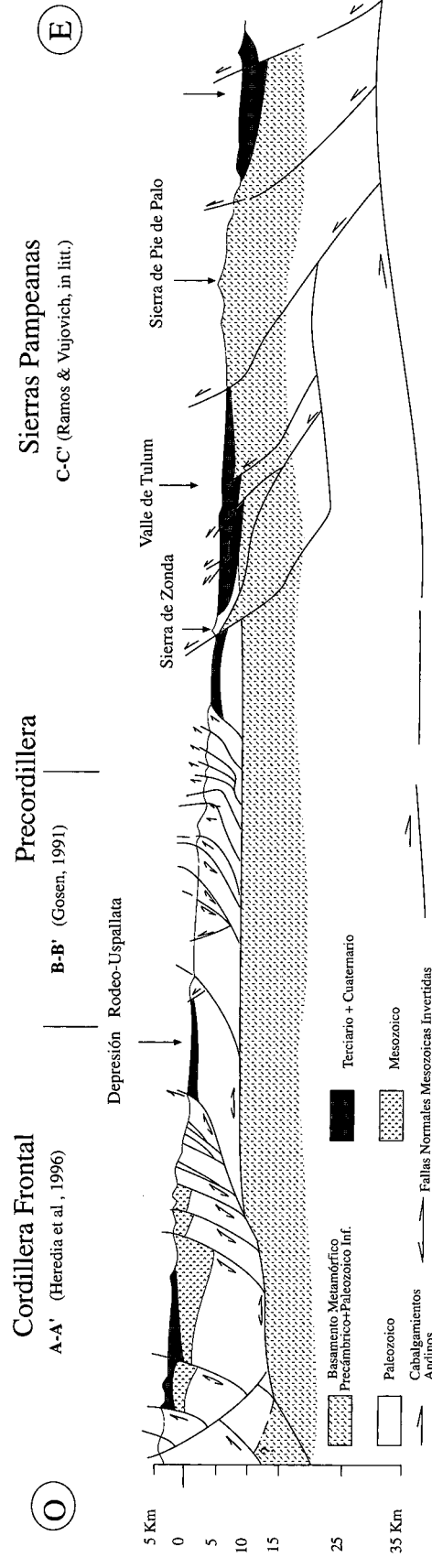


Figura 11. Corte geológico simplificado que muestra la estructura de la Cordillera de los Andes a lo largo de los 31° de latitud S. Localización en la Fig. 2.
 Figure 11. Simplified geological cross-section showing the overall structure of the Andes Cordillera to 31° S. Location in Fig. 2.

de las estructuras extensionales previas, que afectan ya a los depósitos sinorogénicos miocenos del Grupo Melchor y el levantamiento de la Cordillera Frontal, producido probablemente por la existencia de una rampa en su parte más occidental, comenzando el relleno de la cuenca de Rodeo-Uspallata, como una cuenca de antepaís. El desplazamiento hacia el este de la Cordillera Frontal, a través del despegue basal, vinculado con el emplazamiento del sistema de cabalgamientos de la Precordillera, determina que la cuenca de Rodeo-Uspallata se preserve como una cuenca transportada o "piggy back basin", rellenándose con los materiales cuaternarios de la Formación las Minitas.

Posteriormente, se produce el levantamiento del sector de la Sierras Pampeanas situado al este de la Precordillera, favorecido por el desarrollo de un nuevo nivel despegue, situado a mayor profundidad (40 km, Fig. 11), originado, probablemente, cuando la placa de Nazca se sitúa en una disposición subhorizontal debajo de la placa Sudamericana.

El escaso acortamiento producido durante el Cenozoico en la Cordillera Frontal (10%), comparado con el de la Precordillera (50%), contrasta igualmente comparando el acortamiento en esta sección con el de la Cordillera Principal, situada más al S, donde se han propuesto acortamientos del 65% (Ramos 1988). Estos hechos deben implicar que el acortamiento a lo largo de los Andes centrales experimenta una notable segmentación lateral y transversalmente a los mismos, de forma que según la transecta la cantidad de deformación varía a lo largo de la misma, desarrollándose diferentes estilos estructurales en función de las anisotropías previas.

