

EL SISTEMA DÚPLEX DEL INTERVALO HUITRÍN-RAYOSO EN LA FAJA PLEGADA Y FALLADA NEUQUINA. DEFINICIÓN DEL FRENTE DE DEFORMACIÓN DE LÁMINA DELGADA

Daniel Starck¹, Alejandro Bande² y Eduardo Micucci³

1: YPFB-Andina. daniel@starck.im

2: Tecpetrol S.A. alejandro.bande@tecpetrol.com

3: Tecpetrol S.A. eduardo.micucci@tecpetrol.com

Palabras Clave: Cuenca Neuquina, frente de deformación, Huitrín, dúplex

ABSTRACT

The Agrio and Chos Malal thrust and fold belts develop over more than 200 km in the northwestern sector of the Neuquén Basin. In their frontal sector, the eastern flank of ramp related anticlines behaves as tectonic wedges, inserting along evaporitic related detachments. The multiple occurrence of those detachments determines the occurrence of several packages with distinctive structural styles ("structural levels"). In the northern part of the analyzed thrust and fold belt, the participation of deformed units of the Mendoza Group within these structural levels add complexity to the frontal area, and led to the occurrence of commercial oil accumulations. To the south, the Mendoza Group remains undeformed at the front of the belt, and the deformation concentrates within alternating salt-clastic levels located higher in the stratigraphic column (Huitrín and Rayoso formations).

The seismic recorded there allows to recognize a wide duplex structure, sandwiched between detachment levels located at the base and top of that package. This duplex structure is characterized by the replication of discrete horses (mainly hinterland dipping), in a clear passive roof configuration. The duplex belt spreads along 150 km with a maximum wide of about 40 km.

The frontal boundary of the duplex structure is a blind line, where no thin-skinned deformation is present to the east. This blind line represents the real deformation front of the analyzed thrust and fold belts.

INTRODUCCIÓN

Si bien el concepto de "frente de deformación" de las fajas plegadas y falladas no tendría una definición precisa, parece haber cierto consenso en relacionar el mismo a las manifestaciones más externas de la deformación, al menos en el caso de las fajas de plegadas y falladas neuquinas (Rojas Vera *et al.*, 2015; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Irastorza *et al.*, 2019; Turienzo *et al.*, 2020, 2022, entre otros). Esta asignación muchas veces conlleva una componente orográfica, ya que el uso de

“frente de deformación” suele convivir con el empleo de “frente orogénico” y “frente montañoso”.

La utilización indistinta de los mencionados “frentes” tiene sustento en la clara asociación entre estructura y topografía, en la que el relieve de las cadenas compresivas termina con las últimas (más externas) manifestaciones tectónicas. De esta manera se asume que el frente de las fajas plegadas del noroeste neuquino y sur mendocino corresponde al flanco oriental de una serie de anticlinales aflorantes, elongados en sentido norte-sur. Al este de los mismos se extiende un dominio poco deformado, desarrollado sobre la porción extraandina de la Cuenca Neuquina. Íntimamente relacionados a los mencionados anticlinales pueden desarrollarse por delante “sinclinales frontales”.

La asociación entre el “frente de deformación” y el “frente montañoso” empezó a romperse en la década del 80 del siglo pasado al postularse la existencia de estructuras compresivas de “lámina delgada” por debajo de los sinclinales frontales (Ploszkiewics, 1987; Ploszkiewics y Viñes, 1987; Viñes, 1989), sin expresión superficial. Este modelo estructural de “zona triangular”, fue exitosamente comprobado por medio de pozos, y condujo al descubrimiento de los yacimientos de Filo Morado, El Portón y Chihuido de la Salina. La existencia de estas estructuras demostró además que la deformación se extendía hacia el este del frente orogénico, al menos en el sector de la faja plegada y fallada localizada en la zona limítrofe entre las provincias de Mendoza y Neuquén. Hacia el sur, la faja frontal parece adoptar un esquema más sencillo, sin el desarrollo de estructuras por delante de los anticlinales frontales. Esta situación determina la pérdida del play exploratorio asociado al sur del yacimiento Filo Morado.

Sin embargo, el análisis de la sismica de reflexión registrada en ese sector de la cuenca neuquina permitió comprobar que la sencillez del frente de deformación en esas latitudes no es tal, y que estructuras compresivas de “lámina delgada” se desarrollan hasta 40 km por delante del frente definido en la actualidad. Estas estructuras compresivas se manifiestan como un sistema dúplex apreciable en distintas secciones sísmicas a lo largo de más de un centenar de kilómetros en sentido NS. La interpretación sísmica de ese sistema y su mapeo permitió corroborar la regionalidad del mismo y comprender su significado en el contexto general de la Faja Plegada y Fallada Neuquina Surmendocina.

ENTORNO GEOLÓGICO

El área estudiada se desarrolla en la sección occidental de la cuenca neuquina (Fig. 1), donde las secuencias depositadas en la misma fueron afectadas por la compresión cenozoica e involucradas en el orógeno andino. La estratigrafía de la cuenca está descrita en detalle en numerosos trabajos (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995 y trabajos citados allí), por lo que aquí sólo se hará una breve síntesis, focalizando en los niveles de despegue de la faja plegada y corrida y en el basamento de la cuenca que cumple un importante rol en zonas donde la deformación involucra estas rocas.

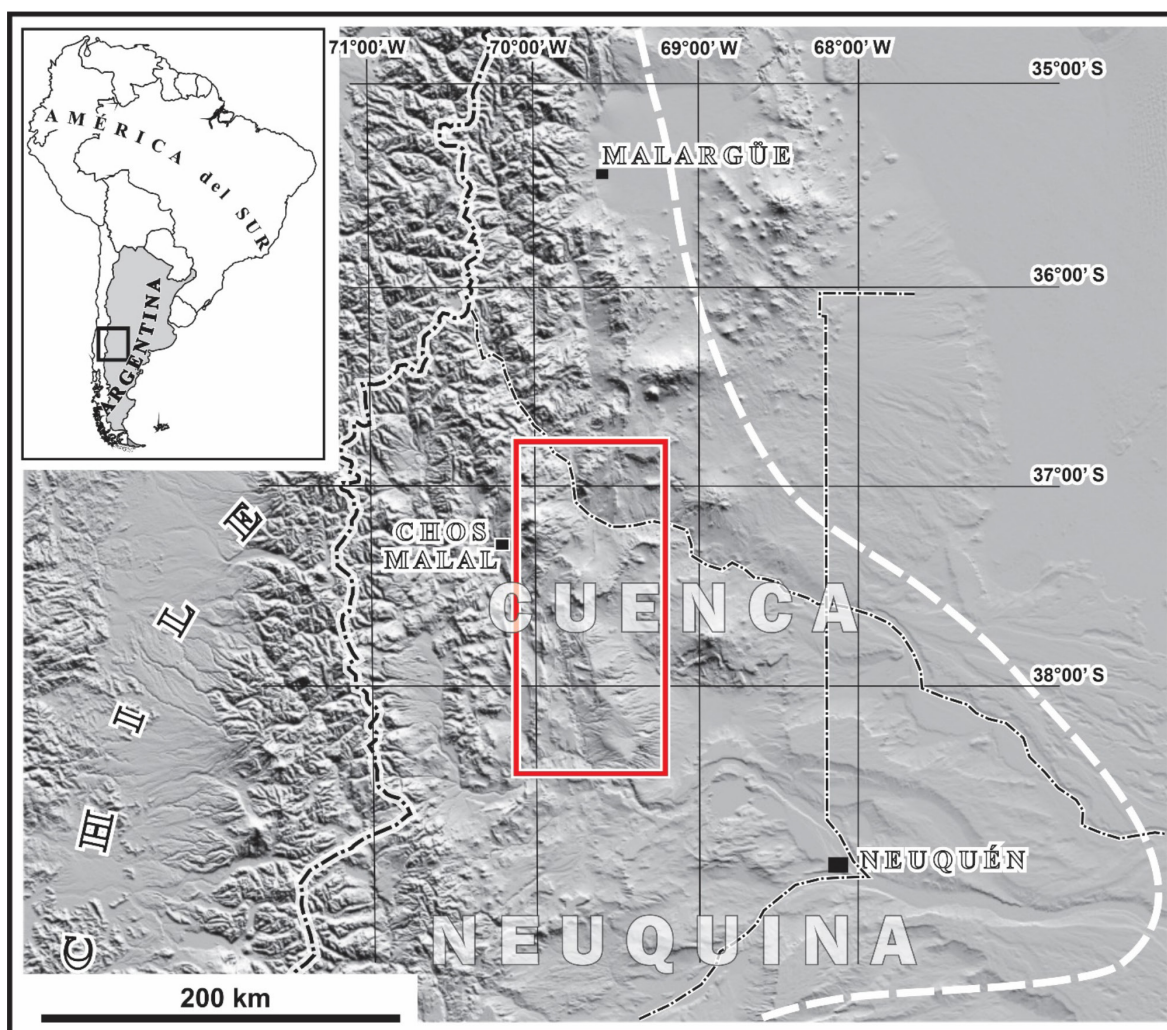


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona analizada.

