

Interferencia de pliegues en el valle del río Juramento – Cordillera Oriental (provincia de Salta)

Ricardo MON¹, César Rubén MONALDI² y José Antonio SALFITY³

¹Facultad de Ciencias Naturales e IML-Conicet. Miguel Lillo 205, 4000 S.M. de Tucumán. E-mail: monr@satlink.com

²Conicet. La Rioja 698, 4400 Salta. E-mail: crmonaldi@arnet.com.ar

³Universidad Nacional de Salta-Conicet. Pasaje Roldán 57, 4400 Salta. E-mail: salfity@impsat1.com.ar

RESUMEN. La estructura del área del curso superior del río Juramento difiere de la de los terrenos situados a lo largo del rumbo regional tanto hacia el norte como hacia el sur. Las estructuras de orientación N-S están afectadas por una significativa componente de acortamiento en esa misma dirección, responsable de una figura de interferencia del plegamiento de escala kilométrica. Esta estructura está asociada a una falla oblicua con desplazamiento de rumbo, interpretada como una rampa lateral de magnitud regional. El desplazamiento a lo largo de esta rampa lateral oblicua genera las componentes de acortamiento de dirección N-S, responsables de la compleja deformación de la lámina colgante. Las capas de calizas cretácicas de la Formación Yacoraite forman un manto continuo que permite definir con precisión la geometría de los pliegues. Los dos juegos de pliegues ortogonales muestran un diseño de interferencia de domos y cuencas. El curso superior del Juramento está situado en la pronunciada depresión estructural entre el anticlinal del Crestón cuyo eje buza hacia el norte y el anticlinal de Castillejo-El Presidio que buza hacia el sur. Ambos son pliegues mayores fuertemente curvados, con su lado cóncavo hacia el oeste, que involucran al basamento. Aquí se postula que la figura de interferencia mencionada más arriba está formada por pliegues propagados por fallas, relacionados a la reactivación de antiguas fallas directas cretácicas de rumbo E-O que interactuaron con otras más jóvenes de rumbo N-S (pliocenas).

Palabras clave: *Rampa lateral, Interferencia, Pliegues, Acortamiento, Rift cretácico*

ABSTRACT. *Intrference of folds in the Juramento Valley - Eastern Cordillera (Salta).* The structure in the area of the upper valley of Juramento river differs from regions along strike to the north and to the south. The N-S structural fabric associated with the Andean orogeny (Upper Pliocene) is affected by an important N-S shortening component which is responsible for a kilometric scale folding interference pattern. These structures are associated with a major oblique strike-slip fault interpreted as a lateral ramp. The displacement along this oblique lateral ramp generated the N-S shortening components responsible of hanging wall complex deformation. Continuous Cretaceous limestone units (Yacoraite Formation) in the middle of the cover sequence allow the fold geometries to be accurately defined. The two orthogonal fold sets show dome and basin interference pattern. The upper Juramento valley is located in a pronounced structural depression between the north plunging Creston anticline and the southward plunging Castillejo-El Presidio anticline. Both are major strongly curved basement involved folds with the concave side to the west. Here we postulate that the interference pattern mentioned above is formed by fault – propagation folds related to the reactivation of ancient E-W Cretaceous normal faults which interacted with younger N-S striking Andean (Pliocene) faults.

Key words: *Lateral ramp, Interference, Folds, Shortening, Cretaceous rift*

Introducción

En la zona de confluencia de los ríos Guachipas y Arias y en ambos márgenes del alto valle del río Juramento (Fig. 1) se desarrolla un sistema de interferencia de pliegues de escala kilométrica, muy bien expresado en las calizas cretácicas de la Formación Yacoraite. Se produce allí la interferencia entre pliegues con ejes de rumbo norte-sur con otros de rumbo este-oeste, que marcan dos direcciones perpendiculares de acortamiento. Esta estructura, que difiere nítidamente de la de los tramos de la Cordillera Oriental situados más al norte y más al sur, está expuesta en un área de sierras bajas, que no superan los 2.500 m de altitud, cubiertas por vegetación subtropical.

