

Deformación andina en la cuenca de Choromoro, NO de Tucumán: estilo estructural combinado

Liliana del V. ABASCAL

*Universidad Nacional de Salta-CONICET, Sede Regional Tartagal, Warnes 890, Salta.
Dirección postal para correspondencia: Centro Austral de Investigaciones Científicas
(CADIC-CONICET), Houssay 200, Ushuaia 9410, Tierra del Fuego.
Fax : 02901-422310, E-mail: liliana_abascal@hotmail.com*

RESUMEN. La estructura de la depresión tectónica de Choromoro, situada en la parte norte de la provincia de Tucumán, es el resultado de la compresión cenozoica que imprimió un estilo combinado de deformación, representado por una tectónica que involucra al basamento y otra que afecta sólo a la cobertura sedimentaria. Ambas son sincrónicas y se encuentran superpuestas. El estilo de cobertura o de piel delgada se desarrolla en el interior de la cuenca, asociado a una superficie de despegue situada a una profundidad entre los 2,5 y 3 km, probablemente en pelitas del Subgrupo Balbuena (Formación Lumbrera). La deformación que involucra al basamento ha generado láminas delimitadas por cabalgamientos, despegadas de un substrato profundo a lo largo de una superficie ubicada aproximadamente a 20 km de profundidad.

Palabras claves: *Cenozoico, Tectónica, Deformación combinada, Cuenca de Choromoro*

ABSTRACT. *Andean deformation in the Choromoro Basin, NW Tucuman: mixed structural styles.* The Choromoro Basin is a tectonic depression in north-western Tucuman Province. Its present structural geometry is the result of Cenozoic compression that yielded a combined deformation style on the Neogene deposits. This structural style is represented by thick- and thin-skinned tectonics, superimposed in time and space. The thin-skinned style developed in the interior of the basin, associated with a detachment surface at a depth of 2.5 to 3 km, probably in shales of the Balbuena Subgroup (Lumbrera Formation). The thick-skinned deformation relates to a deep detachment at a depth of about 20 km, incorporating metamorphic basement blocks, bounded by high-angle reverse faults and tilted with the cover strata.

Key words: *Cenozoic, Tectonics, Combined deformation, Choromoro Basin*

Introducción

La cuenca de Choromoro es una depresión intramontana en el norte de la provincia de Tucumán (Fig. 1). Está limitada hacia el oeste por las Cumbres Calchaquíes, que pertenecen al extremo septentrional de las Sierras Pampeanas, y hacia el este por la sierra de Medina, atribuidas al extremo sur de la Cordillera Oriental por Mon (1976) y al Sistema de Santa Bárbara por Grier *et al.* (1991). Hacia el sur la depresión está cerrada por el Morro del Cadillal y las Cumbres de Taficillo. Hacia el norte, entre las sierras del Brete y La Candelaria, queda abierto un paso que conduce a la llanura Chacopampeana por el llano de Rosario de la Frontera-Metán.

La cuenca de Choromoro está enmarcada por rocas de basamento metamórfico (Proterozoico-Cámbrico inferior) que afloran ampliamente en los núcleos de las Cumbres Calchaquíes y de la sierra de Medina. En discordancia sobre este basamento apoya la potente sucesión de estratos continentales del Grupo Salta, los cuales registran una prolongada historia tecto-sedimentaria que se inicia en el Cretácico temprano con una sedimentación de sinrift y se extiende en el Terciario temprano en el estadio de postrift (Salfity y Marquillas 1999). En discordancia sobre el Grupo Salta siguen

depósitos lacustres y aluviales del Cenozoico que se acumularon en cuencas de antepaís e intramontanas, y fueron deformados compresivamente durante la orogénesis andina (Hernández *et al.* 1999, Ramos 1999).

En este trabajo se presentan los resultados de un detallado estudio estructural del relleno cenozoico de la cuenca de Choromoro. El estudio confirma que el basamento está intensamente involucrado en la deformación andina, y también revela la superposición en el espacio y en el tiempo de una tectónica de cobertura.

Estratigrafía y sedimentación

Se reconocen tres unidades tectosedimentarias mayores: (a) el basamento, representado por granitoides y rocas metasedimentarias de grados bajo y mediano (Proterozoico-Paleozoico inferior; Formaciones Medina y Puncoviscana), (b) los depósitos del Grupo Salta, con reducidos espesores en el área, representan las etapas de postrift y sinrift (Cretácico-Paleógeno), y (c) los depósitos correspondientes al desarrollo de cuencas de antepaís e intramontanas (Grupo Choromoro y Formaciones Acequiones y Ticucho; Neógeno-reciente).

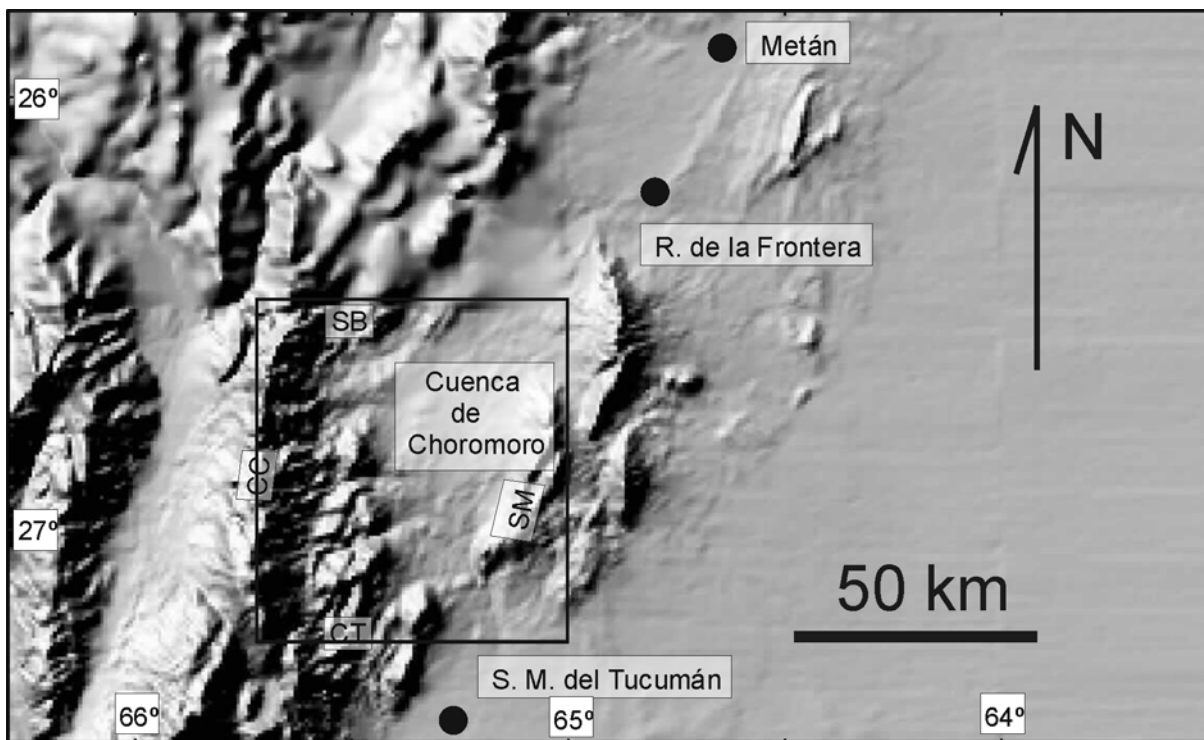


Figura 1: Modelo digital de elevación para la cuenca de Choromoro y región aledaña. Datos de GTOPO30, gentilmente cedido por el U.S. Geological Survey. CC- Cumbres Calchaquíes; SB- Sierra El Brete; SM- Sierra de Medina; CT- Cumbres de Taficillo.