Basamento

Se denomina como “basamento” en la zona a un complejo volcánico-clástico de gran espesor y con un comportamiento reológico rígido. Está compuesto por el Grupo Choiyoi, una unidad caracterizada por una variada asociación de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias clásticas, con un claro predominio de brechas y aglomerados volcánicos con una escasa participación de rocas volcánicas básicas y sedimentarias epiclásticas. Aflora en el núcleo de los anticlinales de primer orden desarrollados en posiciones más occidentales (por ejemplo, en la Cordillera del Viento), también fue alcanzada por pozos perforados en algunos de los anticlinales frontales (Pampa Tril).

Las rocas de este grupo habrían sido generadas durante dos episodios durante el Pérmico (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Kay, 1990; Sato *et al.*, 2015, entre otros). Se ha estimado un espesor de 2000 m para este grupo en la Cordillera del Viento (Turner y Cazau, 1978).

Niveles de despegue

Se reconocen en la zona varios niveles de despegue, relacionados a niveles evaporíticos o pelíticos (sobrepresionados). El deslizamiento sobre estos niveles hace que los paquetes estratigráficos limitados por ellos puedan presentar comportamientos distintivos durante la deformación.

La Formación Auquillo es la unidad más joven (Calloviana-Oxfordiana) del Grupo Lotena. Está compuesta por evaporitas, principalmente yeso y representa uno de los principales eventos de restricción marina en el ámbito de la Cuenca Neuquina. Dadas sus características reológicas se comporta como un nivel de despegue en la zona en estudio.

La Formación Vaca Muerta comprende la sección basal de un ciclo sedimentario depositado durante el intervalo Tithoniano-Valanginiano vinculado a al máximo episodio de inundación de la cuenca. En términos generales se puede reconocer un intervalo basal dominado por margas laminadas, ricas en materia orgánica, sobrepuesto por un intervalo compuesto por margas intercaladas con packstones y grainstones, depositados en un ámbito de rampa externa. Debido a la posición distal del área analizada en este contexto regional, predominan las facies de margas ricas en materia orgánica. Están localizadas en los términos basales de la Fm. Vaca Muerta y representan la principal roca madre de la Cuenca Neuquina, además de comportarse como un nivel de despegue.

La Formación Huitrín está compuesta por areniscas, calizas y evaporitas, las que se presentan en litomas de una composición litológica homogénea, separados por discontinuidades estratigráficas notables. Esta situación permitió una clara subdivisión en miembros. Es así que se reconocen los miembros Chorreado (calizas), Troncoso inferior (areniscas, fluviales y eólicas), Troncoso superior (evaporitas) y La Tosca (calizas y dolomitas), totalizando un espesor de unos 100 m. Sin embargo, la presencia de importantes niveles evaporíticos en esta formación lleva a que el esquema estratigráfico descripto (válido para los afloramientos) presente importantes variaciones en subsuelo.

Es así que el Miembro Troncoso Superior, que en los afloramientos se compone por un paquete anhidrítico de unos 30 m, incorpora grandes espesores de halita e inclusive sales de potasio. El espesor de estos niveles puede sobrepasar inclusive los 100 m hacia el este de las zonas afloradas.

Claramente, el espesor original de estas secciones evaporíticas fue muy afectado en la zona deformada por fenómenos de disolución y de remobilización tectónica. En el caso de la disolución, es muy claro que los espesores de halita de gran solubilidad han sido eliminados por la acción de las aguas meteóricas en las zonas afloradas y en las cercanías de la superficie topográfica. No existen afloramientos de la sección halítica.

Estos niveles salinos se comportan como eficientes niveles de despegue. Los mismos tienen un borde deposicional hacia el este lo que, como se verá, condiciona fuertemente la estructuración

La Formación Rayoso corresponde a una unidad clástico-evaporítica de tonalidades rojizas a verdosas, que alcanza en la zona un espesor de unos 400 m. En los afloramientos se reconocen

intervalos arenosos que intercalan con otros pelíticos (principalmente limos masivos) los que pueden alojar capas de yeso/anhidrita y algunas calizas estromatolíticas. Al igual que en el caso de la Formación Huitrín, esta unidad presenta importantes niveles halíticos hacia el este de las zonas afloradas. La concentración de los niveles evaporíticos en la mitad inferior de la unidad llevó a la subdivisión de la misma en dos miembros, uno superior o miembro clástico, y uno inferior el miembro evaporítico.

Se depositó durante el Barremiano-Aptiano, en un ambiente lacustre que oscilaría entre salobre y salino restringido, con un aporte arenoso distribuido por flujos de fondo. Nuevamente, los niveles halíticos de esta unidad constituyen niveles de despegue.

La distinción entre los miembros salinos de las formaciones Huitrín y Rayoso tiende a complicarse hacia el este, y en las descripciones litológicas de los pozos hay disparidad de criterios. Debido al enfoque netamente estructural de este trabajo no se avanzará en el análisis del límite entre estas secciones, englobándolas en un mismo paquete con un comportamiento reológico similar.

Síntesis estructural

La zona analizada corresponde a la faja frontal y piedemonte de la faja plegada y corrida neuquina-sur mendocina. Localmente, y con un criterio mayormente geográfico, se han diferenciado en la misma distintos sectores a los que se han denominado fajas plegadas y falladas de Malargüe, de Chos Malal y del Agrio, cuyos límites cambian de acuerdo a los distintos autores que trabajaron en la zona (véase Folguera *et al.*, 2007; Rojas Vera *et al.*, 2015; Turienzo *et al.*, 2022; Spina *et al.*, 2022). Por delante de estas, hacia el este, se pasa a una zona de menor estructuración que podría definirse como el antepaís de la citada faja. En este ambiente de antepaís sólo se reconocen unas pocas estructuras compresivas, de escasa magnitud.

En el estilo estructural general de la zona se reconocen estructuras anticlinales de primer orden que involucran el basamento, situación que implica un estilo de “piel gruesa” (“*thick-skin*”) para esta faja plegada y fallada. Estas estructuras mayores generan por delante (hacia el este) una intensa deformación en la cubierta sedimentaria. Esta deformación se relaciona a los descritos niveles de despegue, en un claro estilo de lámina delgada. Como se verá más adelante, estos anticlinales de primer orden, en algunos casos pueden llegar a desarrollarse en la zona frontal de la faja. La convivencia de deformación de lámina gruesa y delgada determina el carácter de faja plegada híbrida para la faja analizada.

Las estructuras positivas más externas de estas fajas plegadas corresponden a una serie de anticlinales con fuerte expresión topográfica. Estos son (de norte a sur) los anticlinales Sierra de Reyes, Pampa Tril, Las Yeseras-Curaco, San Eduardo-Veta Neuquén, Cerro Rayoso, Pichi Mula y Rio Agrio (Fig. 2).

