



Crecimiento y conexión lateral de pliegues en la faja plegada y corrida del Subandino Sur de Argentina y Bolivia

Por **Pablo Giampaoli**
y **Emilio Rojas Vera** (YPF S.A.)

Este trabajo fue galardonado con el Premio Luis Rey en el 10° Congreso de Exploración y Desarrollo del IAPG, realizado en 2018 en la ciudad de Mendoza.

Este trabajo combina técnicas de modelado estructural y geomorfológico aplicadas al tren de estructuras del eje San Antonio para analizar el crecimiento y la conexión lateral de los pliegues y corrimientos que la conforman.

Introducción

Las sierras subandinas conforman un complejo sistema de cadenas montañosas longitudinales separadas por amplios valles sinclinales. constituyen la expresión superficial de una faja plegada y corrida activa que se extiende a lo largo del margen oriental de los Andes (Figura 1). Desde un punto de vista morfológico, las sierras corresponden a estructuras anticlinales y láminas de corrimiento, que durante las etapas iniciales de levantamiento fueron atrave-

sadas por cursos fluviales antecedentes. Por lo general, los sinclinales son más anchos que los anticlinales y forman valles agrícolas atravesados por ríos longitudinales. La presencia de una zona de desacople estructural situada en las pelitas dúctiles de la Formación Los Monos (Figura 2) ocasiona que el diseño estructural en profundidad pueda ser diferente al observado en superficie (Aramayo Flores, 1989; Baby *et al.*, 1992; Starck *et al.*, 2002; Echavarría *et al.*, 2003). Sin embargo, la frecuente asociación espacial entre las estructuras someras y profundas permite inferir una fuerte relación genética entre ellas (Belotti *et al.*, 1995; Stark *et al.*, 2002) (Figura 3).

Este trabajo combina técnicas de modelado estructural y geomorfológico aplicadas al tren de estructuras del eje San Antonio para analizar el crecimiento y la conexión lateral de los pliegues y los corrimientos que la conforman. Esta cadena montañosa aloja varios de los yacimientos más productivos de esta región, que han servido de base para el desarrollo hidrocarburífero del subandino sur (Figura 4) (Kozłowski *et al.*, 2005). La metodología aplicada involucra la utilización de mapas geológicos de superficie y modelos de elevación digital, que fueron empleados para confeccionar secciones estructurales y mapas de la red de drenaje. También se elaboraron perfiles topográficos longitudinales para buscar evidencias de propagación lateral de los pliegues individuales y correspondencias entre la geometría estructural somera y profunda. La información litológica y estructural empleada en la confección de los mapas y los perfiles geológicos procede de un gran número de relevamientos de superficie efectuados durante diversas etapas de la historia exploratoria de esta región y fue contrastado con observaciones en imágenes satelitales.

Contexto geológico-petrolero

Marco tectónico

La faja plegada y corrida del subandino sur se extiende sobre el sector externo del orógeno andino donde aparece como una franja de deformación de tipo epidérmica de ~150 km de ancho por ~600 km de largo (Figura 1). La franja está conformada por una serie de estructuras compresivas estrechas y alargadas en la dirección del rumbo que involucran secuencias paleozoicas a cenozoicas con un espesor mayor a los 12 km (Figura 2) (Mingramm *et al.* 1979; Baby *et al.* 1992; Belotti *et al.* 1995; Dunn *et al.* 1995). Estudios geodésicos recientes muestran que el frente de deformación actual se localiza sobre la falla de Mandeyapequa (Figura 1), la cual habría estado activa entre 1,5 y 0,15 Ma (Weiss *et al.*, 2015). Secciones sísmicas situadas al este de esta falla muestran que la superficie de despegue regional inclina 2-3,5° hacia el oeste (Dunn *et al.*, 1995; Starck *et al.*, 2002; Rocha y Cristallini, 2015).

En general las estructuras muestran un sentido de transporte hacia el este, evidenciado por la presencia de flancos frontales con alta inclinación o cortados por falla y limbos dorsales más suaves y continuos (Figura 3). Sin embargo, también es frecuente observar trenes de pliegues mayormente simétricos cuyos planos axiales pueden inclinar alternativamente hacia el este u oeste, sin evidenciar una dirección de transporte bien definida (Figura 4b).

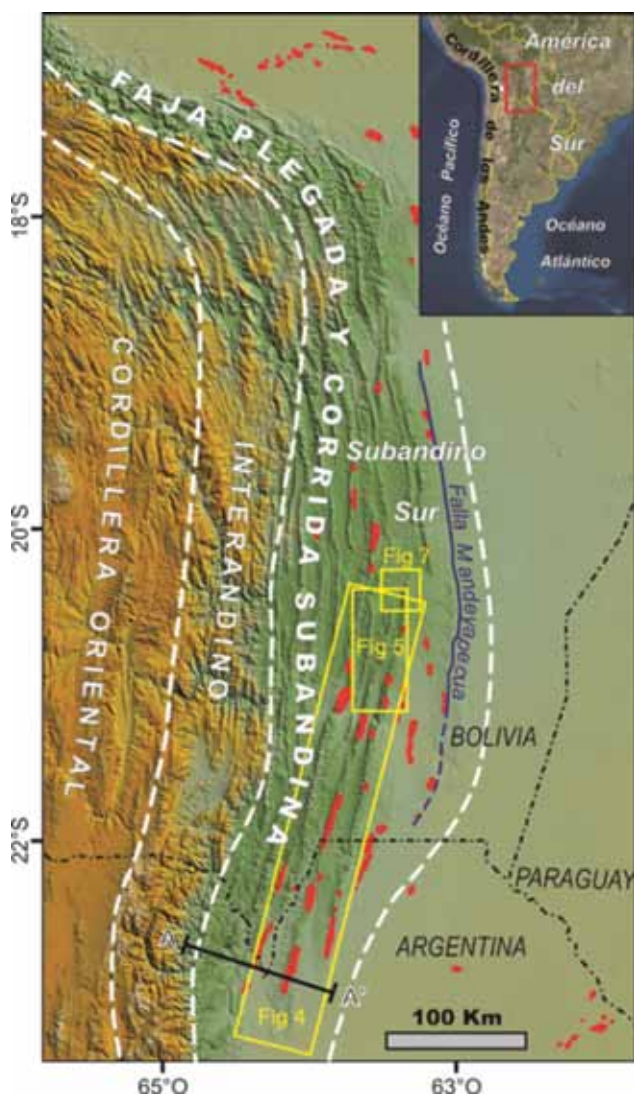


Figura 1. Mapa de ubicación de la faja plegada y corrida subandina. Las áreas rojas son los yacimientos hidrocarburíferos.

Estratigrafía mecánica

La columna estratigráfica puede separarse en tres intervalos bien diferenciados: 1. basamento Pre-silúrico, 2. nivel estructural inferior y 3. nivel estructural superior, separados por sendas superficies de despegue (Bellotti *et al.*, 1995; Stark, 1995, 1999) (Figura 2).

El primero se refiere al sustrato no-deformado de la faja plegada epidérmica, que estaría conformado por unidades anteriores al silúrico (Stark, 1999). El nivel estructural inferior está constituido por un paquete de ~2,5 km de espesor de secuencias silúricas y devónicas marinas cuya respuesta mecánica a la deformación determina la distribución y geometría de las estructuras de la faja plegada (Starck, 1995; Albariño *et al.*, 2002). De base a techo, la serie siluro-devónica se inicia con las pelitas de la Formación Kirusillas, de comportamiento dúctil y posible nivel de despegue basal; continúa con las cuarcitas y pelitas de las formaciones Santa Rosa, Icla y Huamampampa (Mingramm *et al.*, 1979; Aramayo Flores, 1989), de respuesta frágil y con desarrollo de fracturación penetrativa; y culmina en las pelitas de la

Formación Los Monos, de comportamiento mayormente dúctil, que actúa como nivel de despegue superior (Mingramm *et al.*, 1979; Baby *et al.*, 1992; Stark *et al.*, 2002).

El esquema se completa con los estratos del nivel estructural superior, de espesor variable por la presencia de discordancias erosivas, pero que en conjunto puede superar los 9 km de espesor (Figura 3). Este nivel estructural muestra un comportamiento mecánico competente cuya interacción con los procesos superficiales de erosión y sedimentación habría afectado el crecimiento y el desarrollo final de las estructuras que conforman las sierras. De base a techo este intervalo incluye (Figura 2): 1. areniscas devónicas de la Formación Iquiri; 2. conglomerados, areniscas y diamictitas carboníferas de los grupos Machareti y Mandiyuti (Harrington, 1922; Suárez-Soruco, 2000); 3. areniscas, calizas y rocas volcánicas del Grupo Cuevo (Pérmico a Jurásico) (Schlatter y Nederlof, 1966); 4. areniscas eólicas y fluviales del Grupo Tacurú (Jurásico a Cretácico inferior) (Suárez-Soruco, 2000); y 5. al menos 5 km de espesor de depósitos continentales cenozoicos reunidos dentro del Grupo Chaco (formaciones Petaca, Yecua, Tariquia, Guandacay y Emborozu) (Uba *et al.*, 2009). Cabe destacar que la parte más alta del Grupo Cuevo y la totalidad del Grupo Tacurú no tienen desarrollo en territorio argentino.