Parte del área está cubierta también por el lago del embalse de Cabra Corral. En este sector el valle del río Juramento se implanta en una marcada depresión estructural hacia donde buzan los ejes de los pliegues. El eje del anticlinal que coincide con las cumbres de Castillejo y El Presidio (prolongaciones australes de la sierra de Mojotoro) buza hacia el sur, mientras que el anticlinal de El Crestón y otros pliegues de menor magnitud buzan hacia el norte conformando un surco estructural curvado. Los pliegues de esta franja están marcados por un conjunto de crestones y depresiones formados principalmente por las calizas dolomíticas cretácicas. Además de estas estructuras especiales, en el área se producen cambios estratigráficos significativos, tales como el acuñamiento

total de la parte basal de la secuencia cretácica del Grupo Salta (Subgrupo Pírgua) en muy pocos kilómetros de sur a norte; asimismo, las secuencias paleozoicas inferiores experimentan una brusca truncación hacia el sur. Estas particularidades estratigráficas y estructurales están condicionadas por la presencia de una rampa lateral mayor de rumbo noroeste (Vergani y Starck 1989), coincidente con el lineamiento El Toro. Se supone que los movimientos transpresivos a lo largo de esta rampa son los que han generado componentes de acortamiento de rumbo nortesur que han interferido con los de rumbo este-oeste comunes a toda la Cordillera Oriental en esta región (Mon *et al.* 2002). El plegamiento de la secuencia cretácica se atribuye a los movimientos pliocenos de la orogenia andina.

Estratigrafía

La sucesión estratigráfica aflorante en el área del mapa de la figura 1 comprende cuatro secuencias mayores: (1) basamento neoproterozoico-cámbrico inferior cubierto en discordancia angular por (2), una serie de sedimentitas marinas de edad cámbrica superior-ordovícica inferior. Sobre ambas secuencias yacen en discordancia (3) depósitos continentales acumulados durante el Cretácico Superior-Paleógeno, los que a su vez están cubiertos en discordancia por (4) sedimentitas continentales acumuladas en el Neógeno.

El basamento (Grupo Lerma) consiste en pelitas, areniscas y calizas, afectadas por metamorfismo de muy bajo grado; su espesor se estima en varios kilómetros. El Paleozoico (Grupos Mesón y Santa Victoria) está compuesto por cuarcitas, areniscas y pelitas depositadas en ambientes de plataforma marina somera (Moya 1998), y tiene un espesor próximo a los 1.000 metros. La sucesión del Cretácico-Paleógeno (Grupo Salta) se acumuló en una cuenca de tipo rift. La etapa inicial (sin-rift) de esta cuenca está representada por conglomerados y areniscas rojas asignadas al Subgrupo Pírgua, de ambiente fluvial y con espesores variables, que alcanzan como máximo 3.500 metros en el área considerada (Salfity 1982). El estadio post-rift involucra depósitos de areniscas, pelitas y calizas, acumulados en ambientes continentales y marino restringido, asignados a los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. El espesor sumado de ambas entidades es de aproximadamente 800 metros. Por último, los depósitos del Neógeno consisten en una sucesión granocreciente de pelitas, areniscas y conglomerados, acumulados en una cuenca de antepaís. Se asignan al Grupo Orán (Russo y Serraioto 1979) y su espesor es de alrededor de 2.000 metros

Geometría y espesores del relleno del rift del Grupo Salta

En el área cartografiada en la figura 1 están ampliamente representados los depósitos del rift del Grupo Salta, mien-

tras que en las secciones transversales de la figura 2 se aprecian los pronunciados cambios que se verifican en el espesor de la secuencia sin-rift del Subgrupo Pírgua. Estos reflejan claramente la geometría de la cuenca. Los espesores máximos del Subgrupo Pírgua afloran en el flanco occidental del anticlinal de El Crestón donde alcanzan valores próximos a los 3,5 km (Salfity 1982). Hacia el norte y hacia el oeste el espesor disminuye rápidamente. En el flanco occidental del anticlinal de Mojotoro, al norte de la sierra de Castillejo, el Subgrupo Pírgua se acuña por completo hasta desaparecer; allí las calizas de la Formación Yacoraité, pertenecientes al Subgrupo Balbuena, se apoyan directamente sobre el Paleozoico. En el perfil II de la figura 2 se muestra la brusca disminución de espesor que experimenta el Subgrupo Pírgua al oeste de la *falla del Dique* (Fig. 1), que representaba probablemente una falla normal asociada a un escalón dentro del rift cretácico invertida posteriormente por la tectónica andina. Se presume que hacia el oeste de esta falla el espesor se mantiene aproximadamente constante.