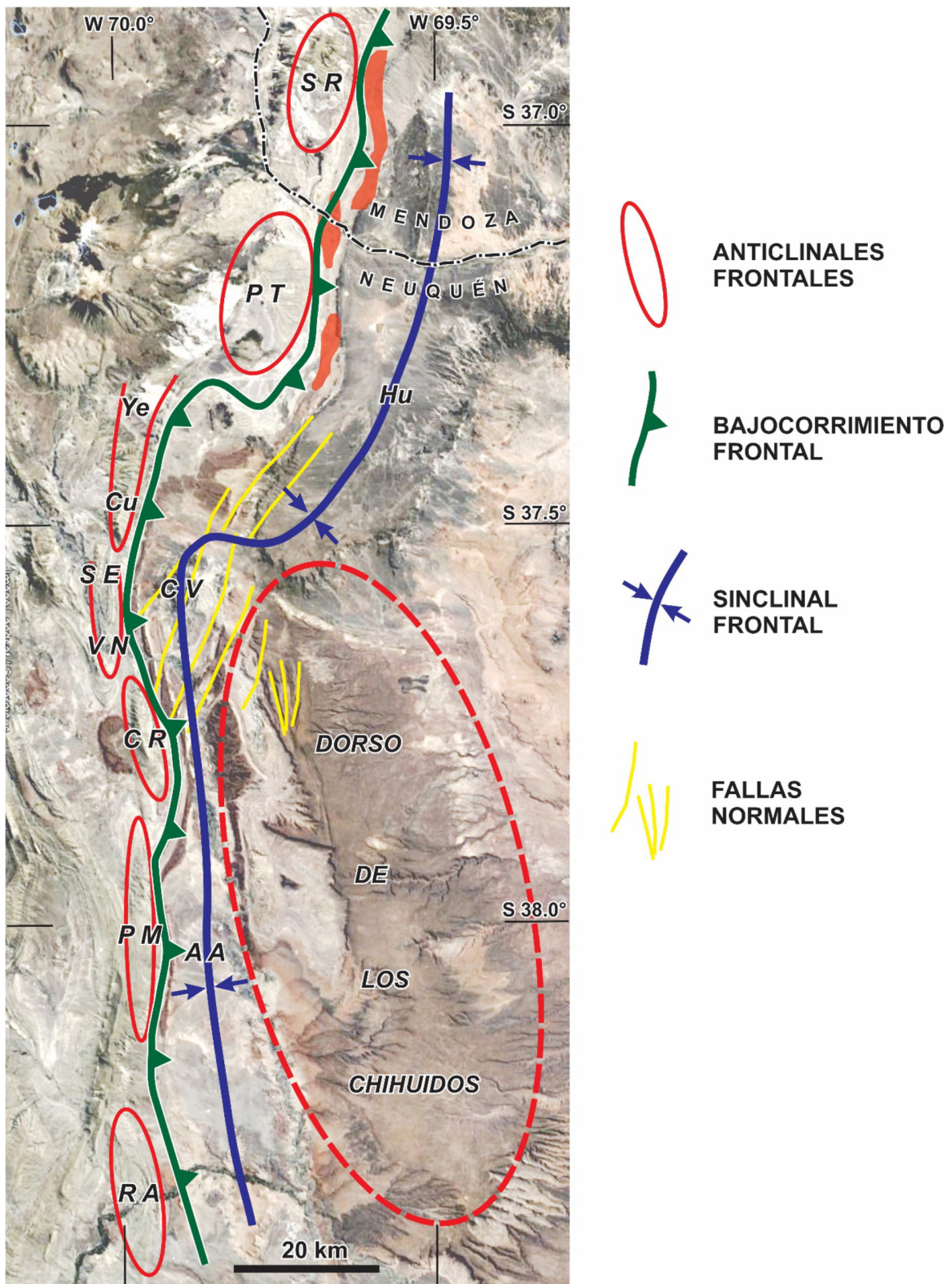


Figura 2. Principales elementos tectónicos del sector frontal de la faja plegada y fallada Neuquina-Sur Mendocina. Anticlinales frontales: SR: Sierra de Reyes, PT: Pamapa Tril, Ye: Yeseras, Cu: Curaco; SE: San Eduardo, VN: Veta Neuquén, CR: Cerro Rayoso, PM: Pichi Mula, RA: Río Agrio. Sinclinales: Hu: Huantraico, CV: Cerro Villegas, AA: Agua Amarga. Las siluetas rojas en el extremo norte de la Figura corresponden a los yacimientos Chihuido de la Salina, El Portón y Filo Morado.

En el sector norte de esta faja frontal, el basamento (Grupo Choyoi) está involucrado en la deformación, como ha sido demostrado por perforaciones en el caso de Pampa Tril. Hacia el sur, esta participación del basamento parece perderse, y se ha interpretado a los anticlinales frontales como despegados en niveles de la Formación Auquilco o de la Formación Vaca Muerta (Rojas Vera *et al.*, 2015; Turienzo *et al.*, 2022).

Independientemente si estos anticlinales involucran o no al Grupo Choyoi, en el flanco frontal de los mismos se desarrolla un bajocorrimiento, alojado en los niveles de despegue de las formaciones Huitrín y Rayoso. Este bajocorrimiento se desarrolla de forma continua por unos 200 km en sentido norte-sur, lo que lo convierte en el elemento tectónico más representativo del frente de estas fajas plegadas. El mismo acompaña a los distintos anticlinales frontales, adoptando una traza sinuosa al acomodarse a las culminaciones, sillas estructurales y arreglos “en echelon” que muestran estos pliegues.

La configuración del frente orogénico corresponde entonces a cuñas tectónicas, en las que el flanco oriental de anticlinales relacionados a rampas se inserta en los despegues de las formaciones Huitrín y Rayoso, provocando el desacople de las unidades que se encuentran por encima de estos despegues de los que se desarrollan por debajo. Esta configuración estructural, caracterizada por un panel buzante hacia el antepaís (las anteinclinaciones de los anticlinales frontales) y la ausencia de corrimientos emergentes de importancia, es un rasgo de numerosos frentes montañosos (Vann *et al.*, 1986).

En la parte norte de la zona analizada el deslizamiento sobre los niveles dúctiles ubicados en la base del Grupo Mendoza y en la formación Auquilco provoca que en la cuña tectónica participe un “ piso estructural ” adicional que involucra las unidades desarrolladas entre estos despegues y los existentes en las formaciones Huitrín y Rayoso. Los anticlinales de este “ piso estructural ”, compuesto mayormente por el Grupo Mendoza, conforman las trampas productivas.

Como se mencionó anteriormente, en el sector sur, la participación de este “ piso estructural ” en la deformación existente en el frente de la faja plegada y fallada es reducida o inexistente. Sin embargo, existe una franja deformada por delante del frente, también por debajo de los sinclinales frontales, e inclusive sobrepasándolos hacia el este. La deformación en esta franja involucra la columna estratigráfica limitada por los niveles evaporíticos, dúctiles, presentes en las formaciones Huitrín y Rayoso.

EL SISTEMA DÚPLEX DE LAS FORMACIONES HUITRÍN Y RAYOSO

Este sistema, objeto principal de la presente contribución, se desarrolla por delante de la cuña tectónica mencionada antes, avanzando varias decenas de kilómetros hacia el este. El aspecto “vibrado” que presenta este paquete en la sismica registrada en la zona, fue reconocido por varios geocientíficos que trabajaron en ella, pero nunca fue analizado con profundidad. Como

anterior se puede mencionar a Turienzo *et al.* (2018) que interpretaron, a la latitud de Filo Morado, un comportamiento estructural para el intervalo en cuestión similar al que aquí se propone.

En las distintas secciones sísmicas interpretadas, el intervalo en cuestión abarca un espesor en tiempo de más de 200 ms (TWT), involucrando varios reflectores con notables amplitudes. Seguramente la alternancia de niveles evaporíticos con otros de composición clástica generan esa buena respuesta sísmica. En la franja analizada estos reflectores se ven disturbados, mostrando una apretada deformación, con una longitud de onda del orden de los 500 a 1000 m. Esta deformación contrasta fuertemente con el comportamiento tranquilo que muestran tanto la sección inferior, como la suprayacente al intervalo en cuestión, resaltando el desacople estructural entre estas 3 secciones.