El Grupo Salta comprende, de más antiguo a más joven, los Subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara. El Subgrupo Pirgua está integrado por las Formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos, siendo esta última la unidad más joven del subgrupo. El Subgrupo Pirgua representa el relleno inicial del rift cretácico durante la fase de extensión y subsidencia fuertes, ocupa depocentros aislados y pequeños en relación a la extensión areal del rift, y muestra rápidas variaciones de espesor, que puede superar los 3 km. La litología varía desde conglomerados con clastos de basamento metamórfico alternando con bancos de arenisca conglomerádica a fina, arenisca fina a mediana y arenisca conglomerádica rosada a rojiza con clastos de cuarzo, en una matriz limo-arcillosa y en parte con cemento carbonático. Los Subgrupos Balbuena (unos 180 m de espesor medido en el área de estudio) y Santa Bárbara (unos 400 m de espesor medido en el área de estudio) se acumularon durante la fase de relajamiento térmico, traslapan los bordes de depósito del Subgrupo Pirgua, y sobrepasan los umbrales estructurales, unificando la cuenca del rift. El Subgrupo Balbuena, regionalmente está integrado por las Formaciones Lecho, Yacoraito y Olmedo pero en la zona de estudio no es posible identificar a cada una de estas unidades y por ello se describe a los afloramientos de areniscas de grano fino a mediano y carbonatos, como Subgrupo Balbuena indiferenciado. El Subgrupo Santa Bárbara comprende las Formaciones Mealla, Maiz Gordo y Lumbreira. La unidad más joven del Subgrupo Santa Bárbara es la Formación Lumbreira, típicamente compuesta por pelitas rojas, y que, en el área de estudio, sólo aflora en el sector norte, en el curso del río Tala. Estratos arenosos aflorantes en las márgenes de la

cuenca de Choromoro (sierras Calchaquíes, Taficillo, y Medina; Fig. 2), aproximadamente equivalentes en edad a los de la Formación Lumbreira, han sido separados como Formación Río Loro (Bossi, 1969), con espesores parciales que varían entre 100 m y 560 m, son considerados facies de borde de cuenca.

El Grupo Choromoro, definido por Mon y Urdaneta (1972), de edad neógena-pleistocena, está integrado por las Formaciones Río Salí, India Muerta y Chulca, de más antigua a más joven, concordantes entre sí y con amplia distribución en todo el valle de Choromoro. La Formación Río Salí consiste en pelitas rojas con intercalaciones de bancos de yeso; el espesor es de 1.000 m. La Formación India Muerta consiste principalmente en areniscas gruesas, grises claras a grises parduzcas, macizas o con estratificación cruzada, y limolitas pardas claras, macizas y bioturbadas; su espesor es de 700 m. La Formación Chulca es una secuencia de areniscas medianas a conglomerádicas, friables, grises rojizas a rojas parduzcas que mide 500 m de espesor. Los depósitos más recientes (Formaciones Acequiones y Ticucho; Cuaternario) consisten principalmente en areniscas y conglomerados con rodados provenientes de la Formación Medina; su espesor no supera los 70 m.

La sedimentación del Terciario en el noroeste de Argentina abarca la transición entre el contexto extensional del rift cretácico y el compresivo ligado a la orogénesis andina. Hernández *et al.* (1999) ubican el pasaje al régimen compresivo dentro de la Formación Lumbreira, en el Eoceno medio, para el actual valle Calchaquí y Tonco, situados al oeste del valle de Choromoro. Instaladas las nuevas condiciones se

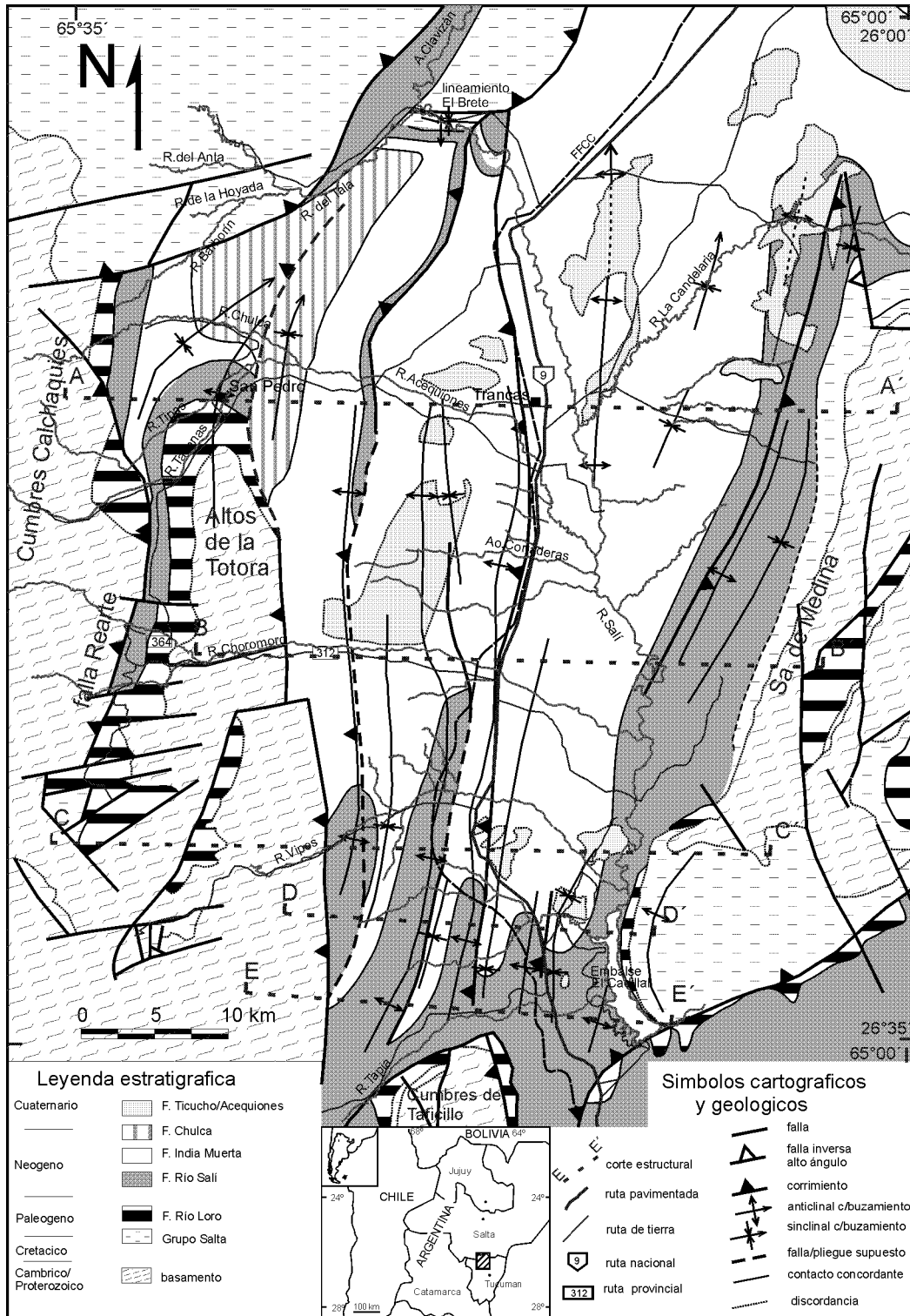


Figura 2: Mapa geológico-estructural de la cuenca de Choromoro y mapa de ubicación en el contexto de las provincias del noroeste de Argentina.