Estructura

En este segmento la Cordillera Oriental está formada por dos cinturones plegados y fallados, separados por una depresión central que coincide con el valle de Lerma. Las estructuras del Juramento, que se muestran en el área cartografiada de la figura 1, forman parte del cinturón plegado situado al este de dicho valle. A continuación se describen sus rasgos estructurales sobresalientes.

Anticlinal de Castillejo-El Presidio

El anticlinal mayor con núcleo de basamento metamórfico que coincide geográficamente con las cumbres de Castillejo y del Presidio es la estructura más destacada. Su eje de rumbo nordnoroeste-sudsudeste buza pronunciadamente hacia el sur hasta la depresión del río Juramento. Es un pliegue asimétrico con su flanco más empinado hacia el este (véase perfil I de la figura 2). Su flanco occidental presenta complicaciones estructurales que se describen más adelante. Vista en planta es una estructura fuertemente curvada que forma un arco cóncavo hacia el oeste (Fig. 1). En su extremo sur está desgarrada por una falla de rumbo este-oeste con una significativa componente de desplazamiento de rumbo (*Falla de la Línea*, Figura 1) que empalma con otra inversa de rumbo norte-sur y vergencia hacia el oeste (*Falla del Dique*). El movimiento a lo largo de estas fallas ha hecho que el flanco oriental del pliegue esté desplazado y corrido sobre el occidental provocando una truncación total del anticlinal mayor. El acortamiento en dirección este-oeste varía notablemente al norte y al sur de la falla de la Línea: al norte es del 16% en tanto que hacia el sur llega al 24%; el acortamiento en dirección norte-sur es solo de 8% (véase perfiles I, II y III de la figura 2). Dado que estos perfiles no son estrictamente paralelos a la dirección de transporte