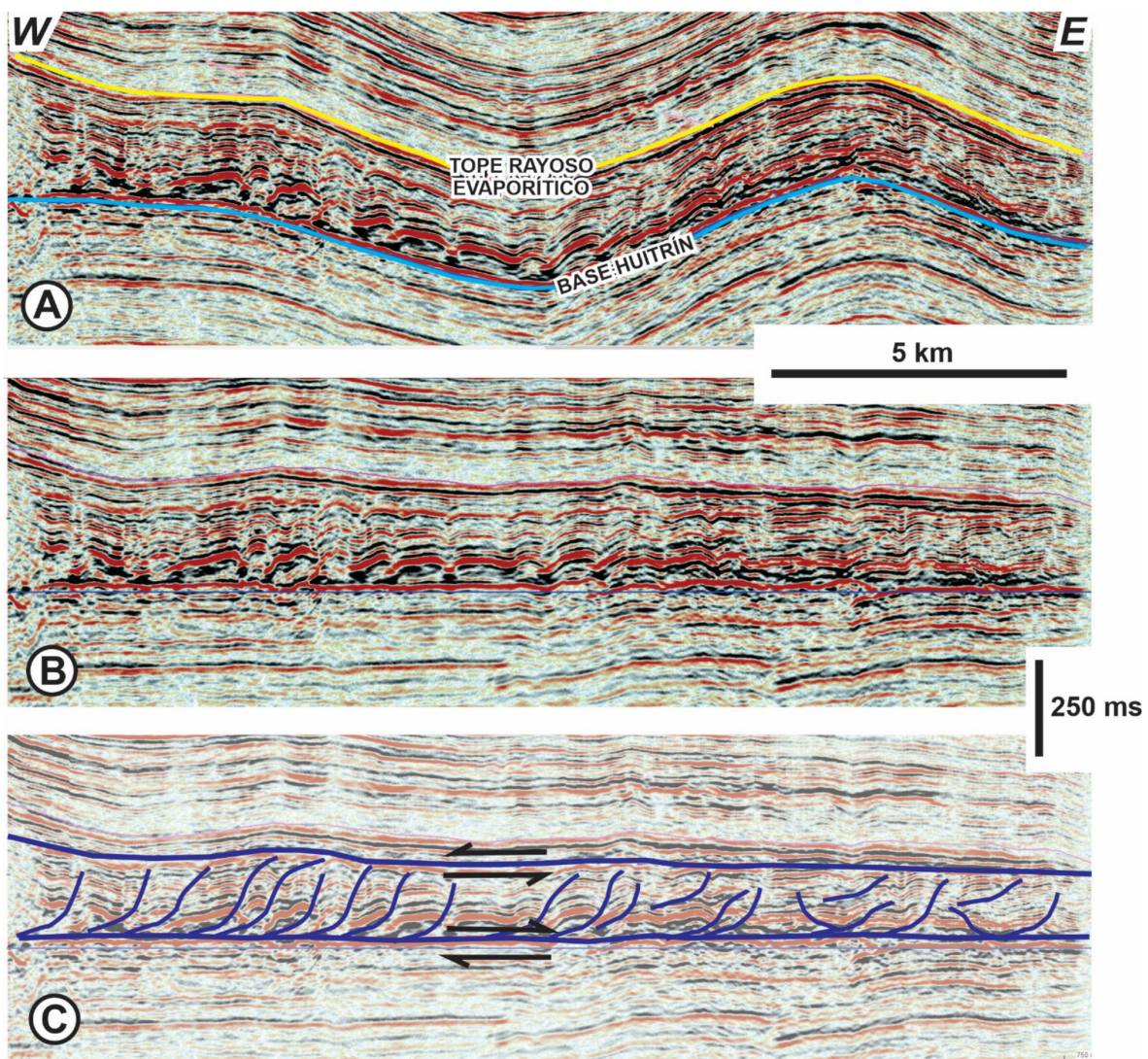


Figura 3. Detalle de sección sísmica mostrando la estructura interna del sistema dúplex A: Sección original. B: Sección horizontalizada a la base de la formación Huitrín, sin interpretar. C: Sección horizontalizada e interpretada (ubicación en Fig. 4).

El análisis más detallado de esta zona deformada permite apreciar que la estructura dominante es la de caballos imbricados de dimensiones del orden del kilómetro (Fig. 3). Estos presentan una vergencia principal hacia el este y, en menor proporción, hacia el oeste. De acuerdo estas vergencias, las fallas que los delimitan corresponden tanto a corrimientos como a bajocorrimientos. La imbricación de los mismos genera un sistema de corrimientos dúplex que provoca el engrosamiento tectónico de la sección. Este engrosamiento, no muy importante, se caracteriza por su notable uniformidad, confiriéndole al sistema dúplex una notable “prolijidad”.

Este sistema presenta un límite perfectamente definido hacia el este, por delante del cual no existe deformación. Esta ausencia de deformación indica que el acortamiento acumulado en la zona dúplex no se propaga hacia adelante, no quedando otra alternativa que el mismo sea absorbido por el nivel de despegue que lo limita por arriba. Este se comporta entonces como un bajocorrimiento, y el acortamiento es “devuelto” hacia el oeste hacia zonas más internas de la faja plegada y fallada. Esta situación indica que el sistema dúplex en cuestión corresponde a uno del tipo de “techo pasivo”.

Esta categoría de dúplex fue definida por Banks y Warburton (1986), en la que incluyeron a aquellos dúplex cuya secuencia de techo (roof sequence) presenta un sentido de desplazamiento de bajocorrimiento y permanece relativamente estacionaria durante la propagación hacia adelante del dúplex infrayacente. De acuerdo a estos autores, los dúplex de techo pasivo pueden ser interpretados como un mecanismo de acortamiento en aquellos frentes montañosos caracterizados por la ausencia de corrimientos emergentes y en los que únicamente se presentan corrimientos ciegos hacia el lado externo de la última escama de la faja montañosa.

El sistema dúplex que nos ocupa acompaña al frente orogénico por unos 150 km, desde el Río Colorado (límite entre las provincias de Neuquén y Mendoza) hasta un poco más al sur del Río Agrio y a lo largo de su extensión se sobrepone a distintos elementos tectónicos. Es así que, con un arrumbamiento NNE-SSW, se desarrolla sobre el Sinclinal de Huantraico, corta oblicuamente al extremo norte del Dorso de los Chihuidos, y termina en su tercio sur acompañando aproximadamente al Sinclinal de Agua Amarga (Fig 4).

El ancho del mismo se incrementa de poco menos de unos 10 km en sus extremos hasta unos 40 km en la parte más ancha, aproximadamente a los 37.5° S de latitud. Este ensanchamiento coincide con la configuración reentrante (reentrant) del frente orogénico a esa latitud. En coincidencia también con ese reentrante se desarrollan por delante del frente una serie de fallas normales lítricas (Cristallini y Allmendinger, 2000; Turienzo *et al.*, 2022), las que se enraízan en los niveles evaporíticos de la Formación Huitrín. Estas fallas también presentan rumbos NNE-SSW (Fig. 2), y por su localización parecerían tener alguna vinculación genética con el citado reentrante. Claramente son posteriores al emplazamiento del sistema zona dúplex analizado.

La configuración interna de este sistema dúplex se caracteriza por la presencia de fallas contraccionales discretas que, ya sea con vergencia hacia al antepaís o hacia el orógeno, conectan un