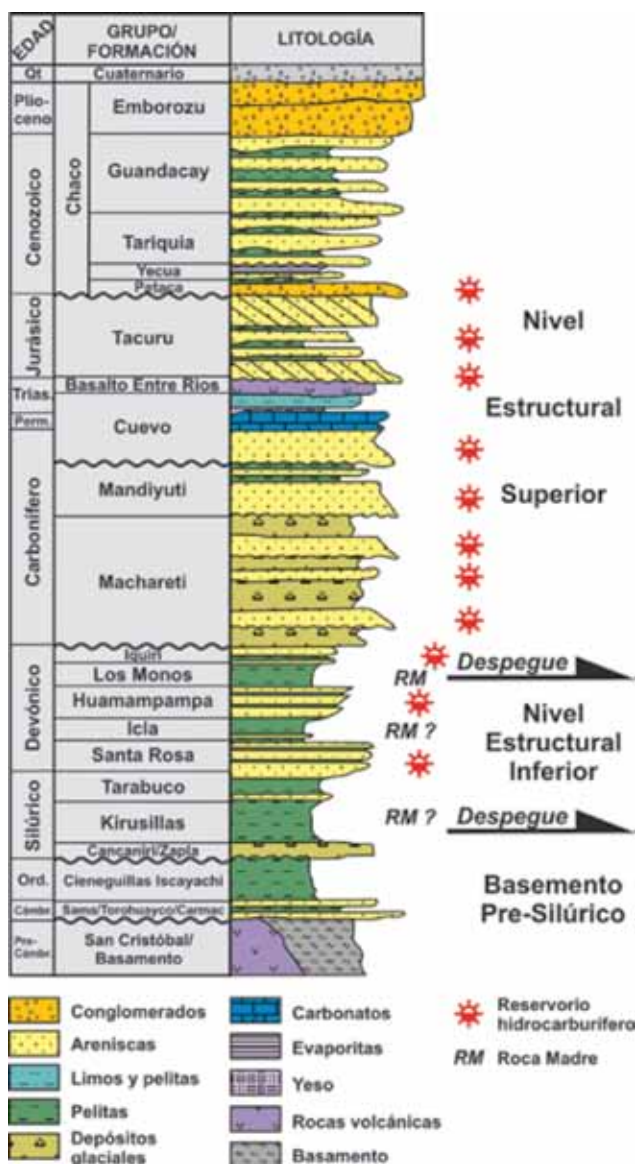


Figura 2. Columna estratigráfica del subandino sur de la Argentina y Bolivia.

Estilos estructurales

La geometría y la posición de las estructuras profundas puede diferir de la que se observa en superficie, debido a la desarmonía estructural ocasionada por el despegue y engrosamiento tectónico de las pelitas de la Formación Los Monos (Figuras 2 y 3) (Aramayo Flores, 1989; Baby *et al.*, 1992; Stark *et al.*, 2002; Kozłowski *et al.*, 2005). Sin embargo, la frecuente asociación espacial entre las estructuras someras y profundas sugiere una fuerte relación genética entre las mismas (Bellotti *et al.*, 1995; Stark *et al.*, 2002).

Los anticlinales en superficie corresponden a pliegues concéntricos despegados de las pelitas de la Formación Los Monos, que aumentan varias veces su espesor normal sobre el núcleo de las estructuras (Figura 3). Las fallas inversas que cortan el eje de estos pliegues han sido interpretadas como corrimientos o retrocorrimientos tardíos que emergen de este nivel de despegue (Mingramm *et al.*, 1979; Baby *et al.*, 1992; Stark *et al.*, 2002). El despegue, el flujo dúctil y el engrosamiento interno de la Formación Los Monos puede estar relacionado a los siguientes fenómenos: 1. empuje de las escamas más occidentales; 2. transferencia de desplazamiento desde las estructuras subyacentes (duplex de techo pasivo; Bellotti *et al.*, 1995; Dunn *et al.*, 1995), (3) sobrepresión ocasionada por la generación de hidrocarburos (Rocha y Cristallini, 2015), o una combinación de estos procesos.

Las estructuras profundas desarrolladas entre los niveles de despegue basal y superior han sido interpretadas de manera diferente según la calidad de la información sísmica disponible y de los datos locales aportados por los sondeos exploratorios (Figura 3). Las estructuras menos evolucionadas, situadas hacia el frente de deformación o en el hundimiento de las estructuras mayores, suelen mostrar una mejor imagen sísmica que las estructuras más complejas y con flancos empinados que dan forma a las sierras más elevadas. Las primeras son comúnmente descriptas, como

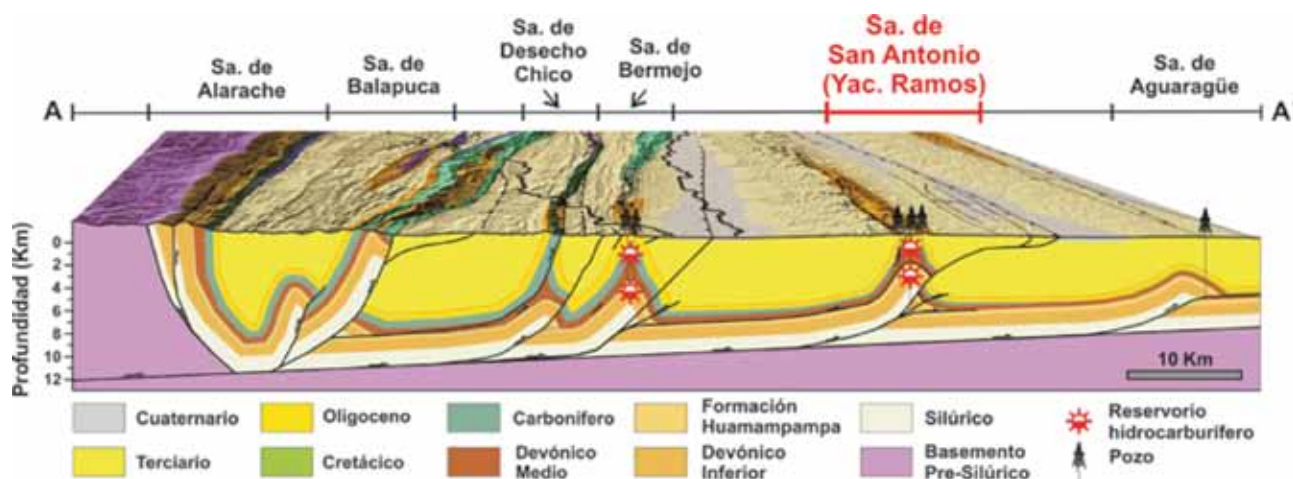


Figura 3. Corte estructural regional y plays petroleros (ver la ubicación en la figura 1).

pliegues por flexión de falla cortados por la propagación de la rampa superior (Dunn *et al.*, 1995; Kozłowski *et al.*, 2005) o como duplex de techo pasivo relacionados a la inserción de cuñas tectónicas (Baby *et al.*, 1992; Bellotti *et al.*, 1995). Este esquema se puede complicar sustancialmente en las estructuras más evolucionadas, debido al desarrollo de múltiples repeticiones o a la presencia de flancos frontales con altas inclinaciones e incluso rebatidos, que algunos autores han modelado como pliegues de propagación de falla transportados (Dunn *et al.*, 1995) o afectados por cizalla triangular (Hernández *et al.*, 2002, 2016).

Presencia de hidrocarburos

De acuerdo con la posición estratigráfica y estructural de los niveles reservorio involucrados es posible reconocer dos *plays* petroleros principales: Superior (asociado a las estructuras más superficiales) e Inferior (casi siempre relacionado a la deformación profunda) (Figuras 2 y 3).

El *play* Superior incluye los reservorios de edad Devónica superior a Cenozoica situados en el nivel estructural más alto (Formación Iquiri y grupos Macharetí, Mandiyutí, Cuevo, Tacurú y Chaco; Figuras 2 y 3). La roca madre principal corresponde a la Formación Los Monos (Moretti *et al.*, 1994; Disalvo y Villar, 1999), que alimentaría a las estructuras positivas a través de los estratos permeables suprayacentes y por las zonas de falla (Stark, 1999). La expulsión y la migración de los hidrocarburos sería simultánea a la formación de las trampas y estaría vinculada a la acumulación relativamente rápida de varios kilómetros de espesor de secuencias continentales sinorogénicas (Dunn *et al.*, 1995; Cruz *et al.*, 2002). Los reservorios tienen porosidad y permeabilidad primaria y estarían sellados por los estratos impermeables suprayacentes y/o por la yuxtaposición lateral con facies de no-reservorio. En general se trata de acumulaciones ricas en líquidos y atrapadas en anticlinales fallados (Stark, 1999; Cruz *et al.*, 2002).

El *play* Inferior abarca a los reservorios fracturados del Devónico inferior situados en el nivel estructura más profundo (formaciones Santa Rosa, Icla y Huamampampa; figuras 2 y 3). Además de una fuente en la Formación Los Monos, parte de los hidrocarburos atrapados pueden provenir de niveles generadores más profundos (Stark,

1999; Cruz *et al.*, 2002) que habrían retenido parte del gas expulsado para migar más tarde durante la formación de las estructuras (Rocha, comunicación verbal). Los reservorios son de muy baja porosidad primaria (3-5%) y su capacidad productiva depende enteramente de la intensidad y el grado de conectividad de la red de fracturas naturales que lo atraviesan. El sello principal corresponde a las pelitas de la Formación Los Monos, las cuales generalmente deben mostrar sobrepresión y estar engrosadas tectónicamente para poder soportar las altas columnas de gas subyacente (Vaamonde, 2002). Sellos verticales de menor espesor pueden aparecer separando secciones productivas con diferencias locales en la altura de los contactos hidrocarburo-agua. Las trampas se ubican en estructuras positivas complejas que pueden o no contener hidrocarburos en los reservorios del *play* Superior (Stark, 1999, 2002). Los volúmenes de hidrocarburos atrapados suelen ser bastante mayores que los contenidos en los niveles más someros y, el fluido predominante es gas con proporciones variables de condensado.