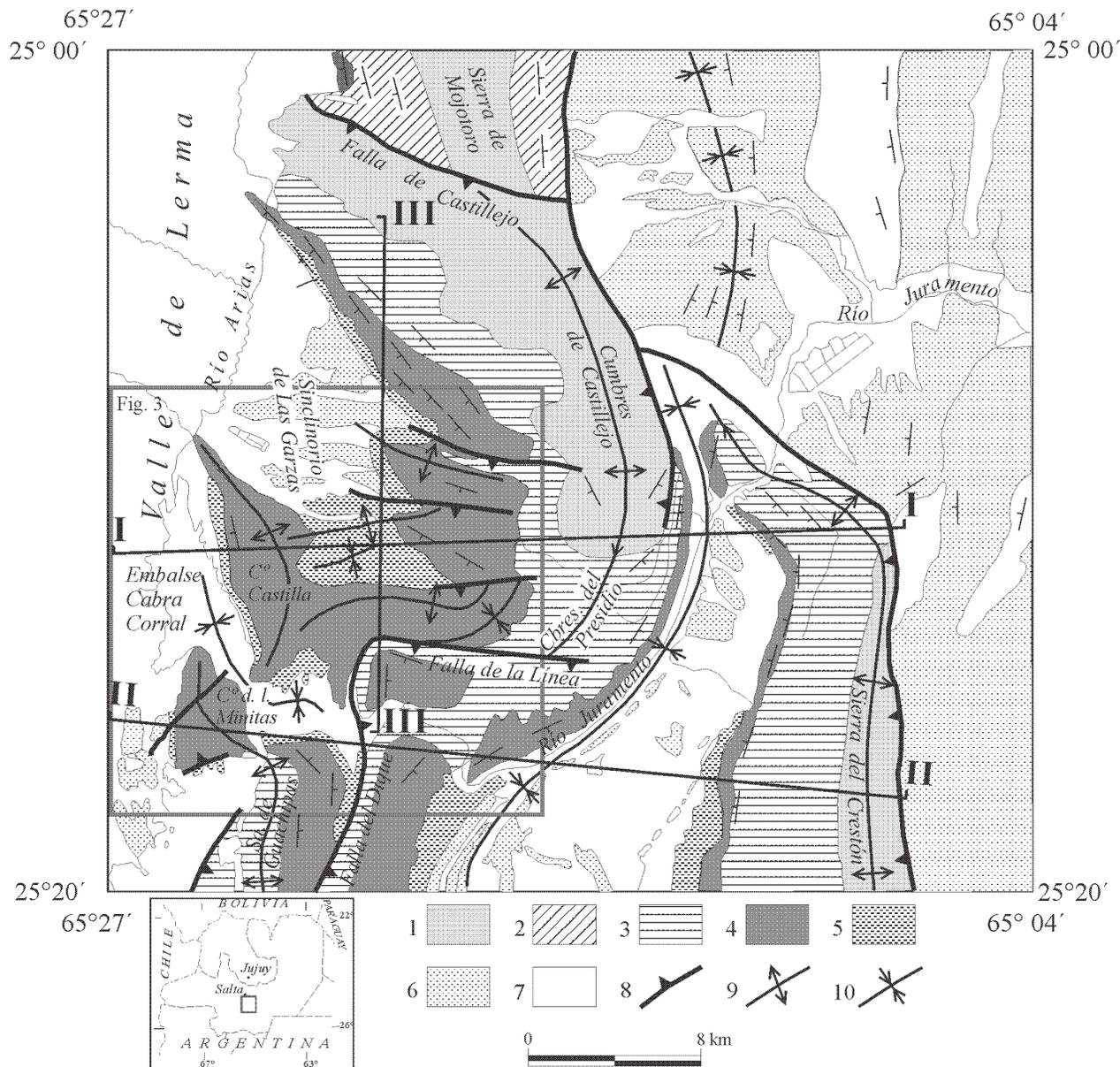


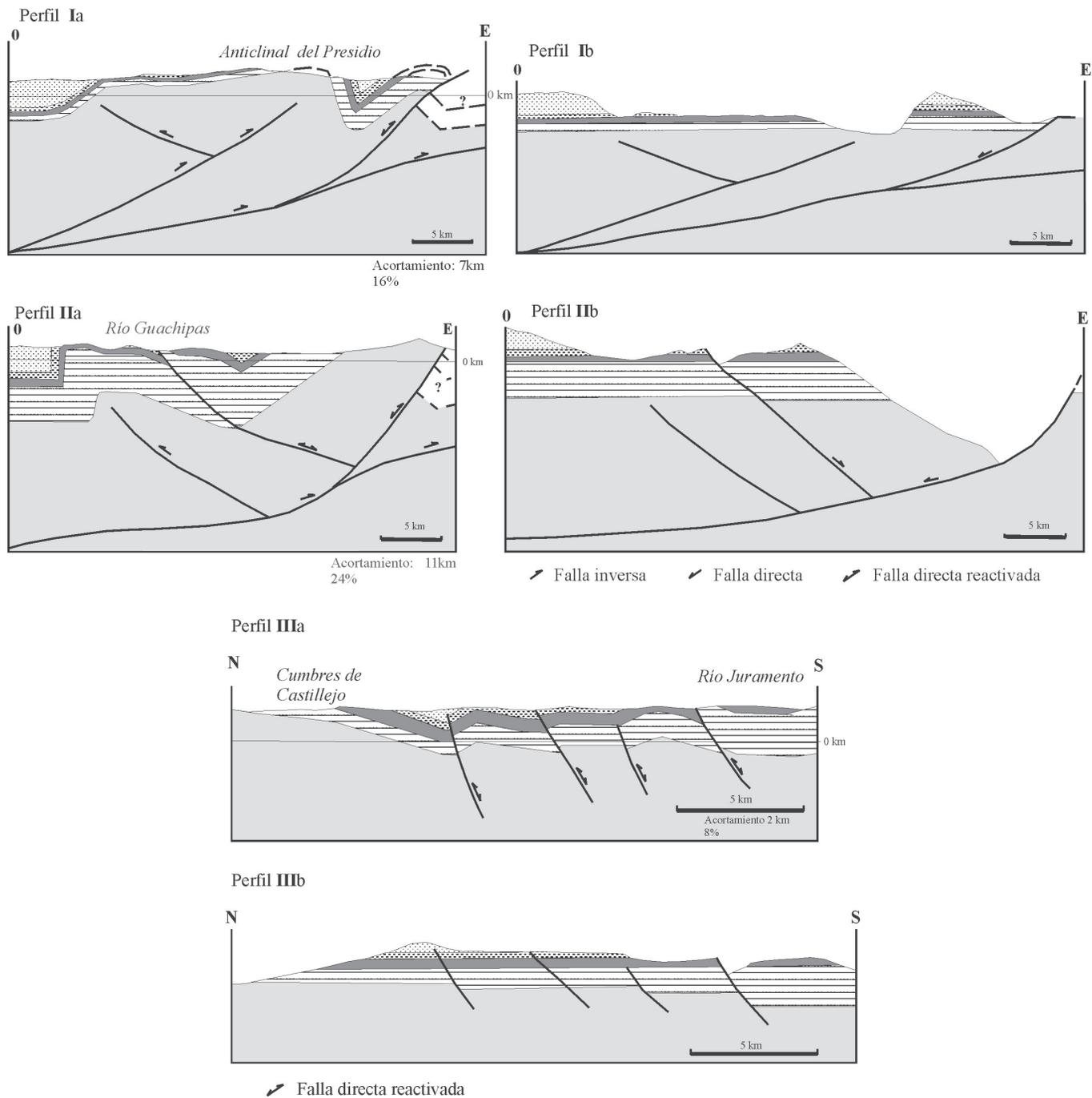
Figura 1: Mapa geológico de la comarca del río Juramento, basado en datos e interpretaciones de los autores y en trabajos inéditos de Ortiz (1962), Freytes (1965) y Rodríguez (1996). 1) Basamento metamórfico proterozoico; 2) Paleozoico inferior no diferenciado; 3) Subgrupo Pirgua; 4) Subgrupo Balbuena; 5) Subgrupo Santa Bárbara; 6) Neógeno; 7) Depósitos cuaternarios; 8) Falla inversa; 9) Anticlinal; 10) Sinclinal. Se indican las trazas de los perfiles I, II y III de las figuras 2, y el recuadro del área que ocupa la figura 3.

