LA ESTRUCTURA DE LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DE MALARGÜE EN LA ZONA DEL RÍO DIAMANTE (34º30'-34º50' L.S.) Y SU RELACIÓN CON LA CORDILLERA FRONTAL, PROVINCIA DE MENDOZA

Martín M. TURIENZO

CONICET-INGEOSUR, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. E-mail: turienzo@uns.edu.ar

RESUMEN

La faja corrida y plegada de Malargüe es un cinturón orogénico de piel gruesa desarrollado principalmente en el Mioceno-Plioceno durante la orogenia andina, en la provincia de Mendoza. En base a un detallado mapeo de campo, información sísmica y de perforaciones, se realizaron tres secciones estructurales balanceadas resultando un acortamiento promedio de 14, 2 km (24%) para las rocas del basamento y de la cubierta. Regionalmente, la estructura está conformada por dos importantes ascensos del basamento entre los cuales queda configurada una zona donde predomina la deformación en la cubierta sedimentaria. En la zona occidental se desarrollan tres grandes cuñas de basamento asociadas a corrimientos producidos por la compresión andina las cuales se insertan en la cubierta sedimentaria (a lo largo del yeso de las Formaciones Tábanos y Auquilco), lo cual muestra la estrecha relación espacial y temporal entre la deformación del basamento y la cubierta. En la región con deformación de piel fina, la abundancia de lutitas y evaporitas en el sector occidental favorece el plegamiento mientras que las unidades más competentes presentes hacia el este forman imbricaciones y estructuras *duplex* (corrimientos Mesón y Sosneado). En el sector oriental, la falta de niveles de despegue dentro de la cubierta dificulta el desarrollo de cuñas de basamento y en cambio tiene lugar una importante deformación mediante retrocorrimientos. Con la continuidad de la compresión, la falla Carrizalito alcanzó la superficie colocando las rocas pre-jurásicas sobre los sedimentos sinorogénicos terciarios en la zona norte y central, mientras que hacia el sur las estructuras de basamento permanecen en el subsuelo.

Palabras clave: *Estructuras de basamento, Tectónica andina, Cordillera Principal, Secciones balanceadas, Faja corrida y plegada de Malargüe.*

ABSTRACT: *The structure of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Rio Diamante area (34º30'-34º50' S.L.) and its relationship with the Cordillera Frontal, Mendoza province.* The Malargüe fold-and-thrust belt is a thick-skinned one developed mainly in Miocene-Pliocene times during the Andean orogeny, in Mendoza province. Based on detailed field mapping, seismic and well information, three balanced structural cross-sections were made resulting an average shortening of 14, 2 km (24%) for basement and cover rocks. Regionally, two basement uplifts occur surrounding a central region where thin-skinned deformation prevails. At the west, three large basement wedges are observed related to thrust faults developed during Andean compression which propagated into the sedimentary cover (along the gypsum of Tábanos and Auquilco Formations). This suggests a close spatial and temporal relationship between basement and cover deformation. In the thin-skinned region, the abundance of shales and salt horizons at the western sector promoted folding while the more competent units placed at the eastern zone are deformed into *duplex* and imbricate thrusts (Mesón and Sosneado thrusts). In the eastern region, lack of detachment levels in the cover rocks made difficult the development of basement wedges and instead important backthrusting occurred. Further compression propagates the Carrizalito fault upwards overthrusting pre-Jurassic rocks on Tertiary synorogenic sediments in the north and central areas, while in the southern area basement structures remain in the subsurface.

Keywords: *Basement structures, Andean tectonics, Cordillera Principal, Balanced cross-sections, Malargüe fold and thrust belt.*

INTRODUCCIÓN

La faja corrida y plegada de Malargüe (Kozlowski *et al.* 1993) es un cinturón orogénico de piel gruesa desarrollado durante la orogenia andina en el sudoeste de la provincia de Mendoza. Esta faja de deformación cenozoica representa a la provincia geológica Cordillera Principal y junto con la Cordillera Frontal (Fig. 1a) conforman los Andes del sur mendocino, ascendidos como resultado de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Las tareas de campo llevadas a cabo en el presente trabajo se realizaron en la región cordillerana del río Diamante, ubicada unos 100 kilómetros al oeste de la ciudad de San Rafael y aproximadamente 90 kilómetros al norte de la localidad de Malargüe, en la provincia de Mendoza (Fig. 1b). La zona de estudio se extiende en sentido latitudinal desde el río Negro hasta el arroyo La Manga y desde las nacientes del arroyo Tordillo hasta

cercanías del paso La Jaula en sentido longitudinal. El relevamiento detallado efectuado en esta región de los Andes permitió el reconocimiento de todas las unidades aflorantes, incluyendo rocas de basamento pre-jurásico que conforman el extremo austral de la Cordillera Frontal, sedimentos Jurásico-Cretácicos que rellenaron el sector sur-mendocino de la Cuenca Neuquina y rocas sedimentarias e ígneas cenozoicas principalmente depositadas en asociación con el levantamiento andino. La geología de la región, particularmente la estratigrafía, ha sido objeto de numerosos estudios entre los que se destacan los trabajos de Gerth (1931), Groeber (1947), Yrigoyen (1953), Volkheimer (1978) y Sruoga *et al.* (2000). En cuanto a la estructura y evolución tectónica en la región del río Diamante, existen diversas contribuciones realizadas tanto en el ámbito de la industria petrolera (Kozlowski 1984, Kozlowski *et al.* 1989, 1993, Baldi *et al.* 1984, Bogetti y Aguerre 1993, Cazau 1993, Manceda y Figueroa 1995) como académico (Nullo *et al.* 1987, Nullo y Stephens 1993, Baldauf *et al.* 1992, Baldauf 1997, Combina *et al.* 1993, Combina 1996, Ramos 2002, Combina y Nullo 2005, Broens y Pereira 2005, Giambiagi *et al.* 2005, Kim *et al.* 2005, Turienzo y Dimieri 2005 a, b, c, 2006, 2008, Turienzo *et al.* 2006, Turienzo 2008, Fuentes y Ramos 2008). Una mención especial merecen las observaciones realizadas por el geólogo alemán Enrique Gerth entre los años 1910 y 1913, publicadas recién en 1931, en la zona entre el río Grande y el río Diamante al sur de Mendoza. En la mencionada contribución, Gerth (1931) analiza y describe con gran claridad y profundidad el comportamiento tectónico y estructural de la región. Dicho autor interpretó la progresión de la deformación hacia el antepaís y reconoció la importancia de los principales eventos diastróficos en base a discordancias observadas en los estratos sinorogénicos terciarios. Destacó la vergencia hacia el este de las estructuras principales aunque reconoció, según sus propias palabras, *"plegamiento hacia atrás de vez en cuando"*. Resaltó

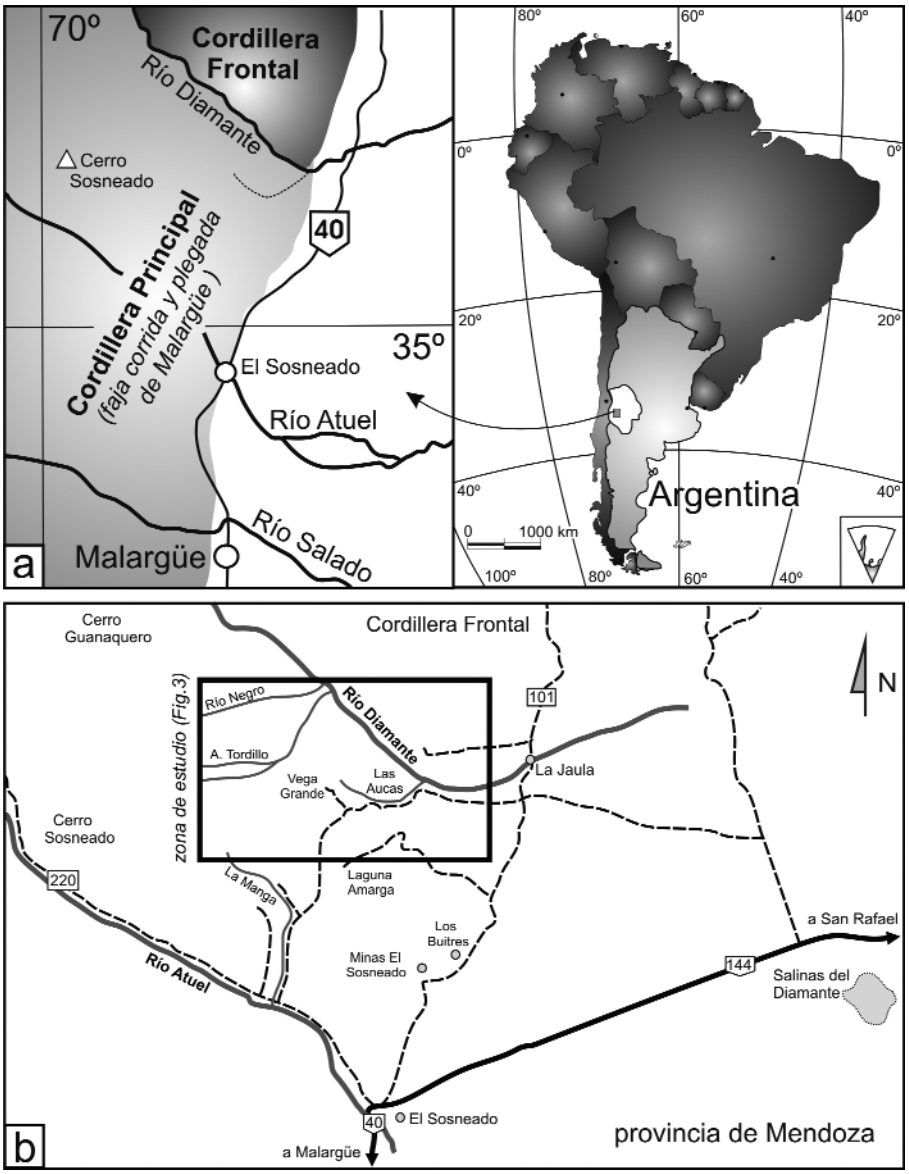

Figura 1: a) Localización de la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal, en la zona del río Diamante. b) Ubicación y accesos al área de estudio.

la importancia del fallamiento y la complejidad del plegamiento, dada por la interacción entre estructuras de basamento a las que llamó de *primer orden, primarias o de "hondura"* y aquellas de *segundo orden o secundarias*, desarrolladas en la cubierta sedimentaria principalmente delante y/o entre las anteriores. Este estilo estructural que relaciona la deformación del basamento y la cubierta, descripto fielmente por Gerth a comienzos del siglo XX, fue posteriormente reafirmado por estudios detallados (algunos sustentados con información de subsuelo) en diversos sitios de la Cordillera Neuquina (Kozlowski *et al.* 1996) y la Cordillera Principal Mendocina (Dimieri 1992, Manceda *et al.* 1992, Kozlowski *et al.* 1993, Rojas y Radic 2002, Turienzo y Dimieri 2005c, Turienzo 2008) e incluyendo esta contribución.

En el presente trabajo se puso particular énfasis en el mapeo de las estructuras tectónicas presentes en la zona de estudio, tanto las que afectan al basamento como a la cubierta sedimentaria, a fin de obtener un riguroso control de los pliegues y fallas allí presentes. Esta información geológica de superficie junto con los datos de subsuelo existentes, líneas sísmi-

cas 2D y perforaciones, permitieron la confección de tres secciones estructurales balanceadas en base a las cuales se calcularon los respectivos acortamientos tectónicos. El objetivo de esta contribución es describir las principales estructuras que tienen lugar en este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe y presentar una interpretación, viable desde el punto de vista geométrico, que ilustre estilo estructural que caracteriza a este segmento andino. Se analizan las diferencias entre las estructuras desarrolladas en el sector occidental respecto al oriental en función de los cambios litológicos observados en las rocas sedimentarias mesozoicas. Finalmente, la disposición tridimensional de las secciones permite reconocer las variaciones a lo largo del rumbo de las estructuras que afectan al basamento y a la cubierta sedimentaria.