CONCLUSIONES

La vertiente argentina de la Cordillera de los Andes entre los 30° y 31° (Fig. 2) presenta una estructuración policíclica con una vergencia más o menos generalizada de las estructuras hacia el E. En este área se diferencian dos grandes conjuntos de rocas con naturaleza y estructuración diferentes:

- Un conjunto inferior o Gondwánico, formado por un substrato paleozoico constituido por rocas sedimentarias depositadas entre el Silúrico y el Pérmico Inferior en ambientes marinos o de transición, intruidas por rocas graníticas neopaleozoicas. Este conjunto se encuentra intensamente deformado en el Pérmico, durante el Ciclo Orogénico Gondwánico. Las estructuras

más importantes son cabalgamientos y pliegues asociados, con una dirección de transporte tectónico hacia el E, que producen, al menos localmente, un considerable acortamiento.

- Un conjunto superior o Andino, 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 Superior al Cuaternario, y aparecen intruidas por granitoides de edad comprendida entre el Triásico y el Mioceno. Dentro de este conjunto superior se pueden diferenciar, a su vez, dos secuencias estratigráficas originadas en dos contextos geodinámicos distintos: una inferior compuesta por el Grupo Choiyoi, ligada a un proceso extensional, y otra superior constituida por materiales cenozoicos, ligada a un evento compresional posterior. Todas las unidades diferenciadas aparecen separadas por discordancias de diversa magnitud.

Las estructuras más importantes que afectan a este conjunto estratigráfico son grandes fracturas de dirección predominante N-S, procedentes del zócalo gondwánico, con una geometría lítrica y un nivel de despegue basal común. Estas fracturas presentan, en su mayoría, un juego normal, desarrollado durante la etapa extensional mesozoica, encontrándose sólo parcialmente invertidas por la compresión cenozoica posterior.

El acortamiento cortical que presenta, calculado en los cortes geológicos, es del orden del 10%, este dato contrasta con el acortamiento calculado en la Precordillera que se sitúa en el 50%. Este hecho implica que la mayor parte del acortamiento crustal cenozoico de la Cordillera Frontal, se ha transferido hacia la Precordillera a través del cabalgamiento basal. Se puede considerar que la Cordillera Frontal es un bloque levantado y trasladado pasivamente hacia el Este, en el que se ha preservado la estructura extensional mesozoica y gran parte de la estructuración gondwánica anterior, y que la depresión de Rodeo-Uspallata es una cuenca transportada o "piggy-back basin".