tectónico, los acortamientos indicados deben considerarse como valores relativos mínimos.

Estructuras plegadas situadas sobre el flanco occidental del anticlinal de Castillejo-El Presidio

Hacia el oeste del cierre de este anticlinal se ubica la zona de interferencia de pliegues de las nacientes del río Juramento. En ella se destaca una gran estructura sinclinal (*Sinclinorio de Las Garzas*, figura 1) cuyo eje tiene buzamiento hacia el nordnoroeste. Sus flancos están replegados por pliegues cruzados de rumbo este-oeste, con

ligeras variaciones tanto hacia el noreste como hacia el noroeste. Los flancos de estos pliegues de segundo orden están afectados por fallas de poco rechazo, evidentes por los desplazamientos que afectan a las calizas de la Formación Yacoraite (Perfil III de la figura 2). El anticlinal más austral, dentro de este sistema de pliegues cruzados, es asimétrico con su flanco más empinado hacia el norte. Hacia el oeste del sinclinorio de Las Garzas se ubica el anticlinal del cerro Castilla (Fig. 1) cuyo eje es también curvado con un arco cóncavo hacia el oeste y buzamiento tanto hacia el noroeste como hacia el sudoeste. Hacia el sudoeste del anticlinal del cerro Castilla se manifiestan un sinclinal y un anticlinal pronunciadamente curvados que,



Figuras 2: Perfiles transversales I, II y III, cuyas trazas están ubicadas en la figura 1. Referencias estratigráficas como en la figura 1.

en planta, presentan forma sigmoidal. El eje del sinclinal coincide con el cauce de los ríos Arias y Juramento, cubiertos en este lugar por el lago del embalse de Cabra Corral. El anticlinal, fuera de su eje pronunciadamente sigmoide, tiene dos culminaciones: una que coincide geográficamente con el cerro de las Minitas y otra que corresponde al extremo norte de la sierra de Guachipas. El cerro de Las Minitas es un anticlinal completamente cerrado, en cuyo núcleo afloran las areniscas rojas del Subgrupo Pirgua. Visto en planta presenta sus ex-

tremos sudeste y sudoeste dos ramificaciones de segundo orden. Su flanco sur es muy empinado e incluso invertido, y está limitado por una falla de rumbo este-oeste cuyo plano inclina hacia el norte. El anticlinal que coincide con la sierra de Guachipas, representa otra culminación de la misma estructura y su eje buza hacia el noroeste. Es un pliegue asimétrico con su flanco occidental invertido y fallado. Sobre su flanco oriental de muy baja inclinación, cabalga una secuencia que pertenece a la prolongación hacia el sur del flanco oriental del anticlinal de Cas-

tillejo-El Presidio, en cuya base aflorante se encuentran capas de areniscas rojas del Subgrupo Pirgua. En este sector el flanco occidental del anticlinal de El Presidio se encuentra suprimido tectónicamente.