MARCO GEOLÓGICO

La geología de los Andes mendocinos es el resultado de diversos eventos tectónicos, tanto compresivos como extensionales, a los que se asocian importantes procesos deformacionales, magmáticos y sedimentarios, que se sucedieron desde el Paleozoico hasta la actualidad (Ramos 1993, 1999). Las rocas presentes en la zona del río Diamante serán descriptas brevemente en base a observaciones de campo propias, destacando la composición general y principalmente el aspecto de las unidades en el terreno ya que el reconocimiento visual es una herramienta esencial para dilucidar las estructuras. Para un mayor detalle de la estratigrafía del área se sugiere la lectura de las diversas hojas geológicas (Groeber 1947, Volkheimer 1978, Sruoga *et al.* 2000). En la figura 2 se muestra un cuadro estratigráfico en el que se resume la denominación, composición y edad de las unidades que afloran en la región, así como también una síntesis de los principales eventos tectónicos en este sector de los Andes. Las estructuras y unidades fueron relevadas en sucesivas campañas a lo largo de 5 años de estudios, lo cual permitió la confección de un mapa geológico a escala 1: 50.000 (Turienzo 2008), que en la presente contribución se muestra de manera simplificada (Fig. 3).

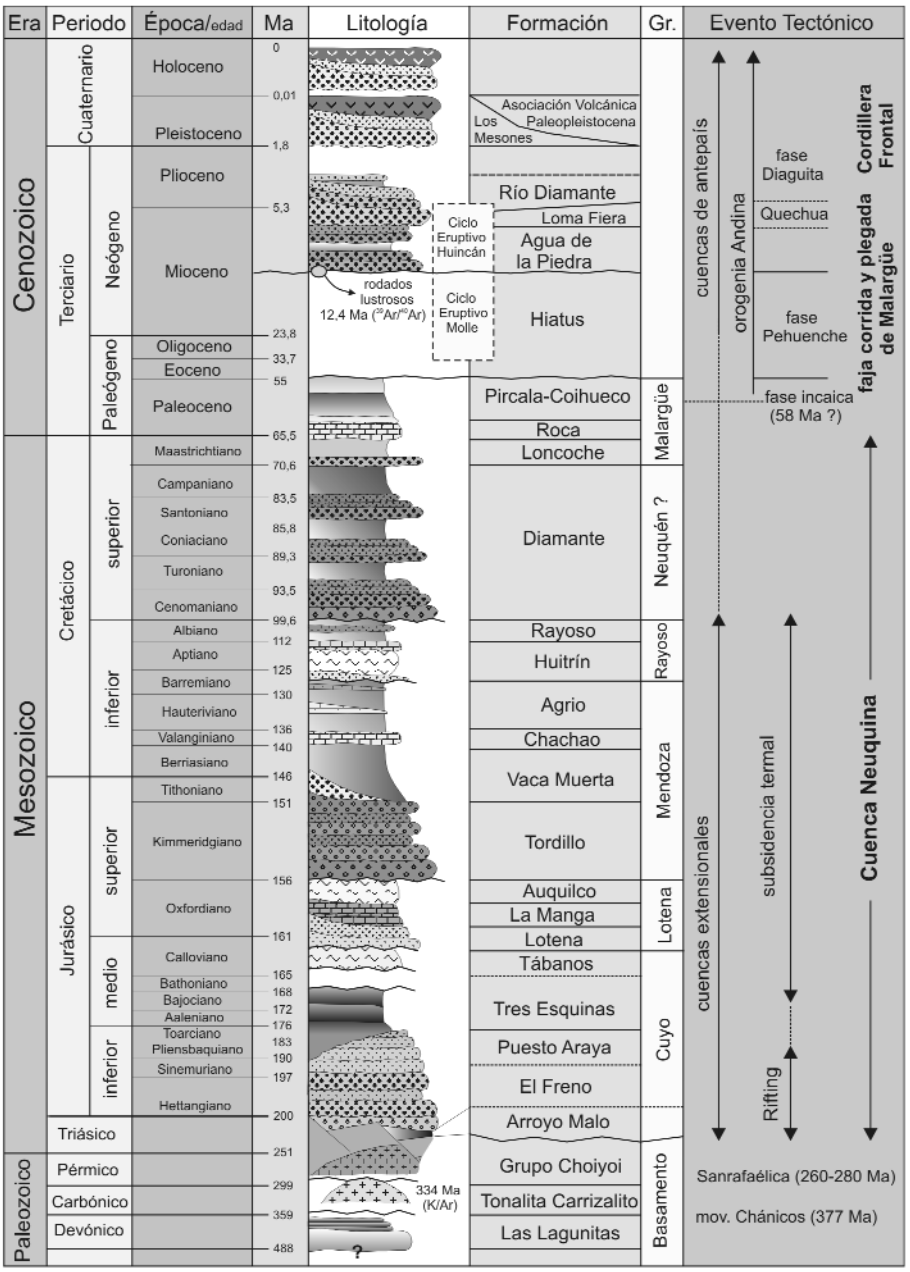

Figura 2: Cuadro estratigráfico de las unidades aflorantes y los principales eventos tectónicos de la región.

Basamento pre-jurásico

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Las Lagunitas, de supuesta edad Devónica (Volkheimer 1978), compuestas por sedimentitas marinas con muy bajo grado de metamorfismo que afloran en el faldeo este y sudeste del Cordón del Carrizalito (Fig. 3). Recientes hallazgos de graptolites permiten reasignar esta unidad al Ordovícico superior (Tickyj *et al.* 2009). En general son areniscas cuarcíticas finas, verdosas y grisáceas, en las cuales se conservan algunas estructuras primarias, y pizarras micáceas, negras a marrón-doradas, con un marcado clivaje. Estos materiales fueron intruidos por la tonalita El Carrizalito, constituida

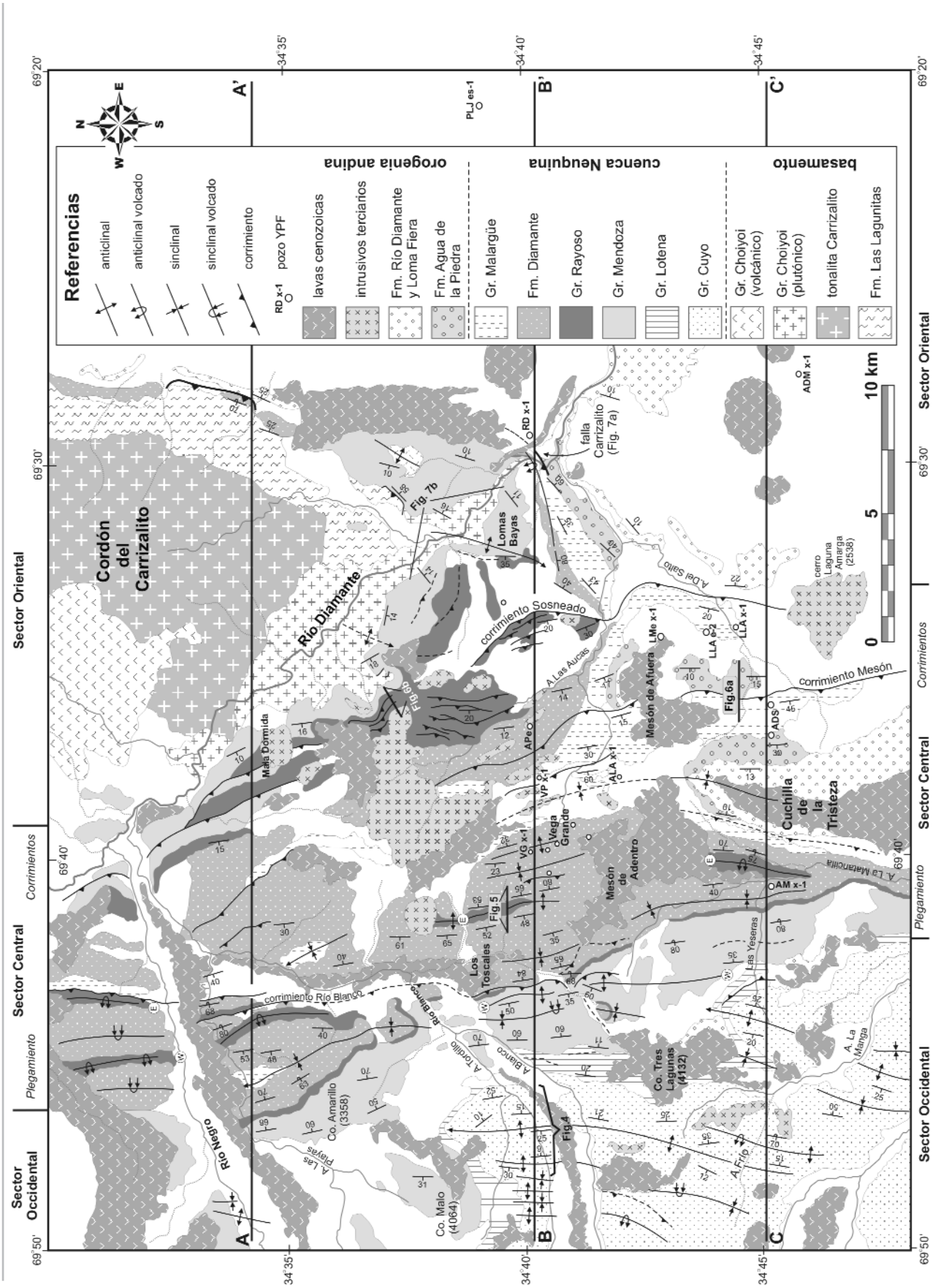

Figura 3: Mapa geológico y estructural de la región del río Diamante (simplificado de Turienzo 2008). Las líneas A, B y C corresponden a las secciones interpretadas (Figs. 8 y 9) y los círculos blancos son los pozos de YPF considerados en las reconstrucciones.

por diversos cuerpos granodioríticos a tonalíticos con numerosos enclaves microgranulares máficos, que conforma gran parte del Cordón del Carrizalito. Dessanti y Caminos (1967) determinaron una edad de 334 ± 16 Ma (K/Ar) por lo cual el emplazamiento de estos cuerpos correspondería al ciclo Carbónico del magmatismo Gondwánico, el cual tendría lugar con anterioridad a la fase orogénica sanrafaélica (Llambías *et al.* 1993). Con posterioridad se produjo la intrusión de granitos y diques riolíticos y la efusión de rocas volcánicas durante el ciclo Choiyoi del magmatismo gondwánico (Pérmico-Triásico). Los afloramientos graníticos, de un color naranja intenso, se encuentran a lo largo del valle del río Diamante (Fig. 3) y anteriormente fueron denominados Granito La Estrechura (Volkheimer 1978). Los materiales extrusivos, principalmente coladas riolíticas y rocas piroclásticas, afloran en el sector norte del área mapeada y fueron previamente incluidos en la Asociación Volcánica La Totora (Volkheimer 1978). Todas estas unidades constituyeron el zócalo sobre el cual luego se desarrolló la cuenca Neuquina. Estudios de meso y microescala de las rocas plutónicas, que representan la mayor parte del basamento en esta región, muestran que éstas tuvieron un comportamiento netamente frágil durante la deformación andina (Turienzo *et al.* 2006).