Descripción tectónica y geomorfológica del tren estructural San Antonio

El eje estructural San Antonio es una cadena montañosa de más de 300 km de longitud conformada por una serie de braquianticlinales alargados de rumbo NNE-SSO dispuestos en un arreglo escalonado de pliegues aislados a ligeramente superpuestos (Figura 4a). Los anticlinales pueden tener las crestas falladas y son mayormente simétricos, con ángulos interlimbares de entre 40° y 70° (pliegues cerrados; Tabla 1). El sentido de transporte general es hacia el antepaís, aunque localmente los planos axiales pueden inclinar con alto ángulo hacia el este (Figura 4b). Al norte de 21° S solo aflora el flanco occidental de la estructura de superficie, que aparece atravesada por un corrimiento de bajo ángulo y vergencia oriental (Figura 5). La geomorfología de estas estructuras corresponde a una cadena de sierras alargadas de orientación NNE-SSO flanqueada por valles sinclinales. Los tramos más elevados, con picos por encima de 1500 msnm, se sitúan sobre la mitad septentrional de la sierra y decrecen en dirección sur hasta 500 msnm.

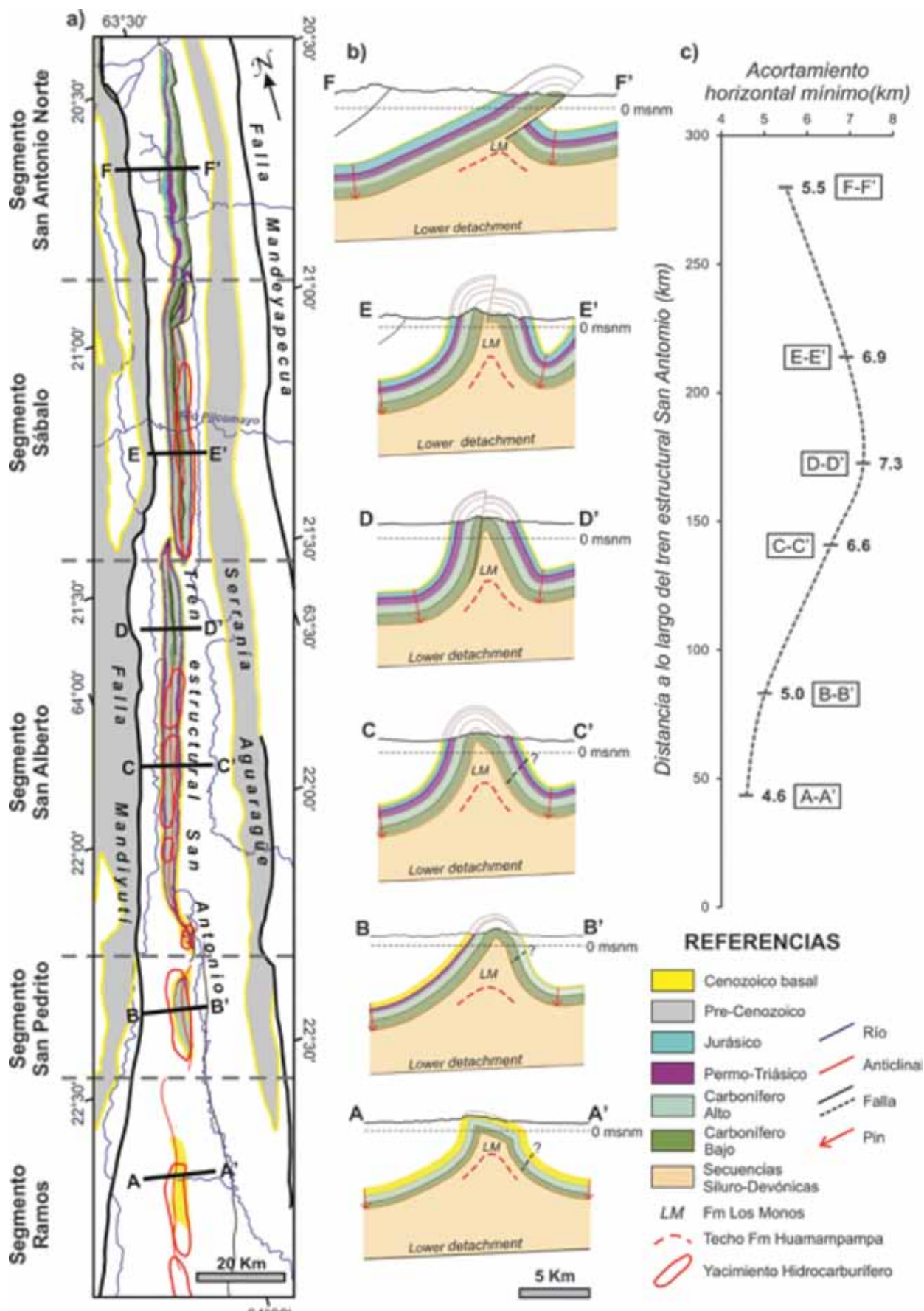


Figura 4. Estructura de la cadena montañosa San Antonio (ver la ubicación en la figura 1). a) Mapa geológico con los cursos fluviales principales. b) Secciones estructurales. c) Perfil de la distribución del acortamiento horizontal mínimo.

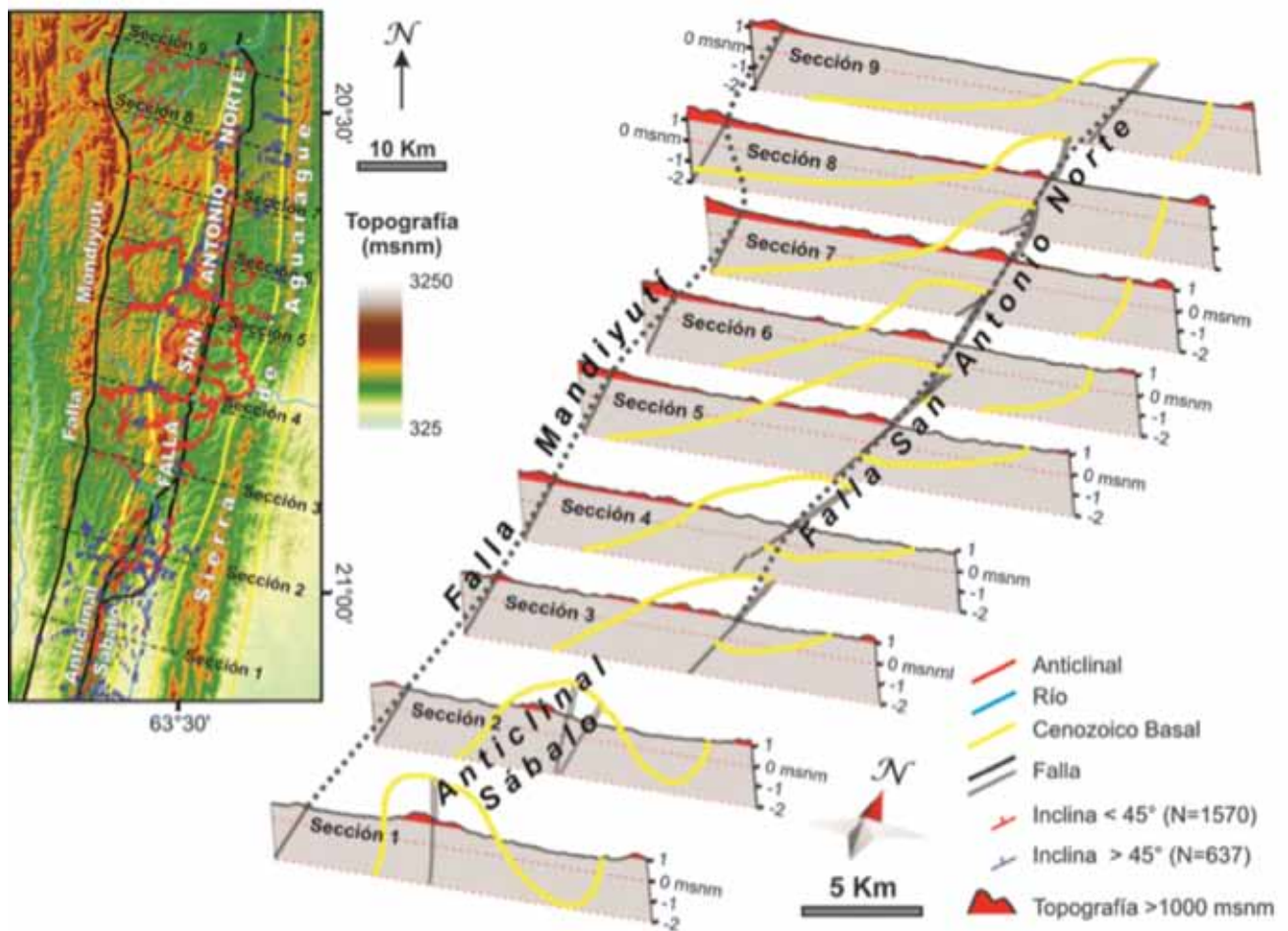


Figura 5. Transición entre un estilo estructural dominado por plegamiento a otro relacionado a corrimiento (ver la ubicación en la figura 1).

Al norte del anticlinal Sábalo, el relieve de valles y sierras es reemplazado por una topografía en forma de cuña que refleja el cambio de un estilo estructural dominado por pliegues a otro influenciado por corrimientos (Figura 5).

Segmentos estructurales

Las sierras que conforman el tren estructural de San Antonio están compuestas mayormente por rocas del Paleozoico superior, a excepción de la terminación sur, donde solo afloran términos inferiores del Cenozoico sobre el núcleo del anticlinal Ramos (Figuras 4a y 4b). El seguimiento de la silueta de esta capa Cenozoica basal (Formación Petaca y equivalentes laterales) permite delinear los siguientes segmentos estructurales individuales (de sur a norte): Ramos, San Pedrito, San Alberto, Sábalo y San Antonio Norte. En superficie, estos segmentos conforman anticlinales doblemente buzantes de largo y ancho variable. El plegamiento pierde definición en los anticlinales nucleados con depósitos cenozoicos. Sobre el sector sur, los anticlinales Ramos y San Pedrito tienen una longitud de 20 km y un ancho cercano a 3,7 km medidos sobre la capa cenozoica basal (Tabla 1, figuras 4a y 4b). Hacia el norte, tomando como referencia esta misma unidad, los anticlinales de San Alberto y Sábalo muestran un ancho de alrededor de 5,8 km con longitudes respectivas de 66

km y 97 km. Las conexiones entre las terminaciones de pliegues adyacentes son de tipo escalonado. El grado de conexión entre los segmentos estructurales crece en dirección norte desde uniones de tipo *soft-linked*, no-sobrepuestas a sobrepuestas, hasta una conexión de tipo *hard-linked* lateralmente integrada entre los segmentos Sábalo y San Antonio Norte.