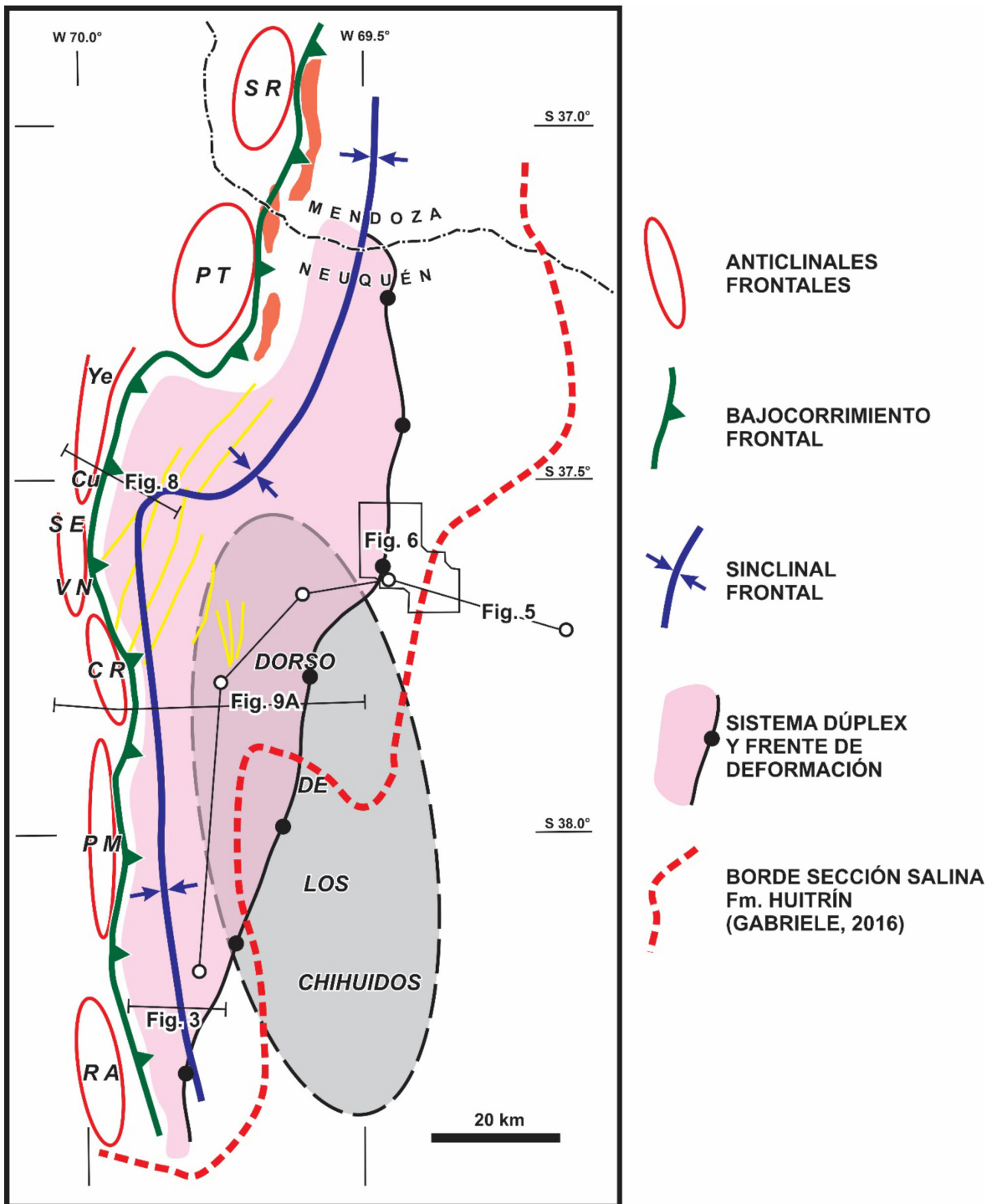


Figura 4. Mapa de la zona estudiada mostrando la distribución geográfica del sistema dúplex. El límite oriental del sistema dúplex representa el frente de deformación de la faja plegada y fallada, llegando a localizarse hasta 40 km por delante de los anticlinales frontales.

corrimiento basal (*floor thrust*) con uno superior (*roof thrust*). Como ya se mencionó, el corrimiento superior corresponde a un bajocorrimiento, con sentido aparente de desplazamiento hacia el oeste. De acuerdo a lo observable en la sísmica el corrimiento inferior parece localizarse en los niveles basales de la sección salina del miembro Troncoso. El bajocorrimiento superior se ubicaría en niveles altos del miembro salino de la Formación Rayoso. Se advierte además la existencia de niveles de patinaje intermedios (Fig. 3), seguramente controlados por alguno de los paquetes halíticos que caracterizan a esta sección de la columna estratigráfica.

Como ya se mencionó, las dimensiones de los caballos involucrados en el dúplex son del orden del kilómetro de longitud, mientras que el desplazamiento a lo largo de las fallas que los delimitan no parece superar los 200 m, valor que no muestra gran variación en las distintas fallas. Esta combinación de dimensiones y desplazamiento genera un sistema dúplex de espesor bastante constante, con una replicación de caballos similares a lo ancho de toda la zona. Esta característica es la que le confiere el carácter ordenado y prolijo, perfectamente comparable con los modelos geométricos publicados.

Este tipo de configuraciones dúplex han sido catalogados también como dúplex de techo plano (*planar roof duplex*, Groshong y Usdansky, 1988), los que contrastan con los apilamientos antiformales. En el caso del sistema estudiado, la planaridad también fue favorecida por el comportamiento de los niveles halíticos, los que habrían rellenado y nivelado por fluencia plástica las irregularidades existentes entre la parte alta del conjunto de caballos y la secuencia de techo suprayacente.

El frente de este sistema dúplex está determinado por la localización del extremo más oriental del último (más frontal) de los caballos imbricados. La convergencia de la última rampa con el bajocorrimiento del techo generaría un “punto ciego” (o “línea ciega” en 3D) por delante del cual no existiría más deformación. Esta situación es claramente apreciable en los cubos sísmicos registrados sobre ella. Los *time* y *horizon slices* generados para niveles dentro de la sección estratigráfica en

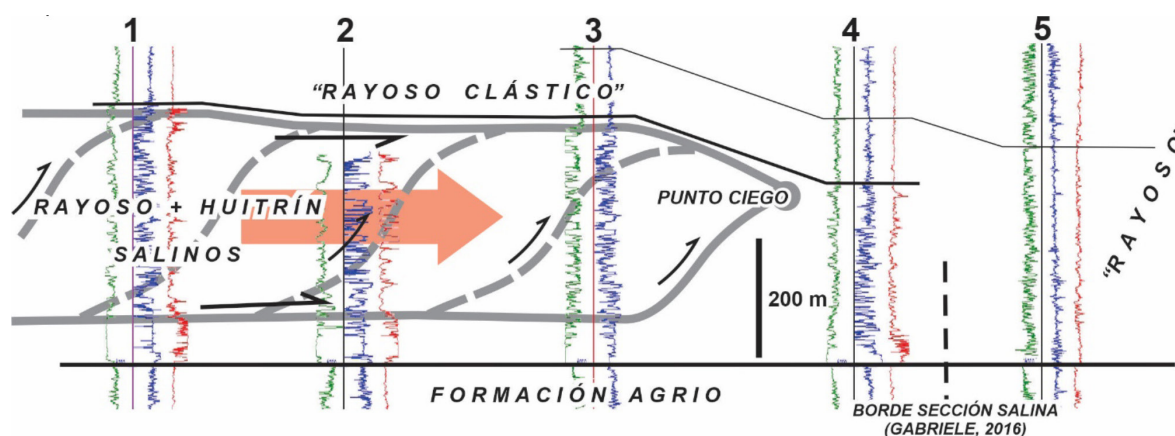


Figura 5. Correlación estratigráfica mostrando la sección involucrada en el sistema dúplex. Ubicación en Fig. 4. Nótese el engrosamiento (tectónico + ¿estratigráfico?) de la sección hacia la izquierda (hacia el SW). La estructuración graficada es esquemática. Sin escala horizontal.

cuestión muestran el contraste entre la zona dúplex deformada hacia el oeste y la zona indeformada (“antepaís”) en el este (Figs. 5 y 6). La abrupta separación entre esas zonas corresponde a la mencionada “línea ciega”. A partir de esta línea ciega, donde es nulo, el desplazamiento tanto del corrimiento de base como el del bajocorrimiento del techo se va incrementando hacia el oeste. Este incremento hacia la parte interna del orógeno en ambos corrimientos es característico de los dúplex de techo pasivo. Este límite oriental podría tener un control estratigráfico, ya que el mismo presenta un paralelismo general con el borde deposicional definido por Gabriele (2016) para la sección salina (Figs. 4 y 5). Este control estratigráfico podría relacionarse a un espesor

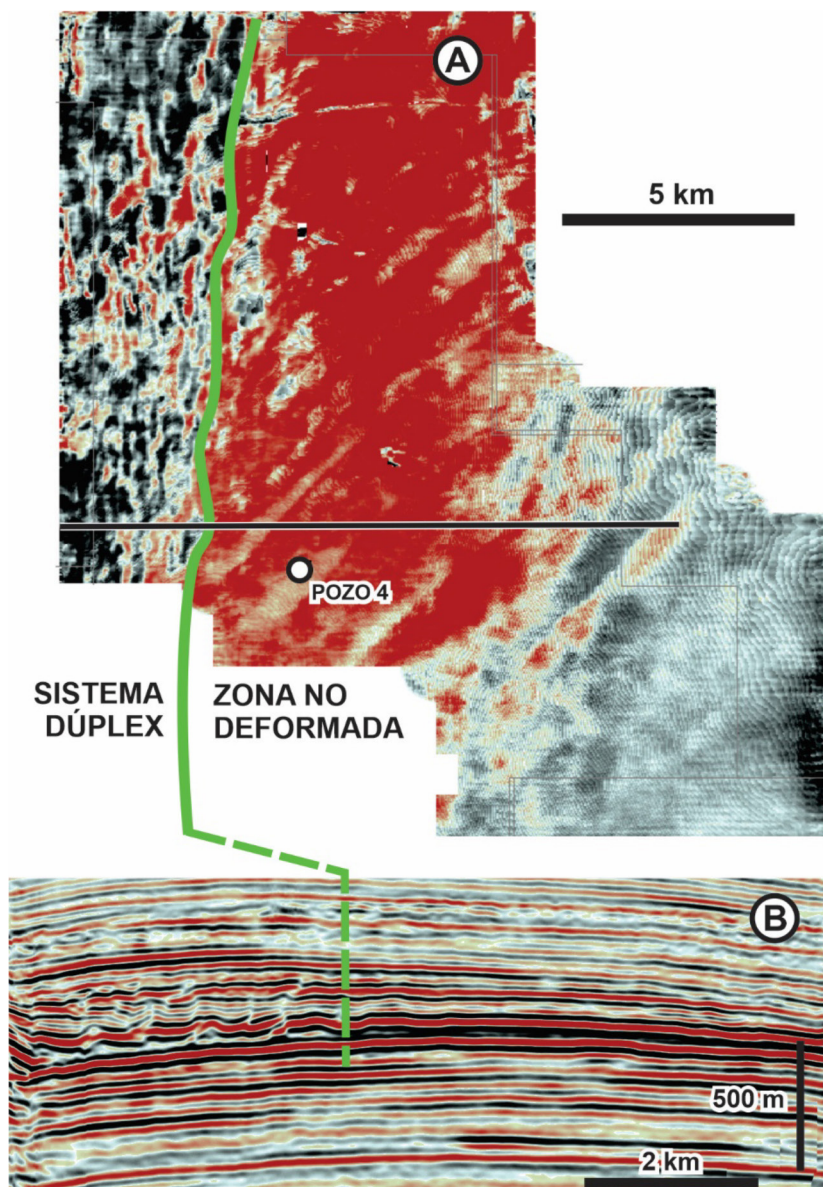


Figura 6. *Horizon slice* (A) y *crossline* (B) tomados de un cubo 3-D registrado en el frente del sistema dúplex. Se observa claramente el límite oriental de la deformación. Ubicación en la Figura 4.