Sedimentos mesozoicos de la cuenca Neuquina

A fines del Triásico y comienzos del Jurásico comienza la acumulación de sedimentos en el ámbito de las provincias de Neuquén y Mendoza iniciándose así el desarrollo de la cuenca Neuquina. Existe un consenso generalizado acerca de que esta cuenca se formó en un sector de retroarco, al este de un arco volcánico, en un ambiente extensional de intraplaca al igual que gran parte de la cuencas de rift triásicas del oeste argentino (Charrier 1979, Ramos 1993). Vicente (2006) estudió la distribución regional y composición de los sedimentos y postuló un modelo paleogeográfico en el que las aguas del océano Pacífico pasaron a través del arco volcánico por dos sectores e invadieron así el rift triásico-jurásico en el centro-oeste de la Argentina. En el área del río Diamante los niveles estratigráficos más bajos observados en el terreno corresponden al Grupo Cuyo, que aflora en el sector sudoeste desde el arroyo Tordillo hasta la zona del arroyo La Manga (Fig. 3) y adquiere aún más relevancia hacia el sur en el valle del río Atuel. Esta unidad se inicia con gruesos bancos conglomerádicos e intercalaciones arenosas, de color amarillento-anaranjado, correspondientes a la Formación El Freno (Hettangiano). De acuerdo a Manceda y Figueroa (1995) la depositación de esta formación se produjo como una secuencia de sinrift en diversos hemigrábenes asimétricos que controlarían importantes cambios de espesor. Sin embargo, en la zona del río Atuel, Spalletti *et al.* (2005) concluyen que esta unidad posee una potencia más bien uniforme, del orden de los 300 metros. En el relevamiento de campo llevado a cabo en la región del río Diamante se ha observado un espesor similar a este último, que disminuye gradualmente hacia el norte y el este, sin variaciones bruscas. De forma transicional se disponen areniscas finas con fósiles marinos asignables a la Formación Puesto Araya (Sinemuriano-Toarciano) y pelitas oscuras de la Formación Tres Esquinas (Sinemuriano-Bajociano). Esta secuencia es coronada por niveles evaporíticos de la Formación Tábanos (Calloviano medio) que representan una restricción en el ambiente marino. Esta somerización continuó durante el lapso Calloviano superior-Oxfordiano donde se acumularon areniscas finas, amarillentas, con grandes estructuras primarias (dunas), de la Formación Lotena, la cual da nombre al grupo homónimo. Escasamente representadas se observan las calizas gris-azuladas de la Formación La Manga y el yeso de la Formación Auquilco. La acumulación del Grupo Lotena también estuvo restringida a sectores internos de la cuenca, acuñándose hacia los bordes hasta desaparecer totalmente, tal como se registra en el pozo YPF.APe.x-1 ubicado al este del yacimiento Vega Grande (Fig. 3) donde inmediatamente sobre el basamento yacen las sedimentitas de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano). Esta última se halla integrada por potentes niveles de conglomerados rojizos los cuales dan inicio a la depositación del Grupo Mendoza. Fuera del área de estudio, basaltos y andesitas de edad jurásica superior que se hallan intercalados entre los estratos de la Formación Tordillo representan las primeras evidencias de un magmatismo de arco en el lado argentino siendo los sedimentos contemporáneos depositados en una cuenca de retroarco con la subsidencia controlada por el enfriamiento térmico de la corteza (Ramos 1993). En ese estadio se produce la mayor inundación en la cuenca Neuquina representada por la gran expansión areal de las pelitas oscuras de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano), una de las más importantes rocas generadoras de hidrocarburos. Un destacado y continuo banco calcáreo, blanco-amarillento, con abundantes restos fósiles marinos, corresponde a la Formación Chachao (Valanginiano). Sobre ésta comienza una espesa secuencia de pelitas oscuras y calizas gris-azuladas de la Formación Agrio (Hauteriviano-Barremiano). Se debe resaltar que el Grupo Mendoza en la región aquí estudiada aflora en dos sectores bien delimitados, uno occidental y otro oriental (Fig. 3), con un marcado cambio de espesor y de facies al pasar de un ambiente marino de cierta profundidad a una zona de borde de plataforma y litoral. Los afloramientos occidentales, desde el cerro Amarillo hasta el sur del arroyo las Yeseras, presentan más de 600 metros de conglomerados seguidos por un espesor similar de pelitas oscuras. Las exposiciones que se encuentran al este, bordeando el valle del río Diamante hasta Lomas Bayas, corresponden a una sección condensada donde unos pocos niveles conglomerádicos son cubiertos por escasos sedimentos finos amarillentos y mayormente bancos carbonáticos fosilíferos que en

conjunto totalizan aproximadamente 150 metros. Esta notable variación lateral de los depósitos del Grupo Mendoza en el sector mendocino de la cuenca Neuquina fue particularmente estudiada en la región del río Diamante por Tunik *et al.* (2005). Los estratos de la Formación Agrio son cubiertos por la Formación Huitrín (Barremiano-Aptiano), integrada por niveles carbonáticos en su base y yeso en la parte superior. Estas rocas formadas en un medio marino muy restringido representan la última conexión con las aguas del Pacífico. Al igual que las unidades del grupo anterior, esta formación presenta variaciones de litología. Mientras en el sector occidental predominan las rocas evaporíticas, con algunos niveles calcáreos subordinados, en el sector oriental solo se encuentran bancos de calizas. Como se verá más adelante, estos cambios de composición en las distintas formaciones descriptas juegan un rol fundamental ya que ejercen un fuerte control en el tipo de estructuras que se desarrollan en la cubierta sedimentaria. La Formación Huitrín forma parte del Grupo Rayoso junto con la formación homónima, esta última compuesta por sedimentos rojizos que dificultan su diferenciación con la suprayacente Formación Diamante. Los estratos arenosos y conglomerádicos de color rojo de la Formación Diamante, depositados entre el Cenomaniano y el Campaniano (Volkheimer 1978), fueron acumulados en un ambiente netamente continental y son el equivalente mendocino del Grupo Neuquén. La presencia en estas rocas de clastos calcáreos posiblemente provenientes de las secuencias marinas mesozoicas (Kim *et al.* 2005) así como también discordancias internas interpretadas como sedimentos sinorogénicos sugieren una posible actividad compresiva, que habría tenido lugar a partir de los 110 Ma (Orts y Ramos 2006). En tal contexto, los depósitos cretácico tardío-paleocenos del Grupo Malargüe se habrían acumulado en una cuenca de antepaís vinculada a la carga tectónica y/o al propio peso del arco volcánico (Ramos 1993). Las rocas de esta unidad se hallan expuestas principalmente al sur del arroyo Las Aucas (Fig. 3) y son en general sedimentos finos, fluvio-lacustres, de coloración rojiza a verde. Dentro de esta secuencia predominantemente continental se destaca la Formación Roca (Maastritchtiano - Daniano), compuesta por una serie de bancos calcáreos, amarillentos, con fósiles marinos, relacionada con una ingresión del océano Atlántico.

Rocas cenozoicas andinas

Una importante actividad ígnea y sedimentaria tuvo lugar en la Cordillera Principal, fundamentalmente durante el Terciario, en estrecha relación con la tectónica andina. Numerosos cuerpos subvolcánicos, diques y filones capas, de composición general andesítica, fueron agrupados por Nullo *et al.* (2002) en dos ciclos eruptivos: Molles (Oligoceno superior-Mioceno) y Huincán (Mioceno-Plioceno). En la región del río Diamante se destacan los *stocks* andesíticos que forman los cerros Laguna Amarga, La Brea y Mala Dormida (Fig. 3), que fueron estudiados y datados por Baldauf *et al.* (1992) y corresponden al ciclo eruptivo Huincán (Baldauf 1997, Nullo *et al.* 2002). El importante levantamiento de los Andes a partir del Mioceno medio es registrado por la acumulación de sedimentos sintectónicos cuyas mejores exposiciones se localizan en la Cuchilla de la Tristeza y el arroyo Las Aucas (Fig.3). Las Formaciones Agua de la Piedra (Mioceno medio-superior) y Loma Fiera/Río Diamante (Mioceno superior-Plioceno), compuestas en su mayoría por areniscas, conglomerados y aglomerados volcánicos, fueron estudiadas por Kozlowski (1984), Combina *et al.* (1993), Combina (1996), Combina y Nullo (2005), entre otros. En la zona de estudio, la Formación Agua de la Piedra es afectada por diversos corrimientos y de esta forma localmente presenta altos valores de buzamiento. En contraparte, los sedimentos más jóvenes cubren en discordancia a la unidad anterior y en general se presentan menos afectados por la tectónica. La continuidad de la actividad magmática a fines del Terciario y durante el Cuaternario produjo la efusión de coladas andesíticas y basálticas, ampliamente representadas en la región de trabajo (Fig. 3).

ESTRUCTURA

La región cordillerana del río Diamante es un sitio excepcional para el estudio de las estructuras tectónicas desarrolladas en este sector de los Andes. La presencia de estructuras que involucran tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria, notablemente expuestas a lo largo del valle del río, permite estudiar la vinculación que existe entre la deformación de piel fina y piel gruesa. En líneas generales la estructura de la región está conformada por dos grandes alzamientos de basamento que tienen lugar en el sector occidental y oriental de la zona de estudio, entre los cuales se dispone un sector central, de orientación aproximada NNO, donde las estructuras se desarrollaron en la cubierta sedimentaria (Fig. 3). En este último sector, los mencionados cambios litológicos que presentan las Formaciones Vaca Muerta, Agrio y Huitrín, dan lugar a una zona occidental con predominio del plegamiento y una zona oriental donde prevalece el fallamiento. La descripción de las estructuras que se realiza a continuación se basa fundamentalmente en la expresión que las mismas tienen en el terreno, por lo cual su caracterización y localización está circunscripta al mapa geológico de la figura 3. De este modo se pretende diferenciar las estructuras mapeadas, que en esta región de los Andes presentan notables exposiciones, de la reconstrucción estructural que se detallará con posterioridad y que está sujeta a las interpretaciones del autor.

Sector occidental

En el sector sudoeste del área de estudio se hallan expuestas las unidades inferiores de la pila estratigráfica (Grupo Cuyo), a elevadas cotas topográficas, lo cual pone de manifiesto el importante ascenso del basamento. Las rocas sedimentarias Jurásicas allí presentes se encuentran

afectadas por una serie de estructuras de plegamiento con rumbo N a NNE, y conjuntamente con las estructuras de basamento sobre las que se disponen conforman un anticlinorio de más de 10 kilómetros de ancho en la región sur que se hunde y pierde relevancia hacia el norte (Fig. 3).

En el extremo occidental de la sección B, al sur del cerro Malo, se observan dos pares anticlinal-sinclinal que afectan a las rocas de las Formaciones Tres Esquinas y Tábanos, estas últimas bien preservadas en los núcleos de los sinclinales (Figura 4 en Turienzo y Dimieri 2005c). Estas estructuras se presentan como pliegues suaves, con una vergencia no muy definida hacia el este, y no se han observado evidencias de fallamiento. Hacia el sur, en el arroyo Blanco, las capas de las Formaciones El Freno y Puesto Araya se hallan subverticales a invertidas y afectadas por una falla buzante al oeste lo cual confirma su vergencia oriental.

Continuando hacia el este a lo largo de la sección B, en el valle del arroyo Tordillo, las rocas del Grupo Cuyo se hallan afectadas por dos anticlinales de rumbo N-S (Fig. 3). La geometría de ambos pliegues es similar, con un limbo frontal corto y empinado y un limbo trasero de mayor longitud y suavemente buzante (Fig. 4), conformando dos anticlinales asimétricos con vergencia hacia el oeste, asociados a retrocorrimientos. Las charnelas son relativamente angulosas, con limbos rectos, que asemejan una geometría de tipo *kink*. Los buzamientos medidos en el pliegue más occidental son de aproximadamente 5º a 10º en el flanco posterior y de alrededor de 40º en las capas frontales mientras que el pliegue oriental posee buzamientos aproximados de 10º-15º y 25º-30º en sus limbos trasero y frontal respectivamente. El eje de los anticlinales del arroyo Tordillo inclina hacia el norte con muy bajo ángulo y un poco más al sur, en la zona del arroyo Frío (Fig. 3), sólo se reconoce con claridad un anticlinal con vergencia al oeste. En este último sector, al sudoeste del cerro Tres Lagunas, los estratos del Grupo Cuyo que buzan con bajo ángulo hacia el este cambian bruscamente de buzamiento y se disponen en posición invertida conformando un anticlinal volcado hacia el este. Todas las estructuras descriptas forman un anticlinorio cuyo hundimiento hacia el norte se pone de manifiesto por la desaparición de las rocas de los Grupos Cuyo y Lotena a la latitud del cerro Malo (Fig. 3). En el sector austral, a lo largo de la sección C, estas unidades continúan aflorando unos kilómetros más hacia el este conformando un sinclinal y un amplio anticlinal con hundimiento hacia el norte tal como se aprecia en la zona de Las Yeseras, al sudeste del cerro Tres Lagunas.