Anticlinal del Crestón

El anticlinal del Crestón coincide geográficamente con la sierra del mismo nombre. Es un pliegue asimétrico con su flanco más empinado y fallado hacia el este, en cuyo núcleo afloran el basamento proterozoico y una espesa secuencia de capas rojas del Subgrupo Pirgua. Se trata también de una estructura pronunciadamente arqueada, con su parte cóncava hacia el oeste, cuyo eje describe un arco similar al eje del anticlinal de Castillejo-El Presidio; ambas estructuras guardan cierto paralelismo, aunque el anticlinal del Crestón está desplazado hacia el sudeste, en posición escalonada con respecto al primero (Fig. 1).

Las fallas de los flancos orientales de ambos anticlinales son manifestaciones, dispuestas en posición escalonada, del cabalgamiento mayor que transporta a las láminas de basamento de la Cordillera Oriental sobre el cinturón subandino, representado en este tramo con el llamado Sistema de Santa Bárbara (Fig. 1). Este cabalgamiento constituye una superficie de despegue situada entre los 15-20 km. de profundidad, que puede representar una reactivación del llamado frente oclóyico (Vergani y Starck 1989; Grier 1990). Aparentemente, el tramo que se encuentra por debajo de la estructura de Castillejo-El Presidio es menos profundo que el de El Crestón.

Considerando las secciones transversales de toda el área (Fig. 2), se verifica que, en conjunto, el cinturón plegado al este del valle de Lerma coincide con un abanico de fallas divergentes situado en su subsuelo profundo. Estas condicionaron la configuración del plegamiento con pliegues propagados por fallas que se manifiestan en superficie. Resulta también evidente que el basamento está involucrado en el plegamiento que afecta a la cobertura tanto en la lámina de Castillejo-El Presidio como en la del Crestón, tal como ocurre en la mayor parte de la Cordillera Oriental al sur de los 22° latitud S.

Discusión

La geometría de las estructuras cartografiadas (Figs. 1 y 3) tiene notable parecido con los diseños bidimensionales de domos y cuencas que presentan las figuras de interferencia de tipo 2 o 1 (+2) de Ramsay y Huber (1987). Estas últimas obedecen a dos fases de plegamiento superpuestas donde los ejes de la segunda fase intersectan a los de la primera a aproximadamente 90° y donde los planos axiales de los pliegues de la primera generación varían entre la posición horizontal y ángulos menores que 90°. Sin embargo se han descrito también estructuras que muestran diseños parecidos a figuras de interferencia de dos fases pero que, en realidad, obedecen a una fase única de deformación constrictiva, donde las capas expe-

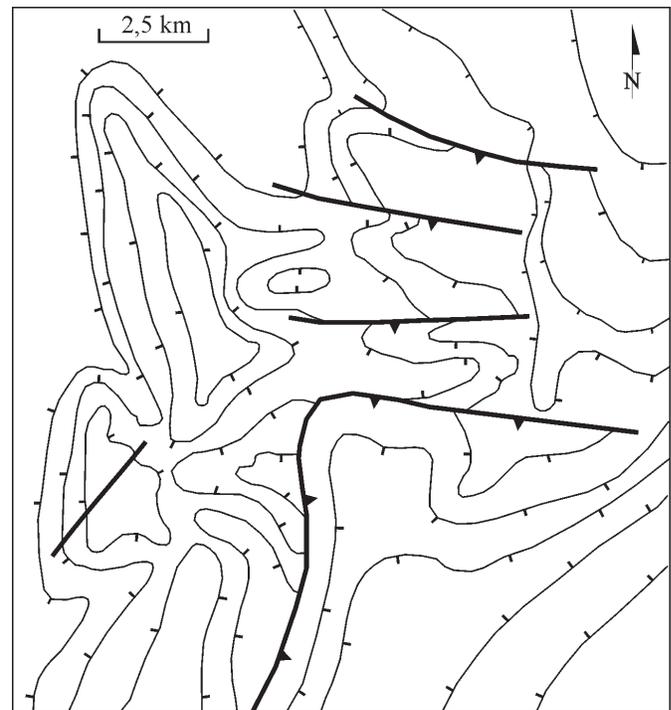


Figura 3: Reconstrucción con líneas de forma de la estructura de la zona de interferencia de pliegues. Los segmentos cortos sobre las líneas indican las direcciones de inclinación de los estratos.