desarrolla una cuenca de antepaís donde se acumularon los depósitos del Grupo Choromoro. La sedimentación asociada con el régimen compresivo no fue, inicialmente muy diferente de la que caracteriza el estadio de postrift, es decir, se mantuvo en facies lacustres, evaporíticas y/o de barreal, observa-

das en la Formación Río Sali (Mioceno medio a superior, Gavriloff y Bossi 1992). Recién hacia fines del Mioceno tardío y durante el Plioceno se aprecia el desarrollo de una cuña clástica (Formaciones India Muerta y Chulca) que refleja el ascenso y la aproximación del orógeno al área de estudio. La

posterior segmentación estructural del antepaís dio lugar a la cuenca de Choromoro y su relleno con depósitos de las Formaciones Acequiones y Ticucho, de derivación intramontana.

Geología estructural

El estudio estructural de la cuenca de Choromoro incluyó el levantamiento de un mapa geológico-estructural de superficie a escala 1:100.000, apoyado en observaciones de campo, fotografías aéreas a escala 1:50.000, imagen satelital Landsat TM, y cartografía geológica preexistente. La interpretación estructural se apoyó en el relevamiento de cinco perfiles estructurales que fueron posteriormente balanceados y reestaurados para obtener secciones estructurales admisibles, y en el estudio de dos líneas sísmicas.

Metodología

Los perfiles fueron balanceados siguiendo los modelos geométricos y cinemáticos propuestos por Suppe (1983) y Suppe y Medwedeff (1990), y restaurados según el método de longitud de líneas (Woodward *et al.* 1989). La restauración se aplicó a los contactos entre el Grupo Salta y la Formación Río Salí, y entre ésta y la Formación India Muerta. Para cada perfil se definieron una línea fija de referencia local en el borde oriental de la faja deformada, cercana al antepaís, y una línea suelta en el extremo occidental. El acortamiento fue calculado, para cada contacto, por diferencia de longitud entre el perfil deformado y el restaurado; el error se estima en aproximadamente 5%. Los pliegues y fallas están designados con las letras P y F, respectivamente, y un número que se relaciona con la secuencia de formación, denominando con la numeración más baja al corrimiento más viejo. Esta numeración crece hacia los corrimientos más jóvenes en la dirección del transporte tectónico.

La construcción de una sección balanceada se simplifica si la traza del perfil es perpendicular al rumbo estructural dominante; así, la línea de perfil será aproximadamente paralela a la dirección de transporte tectónico. Este criterio se siguió en la diagramación de los cinco perfiles estudiados (Fig. 3). Los espesores estratigráficos se obtuvieron de la bibliografía. Los rumbos y buzamientos medidos en el terreno se proyectaron sobre la línea de perfil según el método de proyección en sentido del hundimiento (Mackin 1950). En general, los perfiles fueron relevados en cortes a lo largo de los cursos de los principales ríos de la zona. Se emplean los nombres de estos ríos para designar los perfiles, a excepción del denominado San Pedro de Colalao, que toma su nombre de la localidad homónima ubicada en el extremo noroeste del valle de Choromoro. De norte a sur los perfiles medidos son: A-A', San Pedro de Colalao; B-B', Choromoro; C-C', Vipos; D-D', India Muerta y E-E', Tapia (Fig. 3).

El análisis de las estructuras de deformación, pliegues y fallas, se realizó aplicando los conceptos de Elliott (1976), Jamison (1987) y Mitra (1990). Estos autores postularon la vinculación geométrica y cinemática entre ambos elementos estructurales y muestran los efectos de la combinación de los procesos de deformación, frágil y dúctil. En la reconstrucción

de las estructuras se aplicó el modelo de pliegues por propagación de fallas. En este modelo el pliegue y la falla son sincrónicos. El pliegue se desarrolla a medida que la falla se propaga como rampa de corrimiento cortando sección arriba. La rampa se inicia en un segmento de falla paralelo a los estratos. El resultado es un pliegue adyacente al punto extremo de la falla. Las relaciones cinemáticas entre las fallas y los pliegues en este modelo fueron enunciadas por Suppe y Medwedeff (1984, 1990) y Chester y Chester (1990). Las características de este modelo son: (a) las capas en el flanco anterior empinado del pliegue pasan a través de la charnela del sinclinal angular, (b) el bloque colgante es transportado sobre el bloque yacente que permanece fijo, (c) las rocas del bloque yacente están indeformadas, (d) el desplazamiento decrece sección arriba sobre la rampa, y (e) la rampa corta sección arriba. Chester y Chester (1990) presentaron una alternativa geométrica para este modelo en la cual suponen que el pliegue se originó después de la formación de la rampa de corrimiento y el resultado es una geometría modificada del pliegue.

Estilo estructural

El rumbo estructural dominante en la cuenca de Choromoro es NNE (Figs. 2 y 3). En el interior de la cuenca los pliegues son asimétricos, concéntricos, pertenecen a la clase 1B (paralelos) según la clasificación de Ramsay (1967), muestran perfiles circulares o elípticos, y tienen retrobuzamientos suaves y largos y antebuzamientos empinados y cortos. Los anticlinales tienen una expresión fisiográfica suave en el centro de la cuenca y más marcada hacia los bordes, exponiendo en sus núcleos estratos de la Formación Río Salí. El buzamiento de sus ejes es predominantemente hacia el norte. El extremo septentrional de las Cumbres Calchaquíes muestra un gran anticlinal que afecta a la cobertura sedimentaria y el basamento metasedimentario. Hacia el este, la sierra de Medina forma un anticlinal fallado.

Se distinguen dos sistemas principales de fallas. Uno, responsable del levantamiento de los bloques de basamento cristalino, está compuesto por las fallas de borde de cuenca, con vergencia hacia el este y se ubican en los flancos orientales de las Cumbres Calchaquíes y de la sierra de Medina. La falla de Rearte (Fig. 2), en el borde oriental de las Cumbres Calchaquíes, es inversa, de alto ángulo, con geometría curva, el rumbo es aproximadamente NO, en el tramo superior hasta la latitud de la localidad de San Pedro de Colalao y hacia el sur adopta un rumbo N. La falla de Rearte expone en superficie a bloques del basamento metamórfico que cabalgan sobre las secuencias terciarias ubicadas hacia el este. Esta falla está relacionada en profundidad con la falla inversa situada al este del anticlinal Altos de la Totorá (Mon, en González 2000). Hacia el sur estas dos fallas se unen y el anticlinal de los Altos de la Totorá queda incorporado a la sierra principal. El otro sistema de fallas afecta exclusivamente a la cubierta sedimentaria en el interior de la cuenca, y se caracteriza por conformar un sistema imbricado de corrimientos que en algunas partes son emergentes y en otras son ciegos, en su mayoría vergentes hacia el este.