Sector central: zona de plegamiento

El comienzo de esta zona con deformación en la cubierta sedimentaria está marcado por el desarrollo de un notable sinclinal que se extiende desde el norte del río Negro hasta el faldeo oriental del cerro Tres Lagunas (Fig. 3). La mayor expresión de este pliegue se observa en la zona del arroyo Las Playas, a lo largo de la sección A, donde esta estructura fue denominada sinclinal Las Playas (Kim *et al.* 2005). En dicho sector alcanza un ancho máximo de aproximadamente 5 km y alberga en su núcleo a los sedimentos del Grupo Malargüe. El flanco occidental de esta estructura está conformado por una completa secuencia de estratos que abarca desde el Grupo Mendoza hasta el Grupo Malargüe, con buzamiento general de mediano a alto ángulo hacia el este. El limbo oriental del sinclinal está bien representado por los estratos de la Formación Diamante con buzamientos de 40º a 50º al oeste. Siguiendo el hundimiento general hacia el norte de las estructuras mayores, este sinclinal se desarrolla en unidades más antiguas en el sector austral (Fig. 3).

Al este del sinclinal, una serie de pliegues con diferente grado de desarrollo a lo largo de su rumbo, conforman quizás las estructuras más conspicuas de esta zona de plegamiento en la cubierta sedimentaria. En la pared norte del valle del río Negro (Fig. 3), se observan claramente dos anticlinales volcados hacia el este, con las evaporitas del Grupo Rayoso (Formación Huitrín) en su núcleo y los estratos rojizos de la Formación Diamante en sus flancos, separados por un estrecho sinclinal también con vergencia hacia el

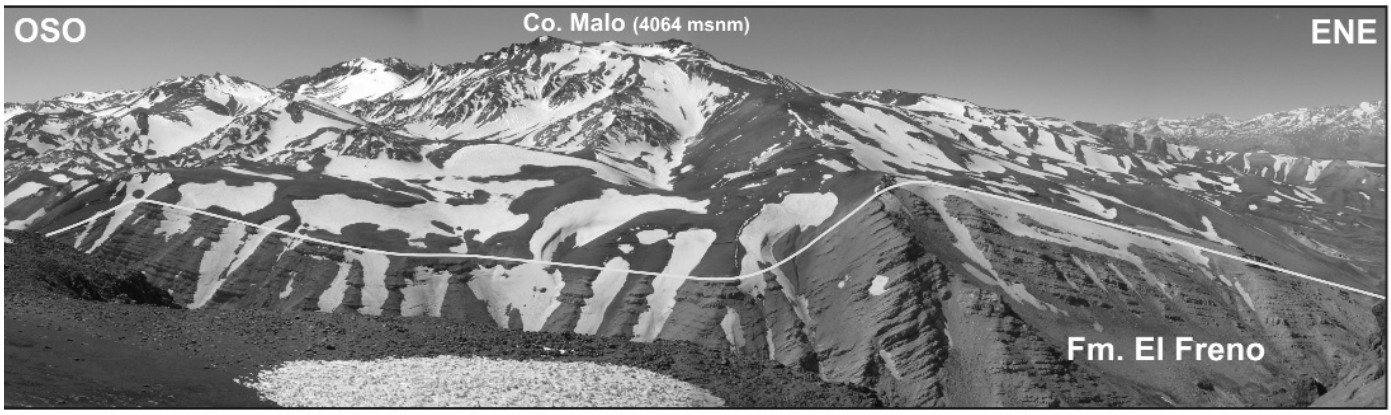

Figura 4: Pliegues asimétricos con vergencia al oeste (asociados a retrocorrimientos) afectando a los sedimentos del Grupo Cuyo, desarrollados en las estructuras de basamento elevadas en el sector occidental.

este (para seguir su evolución a lo largo del rumbo, estos dos anticlinales fueron distinguidos en el mapa de la figura 3 con las letras W y E que corresponden al anticlinal occidental y oriental respectivamente). En el sector ubicado al norte de la sección A, el anticlinal oriental (E) se halla corrido hacia el este sobre estratos del Grupo Malargüe al ser cortado en su limbo frontal por la misma falla que generó el pliegue. A lo largo de la sección A, el anticlinal occidental (W) también se halla corrido hacia el este, cabalgando sobre el sinclinal y parte del anticlinal oriental. Esta falla con notable expresión superficial es denominada corrimiento Río Blanco (Fig. 3). Al sudoeste de Los Toscales este corrimiento dispone los estratos del Grupo Mendoza, que forman el núcleo del anticlinal occidental a lo largo de la sección B, sobre los estratos de la Formación Diamante que presentan un alto buzamiento hacia el este dando lugar al limbo occidental del denominado sinclinal Los Toscales (Fig. 3). La acción de esta falla también se observa en la zona del Portezuelo de las Minas, ubicado entre los cerros Tres Lagunas y Mesón de Adentro, aunque afectando solo a los sedimentos del Grupo Mendoza (Formación Tordillo corrida sobre Vaca Muerta). Más al sur, en la zona del arroyo Las Yeseras (sección C), la estructuración profunda que elevó las rocas de los Grupos Cuyo y Lotena conllevó a la erosión del Grupo Mendoza y unidades suprayacentes por lo cual el anticlinal occidental (W) no se reconoce en superficie.

Cerca de la confluencia de los arroyos Las Yeseras y La Matancilla, donde sobre la sección C se localiza el pozo YPF.A M.x-1, se observa un estrecho sinclinal desarrollado en los estratos de la Formación Diamante (Fig. 3). Esta estructura es la prolongación del sinclinal Los Toscales hacia el sur, que a su vez se corresponde con el sinclinal ubicado entre los anticlinales occidental y oriental en la zona del río Negro. Igual continuidad presenta el anticlinal oriental (E), que se extiende desde la pared norte del río Negro hasta el sur del cerro Mesón de Adentro afectando siempre a las rocas de las Formaciones Huitrín y Diamante, lo cual demuestra la horizontalidad de su eje. Este anticlinal se encuentra magníficamente expuesto en un corte natural a lo largo de la quebrada de la Vega de los Patos (sección B), al este de Los Toscales (Fig. 3), donde se aprecia con claridad que esta estructura posee vergencia hacia el este (Fig. 5). El flanco trasero de este pliegue presenta buzamientos desde 35º a 55º al oeste mientras que el flanco frontal se encuentra más empinado, con buzamientos entre 55º y 80º al este. En la zona del yacimiento Vega Grande, inmediatamente al este del anticlinal descripto con anterioridad, tiene lugar un par sinclinal-anticlinal que afecta los estratos de la Formación Diamante (Fig. 3). Estas estructuras se aprecian sólo a lo largo de la sección B y su continuación a lo largo del rumbo es incierta, pudiéndose reconocer únicamente la prolongación del sinclinal hacia el norte, al este del corrimiento Río Blanco, donde aloja en su núcleo a los sedimentos del Grupo Malargüe (Fig. 3).

Sector central: zona de corrimientos

Inmediatamente al este de las estructuras de la zona de plegamiento se desarrolla una vasta región caracterizada por corrimientos que producen imbricaciones y en parte duplicaciones de las unidades sedimentarias. Estos corrimientos se extienden desde la región del cerro Laguna Amarga, donde poseen una orientación aproximada N-S, hasta el norte del cerro Mala Dormida donde presentan un arrumbamiento noroeste, paralelo al curso del río Diamante (Fig. 3). La primera y más occidental de estas estructuras corresponde al denominado corrimiento Mesón (Kozlowski 1984, Kozlowski *et al.* 1989), el cual a lo largo de la sección C cabalga al Grupo Malargüe sobre los sedimentos terciarios de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 6a). En el bloque colgante de este corrimiento, los estratos de la Formación Roca alcanzan buzamientos de 45º-50º al oeste, valor que disminuye gradualmente hasta alcanzar unos 30º en las suprayacentes Formaciones Pircala y Coihueco. Los niveles conglomerádicos de la Formación Agua de la Piedra ubicados al este y debajo del corrimiento Mesón, presentan un buzamiento general de 10º a 15º hacia el oeste. Entre esta estructura de corrimiento y el anticlinal oriental (E) de la zona de plegamiento, desarrollado al sur del cerro Mesón de Adentro, queda conformado un amplio sinclinal denominado Cuchilla de la Tristeza, en el cual afloran principalmente los sedimentos sinorogénicos terciarios de las Formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera (Fig. 3). Este sinclinal, que al sur de la sección C alcanza unos 5 kilómetros de amplitud, pierde relevancia hacia el norte donde se lo reconoce en base a unos afloramientos saltuarios del Grupo Malargüe, al este de Vega Grande. Hacia el norte, el corrimiento Mesón también presenta expresión superficial pero involucrando a los estratos de la Formación Diamante, que solo ocasionalmente llegan a montar al Grupo Malargüe, como se aprecia al oeste del cerro Mala Dormida en la línea de la sección A (Fig. 3).

Unos pocos kilómetros más hacia el este se localizan una gran cantidad de imbricaciones y estructuras *duplex* que en conjunto constituyen el llamado corrimiento Sosneado (Nullo *et al.* 1987, Nullo y Stephens 1993). A lo largo de la sección A, en la zona del cerro Mala Dormida, se puede observar a las Formaciones Agrio y Huitrín repetidas por medio de varios corrimientos conformando escamas que se interdigitan lateralmente hacia el noroeste (Fig. 3). Hacia el sudeste, esta estructuración afecta principalmente a la Formación Huitrín que en esta región se presenta en su facies calcárea. Los notables bancos carbonáticos que integran esta unidad se hallan despegados de los sedimentos más finos infra y suprayacentes dando lugar a estructuras *duplex*, magníficamente expuestas (Fig. 6b). En forma general los bancos buzan suavemente hacia el sudoeste, alrededor de 15º a 20º, aunque localmente sobre las zonas de rampa alcanzan buzamientos mayores a 40º. En algunos casos, las repeticiones tectónicas de los niveles de la Formación

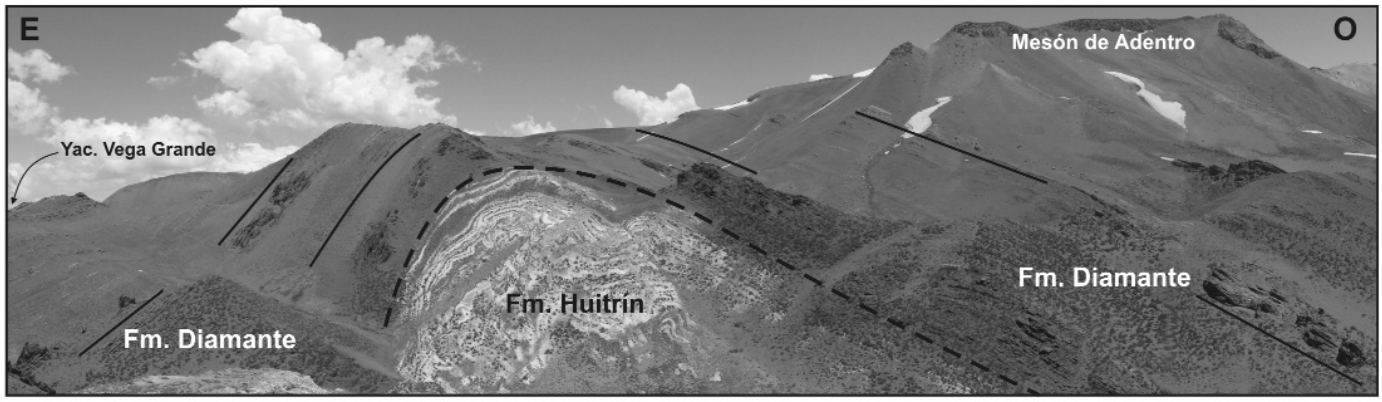

Figura 5: Anticlinal observado en la quebrada de Vega de los Patos, correspondiente al anticlinal oriental (E) desarrollado en la zona de plegamiento del sector central.