rimentan acortamiento en todas las direcciones horizontales y alargamiento vertical (Ramsay y Huber 1983). Ambos tipos de estructuras han podido ser reproducidos en modelos de laboratorio. Como ejemplo de los primeros, con dos fases de acortamiento perpendiculares, están los obtenidos entre otros por Gosh *et al.* (1993) y Johns y Mosher (1996), y como ejemplo de modelos de una sola fase constrictiva están los presentados por Ghosh *et al.* (1995). Además de los modelos de laboratorio se han estudiado numerosos modelos naturales de plegamientos superpuestos, donde incluso han podido datarse cada uno de los episodios con precisión, tal como lo mencionan, por ejemplo, Weil *et al.* (2000) para el arco cantábrico. También en el arco cantábrico, en la unidad de Ponga, se han producido interferencias de pliegues por deformación de una lámina constituida por secuencias paleozoicas, transportada tectónicamente sobre un sistema de rampas frontales y laterales, lo que ha generado distintas direcciones de acortamiento responsables de las figuras de interferencia que se manifiestan en superficie (Alvarez Marrón 1995). En este caso, los pliegues están relacionados a inflexiones en el plano de falla (*fault-bend folds*) y la configuración del plegamiento refleja la geometría de las rampas.

En lo que se refiere a las estructuras de la comarca de Juramento, que muestran marcada similitud geométrica con muchos ejemplos de pliegues superpuestos naturales y con modelos experimentales, no hay argumentos como para admitir la existencia de dos fases de plegamiento cronológicamente diferenciadas. Se supone que la gene-

ración de acortamientos de dirección norte-sur es el resultado del desplazamiento paralelo al rumbo a lo largo de la rampa oblicua de El Castillejo (Vergani y Starck 1989; Mon *et al.* 2002), durante una fase única de compresión horizontal de dirección este-oeste. Los pliegues cartografiados involucran al basamento y se han formado en zonas muy superficiales de la corteza sin ninguna intervención de procesos metamórficos. La participación del basamento en el plegamiento distingue a estas estructuras de otras formadas en ambientes similares como, por ejemplo, el arco cantábrico, donde las capas plegadas están despegadas de su zócalo (*thin-skinned structure*), formadas mayoritariamente por secuencias sedimentarias y donde los pliegues obedecen a inflexiones en el plano de falla. En el borde del valle de Lerma, Vergani y Starck (1989) describen pliegues que involucran al basamento y que estarían asociados a rampas y al despegue en el subsuelo de una delgada lámina de basamento. Serían, de acuerdo a esta propuesta, también pliegues asociados a inflexiones en el plano de falla (*fault bend folds*) donde el basamento está involucrado.

Aquí, para estas mismas estructuras, se postula otro origen: se supone que los movimientos andinos actuaron sobre un sistema de fallas previo, tanto de rumbo este-oeste como norte-sur, asociado a un borde de la cuenca cretácica, produciendo su reactivación con la intervención de componentes de acortamiento de dirección norte-sur y además generando nuevas fallas de rumbo meridiano. La interacción y los movimientos de estos dos juegos de fallas serían los responsables de la generación de la interferencia de pliegues cruzados descritos más arriba. Se trataría de pliegues propagados por fallas (*fault-propagation folds*) con la participación de acortamientos norte-sur y este-oeste. Este modelo parece compatible con las observaciones de campo sintetizadas en los perfiles de la figura 2 y con la estructura regional de la Cordillera Oriental al sur del paralelo 22° S, donde se reconoce que ella está formada por el cabalgamiento de espesas láminas de basamento proterozoico despegadas de un sustrato próximo a los 15 km. de profundidad. La presencia de esta superficie de despegue profunda por debajo de este segmento de la Cordillera Oriental fue postulada por Grier (1990) y confirmada más al norte (23°S) de la región estudiada mediante observaciones sismológicas por Cahill *et al.* (1992).