En el extremo noroeste del área de estudio, al norte de las Cumbres Calchaquíes, se desarrolla una importante estructura

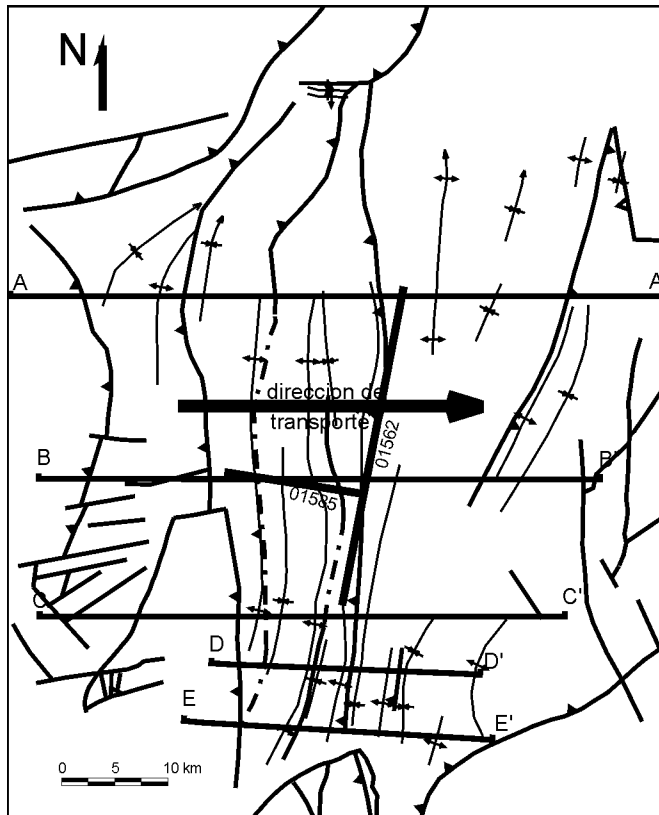


Figura 3: Mapa estructural de la cuenca de Choromoro mostrando la dirección de transporte tectónico, interpretada como la perpendicular a las trazas de las fallas principales y de los ejes de los pliegues. Ubicación de los perfiles estructurales: AA', San Pedro de Colalao; BB', Choromoro; CC', Vipos; DD', India Muerta; EE', Tapia y las líneas sísmicas 01585, 01562.

oblicua al rumbo de la estructura regional: el lineamiento El Brete (Mon 1976, Abascal y Mon 1998, Abascal 1999). Este lineamiento de rumbo ENE delimita hacia el norte una zona donde el Grupo Salta alcanza espesores del orden de 3,5 km, de otra hacia el sur donde su espesor no supera unos pocos centenares de metros.

Perfiles estructurales

Para la reconstrucción de los perfiles estructurales se emplea como modelo general el de plegamiento por propagación de falla. La elección de este modelo se hizo en base a: (a) observaciones de campo, dado que el plegamiento de estilo *kink*, observado en escala de afloramiento tiene una geometría asimétrica; (b) Relaciones entre pliegues y fallas inferidas del mapa, donde la corta distancia entre sinclinales y la ubicación de los anticlinales adyacente al punto extremo de las fallas, son características que permiten suponer que los pliegues se desarrollaron a medida que la falla se propagó como rampa de corrimiento, cortando sección arriba y desestimar la aplicación del modelo de plegamiento por flexión de fallas donde la trayectoria del desplazamiento es plano-rampa-plano. La interpretación del plegamiento asociado a los corrimientos invalida el uso del tercer modelo de plegamiento por despe-

gue y (c) La interpretación de las líneas sísmicas. En la línea sísmica 01585, que se extiende en sentido O-E, se distingue claramente la culminación de la rampa colgante de la falla y el pliegue asociado a la falla.

La geometría de los anticlinales está condicionada por la forma de la rampa colgante aumentando su ancho hacia la superficie con la correspondiente disminución en el ancho de los sinclinales. Los sinclinales aumentan su longitud de onda hacia el este a medida que disminuye la intensidad de la deformación. La distancia horizontal entre los anticlinales refleja el espaciamiento entre las rampas de las fallas. Los pliegues y fallas identificados en cada perfil fueron correlacionados y se describen a continuación según una trayectoria norte-sur para visualizar con más claridad la geometría (Fig. 4).

La falla F4 tiene vergencia hacia el oeste, contraria al sentido del transporte tectónico. Su geometría está definida por un único segmento que culmina en la rampa basal. En el sector norte del área de estudio esta falla es transportada emergiendo a través del eje del sinclinal adyacente. El buzamiento de la falla F4 es alto en los perfiles de San Pedro de Colalao y Choromoro, y disminuye hacia el sur, en los perfiles de Vipos, India Muerta y Tapia, donde la falla se hace ciega y muestra un rechazo menor, expuesto en una suave fisiografía del anticlinal P4. Este pliegue tiene una ligera asimetría y geometría de *kink*, y en su núcleo aflora la Formación Río Salí. La falla F4 marca la terminación de la lámina de corrimiento hacia el este, en una cuña de retrocorrimiento.

En el perfil de San Pedro de Colalao, la falla F3 está compuesta por un segmento inclinado hacia el oeste, donde la rampa colgante se interrumpe en los niveles inferiores de la Formación Río Salí sin alcanzar la superficie del terreno. En los perfiles India Muerta y Tapia, F3 es una falla emergente y expone en superficie estratos de la Formación Río Salí que cabalgan sobre depósitos de la Formación India Muerta. El buzamiento y el desplazamiento de la rampa colgante de F3 aumentan hacia el sur. El desplazamiento de la falla se consume en un suave y angosto anticlinal P3 con escasa expresión fisiográfica en superficie. El eje del pliegue P3 se hunde hacia el norte, y en los perfiles de San Pedro de Colalao, Choromoro y Vipos, está asociado a la falla ciega F3.

La falla F2 está asociada a dos anticlinales suaves, P2 y P2', en el perfil de San Pedro de Colalao y solamente a un anticlinal P2 en los restantes perfiles. Esta falla tiene vergencia hacia el este y su buzamiento aumenta hacia el sur de la región. En los perfiles de Vipos, India Muerta y Tapia, F2 aflora sacando las capas de la Formación Río Salí, que forman el núcleo de los anticlinales. El anticlinal modifica su geometría de norte a sur y aumenta la amplitud hacia el sur.

La falla F1 tiene un tramo integrado por dos segmentos inclinados unidos por una inflexión que marca un cambio de inclinación del plano de falla. El segmento inferior corresponde tanto al plano colgante como a la rampa colgante y en el segmento superior culmina la rampa colgante. El anticlinal P1, adyacente a F1, es un pliegue de propagación de falla que la falla transporta por el eje sinclinal. En todos los perfiles el anticlinal P1 tiene flancos posteriores que inclinan suavemente y flancos anteriores con mayor inclinación.