Las secciones estructurales que cortan los distintos segmentos muestran que las características del plegamiento superficial son bastante uniformes a lo largo de esta cadena de sierras. Se trata de anticlinales cerrados y concéntricos cuyo plano axial es mayormente vertical, inclinándose con alto ángulo hacia el oeste en el sector sur, y hacia el este en el tramo central. Las crestas son redondeadas y los limbos mayormente planos. El promedio de inclinación de los flancos es de $60^{\circ} \pm 10^{\circ}$, los pliegues más cerrados son en el sector norte y algo abiertos hacia la terminación sur de la cadena montañosa (Tabla 1). La cresta del tramo norte del anticlinal San Alberto y la mayor parte de la culminación del anticlinal Sábalo están cortadas por fallas de alto ángulo y poco desplazamiento (Figuras 4a y b). En cambio, la estructura del segmento San Antonio Norte corresponde a un corrimiento de bajo ángulo y vergencia oriental que no está relacionado a un anticlinal en superficie (Figura 5).

La variación a lo largo del rumbo del acortamiento horizontal mínimo de las estructuras superficiales muestra

Segmento	Sección	Inclinación promedio del flanco oeste (grados)	Inclinación promedio del flanco este	Ángulo interlimbar (grados)	Amplitud (km)	Largo (km)	Ancho (km)	Relación de aspecto	Acortamiento horizontal mínimo (km)
Ramos	A-A'	55	53	72	4,3	21	3,5	5,9	4,6
San Pedrito	B-B'	50	56	74	5,1	22	3,8	5,8	5,0
San Alberto	C-C'	72	64	44	5,6	97	5,6	17,3	6,6
	D-D'	70	71	39	5,7		5,0	19,4	7,3
Sábalo	E-E'	64	59	57	5,8	66	6,0	11,0	6,9
San Antonio Norte	F-F'	30	-	-	5,7	50	5,4	12,2	5,5

Tabla 1. Parámetros morfológicos y acortamiento horizontal mínimo de las estructuras del tren San Antonio.

una forma regular que alcanza un máximo de 7,3 km en la parte media del tren de pliegues y disminuye hasta 4,6 km y 5,5 km en los hundimientos sur y norte, respectivamente (Tabla 1 y Figura 4c). La contribución del fallamiento es poco significativa a lo largo del tramo dominado por plegamiento, pero da cuenta de la mayor parte al acortamiento total estimado para el segmento San Antonio Norte (Figuras 4b y 4c). La información de subsuelo disponible muestra que la Formación Huamampampa aparece a menor profundidad en el yacimiento Ramos en comparación con los otros anticlinales situados más al norte (Figura 4b). Esto se debe a una reducción en el espesor de la columna estratigráfica suprayacente ocasionada por la erosión relacionada a la formación del *rift* de la cuenca de Lomas de Olmedo (Belotti *et al.*, 1995; Cominquez y Ramos, 1995).

Diseños de drenaje y perfiles topográficos

El arreglo de los diseños de drenaje y la forma de los perfiles topográficos longitudinales fueron analizados para buscar evidencia de crecimiento lateral de los pliegues relacionados. Las redes fluviales fueron extraídas de modelos de elevación digital (DEM) de 30 m de resolución (ASTERTM Gdem) y contrastadas con información derivada de imágenes satelitales. El grado de definición de estos datos implica que solo los ríos y paleocauces más grandes serán reconocidos en este estudio y, en consecuencia, se puede introducir algún grado de error en las observaciones geomorfológicas.

De sur a norte, los segmentos que conforman el tren estructural de San Antonio muestran las siguientes características:

Segmento Ramos-San Pedrito

Las redes de drenaje desarrolladas sobre los flancos de las estructuras son dendríticas a paralelas producto de la similar resistencia a la erosión de los estratos cenozoicos subyacentes y la fuerte pendiente topográfica. El hundimiento norte del anticlinal San Pedrito está cortado por una falla de rumbo transversal a la estructura, que provoca una desviación local del río que corre por el valle sinclinal (Figura 6a). Hacia ambas terminaciones del segmento se observan diseños asimétricos en forma de tenedor que podrían ser indicativos de la propagación lateral del plegamiento (Jackson *et al.*, 1996; Keller *et al.*, 1999; Ramsey *et al.*, 2008; Bretis *et al.*, 2011). Sucesiones de valles abandonados, algunos de ellos curvos, han sido interpretados a lo largo de la cresta de este segmento y pueden vincularse también a los efectos del crecimiento longitudinal del anticlinal por debajo de los depósitos cenozoicos fácilmente erosionables (Bretis *et al.*, 2011). Los diagramas beta de la

actitud de los estratos situados en las cercanías de estos paleovalles muestran que los ejes del plegamiento hunden hacia la dirección de propagación inferida (Figura 6a). En cambio, sobre el núcleo del anticlinal San Pedrito afloran mayormente rocas Paleozoicas competentes que, por su mayor resistencia a la erosión, no desarrollan evidencias claras de desvío y migración lateral de los cauces fluviales. En este caso, se interpreta que la topografía estaría principalmente controlada por los contrastes de competencia de los estratos progresivamente exhumados, menos evidentes son los efectos de la amplificación y el crecimiento lateral de las estructuras en el diseño de las redes de drenaje.

El perfil topográfico a lo largo de la cresta de los anticlinales muestra que las elevaciones más altas ocurren en los afloramientos de rocas competentes paleozoicas situadas sobre el eje del segmento San Pedrito (Figura 6a). Los picos más elevados se ubican sobre la parte central del anticlinal y el relieve disminuye en dirección a las terminaciones del pliegue. A lo largo del segmento Ramos, la silueta del relieve topográfico permite delinear tres perfiles groseramente simétricos que podrían representar la variación en amplitud de anticlinales individuales en proceso de crecimiento y conexión lateral. La más elevada de estas estructuras es el anticlinal Ramos, donde se exponen las secuencias cenozoicas más antiguas que afloran en este segmento. La presencia de estas características topográficas sumadas al diseño asimétrico en forma de tenedor de la red de drenaje, con cauces abandonados curvos, pueden ser consideradas como evidencia fuerte de propagación lateral de los pliegues superficiales (Keller *et al.*, 1999; Ramsey *et al.*, 2008; Bretis *et al.*, 2011).

Segmento San Alberto

Hacia el norte, los valles adyacentes a las serranías se angostan y las estructuras muestran un mayor grado de erosión (Figura 6b). La mayoría de las rocas que afloran en el núcleo de los anticlinales corresponden a secuencias paleozoicas competentes y de alta inclinación. Los valles sinclinales muestran un diseño fluvial de tipo enrejado bien definido donde los cauces tributarios siguen la pendiente estructural y se unen con alto ángulo al canal principal, el cual corre paralelo al eje sinclinal. La cresta y el flanco oriental del anticlinal presentan una combinación de arreglos fluviales enrejado y rectangular donde los ríos más largos siguen la trayectoria de las fallas cretales, el rumbo de los estratos más débiles o la mayor pendiente estructural (Figura 6b).

El perfil topográfico que conecta las elevaciones mayores tiene una forma asimétrica, con la cresta desplazada hacia el norte, posiblemente relacionado a la actividad de

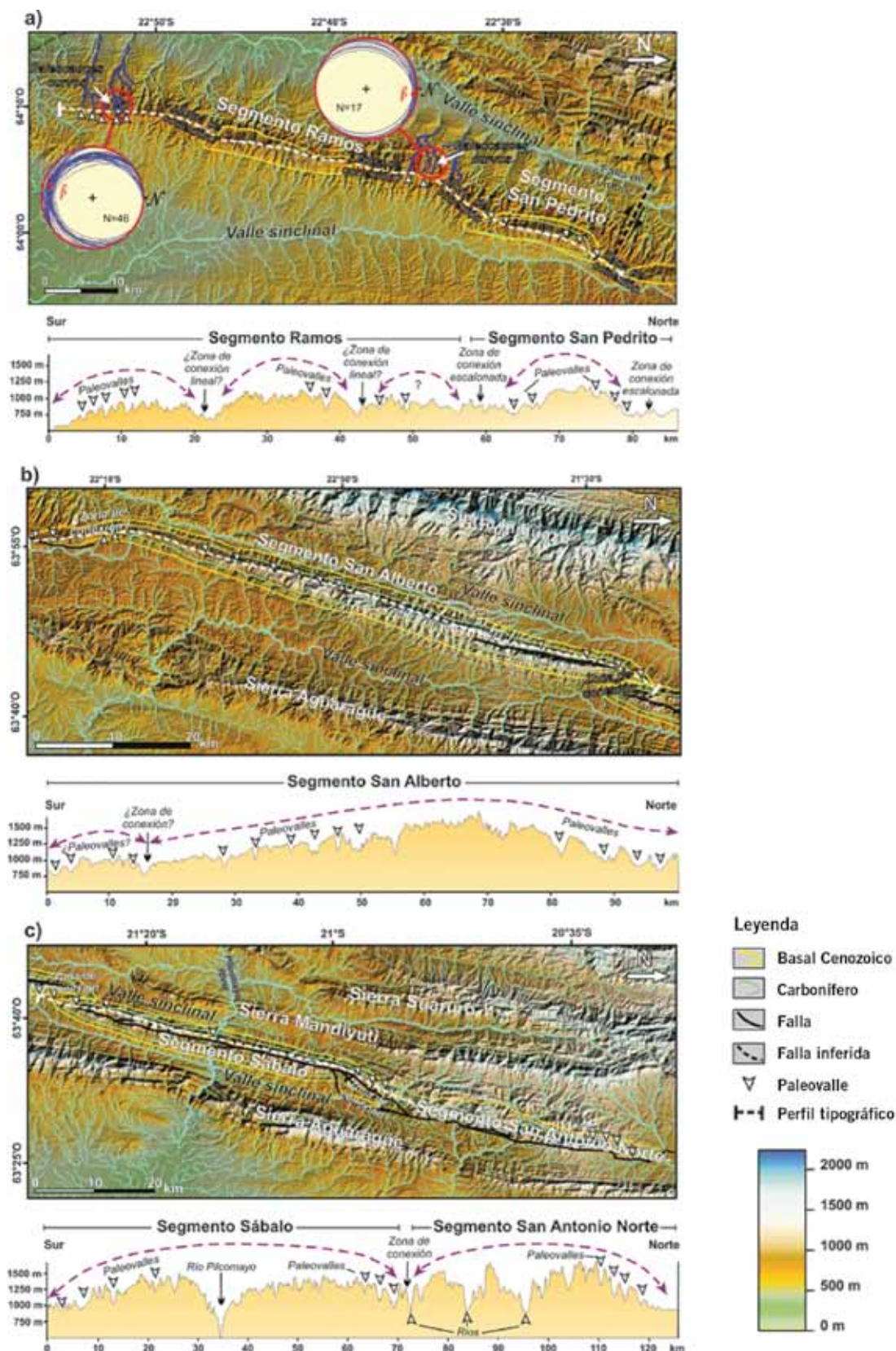


Figura 6. Rasgos geomorfológicos del tren estructural San Antonio. a) Mapa topográfico y perfil longitudinal de los segmentos Ramos y San Pedrito. La presencia de diseños fluviales asimétricos (azul) y sucesiones de paleovalles de elevación decreciente podrían ser indicativos de propagación lateral del plegamiento. b) Mapa topográfico y perfil longitudinal del segmento San Alberto. Los valles sinclinales se angostan y la red de drenaje cambia por la mayor influencia del plegamiento. La elevación del relieve disminuye hacia las terminaciones del pliegue y se reduce la altura del piso de los cauces abandonados. c) Mapa topográfico y perfil longitudinal de los segmentos Sábalo y San Antonio Norte. El pasaje de plegamiento parado a corrimiento de bajo ángulo queda reflejado en variaciones del relieve superficial y en el patrón del drenaje fluvial.

una falla crestal de alto ángulo. La silueta general del perfil muestra una disminución del relieve hacia las terminaciones del pliegue y una reducción progresiva en la altitud del piso de los valles abandonados (Figura 6b).

Segmentos Sábalo y San Antonio Norte

El pasaje de un estilo estructural dominado por plegamiento a otro relacionado a un corrimiento también queda reflejado en la geometría de la red de cauces tributarios y la forma del perfil longitudinal (Figura 6c). De forma similar a lo observado en el segmento San Alberto, la cresta y flancos del anticlinal Sábalo presentan un diseño de drenaje que puede describirse como una mezcla de arreglos enrejado y rectangular controlados por contrastes de competencia entre los tipos litológicos aflorantes y el desarrollo de fallas cretales. El río Pilcomayo es un curso de agua antecedente que corre transversal a la estructura, lo cual indica que su velocidad de erosión habría superado la tasa de levantamiento del anticlinal. Este curso de agua también cruza la sierra de Mandiyutí y otras cordilleras más al oeste gracias a la alta capacidad de erosión que le confiere un área de drenaje extensa (Rocha y Cristallini, 2015). Además, el bajo nivel de base del río Pilcomayo promueve la incisión de numerosos valles tributarios que dan lugar a una red de drenaje localmente más densa. La mayoría de las rocas expuestas sobre el núcleo fallado del anticlinal corresponden a estratos competentes paleozoicos de alta inclinación (Figuras 4a y 6c). Hacia la terminación septentrional de la sierra de San Antonio se incrementan tanto la elevación topográfica como la profundidad de la erosión fluvial. La diferencia entre la altura de los valles y picos montañosos aumenta desde ~200 m sobre el anticlinal Sábalo (excluyendo la profunda incisión del valle del río Pilcomayo) hasta ~400 m sobre el segmento San Antonio Norte. Esta última estructura es atravesada por un corrimiento de bajo ángulo, rumbo NNE-SSO y vergencia oriental que genera un relieve topográfico local distinto a la morfología de valles y sierras característica de los tramos descritos (Figura 5).

En el segmento San Antonio Norte, las alturas más elevadas no solo se corresponden con la faja de afloramientos de rocas paleozoicas, sino que también incluyen espesos paquetes de secuencias Cenozoicas expuestas en la espalda de la lámina de corrimiento. El valle sinclinal situado al pie del flanco oriental del anticlinal Sábalo finaliza en la unión entre los segmentos y, hacia el norte de la misma, la red de drenaje se orienta de manera transversal a la estructura, donde desarrolla un diseño dendrítico a rectangular (Figura 6c). Esta serranía es cortada por cursos de agua cuyas cabeceras erosionan los estratos cenozoicos del bloque alto y transportan los sedimentos hacia el antepaís o hacia el valle sinclinal que bordea el limbo este del anticlinal Sábalo.

A pesar de estar fuertemente afectado por la profunda incisión del valle del río Pilcomayo, el perfil longitudinal del segmento Sábalo presenta una forma ligeramente asimétrica y pueden observarse sucesiones de valles abandonados de elevación decreciente en dirección a las terminaciones del anticlinal. El perfil a lo largo del segmento San Antonio Norte tiene una forma más irregular, debido a la presencia de varios cauces mayores que cortan la sierra. Sin embargo, sobre el hundimiento norte de la serranía puede reconocerse una secuencia bien definida de valles colgados que acompañan el descenso del relieve topográfico.

Discusión

Las observaciones y las descripciones realizadas en las secciones previas de este trabajo han sido relacionadas con el contexto regional para investigar la evolución del crecimiento de las estructuras, la influencia de los procesos superficiales de erosión y sedimentación y su relación con la presencia de acumulaciones de hidrocarburos.

Evidencias de crecimiento lateral de pliegues

Keller *et al.* (1999) describen seis criterios geomorfológicos consistentes con la existencia de propagación lateral de un pliegue: 1) disminución en la densidad y el grado de disección de la red de drenaje, 2) disminución de la elevación de los valles abandonados, 3) disminución del relieve topográfico a lo largo de la cresta del pliegue, 4) desarrollo de un diseño de drenaje asimétrico con forma de tenedor, 5) deformación de depósitos y geoformas progresivamente más jóvenes y 6) disminución de la rotación e inclinación del limbo frontal. Entre estas pautas se considera que las evidencias más fuertes son la desviación de los canales de los ríos hacia la dirección del crecimiento y la presencia de series de valles colgados cuya elevación decrece hacia la terminación del pliegue (Keller *et al.*, 1999; Ramsey *et al.*, 2008). Un criterio adicional propuesto por Bretis *et al.* (2011) es la observación de paleovalles de forma curvada que se formarían cuando el río se desvía alrededor de la nariz del pliegue y forma un canal que luego se eleva por el crecimiento lateral de la estructura. Es importante señalar que, aunque se logre identificar uno o varios de los rasgos mencionados, puede resultar difícil distinguir entre la elongación verdadera del pliegue por crecimiento lateral y el alargamiento aparente, debido a la exposición progresiva de rocas resistentes cubiertas por estratos más débiles (Burbank *et al.*, 1999; Ramsey *et al.*, 2008).

La evidencia más clara de crecimiento lateral a lo largo del tren estructural de San Antonio se observa sobre las estructuras menos exhumadas situadas en la terminación austral del segmento Ramos (Figura 4). En esta región, la presencia de un sustrato conformado predominantemente por estratos cenozoicos menos litificados y más fáciles de erosionar permitió el desarrollo y preservación de características geomorfológicas diagnósticas como ser la forma de tenedor de la red de drenaje y la geometría arqueada de los canales abandonados (Figura 6a). Además, la disminución del relieve topográfico y de la altura del piso de los paleocauces fluviales desde la cresta del plegamiento hacia su terminación austral constituyen rasgos indicativos de elongación lateral hacia el sur. Un ejemplo reciente de desvío fluvial y formación de un canal abandonado curvo puede observarse sobre la terminación norte de la sierra de Aguarañe (Figura 7). En esta zona, el curso del río Cuevo se desvió hacia el norte como consecuencia del levantamiento y el crecimiento en esa dirección del plegamiento de superficie, dejando atrás un valle seco de forma arqueada que indicaría la posición pasada del hundimiento anticlinal.

En los otros segmentos estructurales del tren San Antonio, la presencia de afloramientos mayormente continuos de rocas paleozoicas duras, posiblemente fracturadas, sobre los núcleos de los pliegues dificulta el reconocimien-

to de geoformas que puedan atribuirse directamente al crecimiento lateral del plegamiento. En estos casos, la evidencia de una posible propagación longitudinal de las estructuras se desprende de la inspección de los perfiles topográficos longitudinales, los cuales muestran una continua reducción del relieve hacia los puntos de conexión entre segmentos adyacentes, así como una disminución en la elevación de los valles abandonados (Figura 6).