mínimo necesario para la deformación sobre los niveles salinos de la Formación Huitrín. También es posible que esté controlado por acuífamiento de los niveles salinos de la Formación Rayoso, unidad sobre la cual se ha publicado menos respecto a la distribución de sus facies.

En el otro extremo, hacia el oeste, este sistema dúplex pierde la clara geometría prismática, prolija, con techo planar, y comienza a incrementarse el engrosamiento tectónico, generándose una zona triangular rellena por las rocas del intervalo en cuestión altamente deformados (Fig. 7). Este espacio triangular está limitado hacia el oeste por el flanco oriental de los anticlinales frontales, y por los corrimientos de techo y base descriptos. El despegue superior que limita al sistema incrementa su buzamiento (hacia el este) debido al apilamiento y alcanza la superficie topográfica, y corresponde al bajocorrimiento frontal descripto en la síntesis estructural. Si bien las imágenes sísmicas no son muy claras al respecto, puede inferirse que esta zona triangular se produce un apilamiento vertical de caballos de dimensiones similares a los descriptos.

EL SISTEMA DÚPLEX ANALIZADO EN EL CONTEXTO DE LA FAJA PLEGADA Y FALLADA

De la descripción anterior se desprende que el sistema dúplex analizado representaría la manifestación más externa de la deformación de piel delgada en las fajas plegadas neuquina-surmendocina. Esta situación lleva a replantear algunos aspectos sobre las mismas.

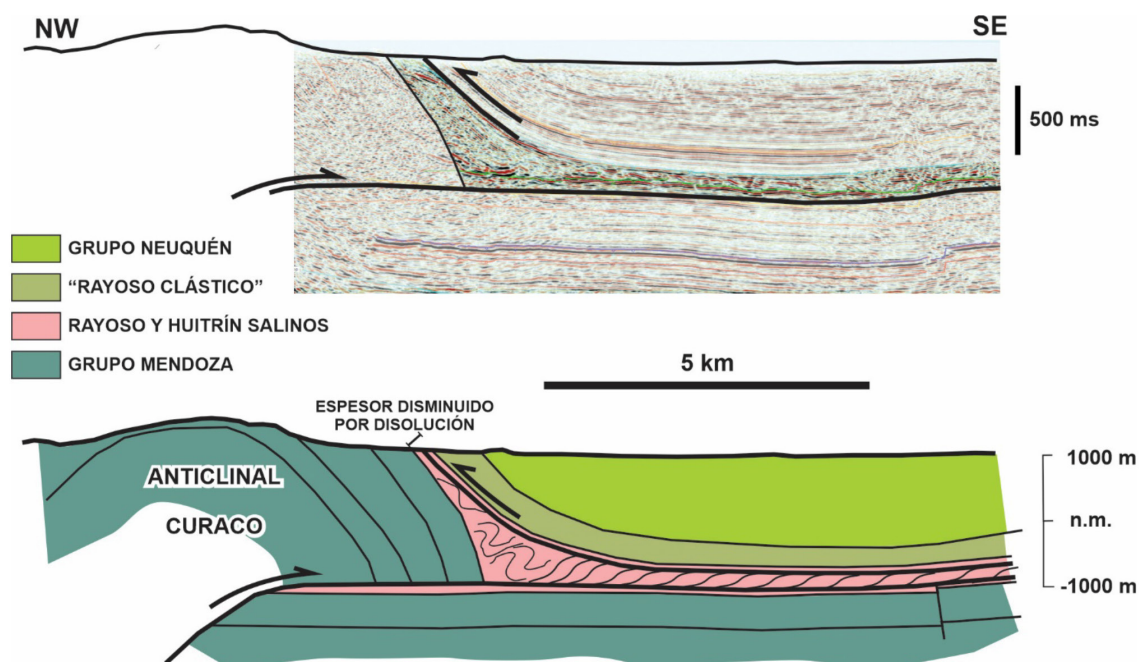


Figura 7. Sección sísmica y corte estructural mostrando la relación de la zona dúplex con los anticlinales frontales. Ubicación en la Figura 4.

Localización del “frente de deformación”

Una primera consideración se referiría a la definición del “frente de deformación”. Parece lógico asumir que el frente de deformación de “lámina delgada”, corresponde al límite oriental del sistema dúplex descrito. De esta manera, la línea ciega que lo delimita definiría el borde externo de la deformación y, por lo tanto, sería el frente de la faja plegada y fallada. El nuevo frente de deformación se encuentra hasta 40 km por delante del considerado anteriormente (Fig. 5). Debido a la ausencia de manifestaciones orográficas asociadas al mismo, parecería correcto mantener la ubicación del “frente orogénico” y el “frente montañoso” sin modificación, es decir relacionado al flanco oriental de los anticlinales frontales.

Magnitud del acortamiento del sistema de dúplex y su relación con el acortamiento total de la faja plegada y fallada

Otro tema a considerar, teniendo en cuenta la presencia de este sistema dúplex, es el de los acortamientos. La contracción horizontal y engrosamiento vertical existente en el sistema dúplex es causado por el empuje de la cuña tectónica relacionada a los distintos anticlinales frontales. Estos pliegues por flexión de falla, al patinar por la rampa localizada en el despegue basal de la Formación Huitrín generaron el empuje causante del sistema dúplex. El acortamiento acumulado en este sistema por lo tanto debe ser considerado en el desplazamiento del flanco este de los anticlinales frontales al momento de construir secciones estructurales balanceadas. A este acortamiento debido al emplazamiento del sistema dúplex, se le debe adicionar además el debido al apilamiento antiformal de la zona triangular (teniendo en cuenta que parte del volumen puede haberse perdido por disolución de los niveles evaporíticos y por erosión).

El acortamiento generado en el sistema dúplex podría ser estimado con la construcción de secciones estructurales detalladas y su correspondiente retrodeformación. Debido a la complejidad interna y la cantidad de rampas involucradas parece ser una tarea complicada, por lo que se optó por hacer una aproximación teniendo en cuenta el concepto de exceso de área. Este concepto fue formulado en 1910 por Chamberlin (en Wiltshko y Groshong, 2012) al relacionar el acortamiento con las longitudes estratales y el alzamiento por arriba de su nivel estructural “regional” de distintos niveles estratigráficos deformados por encima de un despegue basal. Tres variables son relacionadas por una ecuación simple (un cálculo de área) y, de acuerdo a la información que se tenga (o se pueda inferir), con dos de ellas se puede calcular la restante.