El acortamiento medido en la lámina de Choromoro, en estratos de las Formaciones Río Salí e India Muerta, varía entre

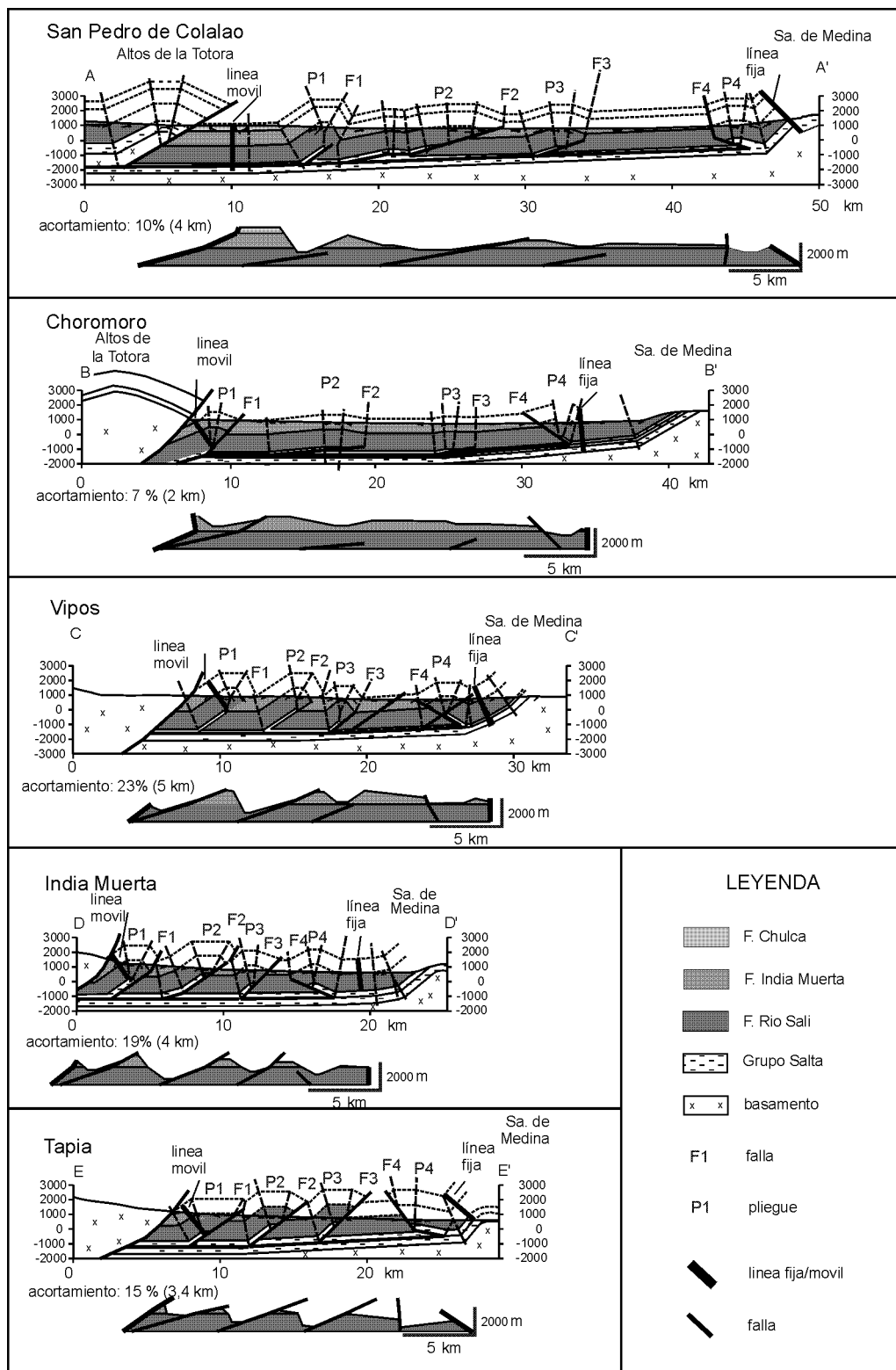


Figura 4: Perfiles estructurales que muestran las geometrías reconstruidas y la restauración de las Formaciones Río Sali e India Muerta.

un valor mínimo de 2 km (7,1 %) en el perfil de Choromoro donde los pliegues son extendidos y escasa expresión fisiográfica y valor máximo de 5 km (23 %) en el perfil de Vipos. En este perfil, los pliegues son angostos y altos.

Líneas sísmicas

Se estudiaron dos líneas sísmicas relevadas por YPF S.E. en los años 1991 y 1992. La línea 1585, de 15 km de longitud, de

rumbo oeste-este, paralela al río Choromoro sobre la ruta provincial 312, tiene su extremo oriental en la ruta nacional 9 y su extremo occidental a menos de 1 km del frente de basamento en la ladera oriental de las Cumbres Calchaquíes. La línea 1562, de 23 km de longitud, de rumbo norte-sur, paralela a la ruta nacional 9. Las dos líneas se intersectan por el cruce entre la ruta provincial 312 y la ruta nacional 9 (Fig. 2). En ambas la cobertura es del 2400% y la fuente es dinamita. Las líneas muestran cálculos de velocidad (V_{rms}) cada 1.500 m, y también las velocidades de intervalo y estimaciones de la profundidad a determinados reflectores. Estas mismas líneas fueron revisadas por Johannis (1994). En ambas líneas la resolución es nula a muy pobre en los primeros 150 mseg, lo cual impide discernir la estratigrafía por encima de unos 200 m de profundidad, es decir, las Formaciones Ticucho y Acequiones.

Línea 1585

Al este de la estaca 990 (Fig. 5), los reflectores más profundos están a unos 2.200 mseg. Entre las estacas 850 y 880, a 950 mseg, se reconocen figuras de traslapo hacia el oeste. Esta relación se interpreta como una discordancia de bajo ángulo que separa dos grandes unidades sismoestratigráficas, A y B. La unidad A, inferior, está formada por un paquete de reflectores continuos que conforman un par anticlinal-sinclinal entre las estacas 840 y 990; la base de esta unidad está dada por un par de reflectores fuertes reconocibles entre 1.600 y 2.200 mseg. En la unidad B, por encima de la discordancia, se reconocen tres subunidades sismoestratigráficas, B1, B2 y B3. La B1, basal, consiste en una delgada cuña de reflectores, que son los que muestran figuras de traslapo, con un espesor máximo de 150 mseg y techo en aproximadamente 900 mseg. La B2 muestra un paquete de reflectores continuos con techo alrededor de los 300 mseg en la estaca 900. La subunidad B3, superior, muestra reflectores discontinuos. Las subunidades B2 y B3 conforman suaves pliegues hasta la estaca 990. La unidad A se atribuye al Subgrupo Pírgua, con base en los reflectores fuertes que indican el techo del basamento. La subunidad B1 se atribuye a los estratos de postrift de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, sin diferenciar. Estas capas están colmatando un relieve en el Subgrupo Pírgua. La subunidad B2 se atribuye a la Formación Río Salí y la B3 a la formación India Muerta más Acequiones.