Modos de conexión entre pliegues

El proceso de unión lateral durante la propagación lateral de pliegues contiguos ha sido investigado por Bretis *et al.* (2011). Los autores definieron tres escenarios posibles: 1) conexión lineal; 2) conexión escalonada; y 3) sin conexión. El modelado numérico de estas configuraciones muestra que son mecánicamente posibles y que el modo de conexión depende de la separación entre los pliegues en propagación (Grasemann y Schmalholz, 2012). La erosión y la acumulación de sedimentos, desde las zonas elevadas hacia los sinclinales adyacentes, favorece la elongación de los pliegues y permite la unión de perturbaciones inicialmente separadas (Collignon *et al.*, 2015). La transición entre estados conectados a no-conectados, sin la participación de procesos superficiales, ocurre cuando la separación entre pliegues originalmente aislados es ligeramente mayor a la mitad de la longitud de onda del plegamiento de baja amplitud (Grasemann y Schmalholz, 2012). Una reducción en el espesor del soterramiento, introducida por una pendiente topográfica, provoca una reducción en el distanciamiento mínimo por encima del cual los segmentos de pliegue no se conectan. En cambio, la erosión y la sedimentación local aumentan esa distancia y facilitan la unión entre segmentos con una separación mayor al umbral de conexión original (Collignon *et al.*, 2015).

Dentro del área de estudio, la distancia entre las trazas de los ejes anticlinales y sinclinales (medida sobre el mapa geológico o en las secciones estructurales) es superior a la

separación entre segmentos de pliegue adyacentes, lo cual habría favorecido la conexión entre los ellos durante el proceso de crecimiento lateral (Figuras 4a y 4b). Esto habría dado como resultado el desarrollo zonas de conexión evidenciadas por la presencia de quiebres en el rumbo de los anticlinales y/o por la existencia de bajos topográficos en los perfiles longitudinales (Figura 6). La unión entre los segmentos San Pedrito y Ramos tiene una geometría escalonada de tipo lateral derecho que conecta ejes anticlinales con una separación mayor a 5 km (Figura 6a). Esta conexión entre segmentos relativamente espaciados habría sido posibilitada por el amplio distanciamiento entre los sinclinales adyacentes y la presencia de una columna sedimentaria Cenozoica espesa. Los bajos topográficos que separan las estructuras a lo largo del segmento Ramos son interpretados como uniones de tipo lineal a ligeramente escalonadas que conectan pliegues individuales. La unión entre los anticlinales San Pedrito y San Alberto estaría representada por una zona de conexión escalonada de tipo lateral izquierdo que habría sido desplazada hacia el este por una probable falla de rumbo dextral que tuerce el hundimiento en superficie del anticlinal San Pedrito (Figura 6a). A pesar de la poca distancia de separación entre los ejes de los anticlinales San Alberto y Sábalo (~2,3 km) las terminaciones de los mismos se superponen por alrededor de 8 km antes de conectarse con un arreglo escalonado lateral derecho (Figura 6b). Esta configuración podría vincularse a una reducción por erosión del espesor de la columna sedimentaria que habría favorecido la elongación del plegamiento y disminuido la distancia crítica de conexión (Collignon *et al.*, 2015).

El aumento progresivo del nivel de exhumación hacia el norte del anticlinal Sábalo podría estar relacionado al cambio de estilo estructural entre pliegue-dominado y corrimiento-dominado (Figuras 5 y 6c). La conexión entre los segmentos Sábalo y San Antonio Norte muestra una configuración escalonada derecha compleja que sería consecuencia del pasaje entre los modos de deformación antes mencionado. En efecto, mientras que el flanco occidental de las estructuras muestra una continuidad a lo largo del rumbo de los afloramientos paleozoicos competentes, el limbo oriental del anticlinal Sábalo no traspasa la zona de unión y, en consecuencia, se espera que el pasaje hacia el bloque bajo del corrimiento San Antonio Norte se resuelva mediante fallamiento y plegamiento de difícil resolución geométrica (Figuras 5 y 6c).

Estilos estructurales y modelo evolutivo

Los anticlinales que afloran en superficie han sido descritos como pliegues concéntricos, de crestas redondeadas, que despegan en las pelitas de la Formación Los Monos, las cuales incrementan su espesor de manera sustancial en los núcleos de las estructuras. Los ejes anticlinales suelen aparecer cortados por fallas inversas de alto ángulo que fueron interpretados como corrimientos o retrocorrimientos tardíos que emergen desde este nivel de despegue (Mingramm *et al.*, 1979; Baby *et al.*, 1992; Stark *et al.*, 2002). La presencia de esta unidad de comportamiento mecánico dúctil ocasiona que la deformación observada en superficie pueda estar parcialmente desacoplada de la que ocurre en profundidad (Dunn *et al.*, 1995; Stark *et al.*, 2002).



Figura 7. Ejemplo actual de desviación del curso del río Cuevo causada por la propagación de la terminación norte de la Sierra de Aguaraque (ver la ubicación en la figura 1).

A lo largo del tren de estructuras del eje San Antonio, el plegamiento es marcadamente consistente en lo que respecta al ancho, la amplitud, la simetría y la inclinación promedio de los flancos (Tabla 1). Esto sugiere que no habría variaciones regionales significativas en la respuesta mecánica ante la deformación de las series carboníferas a cenozoicas. Por otra parte, el perfil de acortamiento para estas unidades (Figura 4c) muestra que la intensidad de la deformación alcanza valores máximos hacia la parte media de la cadena de pliegues y disminuye de manera gradual hacia sus terminaciones. Tomando como analogía los modelos de crecimiento de falla normales derivados del análisis de la distribución del desplazamiento (Walsh y Watterson, 1991), se puede inferir que el desarrollo de estas estructuras habría sido cinemáticamente interdependiente y que se habrían formado durante el mismo evento tectónico.

La figura 8 es un modelo evolutivo conceptual de la historia de crecimiento y conexión lateral de las estructuras superficiales que afloran a lo largo del eje estructural San Antonio. Durante el estadio inicial previo a la conexión, los pliegues de despegue son simétricos y muestran una baja relación de aspecto (cociente entre la longitud de la cresta y el ancho del pliegue). Con el avance de la deformación puede haber propagación lateral y conexión entre pliegues adyacentes y, en consecuencia, la relación de aspecto aumenta (Dubey y Cobbold 1977; Cosgrove y Ameen, 2000). A medida que el plegamiento se amplifica y comienza a bloquearse, el acortamiento se acomoda mediante el desarrollo de fallas inversas que generan anticlinales asimétricos (Burberry *et al.*, 2010). La variación en la intensidad de los procesos superficiales a lo largo de esta extensa cadena de estructuras (mayor erosión en los sectores elevados y mayor sedimentación en las cuencas sinclinales anchas) podría haber intensificado localmente la elongación y la unión lateral de pliegues (Collignon *et*

al., 2015), dificultando el reconocimiento de los procesos de migración lateral del plegamiento. Una consecuencia importante de este modelo conceptual es que los altos estructurales son preservados sobre la posición original de los núcleos de los pliegues individuales, mientras que las zonas de conexión entre ellos forman sillan sinclinales (Bretis *et al.*, 2011; Grasemann y Schmalholz, 2012).

Los valores de relación de aspecto referidos a la capa Cenozoica basal (Figura 4a y 4b) están controladas principalmente por los cambios en la longitud de los pliegues, ya que su ancho es poco variable (Tabla 1). Las relaciones de aspecto son cercanas a 6 en los pliegues situados hacia la terminación sur del tren estructural (segmentos Ramos y San Pedrito) y tienen valores de 18 y 11 en los anticlinales alargados que afloran más al norte (segmentos San Alberto y Sábalo, respectivamente). Podemos suponer de lo anterior que las estructuras incluidas en los segmentos Ramos y San Pedrito serían más jóvenes y/o estarían menos evolucionadas, pero en proceso de conexión lateral entre las mismas (Figuras 6a y 8). Por otro lado, los segmentos San Alberto y Sábalo corresponderían a pliegues anticlinales más maduros y evolucionados cuyo crecimiento en longitud habría sido favorecido por una mayor erosión de las crestas y escasa o nula sedimentación en los valles sinclinales adyacentes (Pichot y Nalpas, 2009; Collignon *et al.*, 2015) (Figuras 6b y 6c). Sobre el segmento San Antonio Norte, los procesos de erosión y exhumación habrían sido aún más intensos, y dieron lugar al desarrollo de un corrimiento de vergencia oriental que busca alcanzar el ángulo crítico de la cuña de Coulomb (Wu y McClay, 2011). En este sector, los cursos de agua transversales a la estructura transportarían los sedimentos hacia la cuenca de antepaís, reduciendo localmente el espesor de la cubierta sedimentaria frágil (Figuras 5 y 6c). Modelos análogos muestran que, bajo estas condiciones, el acortamiento se acomoda

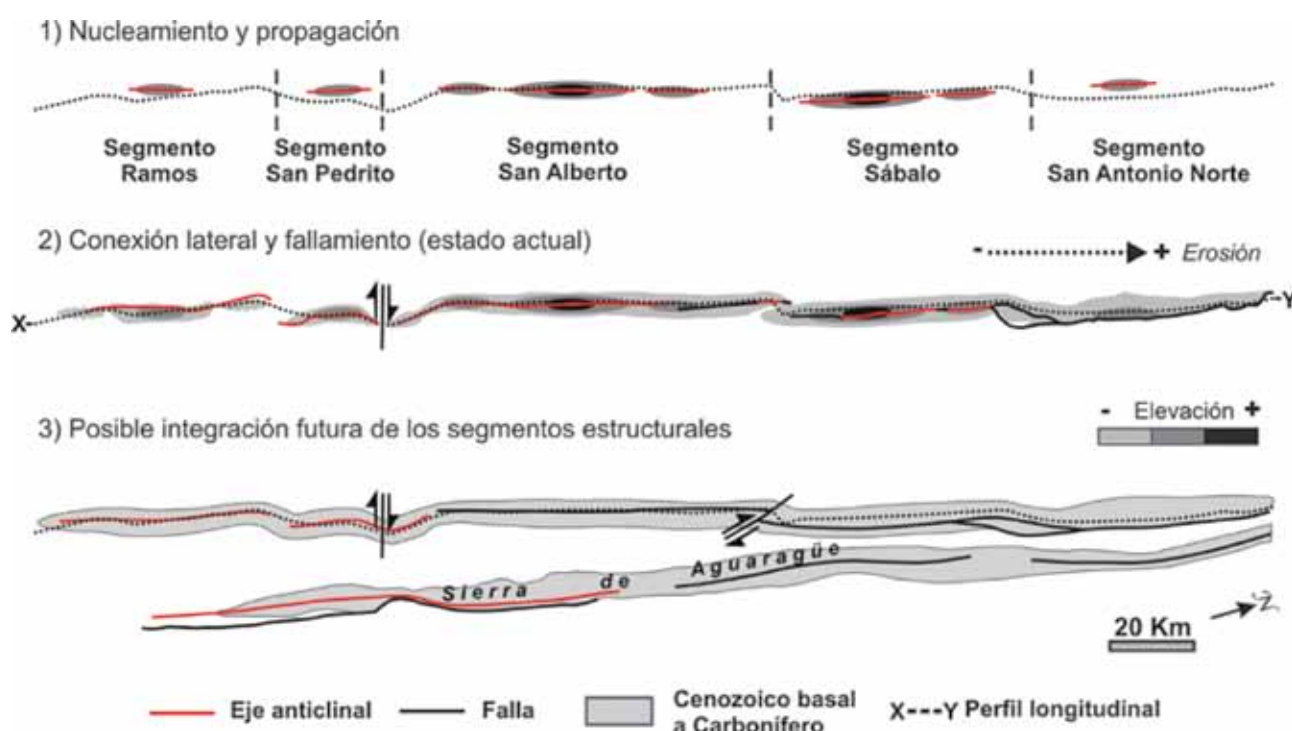


Figura 8. Modelo evolutivo conceptual del crecimiento y la conexión lateral de las estructuras superficiales a lo largo del tren estructural San Antonio

más eficientemente mediante fallamiento en lugar de plegamiento (Pichot y Nalpas, 2009; Wu y McClay, 2011). Un escenario hipotético futuro de mayor integración lateral y evolución de la deformación lograría reproducir las características estructurales observadas en otros partes de la faja plegada y corrida del subandino sur, como quiebres en los ejes anticlinales, uniones entre estructuras adyacentes y fallamiento asimétrico (Figura 8).

En relación con el impacto del crecimiento de las estructuras en el análisis de los sistemas petroleros, la presencia de numerosos campos productores de gas y petróleo en distintas partes del tren estructural (Figura 4a) sugiere que las variaciones en el crecimiento y la conectividad lateral de las estructuras son muy pequeñas en comparación con la escala de tiempo involucrada en la maduración de los hidrocarburos. Las fuertes inclinaciones en los flancos y la alta amplitud de los pliegues anticlinales (Figura 4b y Tabla 1) favorecieron el engrosamiento tectónico y sobreposición de la Formación Los Monos necesarias para contener las altas columnas de gas entrampadas en el *play* inferior (Vaamonde, 2002). Acumulaciones someras relacionadas al *play* superior pueden ocurrir tanto en los pliegues menos evolucionados y erosionados de baja relación de aspecto (por ejemplo, campos Ramos y San Pedro; Figuras 8 y 9), como en los anticlinales más alargados, conectados y exhumados de alta relación de aspecto. En estos últimos, las culminaciones iniciales se preservan a lo largo de la cresta del pliegue como altos estructurales locales (por ejemplo, yacimientos Macueta Sur, Macueta y San Alberto; Figuras 8 y 9). Estos criterios pueden ser aplicados en otras serranías de esta faja plegada y otras similares para lograr un mejor entendimiento de la distribución observada de los campos existentes y evaluar el potencial exploratorio de los segmentos estructurales no investigados.

Relación entre las estructuras superficiales y las trampas de hidrocarburos profundas

Los procesos de crecimiento y conexión lateral de pliegues pueden explicar la gran longitud del tren estructural de San Antonio (y otras cadenas de sierras similares) así como la forma sinusoidal del perfil longitudinal donde los altos topográficos alternan con tramos más bajos situados en las zonas de unión entre pliegues cercanos (Figura 9). La variación a lo largo del rumbo de la elevación del techo de la Formación Huamampampa (derivada de datos de pozos y profundidades informadas de los contactos gas-agua; Vaamonde, 2002) muestra una buena correlación con la distribución de las culminaciones y las depresiones topográficas observada en el perfil longitudinal. Esta correspondencia es particularmente clara en los segmentos Ramos y San Pedrito, donde la topografía de las crestas de los pliegues delinea la silueta de los yacimientos Chango Norte, Ramos y San Pedrito, a pesar de la variación en el espesor y posible desacople estructural relacionado al flujo dúctil de la Formación Los Monos (Stark *et al.*, 2002; Vaamonde, 2002). En las estructuras alargadas de San Alberto y Sábalo, la vinculación está encubierta por la actividad de fallas cretales y, en el caso del anticlinal Sábalo, por la profunda erosión del río Pilcomayo y sus tributarios. En ambas estructuras, sin embargo, el perfil topográfico sigue la pendiente estructural sur de los campos respectivos y la

posición de las zonas de conexión escalonadas coincide con la ubicación inferida de las sillas anticlinales profundas (Figura 9).

Esta relación entre la expresión morfológica de los pliegues superficiales y la geometría general de las estructuras profundas implica la existencia de una relación cinemática y mecánica entre las mismas que es solo parcialmente enmascarada por el desacople del nivel de despegue superior y los efectos de los procesos superficiales de erosión y sedimentación. En consecuencia, podemos inferir que las sillas que separan acumulaciones de hidrocarburos profundas pueden relacionarse con la posición de los bajos topográficos, mientras que las crestas de los anticlinales pueden corresponderse con las zonas más elevadas. Estas últimas serían los núcleos de las estructuras individuales que permanecieron altas durante la amplificación y crecimiento lateral de los anticlinales, mientras que las sillas entre los mismos pueden ser interpretadas como las zonas de conexión (lineal o escalonada) entre segmentos de pliegue adyacentes (Figuras 8 y 9).

Conclusiones

La forma de los pliegues en la faja plegada y corrida del subandino sur es el resultado de la historia de crecimiento, que a su vez es controlada por la interacción del pliegue en desarrollo con los procesos superficiales y la interferencia con otras estructuras. La combinación de criterios y técnicas estructurales y geomorfológicas permitió caracterizar los estilos de deformación y la evolución cinemática del tren estructural de San Antonio.

La distribución del acortamiento a lo largo de esta cadena de pliegues muestra que las estructuras son geoméricamente coherentes y cinemáticamente interdependientes. A pesar de que los pliegues pierden definición cuando están nucleados en depósitos cenozoicos, la presencia de diseños de drenaje asimétricos en forma de tenedor, palancaos curvos y series de valles abandonados de elevación decreciente constituyen rasgos geomorfológicos consistentes con la existencia de propagación lateral del plegamiento. Se identificaron conexiones de tipo escalonado en la unión entre los diferentes segmentos que conforman este tren estructural, mientras que zonas de conexión lineal fueron inferidas entre los pliegues que se ubican hacia la terminación austral de las serranías. El grado de conexión se incrementa en dirección norte desde terminaciones que se aproximan hasta uniones superpuestas y lateralmente fusionadas.

El incremento general de sur a norte en la intensidad de los procesos superficiales queda reflejado en cambios en la amplitud del plegamiento, modificaciones en la red de tributarios, incremento de la elevación promedio del terreno y exposición por erosión de estratos más antiguos. Este efecto sigue las variaciones de estilo estructural desde pliegues de baja a alta relación de aspecto hasta fallamiento asimétrico, posiblemente implicando una influencia de los procesos superficiales en la forma de los pliegues, grado de conexión entre los mismos y cambio a fallamiento de bajo ángulo. La integración de estas observaciones permitió visualizar un modelo evolutivo de las estructuras que se inicia con una etapa de nucleación y crecimiento de

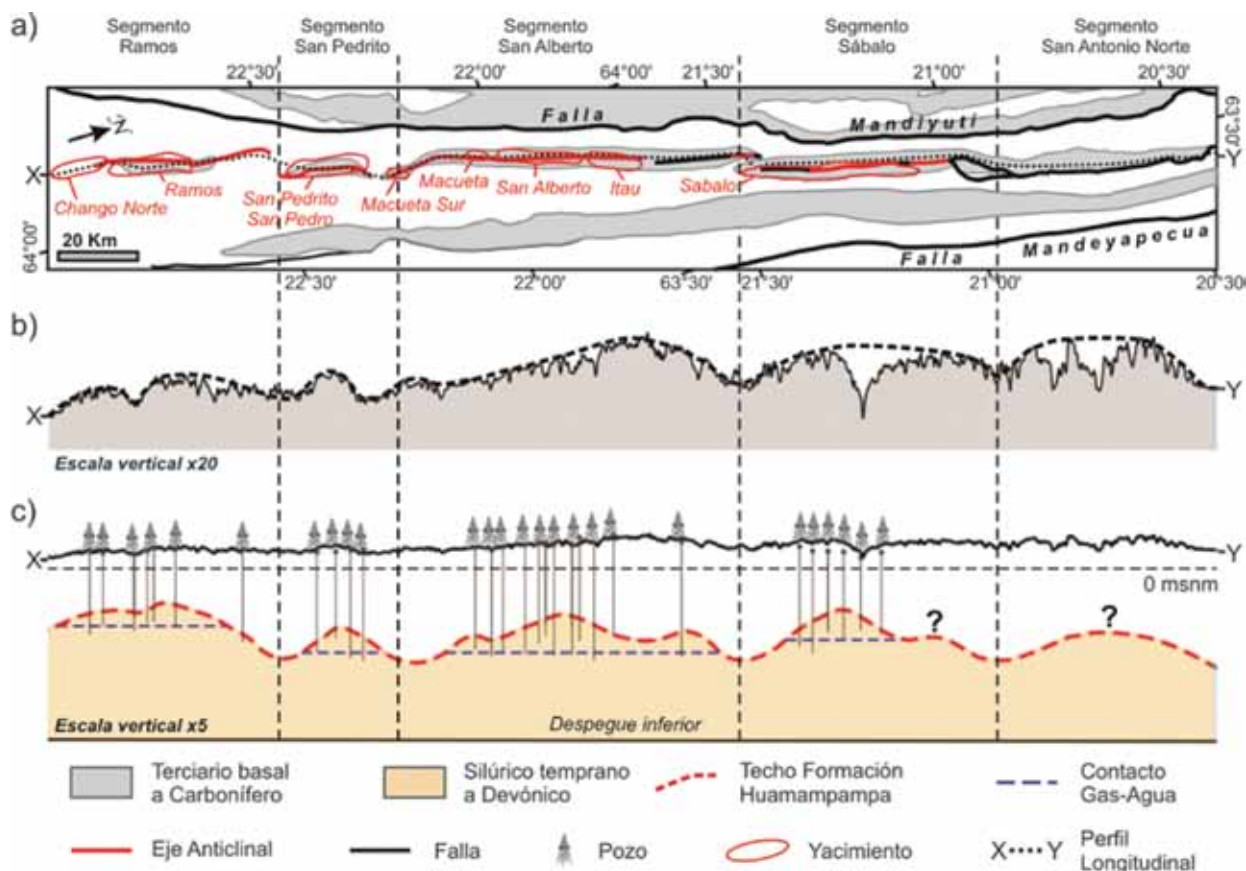


Figura 9. Correspondencias entre segmentos estructurales, relieve topográfico y geometría estructural profunda. a) Mapa geológico simplificado. b) Perfil topográfico longitudinal (escala vertical exagerada 20 veces). c) Sección estructural de rumbo con la altura de los contactos gas-agua (escala vertical exagerada 5 veces). Comparar la geometría del reservorio profundo con la forma general del perfil topográfico (línea gruesa de guiones).

pliegues aislados, seguida por una fase de conexión lateral y fallamiento inverso muy influenciada por los procesos superficiales. Puede observarse una correspondencia general entre la forma del perfil topográfico de la cadena montañosa, la presencia en superficie de segmentos de pliegues y la distribución de los yacimientos de hidrocarburos en el subsuelo.

Los criterios geomorfológicos y estructurales analizados en este trabajo y el modelo evolutivo derivado de los mismos pueden ser aplicados en otras serranías de esta faja plegada para identificar zonas con potencial exploratorio.

Agradecimiento

Agradecemos a las autoridades de YPF S.A. por autorizar la publicación de este trabajo. ■

Referencias Citadas

Albariño, L., A. Dalenz Farjat, L. Alvarez, R. Hernández y M. Pérez Leyton, 2002, "Las secuencias sedimentarias del Devónico en el Subandino Sur y el Chaco. Bolivia y Argentina", V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos 21 p., Mar del Plata, Argentina.

Aramayo Flores, R.F., 1989, "El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino", Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, Año VI, N° 17, pp. 2-16, Buenos Aires.

Baby, P., G. Herail, R. Salinas y T. Sempere, 1992, "Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivia Subandean zone", *Tectonics*, v. 11, pp. 523-536.

Belotti, H.J., L.L. Sacavino y G.A. Schachner, 1995, "Structural styles and petroleum occurrence in the Sub-Andean fold and thrust belt of northern Argentina", en A. Tankard, R. Suarez S. y H. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG, Memoir 62, pp. 545-555.

Bretis, B., N. Bartl y B. Grasemann, 2011, "Lateral fold growth and linkage in the Zagros fold and thrust belt (Kurdistan, NE Iraq)", *Basin Research*, v. 23, pp. 615-630.

Burbank, D. W., J. M. McLean, M. Bullen, K. Y. Abdurkhatov y M. M. Miller, 1999, "Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan", *Basin Research*, v.11, pp. 75-92.

Burberry, C. M., J. W. Cosgrove y J. G. Liu, 2010, "A study of fold characteristics and deformation style using the evolution of the land surface: Zagros Simply Folded Belt, Iran", en P. Leturmy y C. Robin (eds.), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geological Society (London) Special Publication 330, pp. 139-154.

Collignon, M., N. Fernández y B. J. P. Kaus, 2015, "Influence of surface processes and initial topography on lateral fold growth and fold linkage mode", *Tectonics*, v. 34.

- Comínguez, A. H. y V. A. Ramos, 1995, "Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system of northwestern Argentina", en A. J. Tankard, R. Suarez y H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62*, pp. 545-555.
- Cosgrove, J. W. y M. S. Ameen, 2000, "A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds", en J. W. Cosgrove y M. S. Ameen (eds.), *Forced Folds and Fractures*, Geological Society (London) Special Publication 169, pp. 7-21.
- Cruz, C. E., C. A. Sylwan y H. J. Villar, 2002, "La cuenca de Tarija, Bolivia y Noroeste de Argentina: ¿Sistema petrolero único o múltiples sistemas petroleros?" V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos 21 p., Mar del Plata, Argentina.
- Disalvo, A. y H.J. Villar, 1999, "Los Sistemas Petrolíferos del Area Oriental de la Cuenca Paleozoica Noroeste, Argentina", IV Congreso Exploración y Desarrollo Hidrocarburos, IAPG, Actas I, pp.83-100. Mar del Plata, Argentina.
- Dubey, A. K. y P. R. Cobbold, 1977, "Non-cylindrical flexural slip folds in nature and experiment", *Tectonics*, v. 38, pp. 223-239.
- Dunn, J. F., K. G. Hartshorn y P. W. Hartshorn, 1995, "Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia", en A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG, Memoir 62*, pp. 523-453.
- Echavarría, L., R. Hernández, R. A. Allmendinger y J. Reynolds, 2003, "Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution", *AAPG Bulletin*, v. 87, no. 6, p. 965-985.
- Grasemann, B., and S. M. Schmalholz, 2012, "Lateral fold growth and fold linkage", *Geology*, v. 40, pp. 1039-1042.
- Harrington, G. L., 1922, "North end Aguaragüe range from Camatindi to Cuevo quebrada", Informe interno Standard Oil Co. Bolivia, No 15.
- Hernández, R., L. Echavarría, R. Allmendinger, J. Reynolds y T. Jordan, 2002, "La faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino. Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes", V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos 25 p., Mar del Plata, Argentina.
- Hernández, R., A. Céspedes, M. Dellmans, M. A. Pérez Leyton y A. Dalenz Farjat, 2016, "Nuevas consideraciones sobre el modelo de deformación en la Sierra de Aguaragüe", XXII Congreso Geológico Boliviano, Memorias 7 p., Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.
- Jackson, J., R. Norris y J. Youngson, 1996, "The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns", *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 217-234.
- Keller, E. A., L. Gurrola y T. E. Tierney, 1999, "Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding", *Geology*, v. 27, No 6, pp. 515-518.
- Kozłowski, E., F. Aramayo Flores y C. Hofmann, 2005, "Gas en el Devónico de las Sierras Subandinas, Provincia de Salta, Argentina", en E. Kozłowski, G. Vergani y A. Boll (eds.), *Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina*, Simposio del VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, pp. 17-35. Mar del Plata, Argentina.
- Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979, "Sierras Subandinas", en J. C. M. Turner (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, v. 1, pp. 95-138, Córdoba.
- Moretti, I., E. Díaz, G. Montemurro, E. Aguilera y M. Pérez, 1994, "Las Rocas Madre de Bolivia y su Potencial Petrolífero: Subandino-Madre de Dios-Chaco", *Revista Técnica YPFB*, v. 15, pp. 293-317.
- Pichot, T. y T. Nalpas, 2009, "Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels: analogue modeling", *Tectonophysics*, v. 473, pp. 466-475.
- Ramsey, L. A., R. T. Walker y J. Jackson, 2008, "Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SE Iran", *Basin Research*, v. 20, pp. 23-48.
- Rocha, E. y E. O. Cristallini, 2015, "Controls on structural styles along the deformation front of the Subandean zone of southern Bolivia", *Journal of Structural Geology*, v. 73, pp. 83-95.
- Schlatter, L. E. y M. H. Nederlof, 1966, "Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia", *Servicio Geológico de Bolivia, Boletín*, no. 8, pp. 1-49.
- Starck, D., 1995, "Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina", en A. J. Tankard, R. Suarez Soruco y H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp. 251-268.
- Starck, D., 1999, "Los sistemas petroleros de la Cuenca de Tarija", IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Acta, pp. 63-82, Mar del Plata, Argentina.
- Starck, D., L. Constantini y A. Schulz, 2002, "Análisis de algunos aspectos geométricos y evolutivos de las estructuras de la faja plegada Subandina del norte de Argentina y el sur de Bolivia", V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos 15 p. Mar del Plata, Argentina.
- Suárez Soruco, R., 2000, "Cordillera Oriental", en R. Suárez Soruco, (ed.), *Compendio de Geología de Bolivia*, Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, v. 18, No 1-2, pp. 39-77.
- Uba, C. E., J. Kley, M. R. Strecker y A. K. Schmitt, 2009, "Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation", *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, pp. 134-146.
- Vaamonde, D., 2002, "La Formación Los Monos: su capacidad como roca sello", V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, CD Trabajos Técnicos 9 p., Mar del Plata.
- Walsh, J. J. y J. Watterson, 1991, "Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems", en A. M. Roberts, G. Yielding y B. Freeman (eds.), *The geometry of normal faults*, Geological Society (London) Special Publication 56, pp. 193-206.
- Weiss, J. R., B. A. Brooks, J. R. Arrowsmith y G. Vergani, 2015, "Spatial and temporal distribution of deformation at the front of the Andean orogenic wedge in southern Bolivia", *Journal of Geophysical Research of Solid Earth*, v. 120, No 3, pp. 1909-1931.
- Wu, J. E. y K. R. McClay, 2011, "Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: Dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion", en K. McClay, J. H. Shaw y J. Suppe, (eds.), *Thrust fault-related folding*, AAPG Memoir 94, pp. 301-333.