El levantamiento del sector de la Sierras Pampeanas situado al Este de la Precordillera se produce favorecido por el desarrollo de un nuevo nivel de despegue, situado a mayor profundidad (40 km, Fig.11), originado, probablemente, cuando la placa de Nazca se sitúa en una disposición subhorizontal debajo de la placa Sudamericana.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo expresa parte de los resultados obtenidos en la realización de la hojas de Castaño Viejo y Castaño Nuevo de la nueva Carta Geológica de la República Argentina a escala de 1:100.000 y ha contado con la financiación del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) y de la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI), a través del Instituto de Cooperación Iberoamericana (ICI). Agradecemos al Dr. Pérez Estaún y a la Dra. Álvarez Marrón, la lectura crítica del manuscrito original y sus acertadas sugerencias, a D. Ragona, G. Anselmi, G. Marín y R. Cardó su dedicación en los trabajos de campo y a los Drs. C. Galindo y C. Casquet, del Dpto. de Petrología de la UCM su desinteresada participación en la datación geocronológica de algunas muestras.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Synder, D., Beer, J., Mpodozis, C., Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes of 30° S latitude. *Tectonics*, 9, 789-809.
- Aparicio, E.P., 1969. Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo de Agua Negra, Departamento de Iglesia, San Juan, República Argentina, *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31 (3), 190-193.
- Baldis, B.A., Chebli G.A., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. *Act. IV Jorn. Geol. Argent.*, 1, 47-65.
- Bastías, H.E., 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mio-plioceno en los Andes a 30° de latitud S. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, 1, 520-524.
- Caballé, M.F., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Univ. Nac. de La Plata (unpublished).
- Caminos, R., 1979. Cordillera frontal. In *Geología Regional Argentina*, A.F. Leanza (ed.). Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 41-80.
- Cegarra, M.I., 1993. La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal entre Puente del Inca y Las Cuevas, Alta Cordillera de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires. (inédita).
- Espina, R.G., Cegarra, M.I., Ragona, D., in lit. Hoja de la Carta Geológica de Argentina a E. 1:100.000 n° 3169-20, "Paraje de Castaño Nuevo", SEGEMAR, Subsecretaría de Minería de la Nación, República Argentina.
- Gillcrist, R., Coward, M., Mugnier, J.L., 1987. Structural inversion and its control: examples from the Alpine Foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1 (1), 5-34.
- Gosen, W. Von, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (6), 643-667.
- Gonzalez Bonorino, F., 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de los Andes at about parallel 33°S (Argentina-Chile). *Geological Society of America Bulletin*. 61, 17-26.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, Hoja Chos Malal. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 1(3), 177-208.
- Heim, A., 1952. Observaciones tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 7, 11-70.
- Helwig, J., 1972. Stratigraphy, sedimentation, paleogeography and paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia. *AAPG Bulletin*. 56, 1008-1033.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Quesada, C., Marín, G., Cardó, R., in lit. Hoja de la Carta Geológica de Argentina a E. 1:100.000 n° 3169-14, "Paraje de Castaño Viejo", SEGEMAR, Subsecretaría de Minería de la Nación, República Argentina.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Ragona D., 1996a. Estructura extensional e inversión tectónica en los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' S. *Geogaceta*, 20 (4), 864-866.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Ragona D., 1996b. Structure of the Argentine Andean Cordillera between 30° 30' y 31° 00' S. *Andean Geodynamics*, ORSTOM éditions, Paris, 379-382.
- Hervé, F., Davidson, J., Godoy, E., Mpodozis, C., Covacevich, V., 1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*. 53, 361-373.
- Hervé, F., Godoy, E., Parada, M., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. A general view of the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In J. Monger y J. Francheteau (eds.). *Circumpacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin*. *Geodynamic series*, 18, 97-113.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R., Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada, V° Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas 3*, 587-606.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A., Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. *Geological Society of America Bulletin*. 94 (3), 341-361.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Kay, R., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. *IX° Congreso Geológico Argentino*. *Actas 2*, 48-65.
- Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía.