Sobre el flanco occidental del anticlinal de la unidad A, entre las estacas 900 y 940, a profundidades de más de 1150 mseg se observa una serie de terminaciones que se interpreta como una rampa de pared colgante. Esta rampa está asociada al anticlinal con charnela en la estaca 920. Este anticlinal se corresponde con el anticlinal P2 del perfil de Choromoro y el anticlinal que le sigue hacia el este se corresponde con el P1 del perfil de Choromoro. Se aprecia una disarmonía entre los plegamientos de las unidades A y B.

Al oeste de la estaca 990 se reconoce un conjunto de reflectores cuya correlación con las unidades reconocidas al este es incierta. El reflector más profundo en este tramo es un reflector fuerte a 1.700 mseg el cual se adjudica al tope del basamento. Por encima se reconoce un paquete de reflectores caracterizado por discordancias internas, con techo en 1.310 mseg en la estaca 1.030. Este paquete se atribuye a la Formación Río Loro. Por encima sigue un conjunto de reflectores

continuos con techo en 650 mseg en la estaca 1.030, el cual se atribuye a la Formación Río Salí. Más arriba siguen reflectores discontinuos de las Formaciones India Muerta y Acequiones. Los conjuntos de reflectores al este y oeste de la estaca 990 están relacionados por una falla inversa que se interpreta como extensión de una falla del rift del Grupo Salta reactivada por la compresión andina. Fallas menores, que probablemente interesan al Subgrupo Pírgua, se reconocen en el basamento.

Línea 1562

Entre las estacas 1110 y 1470 (Fig. 6), los reflectores más profundos se reconocen a 2.400 mseg, por la estaca 1410. Hay figuras de traslapo hacia el norte entre estacas 1410 y 1430, en una cuña de reflectores que se reconoce bien entre estacas 1390 y 1440, y que alcanza un espesor máximo de 200 mseg. La base de esta cuña se interpreta como una discordancia de bajo ángulo. Entre la discordancia y los reflectores más profundos existe una unidad de reflectores discontinuos, caracterizada por discordancias internas, la cual se atribuye a capas del Subgrupo Pírgua. El contacto con el basamento se ubica con dudas entre dos reflectores fuertes a 2.000 mseg en la estaca 1400. La velocidad de intervalo a esta profundidad salta a 5,7 km/seg, adecuada para un basamento metamórfico. La cuña con figuras de traslapo se atribuyen a capas de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, sin diferenciar, con techo en 1400 mseg. Por encima sigue un paquete de reflectores continuos hasta los 450 mseg que correspondería a la Formación Río Salí. El techo de esta formación se determinó en base a figuras de traslapo hacia el norte sobre un reflector fuerte y continuo, entre estacas 1180 y 1220, a unos 600 mseg. Con menor nitidez, este contacto discordante se reconoce al sur de la pérdida de registro por la estaca 1230. La unidad sismoestratigráfica superior se caracteriza por dos elementos, uno es el que se compone mayormente de reflectores discontinuos y el otro es que los reflectores pierden curvatura hacia arriba, dando una figura de estratos de crecimiento sindeformacional. Esta unidad superior puede corresponder a la Formación India Muerta.

Estructuralmente se destacan dos sectores, ambos dentro de la Formación Río Salí. Entre estacas 1400 y 1440, y entre 750 y 950 mseg, se observan varios reflectores que inclinan hacia el norte y se horizontalizan hacia el sur, dando arcos convexos hacia arriba. Por encima y hasta la estaca 1350 entre 1.350 y 1.700 mseg, reflectores fuertes en el techo de la Formación Río Salí forman un suave anticlinal con un cierre de unos 100 mseg. Estos reflectores no son paralelos a los reflectores observables en la mitad inferior de la Formación Río Salí, lo cual sugiere una interrupción estructural. El otro tramo destacable está entre estacas 1220 y 1130, donde una serie de reflectores fuertes a unos 1.800 mseg, conforma un anticlinal que se trunca contra una rampa que inclina hacia el norte. Esta figura de truncamiento se atribuye a un pliegue por propagación de falla. Una explicación similar se da para los reflectores deformados en el sur.