Conclusiones

La Cordillera Oriental entre los 22° y 26° de latitud S está formada por pliegues fallados paralelos que involucran al basamento proterozoico y que, en profundidad, representan espesas láminas despegadas de su sustrato. Esta estructura simple sufre complicaciones en los lugares donde el orógeno está intersectado por fallas preandinas pronunciadamente oblicuas, con notables desplazamientos de rumbo (Abascal y Mon 1998; Mon 2001; Mon *et al.* 2002), que se comportaron como rampas laterales durante la deformación neógena. La estructura que

aquí se trata puede corresponder a una figura de interferencia mayor generada por dos direcciones de plegamiento asociadas a dos sistemas de fallas, uno cretácico intersectado por otro posterior correspondiente a los movimientos andinos pliocenos. Se concluye que las estructuras cartografiadas responden a una situación geodinámica particular distinta del simple acortamiento de rumbo este-oeste común a gran parte del orógeno de la Cordillera Oriental.

Agradecimientos

Este trabajo pudo hacerse gracias al apoyo material de subsidios del CONICET, Universidad Nacional de Salta y Universidad Nacional de Tucumán, instituciones a las que les manifestamos nuestro reconocimiento. Agradecemos la revisión crítica del manuscrito a los árbitros E. Cristallini y A. Massabie, que permitió mejorar considerablemente este trabajo. Las ilustraciones fueron ejecutadas por María Vaca del CONICET (Tucumán).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abascal, L. y Mon, R., 1998. Estructura del extremo sur del rift cretácico Salta, noroeste de Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano, 1: 39-44. Potosí.
- Alvarez Marrón, J., 1995. Three dimensional geometry and interference of fault-bend folds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 17: 549-560.
- Cahill, T. H., Isacks, B. J., Whitmann, D., Chatelain, J., Perez, A. y Chiu, J., 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy province, northwestern Argentina. *Tectonics*, 11: 944-959
- Freytes, E.A., 1965. Estudio de las relaciones tectónicas en la zona del vado del río Guachipas. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Seminario II (inédito), 35 p., Salta.
- Ghosh, S.K., Mandal, N., Sengupta, S., Deb, S.K. y Khan, D., 1993. Superposed buckling in multilayers. *Journal of Structural Geology*, 15: 95-111.
- Ghosh, S.K., Khan, D. y Sengupta, S., 1995. Interfering folds in constrictional deformation. *Journal of Structural Geology*, 17: 1361-1373.
- Grier, M.E., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. Ph.D. Thesis Cornell University, (inédita) 178p., Ithaca.
- Johns, M.K. y Mosher, S., 1996. Physical models of regional fold superposition: the role of competence contrasts. *Journal of Structural Geology*, 18: 475-492.
- Mon, R., 2001. Estructuras curvadas y levantamientos verticales en la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Tucumán). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56: 367-376.
- Mon, R., Monaldi, C.R. y Salfity, J., 2002. Structural complexities associated with lateral ramps in the Eastern Cordillera, Central Andes of Argentina. 5th International Symposium on Andean Geodynamics, 421-424, Toulouse.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 219-238.
- Ortiz, A., 1962. Estudio geológico de las sierras de Castillejo, Dto. Capital, Salta. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral (inédita), 56 p., Salta.

- Ramsay, J.G. y Huber, M., 1983. The techniques of Modern Structural Geology. 1: 307 p., Academic Press Inc., Londres.
- Ramsay, J.G. y Huber, M. 1987. The techniques of Modern Structural Geology. 2: 391 pp., Academic Press, Londres.
- Rodríguez, R.B., 1996. Geología de la comarca de Cabra Corral, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología, Tesis Profesional (inérita), Salta.
- Russo, A. y Serraioto, A., 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. Actas del Séptimo Congreso Geológico Argentino, 1: 715-730.
- Salfity, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. Actas Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 11-26, Buenos Aires.
- Vergani, G. y Starck, D., 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. Boletín de Informaciones Petroleras, diciembre: 2-9, Buenos Aires.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A. y Parés, J.M., 2000. The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arco Northern Spain). Journal of Structural Geology, 22: 735-756.

Recibido: 8 de julio, 2002

Aceptado: 16 de marzo, 2004