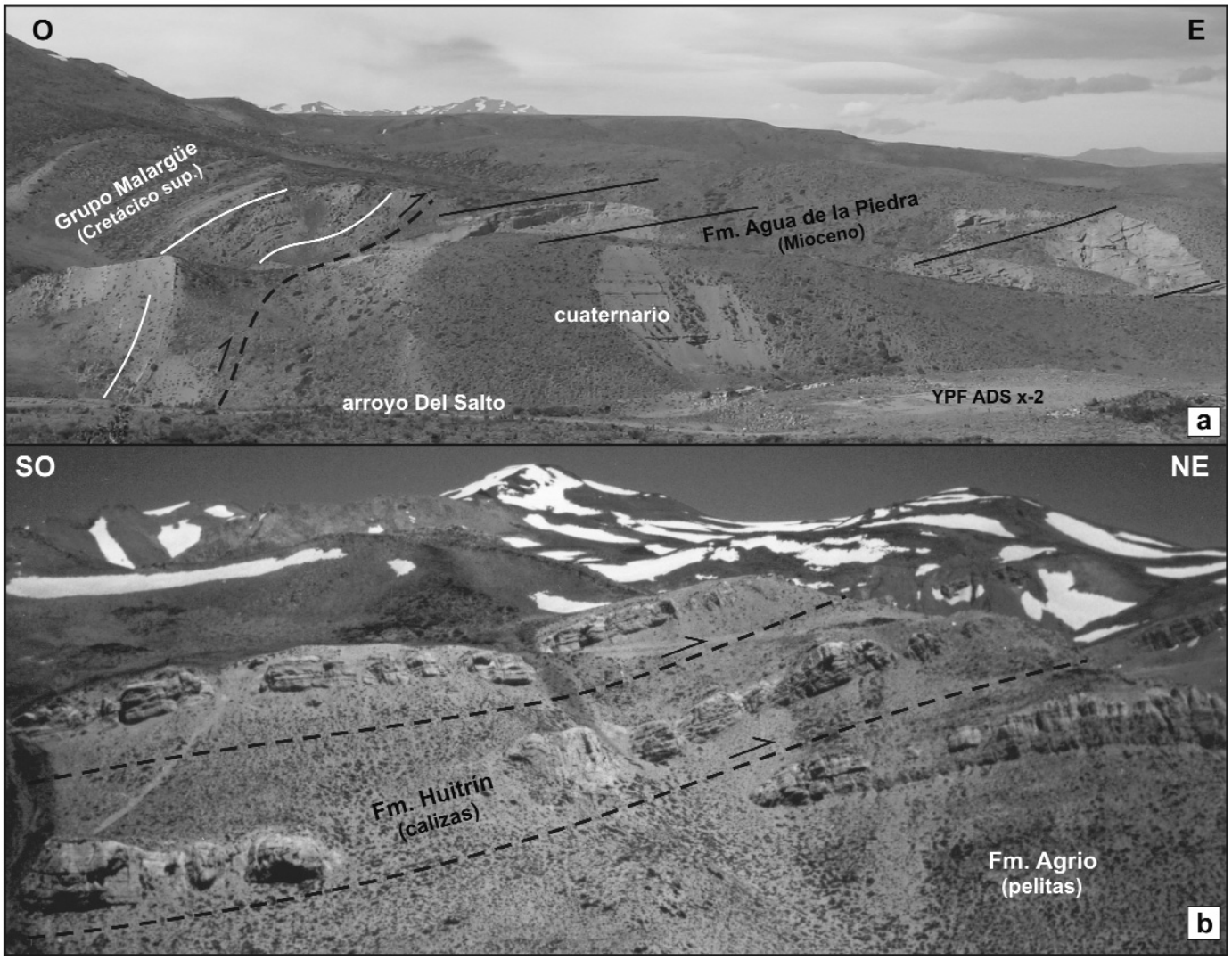

Figura 6: Estructuras correspondientes a la zona de corrimientos del sector central. a) Estratos cretácicos del Grupo Malargüe corridos sobre sedimentos terciarios de la Formación Agua de la Piedra por acción del corrimiento Mesón, en la sección sur. b) Estructuras *duplex* en los estratos calcáreos de la Formación Huitrín relacionadas al corrimiento Sosneado, al sudeste del cerro Mala Dormida.

Huitrín forman pequeños anticlinales por flexión en falla. En la región más austral, donde se ubica la sección C, el corrimiento Sosneado es responsable de la elevación de los estratos del Grupo Malargüe que buzan entre 15º y 25º hacia el oeste

en la zona del arroyo Del Salto (Fig. 3). Los sedimentos terciarios ubicados en el yaciente de este corrimiento, que afloran al NNE del cerro Laguna Amarga, presentan un buzamiento de 10º a 20º al este.

Sector oriental

Sin duda uno de los elementos morfoestructurales más importantes de la zona de estudio es el Cordón del Carrizalito, el cual representa la culminación austral de la Cordillera Frontal. Esta serranía conforma un gran anticlinorio, donde afloran las rocas del basamento pre-jurásico, que se hunde hacia el sur en la región del río Diamante (Fig. 3). Dicha estructura posee más de 10 kilómetros de ancho en la zona norte (sección A), valor que disminuye notablemente hacia el sur consistentemente con su hundimiento, razón por la cual en la zona de la sección C el sector oriental solo es apreciable mediante información de subsuelo. Como ha sido destacado desde los trabajos pioneros en este sector de los Andes, la gran estructura de la Cordillera Frontal posee una vergencia hacia el este y se halla corrida hacia el antepaís mediante fallas inversas que la limitan en su borde oriental, con un rumbo aproximado N-S. Se debe destacar sin embargo que solo localmente estas fallas alcanzan la superficie, observándose en otros sitios una transición gradual entre las rocas del substrato y la cobertura. En la zona de estudio, las rocas del basamento se hallan sobrecorridas hacia el este por la denominada falla Carrizalito (Baldi *et al.* 1984, Kozlowski *et al.* 1989, Nullo *et al.* 1993), la cual conforma el frente de corrimiento aflorante de la cordillera a estas latitudes. En la sección A, al este del Cordón del Carrizalito (Fig. 3), los estratos cretácicos de la Formación Diamante adosados al bloque de basamento ascendido por dicha falla buzan 75º al oeste y poseen estructuras primarias que indican que se encuentran en posición invertida. Inmediatamente al este de la falla, los sedimentos terciarios de la Formación Río Diamante buzan 25º hacia el este-sudeste. En el valle del río Diamante (sección B), aproximadamente 1 km al norte de la unión de éste con el arroyo Las Aucas (Fig. 3), los granitos del Grupo Choiyoi y los estratos del Grupo Mendoza se hallan montados sobre las capas de la Formación Agua de la Piedra por la falla Carrizalito (Fig. 7a). Los sedimentos mesozoicos, que sobre el zócalo pre-jurásico en el bloque colgante buzan 6º a 10º al SE, se encuentran en posición subvertical a invertida y notablemente adelgazados justo delante de la falla. Los estratos terciarios ubicados en el bloque yaciente buzan unos 60º hacia el sudeste, y en esa dirección ocurre una disminución gradual de su inclinación. En base a la orientación de los estratos sedimentarios que forman la estructura de plegamiento descripta, se infiere que al sur del río Diamante la falla Carrizalito posee una orientación aproximada NE-SO (Fig. 3). Esto permite considerarla en dicho sector como una rampa oblicua respecto al frente de levantamiento de la Cordillera Frontal, cuya orientación general es submeridiana. Esta estructura oblicua es la responsable del repentino alzamiento del basamento observado en la región central y norte respecto a la porción sur del área de estudio, donde no afloran las rocas del substrato. A lo largo del valle del río Diamante (Fig. 3), se observa el flanco trasero o sudoccidental del anticlinorio del Cordón del Carrizalito, con un buzamiento de aproximadamente 15º al SO medido en los niveles inferiores del Grupo Mendoza que yacen sobre el zócalo en la zona del cerro Mala Dormida (sección A).

Dentro del anticlinorio de basamento que conforma el Cordón del Carrizalito, la estructura más destacada es el anticlinal Lomas Bayas, expuesto de un modo completo en la pared austral del cañón del río Diamante, inmediatamente al norte de la línea de la sección B (Fig. 3). Se trata de un anticlinal asimétrico con vergencia hacia el oeste, por lo cual se asocia a un retrocorrimiento que se desprende de la falla Carrizalito, que involucra en su formación a las rocas del basamento prejurásico y a los estratos del Grupo Mendoza (Fig. 7b). El limbo frontal del anticlinal Lomas Bayas tiene un buzamiento casi constante de 30º-35º al oeste, mientras que el flanco trasero, de mayor longitud, posee buzamientos menores hacia el sudeste que oscilan entre los 6º y los 12º. A partir de los datos de buzamiento medidos en ambos flancos y utilizando la red estereográfica equiareal de Schmidt-Lambert, se obtuvo que el eje de dicho anticlinal inclina 11º hacia el SSO (Turienzo y Dimieri 2005 a y b). Hacia el noroeste, y antes del cerro Mala Dormida (Fig. 3), la interfase basamento-cubierta inclina con bajo ángulo (aproximadamente entre 10º y 14º) hacia el sudeste (Fig. 7b). Ya se ha destacado que los pliegues asociados a retrocorrimientos, como por ejemplo los de la zona del arroyo Tordillo (Fig. 4), poseen un limbo posterior largo suavemente tendido y un limbo frontal corto más empinado y frecuentemente conforman un sistema de dos o más anticlinales retrovergentes. La similitud en la geometría de dichos pliegues con la de las estructuras del sector del río Diamante permite inferir al noroeste de Lomas Bayas, entre las secciones A y B (Fig. 3), la existencia de un segundo anticlinal asociado a un retrocorrimiento que se desprende de la falla Carrizalito.

SECCIONES BALANCEADAS

Respetando con la mayor fidelidad posible los datos de campo descriptos anteriormente y con apoyo de todas las líneas sísmicas 2D existentes y numerosos datos de perforaciones (Fig. 3), se confeccionaron tres secciones estructurales balanceadas (A-A', B-B' y C-C'), de 45 km cada una y orientación este-oeste. El pozo YPF.PLJ.es-1, ubicado en el extremo oriental de la sección B (Fig. 3), permite conocer el nivel al que se encuentra el contacto entre el basamento y la cubierta sedimentaria en el antepaís. Desde allí, el tope del basamento se prolongó hacia el interior de la cuenca con una pendiente regional de entre 4º y 5º, suficiente para explicar el acuñamiento pro-

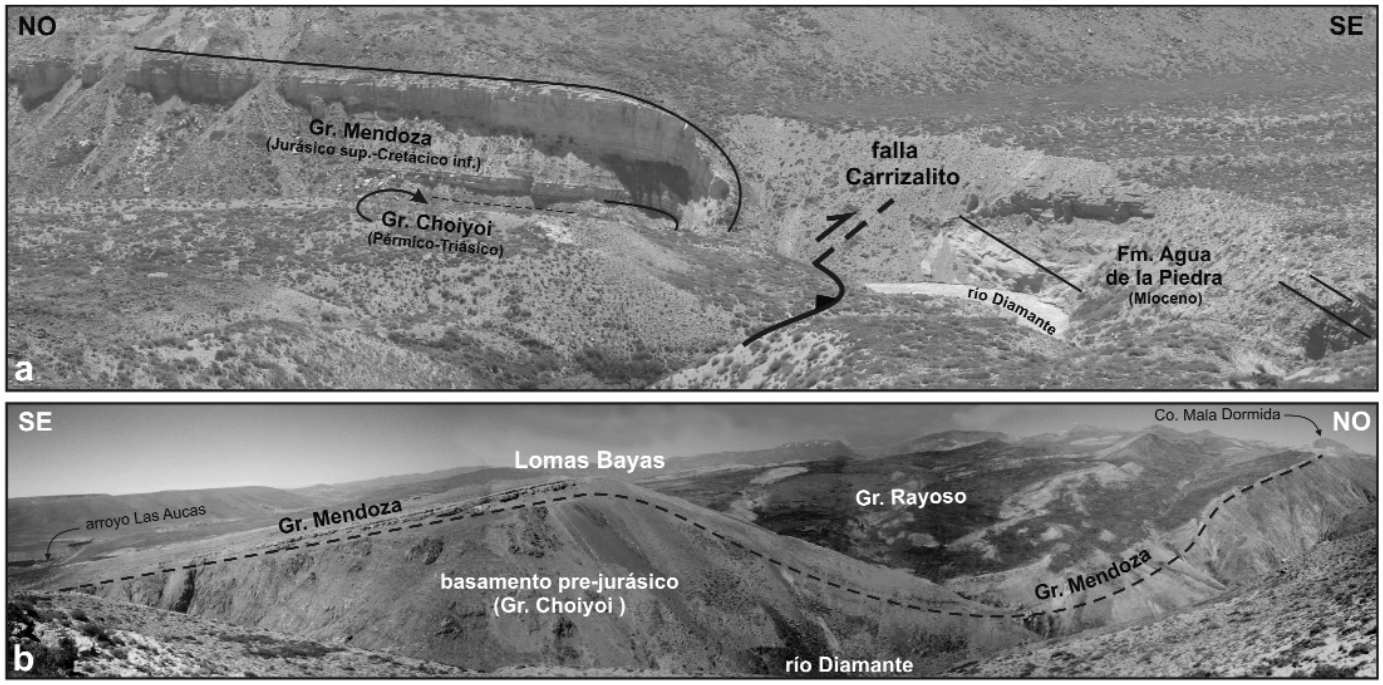

Figura 7: Estructuras involucrando al basamento en el sector oriental. a) Falla Carrizalito montando al basamento y los estratos mesozoicos sobre los sedimentos terciarios en la sección central. b) Anticlinal Lomas Bayas, con vergencia al noroeste e involucrando al basamento, relacionado a un retrocorrimiento que se desprende de la falla Carrizalito. La inclinación del contacto entre el zócalo y la cubierta que se observa hacia la zona del cerro Mala Dormida se interpreta como la parte trasera de un segundo pliegue vinculado a otra estructura retrovergente.

gresivo de las unidades sedimentarias hacia el antepaís, no habiéndose notado ni en la sísmica ni en afloramientos rasgos que permitan la localización certera de fallas normales que controlen de forma marcada la depositación. Los espesores de las secuencias sedimentarias utilizados en las secciones son en general los citados por Volkheimer (1978), ajustados por medio de observaciones propias y con los datos de perforaciones. El balance de la cobertura sedimentaria se hizo por medio de la conservación de la longitud de líneas, respetando fundamentalmente la ubicación de las rampas y de los diferentes niveles de despegue. En cuanto al basamento, la profundidad del despegue se calculó en base a la metodología del exceso de área. Para tal fin se consideró la reconstrucción de la estructura de basamento asociada a la falla Carrizalito en la sección B (Fig. 8), cuya geometría está bien acotada por abundante información de subsuelo (sísmica y pozos entre el yacimiento Vega Grande y el río Diamante) y por la excelente exposición del contacto entre el zócalo y la cubierta.

Las estructuras interpretadas serán descriptas en base a esta sección (B-B') ya que en la misma se encuentran bien desarrollados todos los dominios estructurales, sector occidental y oriental con estructuras de basamento y sector central con deformación en la cubierta, propuestos para esta región de la faja corrida y plegada de Malargüe. Las variaciones a lo largo del rumbo de las estructuras mayores se analizarán teniendo en cuenta las secciones reconstruidas en las zonas norte y sur. En términos generales se considera una secuencia de deformación normal o de tipo *piggyback* donde las estructuras son progresivamente más jóvenes hacia el antepaís. Solo localmente se interpretaron fallas que cortan a algunas estructuras preexistentes pero más que verdaderas fallas fuera de secuencia se las considera como fallas de corte o *breakthrough faults* cuyo origen estaría relacionado a la misma estructura a la que cortan.

Sección B-B', arroyo Tordillo - Paso la Jaula

En esta sección se observa claramente que el basamento se halla elevado e intensamente estructurado en los sectores occidental y oriental, entre los cuales tiene lugar un sector central con deformación de piel fina (Fig. 8). El afloramiento de las rocas del Grupo Cuyo en la zona oeste del área de estudio permite apreciar la importante elevación del basamento, con un relieve estructural del orden de los 5 km respecto al nivel regional del substrato. Para explicar tal elevación se interpreta el desarrollo de tres cuñas de basamento, asociadas a corrimientos producidos por la orogenia Andina, las cuales conforman grandes estructuras *duplex* cuya superposición da lugar a un apilamiento antiformal (*antiformal stack*) similar a lo descripto por Manceda *et al.* (1992) en la zona de Bardas Blancas. Las estructuras presentes en el extremo oeste de la sección B, fueron descriptas por Turienzo *et al.* (2005) y un posible desarrollo de la evolución cinemática en este sector fue planteado por Turienzo y Dimieri (2005c). Entre las estructuras más conspicuas de este sector se destacan los anticlinales asimétricos con vergencia al oeste (Fig. 4),

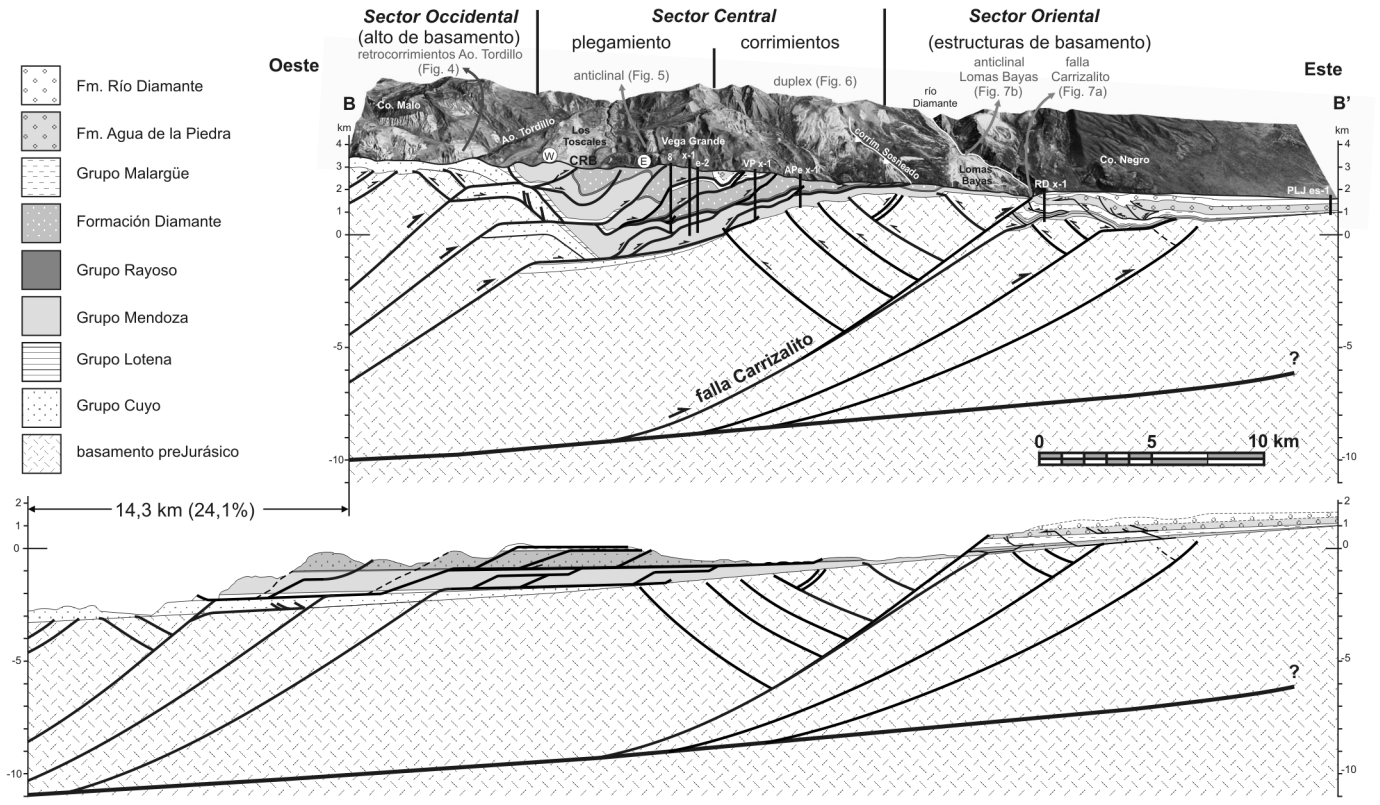

Figura 8: Sección estructural interpretada (B-B') en la que se distinguen todos los dominios estructurales propuestos para este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe: Sector occidental con cuñas de basamento apiladas; Sector central con deformación de piel fina caracterizada por estructuras de plegamiento al oeste y corrimientos inmediatamente al este; Sector oriental con el basamento aflorante y afectado por retrocorrimientos. La restitución de la sección permite calcular un acortamiento de 14,3 kilómetros (24,1%) tanto para el basamento como para la cubierta sedimentaria.

cuya geometría es similar a la del anticlinal Lomas Bayas (Fig. 7b), lo cual permite interpretarlos como asociados a retrocorrimientos que involucran al basamento (Fig. 8). Estas estructuras se asocian a una falla mayor la cual se inserta en la cubierta sedimentaria, principalmente a lo largo de las evaporitas de la Formación Tábanos y quizás en las pelitas de la Formación Tres Esquinas, conformando una cuña de basamento que transfiere el acortamiento a las unidades que sobreyacen al Grupo Cuyo. Lo mismo ocurre con una segunda escama de basamento desarrollada inmediatamente hacia el este, que traslada y eleva y parcialmente a las estructuras formadas con anterioridad, y transmite su desplazamiento hacia los niveles de la cubierta sedimentaria. Con el desarrollo de la tercer cuña de basamento todas las estructuras formadas en el sector occidental son elevadas hasta su posición actual, completándose también la estructuración de piel fina en el sector central (Fig. 8). En el caso de esta tercer estructura de basamento se interpreta un despegue superior en la cubierta sedimentaria a lo largo del yeso de la Formación Auquilco ya que debido a la pendiente regional de la cuenca es posible que los niveles de despegue en el Cuyano hayan perdido importancia a causa del acuñamiento (*pinch out*) de los estratos.

Se debe destacar que la estructura del sector occidental, conformada por tres cuñas de basamento, es una interpretación con ciertas ventajas respecto a modelos donde se propone una única cuña (p.ej. Cordillera del Viento, Kozlowski *et al.* 1996), o bien dos cuñas, pero con una de grandes dimensiones (Turienzo y Dimieri 2005 c). En primer lugar se logra una mejor distribución de los acortamientos transmitidos desde el basamento hacia la cubierta permitiendo así establecer una vinculación espacial y temporal entre la deformación de piel fina y de piel gruesa. En segundo término, las escamas de basamento interpretadas son más viables desde un punto de vista mecánico, ya que es difícil imaginar un único bloque de basamento soportando gran deformación y trasladándose grandes distancias (necesario para explicar los grandes acortamientos medidos en la cubierta sedimentaria en casi todas las fajas plegadas) sin que éste se fracture en escamas menores. Lamentablemente, la información sísmica conocida no permite discernir con claridad entre una u otra interpretación. Por otro lado, perforar estas escamas de basamento constituye actualmente un prospecto de alto riesgo para la mayoría de las empresas y de esta manera persiste la incertidumbre acerca de los numerosos modelos estructurales propuestos para explicar los alzamientos del basamento. Los datos de pozo mostrados por Manceda *et al.* 1992 para la zona

de Bardas Blancas, en la faja corrida y plegada de Malargüe, son los únicos que mencionan haber atravesado repeticiones del Grupo Choiyoi siendo éste un precedente único que favorecería la interpretación de varias escamas de basamento.

Dentro de la zona de plegamiento del sector central, el anticlinal occidental (W) que afecta al Grupo Mendoza al oeste de Los Toscales (Fig. 8), es interpretado como un anticlinal por flexión en falla cuyo llano superior se ubica en las pelitas de la Formación Vaca Muerta. En un estadio posterior la falla que lo genera se ramifica a partir de la zona de rampa y corta la cresta del anticlinal, mediante el denominado corrimiento Río Blanco, disponiendo los estratos del Grupo Mendoza sobre las capas de la Formación Diamante. Cabe destacar que en éste y otros casos donde hay corrimientos que se ramifican o cortan las estructuras, delante de estas nuevas fallas se produce un plegamiento de los estratos que es interpretado como pliegues por propagación del estilo *trishear*. El anticlinal oriental (E), ubicado al oeste del yacimiento Vega Grande (Fig. 8), puede interpretarse como un pliegue por flexión que duplica una distancia considerable a las rocas del Grupo Mendoza sobre un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín y que luego es cortado por la falla generando el plegamiento en las unidades superiores tal como se observa en el terreno en la quebrada de la Vega de los Patos (Fig. 5). Sin embargo, se debe destacar que una geometría similar se obtuvo realizando una reconstrucción cinemática con el programa Pliegues2D (Cristallini 2002-2004) donde el pliegue se genera en primer lugar como un anticlinal por propagación que luego es transportado sobre el despegue en la Formación Huitrín. Más allá de una u otra interpretación, el hecho relevante es que los pliegues por flexión o bien el desplazamiento de las estructuras sobre despegues llanos permiten transferir acortamiento hacia el antepaís, lo cual en la región aquí estudiada permitió el desarrollo de la zona de corrimientos en el sector central (Fig. 8).

Debajo del anticlinal oriental (E), la información de subsuelo disponible permitió interpretar que los estratos de la Formación Tordillo conforman una estructura *duplex* con despegue inferior en la Formación Auquilco y despegue superior en la Formación Vaca Muerta. Esta estructura a su vez dio lugar a la duplicación de los niveles superiores del Grupo Mendoza, tal como lo registran las perforaciones del yacimiento Vega Grande. Al este del yacimiento se observan en superficie corrimientos que involucran a la Formación Diamante y el Grupo Malargüe (corrimiento Mesón), mientras que los sondeos YPF.VP.x-1 y YPF.AP.x-1 registran duplicaciones de los niveles superiores del Grupo Mendoza y del Grupo Rayoso (Fig. 8). La acción del denominado corrimiento Sosneado se observa unos kilómetros hacia el este, donde los niveles calcáreos de la Formación Hutrín están duplicados formando estructuras *duplex* (Fig. 6b). El acortamiento necesario para producir esta estructuración es bajo ya que la Formación Huitrín en este sector está compuesta prácticamente por un único banco, de no más de 10 metros de potencia, que es fácilmente apilable.

Todas las unidades sedimentarias afectadas por corrimientos en el sector central se hallan elevadas y basculadas aproximadamente unos 15º-20º hacia el oeste ya que se ubican sobre la parte trasera de la gran estructura asociada a la falla Carrizalito. En el dorso de esta estructura mayor, en base a la información sísmica y a la profundidad a que se halla el tope del basamento determinada a partir de los sondeos YPF.VP.x-1 y YPF.APe.x-1, se interpretaron cinco retrocorrimientos con escaso desplazamiento que acomodan la deformación en el bloque de basamento que se desplaza sobre la falla Carrizalito (Fig. 8). De todas estas estructuras antitéticas, las dos más orientales poseen expresión superficial y son las que conforman el sistema de retrocorrimientos de Lomas Bayas (Fig. 7b). Las particulares características de los pliegues asociados a estas estructuras, con limbos traseros largos y suavemente buzantes y limbos frontales cortos y empinados, no puede ser fácilmente explicadas por los modelos tradicionales como el de *pop-up* donde las fallas antitéticas son muy próximas entre sí y la geometría resultante no se condice con los pliegues retrovergentes aquí observados (Figs. 4 y 7b). Esto conllevó al desarrollo de modelos geométricos y cinemáticos que permiten entender el origen y evolución de estos sistemas de retrocorrimientos que afectan a las rocas del basamento (Turienzo y Dimieri 2005 a y c, 2006, Turienzo 2008). La falla Carrizalito, localizada al este de Lomas Bayas, formó una incipiente cuña de basamento cuyo desplazamiento permite explicar algunas estructuras menores desarrolladas en la cubierta sedimentaria inmediatamente al este (Fig. 8). La ausencia de rocas que actúen como niveles de despegue eficientes en la cubierta dificultó el avance hacia el antepaís de esta estructura, debido a lo cual la falla Carrizalito se ramificó hacia la superficie elevando el basamento hasta su posición actual. El rechazo vertical producido por esta falla respecto a la cota en que se encuentra el tope del basamento en el bloque yaciente, donde se halla el pozo YPF.RD.x-1, es de aproximadamente 900 metros. La geometría del plegamiento en los estratos sedimentarios delante de la falla Carrizalito (Fig. 7a) fue interpretada considerando diversos modelos para estructuras que involucran al basamento, concluyendo que la misma se explica adecuadamente como un pliegue por propagación con una zona de cizalla triangular (*trishear*) utilizando un ángulo de falla de aproximadamente 40º (Turienzo y Dimieri 2005 b). Finalmente, si el techo del basamento en el pozo YPF.PLJ.es-1 se prolonga con la pendiente regional hacia la zona del río Diamante, se aprecia que en el sitio del sondeo YPF.RD.x-1 el contacto entre la cubierta y el zócalo se halla sobreelevado (Fig. 8). Esta característica, sumado a lo que se observa en las líneas sísmicas, permite interpretar el desarrollo de las estructuras de basamento al este de la falla Carrizalito.

Una sección estructural balanceada que

abarca desde el oeste de Vega Grande hasta la zona del Cerro Negro, fue realizada por Manceda y Figueroa (1995) considerando un modelo de inversión tectónica. En su sección del área del río Diamante dichos autores determinan un acortamiento de aproximadamente 18 kilómetros (33%) para el basamento y de 29 kilómetros (44 %) para la cubierta sedimentaria. La restitución de la sección central aquí interpretada (B-B') indica un acortamiento tectónico de 14,3 kilómetros (24,1 %), similar para el basamento y para la cubierta sedimentaria, lo cual se debe a que se consideró una estrecha relación espacial y temporal relativa entre las estructuras de una y otra unidad estructural.

Variación de las estructuras a lo largo del rumbo

Para visualizar los cambios en sentido latitudinal que presentan las estructuras mayores de esta región de la faja corrida y plegada de Malargüe, las tres secciones interpretadas (A, B y C) fueron dispuestas tridimensionalmente (Fig. 9). Las estructuras de basamento del sector occidental tienen un notable desarrollo en la zona sur, donde se distingue una escama occidental que produjo un resalto estructural el cual puede correlacionarse con el denominado Alto del Río Blanco (Kozlowski 1984) y que se caracteriza por una importante estructuración de las rocas del Grupo Cuyo. Más al este estas rocas se hallan suavemente plegadas y dispuestas sobre la parte superior de una segunda cuña de basamento, de gran desarrollo, cuya continuidad hacia el sur da lugar al anticlinorio del río Atuel. Estas escamas de basamento se encuentran menos desarrolladas en la sección A, con el consiguiente hundimiento de todas las estructuras hacia el norte, lo cual se manifiesta por la desaparición de los afloramientos del Grupo Cuyo. Esto favoreció la exposición de unidades más jóvenes y la conservación de las estructuras que las afectan, como el amplio sinclinal del arroyo Las Playas (Fig. 9). Como se ha descrito previamente, el anticlinal más occidental (W) dentro de la zona de plegamiento del sector central varía notablemente a lo largo del rumbo debido al diferente desarrollo de las estructuras de basamento que tienen lugar más al oeste. Por esta razón dicha estructura se observa en las Formaciones Huitrín y Diamante en la región norte, en el Grupo Mendoza en la sección central, mientras que en el sur fue erosionada. En cambio, el anticlinal oriental (E), que no se halla elevado por las cuñas de basamento, presenta una gran consistencia de norte a sur y en todas las secciones se encuentra desarrollado en las Formaciones Huitrín y Diamante (Fig. 9). Aunque esta estructura con las evaporitas en su núcleo (Fig. 5) podría suponerse como un pliegue por despegue en la Formación Huitrín, el pozo YPF.A M.x-1 en la sección sur verifica que el Grupo Mendoza participa en la deformación al igual que ocurre en el anticlinal occidental.

El corrimiento Mesón presenta un mayor desplazamiento en la sección sur corriendo al Grupo Malargüe sobre la Formación Agua de la Piedra (Fig. 6a), mientras que al norte solo se resuelve como imbricaciones dentro de la Formación Diamante (Fig. 9). El corrimiento Sosneado, que en la zona norte y central afecta principalmente a la Formación Huitrín dando lugar a las estructuras *duplex* (Fig. 6b), se detectó en la sección sur como una falla que afecta a la Formación Diamante y el Grupo Malargüe registrado en el pozo YPF.LLA.x-1 (Fig. 9). La exposición diferencial de las unidades que han sido afectadas por estos corrimientos está directamente relacionada al ascenso del basamento en el sector oriental. Como se aprecia claramente en las secciones (Fig. 9), las rocas del substrato pre-jurásico se hallan notablemente elevadas en la zona norte (Cordón del Carrizalito) y se hunden progresivamente hacia el sur hasta desaparecer luego del valle del río Diamante (Fig. 3). El alzamiento repentino del zócalo respecto al sector austral se debe a la presencia de un sector de rampa oblicua o lateral de la falla Carrizalito, la cual se aprecia en diversas líneas sísmicas N-S y en un mapa estructural construido al techo del basamento (Turienzo 2008). La abundante información de subsuelo a lo largo de la sección sur permitió reconocer la presencia de la falla Carrizalito, con retrocorrimientos asociados, así como también una estructura similar que afecta al basamento unos kilómetros más al este (ADM, Fig. 9). Esto permite afirmar que al igual que en el sector sur de la faja corrida y plegada de Malargüe, la deformación de piel gruesa ocurre en todo el ancho de la faja limitando sectores con deformación de piel fina (Gerth 1931, Dimieri 1992, Manceda y Figueroa 1995). De esta forma es posible considerar que desde el punto de vista estructural la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal se hallan vinculadas en el modo en que fueron afectadas por la orogenia Andina, constituyendo trenes estructurales de basamento con desarrollo variable a lo largo del rumbo, situación similar a otros alzamientos del zócalo que tienen lugar en diferentes sectores de la Cordillera Principal.

Los acortamientos calculados a partir de las secciones balanceadas, tanto para el basamento como para la cubierta sedimentaria, son de 14,6 kilómetros (24,5 %) para la sección norte y de 13,7 kilómetros (23,3 %) para la sección sur (Turienzo 2008). Estos valores demuestran que a pesar que las estructuras varían considerablemente a lo largo del rumbo, la contracción total sufrida por cada sección es similar debido por ejemplo a que la importante elevación del basamento que ocurre al norte en el sector oriental es equivalente a la gran estructuración del substrato en el sector occidental de la sección sur (Fig. 9). El acortamiento promedio de las tres secciones interpretadas es de 14,2 kilómetros (24 %).

Aunque en el presente trabajo no se llevó a cabo un análisis de la evolución cinemática, existe un consenso generalizado de que la estructuración principal de la faja corrida y plegada de Malargüe ocurrió entre el Mioceno medio y el Plioceno (Baldauf 1997, Combina y Nullo 2005, Giambiagi *et al.* 2005, Silvestro *et al.* 2005). En

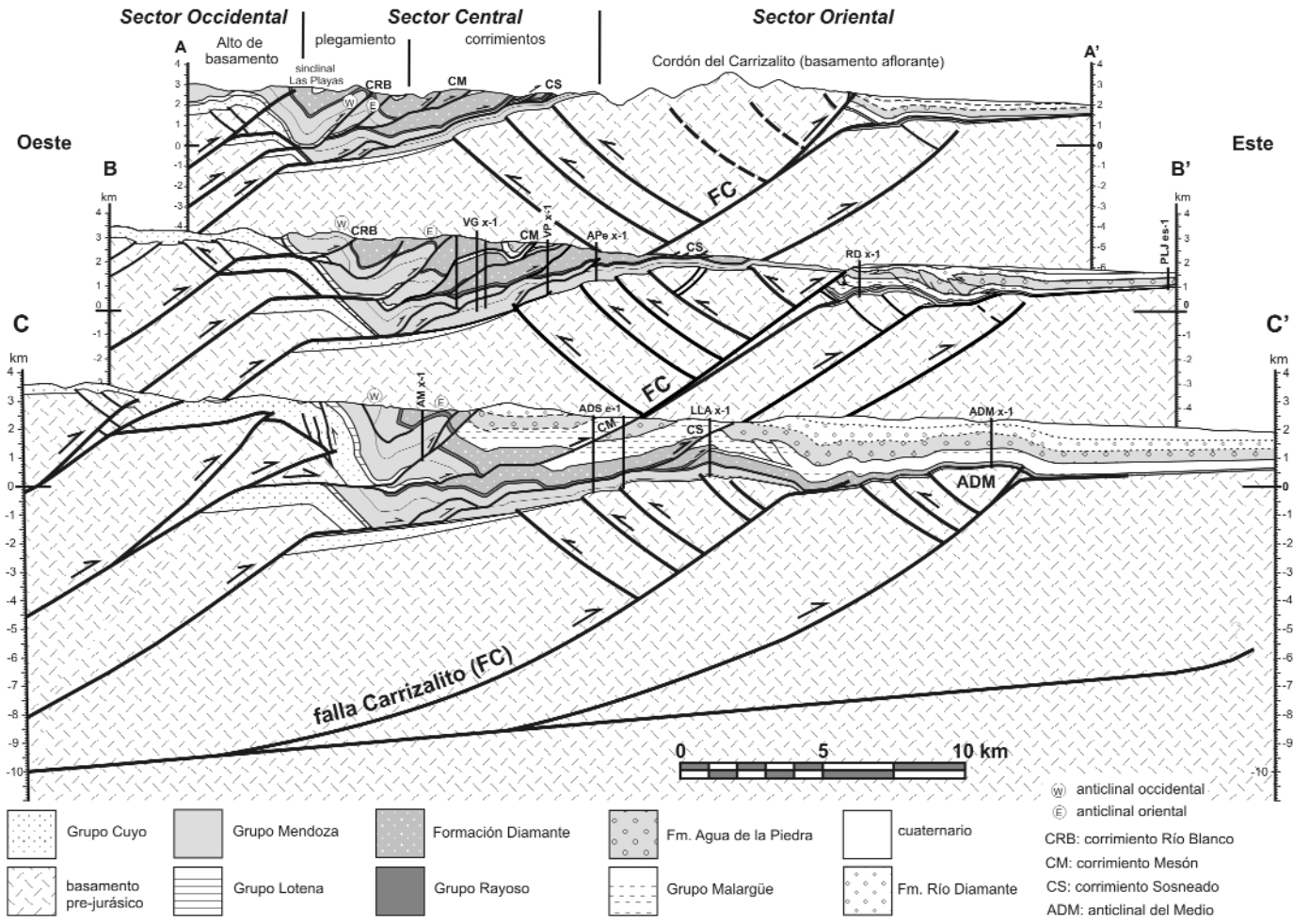

Figura 9: Sección estructural interpretada (B-B') en la que se distinguen todos los dominios estructurales propuestos para este sector de la faja corrida y plegada de Malargüe: Sector occidental con cuñas de basamento apiladas; Sector central con deformación de piel fina caracterizada por estructuras de plegamiento al oeste y corrimientos inmediatamente al este; Sector oriental con el basamento aflorante y afectado por retrocorrimientos. La restitución de la sección permite calcular un acortamiento de 14,3 kilómetros (24,1%) tanto para el basamento como para la cubierta sedimentaria.

base a la información preexistente de edades absolutas y teniendo en cuenta las estructuras interpretadas en esta región (Fig. 9), se realizó una restitución secuencial de las estructuras (Turienzo 2008) que permitió enmarcar el modelo estructural aquí propuesto en un lapso temporal desde los 15 Ma a los 2 Ma. Dentro de este esquema, una fase de mayor contracción durante el Mioceno medio a superior produjo el importante acortamiento observado en los sectores occidental y central, mientras que desde el Mioceno superior al Plioceno tuvo lugar la deformación del sector oriental (Turienzo y Dimieri 2009).

CONCLUSIONES

El estilo estructural de la faja corrida y plegada de Malargüe en la región del río Diamante se caracteriza por la participación del basamento en la deformación en los sectores occidental y oriental, limitando una zona central con deformación de piel fina. En la zona occidental se desarrollan tres grandes cuñas de basamento asociadas a corrimientos producidos por la compresión andina, las cuales conforman en general un apilamiento antiformal, que se insertan en la cubierta sedimentaria favorecidas por la abundancia de rocas evaporíticas que actúan como despegues. Estas escamas de basamento transmitieron el acortamiento a la cubierta generando las estructuras de piel fina en el sector central, donde las variaciones litológicas ejercen un control primario en el estilo de deformación. De esta forma, la abundancia de lutitas y evaporitas al oeste favorece el plegamiento mientras que las unidades más competentes presentes hacia el este son afectadas por fallamiento, donde se destacan los corrimientos Mesón y Sosneado. En el sector oriental, la falta de niveles de despegue dentro de la cubierta dificulta el desarrollo de cuñas de basamento y en cambio tiene lugar una importante deformación mediante retrocorrimientos. Con la continuidad de la compresión, la falla Carrizalito alcanzó la superficie colocando las rocas pre-jurásicas sobre los sedimentos sinorogénicos terciarios en la zona norte y central mientras que hacia el sur las es-

tructuras de basamento permanecen en el subsuelo. El acortamiento promedio calculado a partir de la restitución de las tres secciones interpretadas es de 14,2 kilómetros (24 %), tanto para el basamento como para la cubierta sedimentaria, lo cual se debe a que se consideró una estrecha relación espacial y temporal entre la deformación de piel gruesa y de piel fina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los estudios de tesis doctoral llevados a cabo por el autor y fue realizado con el apoyo financiero de la SeCyT-UNS y el CONICET mediante diferentes subsidios y becas. Agradezco profundamente al Dr. Luis Dimieri por dirigir mis estudios de doctorado y brindarme su apoyo incondicional para mi formación profesional y humana. A Petroquímica Comodoro Rivadavia y Repsol-YPF por facilitarme la información de subsuelo disponible. Los comentarios y sugerencias de los árbitros, Dr. Gonzalo Zamora Valcarce y Dr. Pablo Radic contribuyeron notablemente a la elaboración final de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Baldauf, P., Stephens, G., Kunk, M. y Nullo, F. 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive suite and their implications for the structural development of the Andean Foreland, Southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting with programs 24: A188.

Baldauf, P. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza province, Argentina. Tesis doctoral, The George Washington University, (inédito), 356 p.

Baldi, J., Ferrante, R., Ferrante, V. y Martinez, R. 1984. Estructuras de bloques y su importancia petrolera en el ámbito Mendocino de la cuenca Neuquina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 153-161.

Boggetti, D. y Aguerre, G. 1993. Informe geológico del área Vega Grande. Petroquímica Comodoro Rivadavia (inédito), 8 p., Buenos Aires.

Broens, S. y Pereira, M. 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 685-695.

Cazau, L. 1993. Yacimientos Sosneado y Vega Grande. En V. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 3(16): 451-456.

Charrier, R. 1979. El triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad Nacional de Chile, Comunicaciones 26: 1-137.

Combina, A. 1996. Evolución tectosedimentaria del Terciario continental de la Cuchilla de la tristeza y su vinculación con los levantamientos de la Cordillera Principal. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédito), 196 p.

Combina, A. y Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 6º International Symposium on Andean Geodinamics (Barcelona), Abstracts: 174-177.

Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G. 1993. Depósitos Terciarios en el pié de sierra del área de Las Aucas, sur de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 2: 180-186.

Dessanti, R. y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22(2): 135-162.

Dimieri, L. 1992. Evolución estructural de la Cordillera Principal, a lo largo del arroyo La Vaina, entre el arroyo Potimalal y el arroyo Pehuenche, al oeste de Bardas Blancas, Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédito), 151 p., Bahía Blanca.

Fuentes, F. y Ramos, V. 2008. Geología de la región del cerro Guanaquero, río Diamante, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 84-96.

Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. Actas Academia Nacional de Ciencias 10: 123-174, Córdoba.

Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 662-671.

Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(2): 141-176. Series de Reimpresiones de Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

Kim, H., Scaricabarozzi, N. y Ramos, V. 2005. La estructura al sur del río Diamante y su relación con la falla de Malargüe, Cuenca Neuquina, centro-oeste de Mendoza. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 63-70.

Kozloswki, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381-395.

Kozloswki, E., Cruz, C., Condal, P. y Manceda, R. 1989. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante. Pcia. de Mendoza. 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 675-688.

Kozlowski. E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En V. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.

Kozlowski. E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1: 15-26.

Llambías, E., Kleiman, J. y Salvarredi, J. 1993. El magmatismo gondwánico. En V. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(6): 53-64, Buenos Aires.

Manceda, R., Bollatti, N. y Manoti, R. 1992. Modelo estructural para Bardas Blancas, cuenca Neuquina, Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras 31: 92-103.

Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez S., y H. J. Welsink (eds.) Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.

Nullo, F., Proserpio, C. y Haller, M. 1987. Estructuras Intercretácicas en la Cordillera Principal (34º30'-36º) Mendoza, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 1: 185-188.

Nullo, F. y Stephens, G. 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 107-112.

Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(2): 119-132.

Orts, S. y Ramos, V. 2006. Evidence of middle to late cretaceous compressive deformation in the High Andes of Mendoza, Argentina. Backbone of the Americas (Mendoza), Geological Society of America y Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 9, Resúmenes: 65.

Ramos, V. 1993. Interpretación Tectónica. En V. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(19): 257-266, Buenos Aires.

Ramos, V. 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En R. Caminos (ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784, Buenos Aires.

Ramos, V. 2002. La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 166-167.

Rojas, L. y Radic, P. 2002. Estilos de deformación del basamento y de la cobertura sedimentaria en la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 224-229.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 627-643.

Spalletti, L., Franzese, J., Morel, E. y Artabe, A. 2005. Nuevo enfoque estratigráfico del Triásico-Jurásico temprano en la región del Río Atuel, provincia de Mendoza. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 3: 77-82.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A. y Repol, D. 2000. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290: 1-114, Buenos Aires.

Tickyj, H., Rodriguez Raising, M., Cingolani, C., Alfaro, M. y Uriz, N. 2009. Graptolitos Ordovícicos en el sur de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64(2): 295-302.

Tunik, M., Aguirre-Urreta, B. y Concheyro, A. 2005. El Grupo Mendoza a la latitud del Río Diamante, cuenca Neuquina Surmendocina. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 1: 325-330.

Turienzo, M. y Dimieri L. 2005a. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19(2): 111-125.

Turienzo, M. y Dimieri L. 2005b. Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del Río Diamante, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(2): 336-352.

Turienzo, M. y Dimieri L. 2005c. Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargüe, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 651-661.

Turienzo, M., Dimieri, L. y Ponce, F. 2005. Descripción e interpretación de las estructuras asociadas al alto de basamento del Río Blanco, perfil arroyo Tordillo-Los Toscales, Mendoza. 16º Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 47-52.

Turienzo, M. y Dimieri, L. 2006. Cinemática de los sistemas de retrocorrimiento que afectan al basamento, Río Diamante, Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 9: 142-148.

Turienzo, M., Frisicale, C., Torres Carbonell, P. y Dimieri, L. 2006. Micro y meso estructuras andinas en el basamento de la faja corrida y plegada de Malargüe, Río Diamante, Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 9: 221-228.

Turienzo, M. 2008. Estructuras tectónicas en el frente montañoso de la Cordillera Principal, a lo largo del Río Diamante (34 40'L.S.-69 30' L.O), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédito), 250 p., Bahía Blanca.

Turienzo, M. y Dimieri, L. 2008. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. 17º Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 1: 165-166.

Turienzo, M. y Dimieri, L. 2009. Evolución estructural de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante (34º40' L.S.). 14º Reunión de Tectónica (Río Cuarto), Resúmenes: 28.

Vicente, J. C. 2006. Dinamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(1): 221-250.

Yrigoyen, M. 1953. Geología de la región entre los ríos Diamante y Atuel, Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito), Buenos Aires.

Recibido: 15 de abril, 2009
Aceptado: 11 de septiembre, 2009