Discusión

Los perfiles estructurales restaurados muestran una marca-

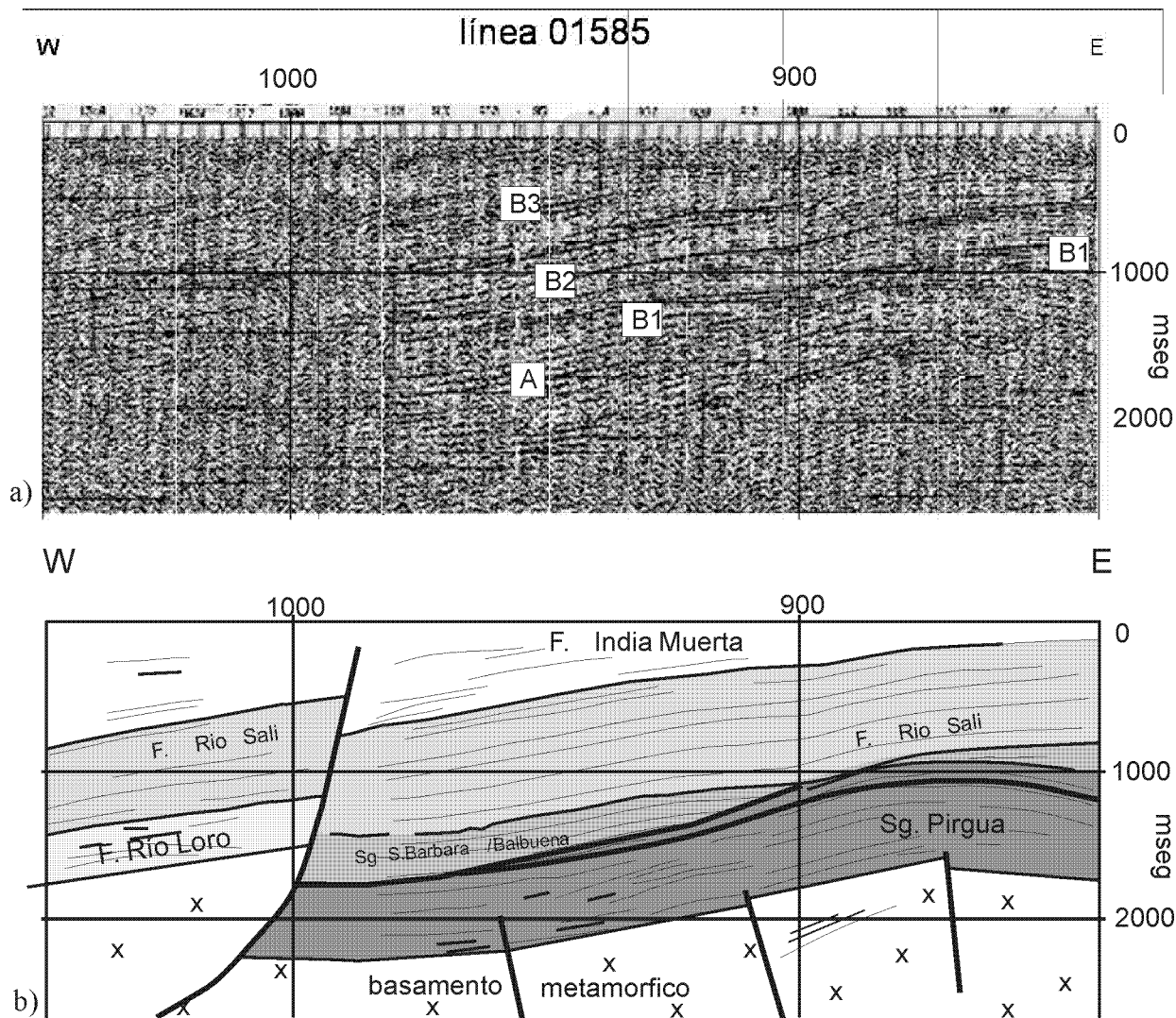


Figura 5: Línea sísmica 1585 de YPF S.E., a) Sin interpretar. b) Interpretada.

da diferencia en el porcentaje de acortamiento que se puede agrupar en tres franjas, norte, central y sur. Los perfiles situados en la franja norte, San Pedro de Colalao y Choromoro, han experimentado un acortamiento promedio del 8,4% (3 km). El perfil Vipos, en la parte central de la cuenca, tiene un acortamiento del 23% (5 km) y en la franja sur los perfiles India Muerta y Tapiá han sufrido un acortamiento promedio del 17,1% (3,5 km). Se asocian estas diferencias con la presencia de las láminas de basamento metamórfico, que constriñeron el transporte tectónico de la lámina de corrimiento de la cobertura sedimentaria, e imprimieron una geometría diferente de los pliegues observables en los diferentes perfiles. También es posible que el ancho original del prisma sedimentario haya sido más corto en los perfiles donde el acortamiento es mayor. En tal caso, un mismo acortamiento absoluto daría un mayor acortamiento relativo para los perfiles del sur.

La litología habría condicionado, en parte, el estilo estructural. En el sector centro-norte de la cuenca de Choromoro, los pliegues están moldeados en areniscas y conglomerados de las Formaciones India Muerta y Chulca, cuya reología no

favorece el plegamiento, y muestran una fisiografía suave, casi imperceptible en el terreno. Por el contrario, en el sector centro-sur, donde los pliegues están moldeados en limolitas, calizas y yeso de la Formación Río Salí, litologías más susceptibles de ser plegadas, muestran una mayor expresión fisiográfica y una separación de menor longitud de onda.

Las estructuras descritas en la cuenca de Choromoro marcan claramente dos estilos estructurales contrastantes. Uno formado por pliegues anticlinales, de gran amplitud y longitud de onda, en las cuales el basamento metamórfico está intensamente involucrado, y que están asociados a fallas inversas de alto ángulo que convergen en una superficie de despegue en la corteza media, a unos 15-20 km de profundidad (Mon 1999, Mon en González 2000). En el área de estudio estas estructuras enmarcan la cuenca de Choromoro, y constituyen las principales elevaciones montañosas. Este estilo estructural de piel gruesa es típico de la Cordillera Oriental y del Sistema de Santa Bárbara.

El otro estilo estructural se caracteriza por la presencia de anticlinales y sinclinales angostos que comprometen sola-

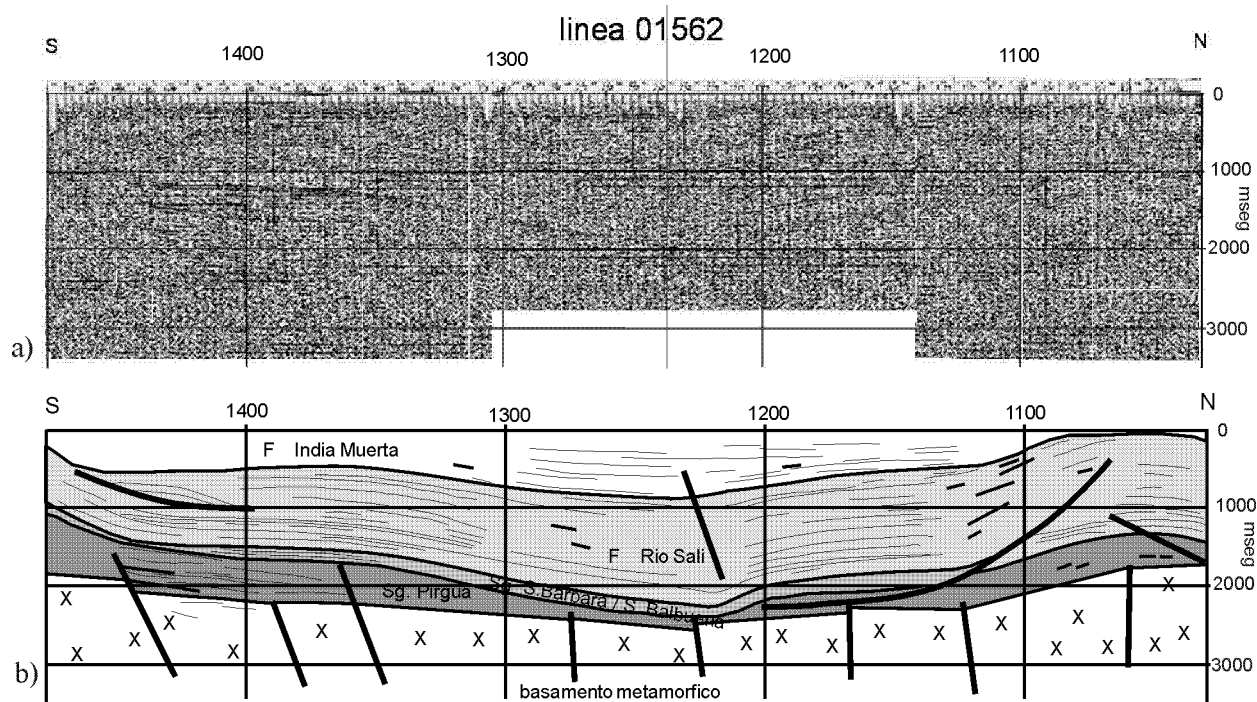


Figura 6: Línea sísmica 1562 de YPF S.E., a) Sin interpretar. b) Interpretada.

mente a la cobertura. Esta tectónica de cobertura se desarrolla en el interior de la cuenca de Choromoro a partir de una superficie somera de despegue situada entre los 2,5 y 3 km de profundidad, probablemente en pelitas de la Formación Lumbra. Sobre esta superficie se traslada la lámina de corrimiento generando un sistema imbricado de fallas que en algunos sectores es ciego y en otros es emergente. En la superficie estas fallas transmiten el desplazamiento a anticlinales asimétricos adyacentes. La superficie de despegue separa dos dominios verticales, el superior representado por el bloque situado por encima del corrimiento, integrado mayormente por estratos del Grupo Choromoro, y el inferior, integrado por estratos del Grupo Salta y rocas del basamento metamórfico.