- grafía del Hemisferio Austral. Bol. Acad. Nac. Cienc., 25, 239-368.
- Keidel, J., 1949. Estudio sobre las estructuras hercínicas en el margen oeste de la Cuenca de Uspallata y la Sierra de Cepeda, frontón de la de Tontal (Provincias de Mendoza y San Juan). Bol. Acad. Nac. Ciencias, XXXVIII(1-2), 253-346.
- Kozlowsky, E.E., Manceda, R., Ramos, V.A., 1993. Capítulo I (18): Estructura. In: Geología y Recursos Naturales de Mendoza, V.A. Ramos (ed.). Relatorio XII Congr. Geol. Argentino (Mendoza, 1993). Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo. 236-256.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes. Spec. Publ. Int. Assoc. Sed., 12, 429-450.
- Linares, E., Llambias, E.J., 1974. Edad K-Ar de la granodiorita de la quebrada de Tocota, Departamento de Iglesia, San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg., 29 (1), 135.
- Llambias, E.J., Sato, A.M., 1990. El Batolito de Colangüil, Cordillera Frontal, Argentina: Estructura y marco tectónico. Rev. Geol. Chile, 17 (1), 89-108.
- Llambias, E.J., Sato, A.M., 1995. El Batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Rev. Asoc. Geol. Arg., 50 (1-4), 111-131.
- Malumian, N., Nullo, F., Ramos, V.A., 1983. The cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. In M. Moullade y A.E.N. Nairn (eds.). The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic. Elsevier, 265-304.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., 1986. Carta Geológica de Chile a E. 1:250.000 n° 68, (Pisco Elqui). Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, 165 p.
- Mpodozis, C., Forsythe, R., 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology. 41. 103-124.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos 28°-31°. Revista Geológica de Chile, 17 (2), 153-180.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In G.E. Eriksen, M.T. Cañas Pinochet, J.A. Reinemund (eds.). Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Series, 11, 59-90.
- Ortiz, A., Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. Actas VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), III, 59-74.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la hoja 25a (Volcan San José), Provincia de Mendoza. Bol. Dir. Nac. Geo. Min., 128, 1-98.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. Ed. Eudeba, Bs. As., 2ª Ed. 1978, 216 pp.
- Pöthe, E. D., Cardo, R., Pelichotti, R., 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, Provincia de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg., 42 (3-4), 469-471.
- Ramos, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. Actas IV Congreso Geológico Chileno, I (2), 104-118.
- Ramos, V. A., 1988. The tectonic of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. In Processes in Continental Litospheric Deformation, S. Clark and D. Burchfiel (eds.). Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 218, 31-54.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Bol. Inf. Petrol., Tercera Epoca, IX (31), 2-9.
- Ramos, V.A., 1993. Capítulo I (19): Interpretación Tectónica. In V.A. Ramos (ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio XII Congreso Geológico Argentino (Mendoza, 1993). Asociación Geológica Argentina- Instituto Argentino del Petróleo.
- Ramos, V.A., Cortés, J.M., 1986. Evolución del frente orogénico de los Andes a los 33° de latitud S. Resúmenes de la Primera Reunión Científica del CAPLI, Universidad Nacional de Tucumán.
- Ramos, V.A., Cortés, J.M. 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32° to 33° S Latitude). II International Symposium of Andean Geodynamics.
- Ramos, V. A., Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. In R.S. Harmon and C.W. Rapela (eds.). Andean Magmatism and its tectonic setting, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 265, 79-91.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. in lit. Texto explicativo de la hoja del Mapa Geológico de Argentina a E. 1:250.00 n° 3169-IV (San Juan).
- Ramos, V.A., Jordan, T.A., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. Actas IX Congr. Geol. Argentino, 2, 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.A., Allmendinger, R.W., Mpodozis, S., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M.A., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5, 855-880.
- Ramos, V.A., Page, R., Kay, S.M., Lapido, O., Delpino, D., 1987. Geología de la región del volcán Tórtolas, valle del Cura, Provincia de San Juan. X Congreso Geológico Argentino y Simposium "Circumpacific Phanerozoic Granites". Actas 4, 260-263.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D., Cardó, R., 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinios entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud Sur. Actas XIII Congr. Geol. Argentino, 2, 111-124.
- Romer, H.S., 1964. Sobre la geología de la zona de "El Choi-

- que” entre el cordón de Farellones y el Cordón de Bonilla, Quebrada de Santa Elena, Uspallata, Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 19 (1), 9-18.
- Romer, H.S., 1965. Mapa geológico del Cordón de Bonilla, Prov. de Mendoza. Univ. de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (unpublished).
- Sato, A.M., Llambias E.J., Shaw, S.E., Castro, C.E., 1990. El Batolito de Colangüil: Modelo del magmatismo neopaleozoico de la Provincia de San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. XI Congr. Geol. Argentino*, 100-123.
- Sato, A.M., Llambias E.J., 1993, El Grupo Choiyoi, Provincia de S. Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *XII Congr. Geol. Argentino. Actas* 4,156-165.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L., Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2), 67-98.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 18, 172-190.
- Uyeda, S., 1983. Comparative Subductology. *Episodes*, 1983 (2), 19-24.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. In A.F. Leanza (ed.). *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 345-364.