Las tres variables son longitud estratal/acortamiento, profundidad de despegue/espesor y “exceso de área”. En el caso que nos ocupa se tratará de calcular el acortamiento de acuerdo al exceso de área y al espesor. Estos “datos” (en definitiva, espesor original y espesor deformado) no pueden ser medidos con precisión ya que no se dispone de algún punto de control con la sección

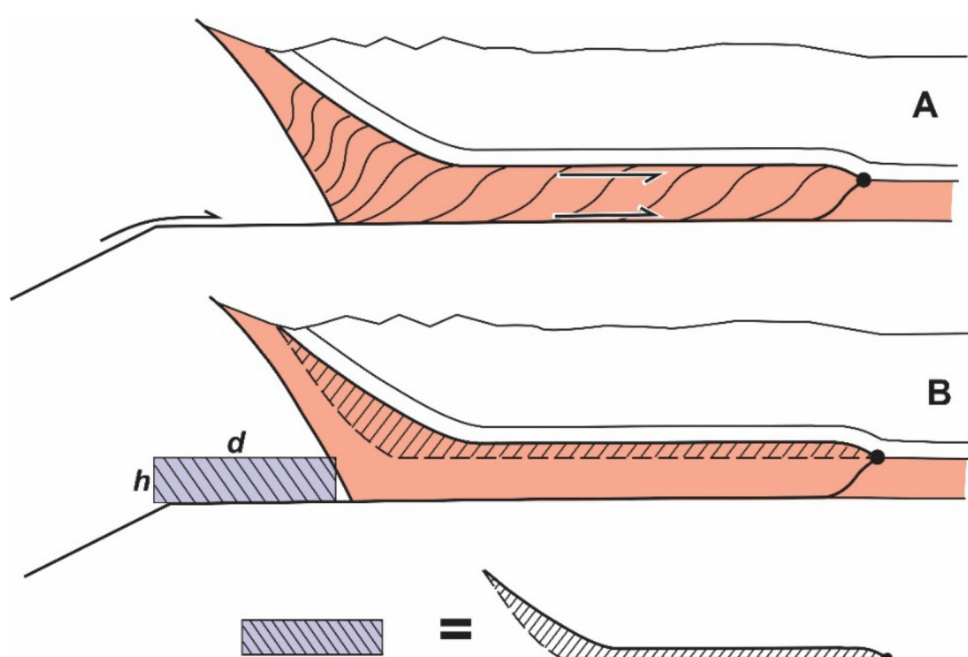


Figura 8. Estimación del acortamiento acumulado en el sistema dúplex por el método de exceso de área. A: sección estructural esquemática del sistema dúplex y su relación con el flanco del anticlinal frontal. B: el exceso de área del sistema dúplex (área por encima del nivel estratigráfico “regional”) debe ser igual al área del rectángulo definido por el espesor estratigráfico sin deformar (h) y el acortamiento (d). Conociendo el exceso de área se puede calcular el acortamiento “ d ”, que en este caso corresponde al desplazamiento del flanco del anticlinal sobre el despegue (*hanging-wall ramp over foot-wall flat*).

estratigráfica en cuestión no deformada. Teniendo en cuenta esta limitación, se hará la estimación como un “ejercicio” para comprender el impacto que la deformación en este sistema dúplex puede tener en los desplazamientos de los anticlinales sobre el rellano (“*flat*”) superior de las rampas que los generan. El esquema de la relación entre el acortamiento y el engrosamiento (“exceso de área”) del sistema dúplex está esquematizado en la Figura 8. Como lo definiera Chamberlin, hay una equivalencia entre el área “en exceso” (por encima del nivel estratigráfico “regional”) y el área del rectángulo definido por el espesor estratigráfico entre el nivel estratigráfico considerado y el nivel de despegue basal (“ h ” en la Figura 8) y el acortamiento (“ d ” en la misma figura). Como se mencionó anteriormente, el exceso de área involucraría tanto al engrosamiento del sistema dúplex, como al generado por el apilamiento en la zona triangular. Sólo se intentará estimar el acortamiento relacionado al engrosamiento del sistema dúplex.

El área de exceso en este sistema se la podría simplificar como el producto del ancho que presenta el sistema dúplex por el valor del engrosamiento tectónico (diferencia entre el espesor deformado y el espesor estratigráfico original). Respecto al ancho del sistema dúplex no hay grandes incertidumbres, ya que tanto el frente y su límite hacia el oeste son perfectamente definibles en la sismica registrada. Para este ejercicio se calculará el acortamiento considerando un ancho de 35

km. En cuanto a los espesores, se puede estimar en aproximadamente unos 300 m el de la sección deformada (Fig. 4). Si se asume que el espesor original (h) es de 270 m y el engrosamiento es de 30 m, se tendría un exceso de área de $35 \text{ km} \times 30 \text{ m} = 1.05 \text{ km}^2$.

El acortamiento (d) entonces sería $1.05 \text{ km}^2 / 270 \text{ m} = 3.89 \text{ km}$. El valor de este acortamiento disminuye si asignamos un menor engrosamiento tectónico y viceversa.

Aun teniendo en cuenta las incertidumbres del cálculo esbozado en el párrafo anterior, parecería que, necesariamente habría que incluir un desplazamiento de por lo menos un par de kilómetros para los flancos frontales de los anticlinales en cuestión, al menos en el sector que se enfrenta a la parte más ancha del sistema dúplex analizado.

Relación del sistema de dúplex con otras estructuras

Por último, también se puede considerar la relación de este sistema dúplex con otras estructuras presentes en de la zona. Ya se ha mencionado que el sistema en cuestión se desarrolla por debajo de los sinclinales de Huantraico y Agua Amarga, y que corta oblicuamente al Dorso de los Chihuidos por su mitad norte. Esta relación entre el sistema estudiado y el Dorso define la cronología relativa entre estos dos elementos estructurales. Claramente la estructuración y alzamiento del Dorso de los Chihuidos se produjo posteriormente a la generación del sistema dúplex. Este se encuentra plegado, acompañando la geometría estructural del Dorso (Fig. 9 A), ubicándose (dependiendo de la latitud) en el flanco este, cresta y flanco oeste; cresta y flanco oeste o sólo en el flanco oeste.

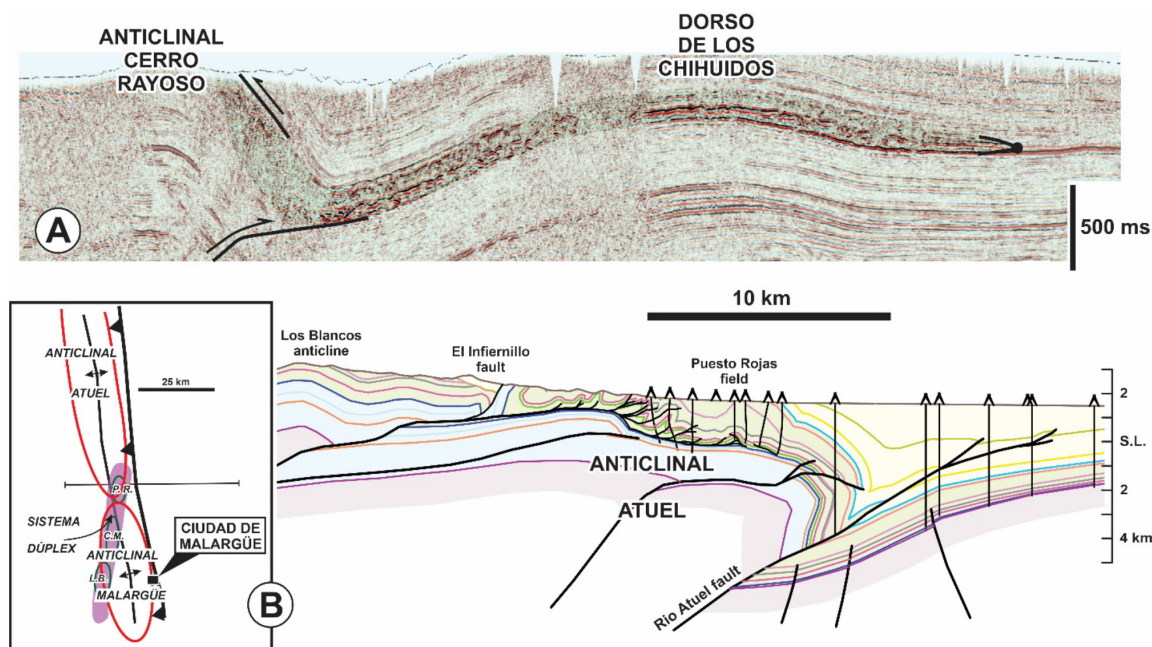


Figura 9. Comparación entre la estructura del Dorso de los Chihuidos (A) (ubicación en Fig. 4) y el Anticinal Atuel-Malargüe (B, modificado de Fuentes *et al.*, 2016). El Dorso de los Chihuidos representaría un estadio inicial o embrionario de estructuras del tipo de la del Anticinal Atuel-Malargüe. Ambos altos estructurales transportan en su espalda (piggy-back), sistemas dúplex relacionados a etapas previas de la deformación.

Hay un consenso general de que el Dorso de los Chihuidos es un elemento estructural joven, que empezaría a generarse durante el Neógeno (Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Cevallos *et al.*, 2014; Micucci *et al.*, 2018), inclusive las características geomorfológicas relacionadas al mismo indicarían que actualmente estaría activo, en proceso de crecimiento (Messenger *et al.*, 2013). Esto podría indicar que el Dorso corresponde a una etapa embrionaria o inicial de una estructura de primer orden, de una escala similar a las existentes en posiciones más internas de la Faja Plegada Neuquina-Surmendocina, tales como la Cordillera del Viento y el Anticlinal del Cerro Mocho. En este escenario, el sistema dúplex analizado estaría siendo levantado y trasladado hacia el este, acompañando la estructuración del Dorso. Una secuencia de deformación similar ha sido definida en la parte mendocina de la faja plegada y fallada (Giampaoli *et al.*, 2005, Fuentes *et al.*, 2016), donde un sistema dúplex es levantado y trasladado con posterioridad a su generación.

Se trata de un sistema dúplex (en este caso desarrollado entre despegues localizados en la Formación Vaca Muerta y en la Formación Huitrín), que fue afectado por el levantamiento y estructuración del anticlinal Atuel-Malargüe (Fig. 9 B). Este sistema dúplex alberga los yacimientos de petróleo de Puesto Rojas, Cerro Mollar y La Brea-Puesto Muñoz. Al igual que en el caso del Dorso de los Chihuidos, la faja deformada del sistema dúplex cruza oblicuamente sobre el anticlinal mencionado, y de esta manera los mencionados yacimientos se localizan en la parte frontal, en la cresta o en el flanco oeste del Anticlinal Atuel-Malargüe (Giampaoli *et al.*, 2005). De acuerdo a esta evolución, se podría esperar que con el avance de la deformación el Dorso de los Chihuidos llegue a tener una geometría similar a la del Anticlinal Atuel-Malargüe. La comparación entre estas dos estructuras está graficada en la Figura 9.

Nuevamente la participación de las unidades del Grupo Mendoza (particularmente las secciones generadoras de la formación Vaca Muerta) en la sección deformada del sistema dúplex de Malargüe, determinó condiciones favorables para la existencia de acumulaciones comerciales de petróleo (los mencionados yacimientos de Puesto Rojas, Cerro Mollar y La Brea-Puesto Muñoz). Por el contrario, la imposibilidad de carga de hidrocarburos desde niveles generadores inferiores determina la esterilidad del sistema dúplex que nos ocupa. Los importantes niveles halíticos que caracterizan a la sección estratigráfica en cuestión la convierten en un importante sello regional, tanto para los caballos del sistema dúplex como para los reservorios ubicados más alto dentro de la columna estratigráfica. El caso de los yacimientos conocidos localizados en niveles estratigráficos más altos que la sección evaporítica analizada (en el Grupo Neuquén y en la sección clástica de la Formación Rayoso), se debe a la pérdida de los niveles de sal hacia posiciones de borde, o a un contacto tectónico entre esos reservorios y las rocas madres.

CONCLUSIONES

Del análisis y la interpretación sísmica en la región pedemontana de la Faja Plegada y Fallada Neuquina-Surmendocina se pudo definir una zona dúplex de extensión subregional. La misma, involucrando niveles estratigráficos de las formaciones Huitrin y Rayoso se localiza por delante del frente orogénico definido para esas latitudes.

Esa localización implica la redefinición del frente de deformación de lámina delgada, que correspondería a la terminación oriental de la zona dúplex descripta. Este nuevo frente de deformación se ubica hasta 40 km por delante del frente definido con anterioridad.

El acortamiento acumulado por esta zona dúplex sería mayor a 2 km en su parte central, y este valor correspondería al desplazamiento de los anticlinales frontales de la faja plegada y fallada, patinado sobre los niveles de despegue de la Formación Huitrín.

La estructuración posterior del sistema dúplex, al ser involucrado en pliegues de mayor longitud de onda confirma las secuencias de deformación definidas en otras latitudes en la misma faja plegada y fallada.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Tecpetrol S.A. la autorización para publicar el presente trabajo. El texto y figuras se vieron enriquecidos por las discusiones sobre distintas ideas mantenidas con Facundo Fuentes.

REFERENCIAS CITADAS

- Banks, B. y Warburton, J. 1986. Passive-Roof, *Duplex* Geometry in the Frontal Structures of the Kirthar and Suleiman Belts, Pakistan. *Journal of Structural Geology*, 8, 229-237.
- Cevallos, M., Giusiano, A., Franchini, M., Rainoldi, A., Martinez, R., Carbone, O. y. Alaimo, A. 2014. Evidencias de migración Terciaria de hidrocarburos en el Dorso de los Chihuidos, Cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, TT.: p133-154, Mendoza. ISBN: 978-987-9139-72-1.
- Cristallini E. y Allmendinger R., 2000., Estructura de la faja plegada del Agrio, provincia del Neuquén. Informe YPF (inédito), 108 p., Buenos Aires.
- Folguera, A., V. Ramos, T. y M. Spagnuolo, 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37°s). *Journal of Geodynamics*, Volume 44, Issues 3–5, 129-148
- Fuentes, F., Horton, B.K., Starck, D., Boll, A., 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geol. Mag.* 153, 1066e1084. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000583>.

- Gabriele, N. A., 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (1):35-69
- Giampaoli, P., Ramirez, J. y Gait, M. 2005. Estilos de Entrampamiento en la Faja Plegada y Fallada de Malargüe. In *Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina*, Simposio VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG (eds E. Kozłowski, G. Vergani & A. Boll), pp. 121-40. Buenos Aires, Argentina.
- Groshong R. y S. Usdansky, 1988. Kinematic models of plane-roofed *duplex* styles. En: Mitra G, Wojtal S (eds) *Geometries and mechanisms of thrusting with special reference to the Appalachians*. *Geol Soc Am Spec Pap* 222:197-206
- Irastorza, A., Turienzo, M., Peralta, F., Irastorza, M., Zavala, C. y Sánchez, M., 2019. La estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 213-228.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, 17, 324-328.
- Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989, Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico superior- Terciario Inferior), en: Chebli G. A. y L. A. Spalletti (eds.), *Cuencas sedimentarias argentinas*, Serie correlación geológica N° 6, p. 221- 243, Instituto Superior de correlación geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Messager, G., B. Nivière, P. Lacan y Y. Hervouët, 2013, PlioQuaternary thinskin tectonics along the crustal front flexure of the southern Central Andes: a record of the regional stress regime or of local tectonic driven gravitational processes? *Int. J. Earth Sci.*, 103, 929-951. doi:10.1007/s00531-013-0983-4.
- Micucci, E., Bande, A., Starck, D., Veiga, R., 2018. El Jurásico del Dorso de los Chihuidos, contribución a su conocimiento. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 437-460 (Mendoza).
- Płoszkiewicz, V., 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la cuenca Neuquina, vol. 1. XI Congreso Geológico Argentino, Argentina, pp. 177-180.
- Płoszkiewicz, V. y Viñes R. (1987), Filo Morado, un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *BIP III Época*, 4:97-102, Buenos Aires.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Fenell, L., Orts, D. y Ramos, V., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Castro, C.A., 2015, Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.
- Spina V., J. Ringenbach, J. Ballard y J. Verges, 2022. Exploration in a thick to thin-skinned transition: Faja Plegada triangle zone. Neuquén, Argentina. En: *Andean Structural Styles, A Seismic Atlas*. Editado por G. Zamora y A. Mora. Elsevier. Cap. 35, 441-457.

- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson F. y Dimieri L. 2018. The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). En: A. Folguera *et al.*, (eds) The Evolution of the Chilean Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences: 411-441, Cham.
- Turienzo M., Sánchez N., Lebinson F., Peralta F., Araujo V., Irastorza A. y Dimieri L. 2020. Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37°10' - 37°40' S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 100, doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102560
- Turienzo, M., N. Sánchez, F. Lebinson, D. Starck, V. Araujo, A. Irastorza, F. Peralta y L. Dimieri, 2022. Análisis estructural del frente de deformación en el segmento norte de la faja plegada y corrida del Agrio (37°40'S - 70°O), Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Volumen 79 (2): 349-380.
- Turner, J.C.M.; Cazau, L.B. 1978. Estratigrafía del Prejurásico de la provincia del Neuquén. 7mo. Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Relatorio. p. 25-36. Buenos Aires.
- Vann, I., Graham, R. y Hayward, A. 1986. The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology*, 8, 215-227
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Weisink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383-402, Tulsa
- Viñes, R., 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. 1° Congreso Nacional de Exploración de hidrocarburos (Argentina), Actas 2: 1107-1124, Buenos Aires.
- Wiltshko, D., y R. Groshong, 2012, The Chamberlin 1910 balanced section: Context, contribution, and critical reassessment: *Journal of Structural Geology*, v. 41, p. 7-23, doi:10.1016/j.jsg.2012.01.019.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L. 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.