Estilo estructural combinado

La configuración estructural de la cuenca de Choromoro es definida por el estilo tectónico combinado, piel gruesa y piel delgada. Se infiere que la relación temporal entre los dos estilos tectónicos es sincrónica a la deformación y se superponen en el espacio. Es probable que las estructuras que involucran al basamento hayan estado condicionadas por la reactivación de las fallas normales relacionadas al rift cretácico, invertidas durante la compresión cenozoica, y también por el comportamiento mecánico del basamento metamórfico. La anisotropía del basamento, debida a la foliación y laminación es eficaz para controlar la geometría de fallas y pliegues posteriores. Mientras que el estilo estructural de piel delgada estuvo principalmente condicionado por las estructuras compresivas cenozoicas formadas a partir de un despegue superficial. Por otra parte la geometría del sistema de rift puede controlar la

vergenza o bivergenza de los cabalgamientos durante la inversión. Esto explicaría la presencia de estructuras vergentes hacia el oeste cuando la tendencia predominante es hacia el este.

Niveles de despegue

En la cuenca de Choromoro se reconocen dos superficies de despegue a diferentes profundidades. Una más somera que, según la construcción geométrica, se ubica a una profundidad de 2,5 a 3 km, aproximadamente, y representa el despegue basal del sistema imbricado y de los numerosos pliegues asociados de la cobertura. Hacia el oeste de la cuenca, este despegue somero se vincula con un despegue profundo a través de una rampa inclinada hacia el oeste. El transporte sobre esta rampa ha dado origen a los anticlinales de Cumbres Calchaquíes y Altos de la Titora, en los cuales el basamento metamórfico está involucrado y deformado solidariamente con la cobertura sedimentaria. La superficie de despegue profundo estaría aproximadamente a 20 km, coincidiendo con la que postula Mon (1999) para el despegue basal de Cordillera Oriental.

De acuerdo al modelo geométrico estructural para los Andes, construido en función de la inclinación de subducción de la placa de Nazca, las franjas de corrimiento se encuentran asociadas con subducción de alto ángulo y los levantamientos de bloques de basamento con subducción de bajo ángulo. En la zona de estudio, las estructuras no siguen este modelo y coincide con el segmento de transición definido por Grier *et al.* (1991), en donde la inversión de la cuenca de rift cretácica de Salta y la diferencia mecánica entre terrenos con y sin estructuras de rift, fue lo que controló la tectónica del antepaís.

Conclusiones

El valle de Choromoro es una depresión tectónica que actuó como cuenca sedimentaria para el detrito de las Formaciones Ticucho y Acequiones. La geometría estructural actual es el resultado de su historia tectónica relacionada a la superposición de varias cuencas sedimentarias y al desarrollo de dos estilos estructurales, piel delgada y piel gruesa, definiendo un estilo combinado de deformación. La deformación de piel gruesa estuvo condicionada por las fallas normales pre-existentes que formaron parte del rift cretácico y que fueron invertidas durante la compresión cenozoica y también por el comportamiento mecánico del basamento metamórfico. El transporte tectónico continuó hacia el este, en el antepaís, a través de un sistema imbricado de piel delgada asociado a una superficie somera de despegue (2,5-3 km), generando la lámina de corrimiento Choromoro en el interior de la cuenca. La deformación de piel delgada determinó el estilo estructural de las unidades del Grupo Choromoro que tiene una historia de deformación compresiva cenozoica. Estas unidades representan el antepaís fracturado, afectado por fallas inversas que integran un sistema imbricado. En un contexto regional la cuenca de Choromoro es un área de transición con rasgos comunes a las provincias geológicas Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental, cuyos límites confluyen en esta área.

Agradecimientos

Este trabajo es un resumen parcial de mi tesis doctoral, presentada ante la Universidad Nacional de Tucumán y dirigida por el Dr. Ricardo Mon. Agradezco el apoyo brindado por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Tucumán, en la etapa de inicio del trabajo, mediante una beca de iniciación. Mi agradecimiento especial al Dr. Mon por su dedicación y colaboración tanto en las tareas de gabinete y campo, así como a colegas que prestaron su valioso aporte. También agradezco a YPF S.E, en la persona del Dr. Mateo Turic por facilitarme las líneas sísmicas y a Gustavo que con su lectura crítica y comentarios me ayudó a mejorar sustancialmente los contenidos. Al Dr. Ernesto Cristallini por sus valiosas observaciones y a otro árbitro anónimo que con sus críticas colaboraron en mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abascal, L. del V., 1999. Lineamiento El Brete: conjunto de estructuras oblicuas en el extremo sur de Cordillera Oriental. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 433-435, Salta.
- Abascal, L. del V. y Mon, R., 1998. Estructura del extremo sur del rift Cretácico Salta, noroeste de Argentina. Memorias del 13° Congreso Geológico de Bolivia, 1: 39-44, Potosí.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Bossi, G., 1969. Geología y Estratigrafía del sector sur del Valle del Choromoro. *Acta Geológica Lilloana* 10(2): 17-64, Tucumán.
- Boyer, S.E. y Elliott, D., 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 66: 1196-1230.
- Chester, J.S. y Chester, F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, 12: 903-910.
- Elliott, D., 1976. The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Geological Society of London* A283: 289-312.
- Gavriloff, I.J.C. y Bossi, G.E., 1992a. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), Provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 17(2): 5-43.
- González, O.E., 2000. Hoja Geológica 2766-2 San Miguel de Tucumán. SEGEMAR, 124 p., Buenos Aires.
- Grier, M., Salfity, J. y Allmendinger, R., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (4): 351-372.
- Hernández, R.M., Galli, C.I. y Reynolds, J., 1999. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino, Relatorio, 14° Congreso Geológico Argentino*, 316-328, Salta.
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 9: 207-219.
- Johannis, P.E., 1994. Sección estructural del valle de Trancas-Choromoro-Río Salí, Dpto. Trancas, pcia de Tucumán. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.
- Jordan, T., Isaacs, B., Allmendinger, R., Brewer, J. Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. *Geological Society America, Bulletin* 94: 341-361.
- Mackin, J.H., 1950. The down-structure method for viewing geologic maps. *Journal of Geology* 58: 55-72.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74: 921-945.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes, En la provincia de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 65-72, Buenos Aires.
- Mon, R., 1999. Cordillera Oriental. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino, Relatorio, 14° Congreso Geológico Argentino*, 426-431, Salta.
- Mon, R. y Urdaneta, A., 1972. Introducción a la geología de Tucumán, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27: 309-329.
- Ramos, V.A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina, SEGEMAR, Anales* 29: 651-682.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., 560 p. New York.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1999. La cuenca cretácica-terciaria del norte argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina, SEGEMAR, Anales* 29: 613-626.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A., 1984. Fault-propagation folding. *Geological Society America Bulletin. Abstracts with Programs*, 16: 670.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae* 83: 409-454.
- Woodward, N.; Boyer, S.E. y Suppe, J., 1989. Balanced cross-sections: An essential technique in geological research and exploration. 28th International Geological Congress Short course 6, 131p., Washington, D.C.

Recibido: 01/12/04
Aceptado: