

10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos
Sesiones Generales: "Energía y Sociedad, aliados inseparables"

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA AGUA BOTADA (FAJA PLEGADA Y CORRIDA MALARGÜE) Y SU RELACIÓN CON POTENCIALES RESERVORIOS ÍGNEOS

Matías Barrionuevo¹, Hernán de la Cal², José Mescua¹, Laura Giambiagi¹, Julieta Suriano¹, Jorge Luis Soto²

1: IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET, mbarrionuevo@mendoza-conicet.gob.ar,

jmesqua@mendoza-conicet.gob.ar, lgiambiagi@mendoza-conicet.gob.ar

2: ROCH SA, hdelacal@roch.com.ar, jlsoto@roch.com.ar

Palabras clave: Intrusivos Miocenos, Fracturación, Secciones Balanceadas, Cuenca Neuquina, Hidrocarburos

ABSTRACT

Structural analysis of Agua Botada oil-field (Malargüe fold-and-thrust belt) and its relationship with potential igneous reservoirs

In the southern part of Mendoza province, Neuquén Basin, igneous intrusives hosted in the Mesozoic sedimentary succession produce oil in some regions of the basin as in the Valle del Río Grande area. In order to evaluate the relationship between the structural evolution and the igneous bodies intrusion, a structural study of the Agua Botada field (north of Valle del Río Grande area) near the deformation front of the Malargüe fold-and-thrust belt, is presented here.

A 3D structural model was developed using surface and subsurface information (oil-well logs and seismic data) to understand the kinematic evolution of the structures. Previous NNW rift faults show inversion under andean compression while NW to WNW rift faults are probably not inverted but reactivated as strike-slip fault.

In addition the igneous bodies were surveyed and when possible, slip data was obtained. The inversion of these data provided the stress field responsible of faulting which is inferred to be coeval and related to the intrusion. Dykes and sills were recognized: dykes striking NW to WNW show strike-slip faulting with hydrothermal alteration and hydrocarbon traces, while E-W striking dykes are not sheared and show weak hydrothermal alteration and no traces of hydrocarbons; some sills are faulted as well with the same kinematic as faulted dykes and some are intruded using reverse fault planes, showing hydrothermal alteration and oil traces. The swarms of igneous bodies irradiate from two main feeders and show a general WNW trending which coincides with previous normal faults.

The interpretation of the obtained structural data allowed to develop a geological evolution model with three main stages: in the first stage from 17-10 Ma Agua Botada field was in the foredeep of the foreland basin and the compression took place to the west of it. In the second stage (10-7 Ma) the deformation migrated to the east and the western part of Agua Botada was under compression with igneous emplacement as sills in reverse faults. In the eastern zone a strike-slip to compressional stress field reactivated the previous rift faults which were suitable as magmatic flow paths. Finally in the third stage (7-1 Ma) the deformation front migrated toward the east with the inversion of Malargüe normal fault that tilted the mesozoic sediments..

INTRODUCCIÓN

El área Agua Botada se encuentra en el frente de deformación activo de la faja plegada y corrida

de Malargüe (FPC Malargüe), próximo a la localidad de Bardas Blancas (Fig. 1). La FPC Malargüe ha sido interpretada tradicionalmente como una faja de piel gruesa (Kozłowski *et al.* 1993). El basamento, compuesto por el Grupo Choiyoi, y en menor medida sedimentos y metamorfitas paleozoicas, se encuentra estructurado tanto a partir de corrimientos cenozoicos como de la inversión de las fallas normales del evento extensional triásico-jurásico (Manceda y Figueroa 1995; Uliana *et al.* 1995; Mescua *et al.* 2014). Estas fallas de rift previas tienen inclinación tanto al E como al O, y su posterior inversión condicionó la vergencia del frente de deformación actual.

Se presentan aquí los resultados de los trabajos realizados en el área Agua Botada con el objetivo de caracterizar el arreglo estructural de la zona y su relación con intrusivos que constituyen potenciales reservorios de hidrocarburos. Finalmente se integró esta información en un modelo de evolución geológica para la zona que busca explicar la relación entre las estructuras de rift previas, la distribución espacio-temporal del campo de esfuerzos, la intrusión de rocas ígneas y la migración de hidrocarburos.

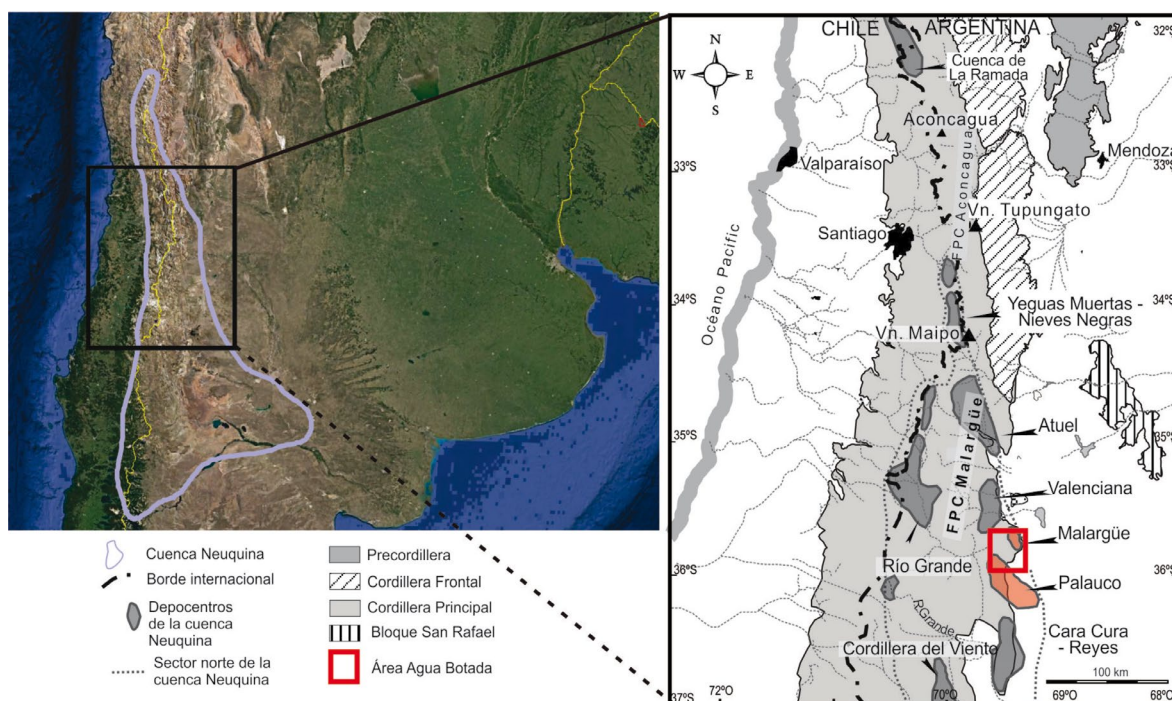


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio con respecto a la cuenca Neuquina y las unidades morfo-estructurales que conforman el orógeno andino (modificado de Giambiagi *et al.* 2009a).

METODOLOGÍA

La metodología utilizada consistió en (1) mapeo en superficie de estructuras principales y caracterización de cuerpos ígneos; (2) obtención de datos de movimiento de fallas y fracturas; (3) interpretación de datos de subsuelo; (4) balanceo de 9 perfiles estructurales, (5) construcción

de un modelo estructural 3D, y (6) confección de un modelo evolutivo que explique la relación entre la intrusión de los cuerpos ígneos, el campo de esfuerzos y la migración de hidrocarburos. En primer lugar, se analizó la información existente del área tanto de subsuelo (legajos de los pozos, sísmica 2D y 3D) como de superficie (mapas geológicos y publicaciones). A partir de la descripción del recorte (cutting) y perfiles eléctricos de los pozos se cuantificaron espesores de rocas ígneas atravesadas en función de la unidad estratigráfica que las alojaba. De esta manera se crearon tablas que recopilan los espesores totales y por formación. Además, se compararon dichos espesores con la distancia a dos centros emisores identificados en el área. Por otro lado, se cuantificaron los espesores de los depósitos de sinrift para ubicar fallas pre-andinas que no afloran de acuerdo a marcados cambios de espesores junto a la interpretación de la sísmica.

Se reconocieron las principales estructuras en la sísmica 3D utilizando el software OpendTect.

Se realizó el relevamiento superficial del área para caracterizar los intrusivos que afloran en la misma y su relación con la roca de caja. En los intrusivos se relevó litología, disposición espacial, dimensiones, fracturas y se tomaron datos cinemáticos de fallas que afectaban dichos cuerpos, así como a la roca de caja. Con los datos cinemáticos se obtuvieron los ejes de extensión (T) y acortamiento (P) para luego interpretar los paleoesfuerzos.

Utilizando toda la información anterior se construyeron 9 secciones (Fig. 2) estructurales balanceadas de 12 km de longitud con el software Move. En cada perfil se realizó el modelado cinemático directo (kinematic forward modeling) utilizando los algoritmos trishear y fault parallel flow. Al usar trishear se probaron distintos valores de los parámetros que definen el algoritmo tales como el P/S (relación entre propagación y deslizamiento de una falla) para ajustar lo mejor posible

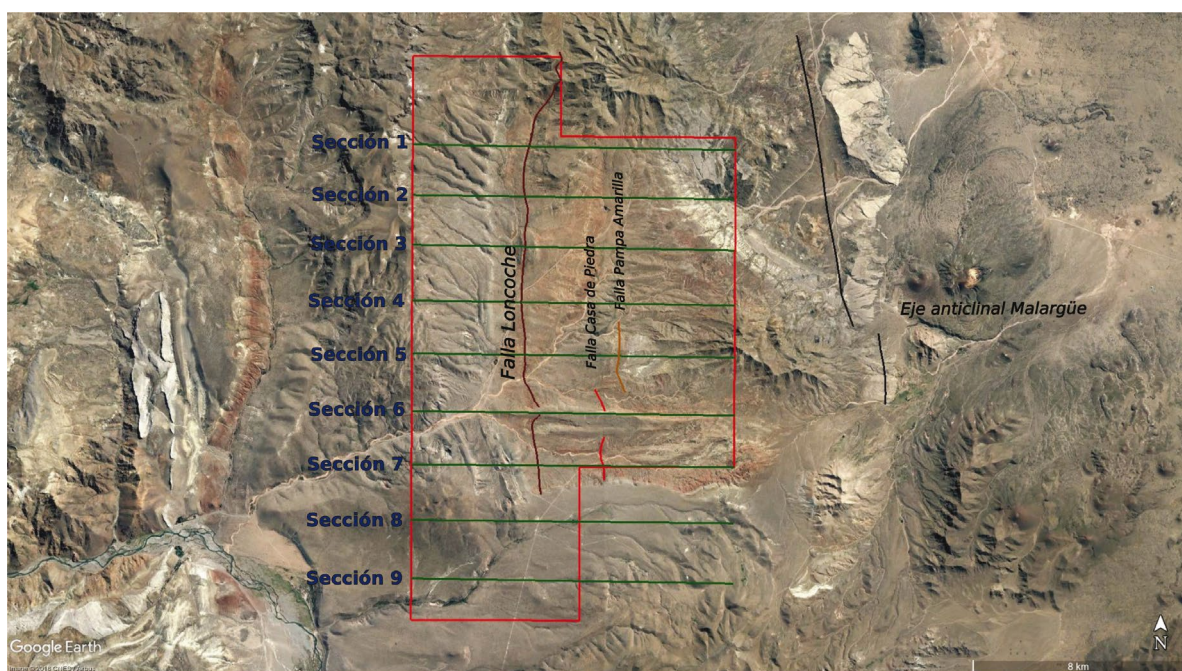


Figura 2. Área Agua Botada y ubicación de las secciones estructurales realizadas.

con la geometría de las capas y las fallas.

A partir de las secciones se generó un modelo 3D teniendo en cuenta las superficies de las fallas y los topes de algunas formaciones.

Finalmente se confeccionó un modelo evolutivo para explicar la relación entre el campo de esfuerzos, la deformación, la reactivación de estructuras previas y la migración de fluidos.

MARCO GEOLÓGICO

La faja plegada y corrida de Malargüe involucra rocas y estructuras del periodo extensional mesozoico bajo el cual se desarrolló la Cuenca Neuquina. Dicha cuenca se estructuró desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano como una cuenca extensional de retroarco, en la que inicialmente se desarrollaron una serie de depocentros aislados que se desarrollan sobre el basamento económico de la cuenca (Grupo Choiyoi) y que al progresar la deformación extensional fueron coalesciendo en la etapa de climax del sinrift (Legarreta y Gulisano 1989; Vergani *et al.* 1995). El sector norte del área Agua Botada se encontraba en la zona de transferencia entre los depocentros Malargüe y Palauco, mientras que el sector sur se encontraba en el extremo norte del depocentro Palauco (Fig. 3).

Los depósitos de sinrift de la cuenca corresponden a sedimentitas continentales y rocas volcánicas y piroclásticas, agrupados dentro del ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) y la parte basal del Grupo Cuyo (Jurásico Temprano) que corresponde a depósitos marinos (Gulisano 1981). El espesor de los depósitos del Precuyano es muy variable y con marcada geometría de cuña dado que los depocentros habrían estado desconectados en la etapa inicial de sinrift. En la etapa de climax del sinrift algunos depocentros comienzan a conectarse y se deposita el Grupo Cuyo, con una transgresión marina del océano Pacífico que afecta a toda la cuenca.

La etapa de subsidencia térmica (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano) se caracteriza mayormente por la depositación de sedimentitas marinas con intercalaciones de depósitos continentales que acumulan más de 5000 m de espesor. En este contexto se depositan los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Rayoso.

En el área de estudio el Grupo Cuyo no tiene importante desarrollo por lo que probablemente los depocentros Malargüe y Palauco no habrían generado más espacio de acomodación y fueron abandonados. Estos depocentros presentan fallas normales con orientación NO a ONO de acuerdo a la interpretación de Giambiagi *et al.* (2009a) y la revisión realizada en este trabajo de los espesores de depósitos de sinrift atravesados por distintos sondeos y según la interpretación de la sísmica. De acuerdo a esto el depocentro Palauco presenta una polaridad al este, con la falla maestra inclinando al ENE mientras que para el depocentro Malargüe sería al oeste siendo la falla Malargüe la falla maestra de rumbo NNO e inclinación al OSO.

A fines del Cretácico comienza la etapa de deformación contraccional andina (Tunik *et al.*

2010) con los depósitos continentales del Grupo Neuquén registrando el desarrollo de la cuenca de antepaís en esta latitud. Sobre éstos y en discordancia se depositan los sedimentos del Grupo Malargüe como parte de la cuenca de antepaís y que registran la primera transgresión atlántica en la cuenca (Legarreta *et al.* 1989). Posteriormente se acumulan sedimentos cenozoicos sinorogénicos con intercalaciones volcánicas cuya nomenclatura es variada pero que para la zona de estudio corresponden a Fm. Agua de la Piedra, Fm. Butaló, Fm. Loma Fiera y Fm. Coyocho.

La deformación andina genera la faja plegada y corrida de Malargüe que se caracteriza por involucrar basamento en la deformación (Kozłowski *et al.* 1993) con la reactivación de fallas normales mesozoicas, así como el desarrollo de nuevas fallas de piel gruesa (Mescua y Giambiagi

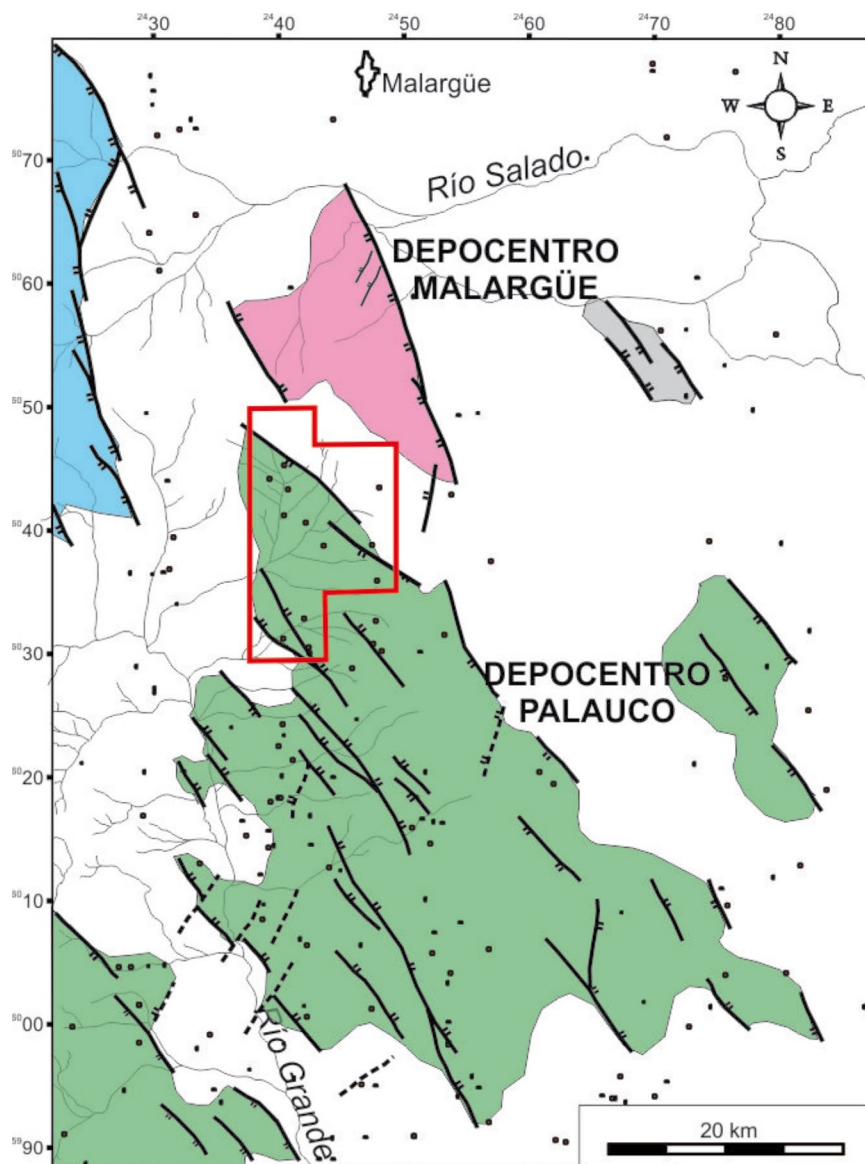


Figura 3. Estructura del depocentro Palaucó y la zona de transferencia con el depocentro Malargüe, con las fallas normales jurásicas (modificado de Giambiagi *et al.* 2009a).

2012). La principal etapa contraccional ocurre en el Mioceno Superior-Medio (Silvestro y Kraemer 2005). En el área de estudio la principal estructura corresponde al anticlinal Malargüe producto de la inversión de la falla homónima buzante al oeste (Silvestro y Kraemer 2005; Giambiagi *et al* 2009b), aunque de acuerdo a otros autores esta falla no corresponde a una estructura normal invertida (Manceda y Figueroa 1995). Este anticlinal posee un rumbo NNO con el limbo dorsal suavemente inclinado al oeste, el limbo frontal empujado a volcado y el cierre del pliegue hacia el sur. En la zona de charnela se exponen rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Choiyoi y hacia el oeste en el limbo dorsal afloran los depósitos del Precuyano, de los grupos Cuyo, Mendoza, Rayoso y Neuquén. De acuerdo a Silvestro y Kraemer (2005) esta falla estuvo activa entre 7 Ma y el presente. En la zona de Agua Botada solo la parte más profunda de la falla se reactivaría debido a su menor ángulo por su geometría lístrica mientras que en la parte superior se generan una serie de fallas de corte (short-cut fault) debido a la dificultad de reactivar la falla con alto ángulo (Giambiagi *et al* 2009b).

Otras fallas que afectan el basamento corresponden a fallas buzantes al NE tales como la falla Los Cerrillos. Además de estas estructuras se reconocen fallas de piel fina, siendo la falla Loncoche la principal en el área de estudio con vergencia al este y despegue en el Grupo Mendoza e incluso niveles más profundos como la Formación Auquileo.

RESULTADOS

ESTRUCTURA

El área se ha dividido en dos dominios estructurales, el dominio Agua Botada en el norte y el dominio Los Cerrillos en el sur. El primero se caracteriza por presentar estructuras con vergencia al este predominantemente y rumbo N-S a NO-SE entre las que se encuentran las fallas Malargüe (piel gruesa), Loncoche, Casa de Piedra y Pampa Amarilla (piel fina). El segundo dominio presenta una vergencia predominantemente al oeste con fallas que se interpretan como fallas de basamento tales como las fallas Los Cerrillos y Vega del Sol, que podrían corresponder a fallas de rift reactivadas. Dichas estructuras no afloran y fueron reconocidas a partir de la información de subsuelo.

La falla Loncoche (Fig. 4) es una falla inversa de piel fina, con orientación promedio N 175° e inclinación 50° O, reconocida en terreno y en subsuelo. En superficie corta los estratos del Grupo Neuquén y los datos cinemáticos arrojan movimiento reverso puro de la falla. En proximidades de la Mina Huemul se observa la precipitación de distintos minerales de uranio y cobre además de impregnaciones de hidrocarburos. Uno de los filones relevados se emplaza en una escama de la falla concordantemente.

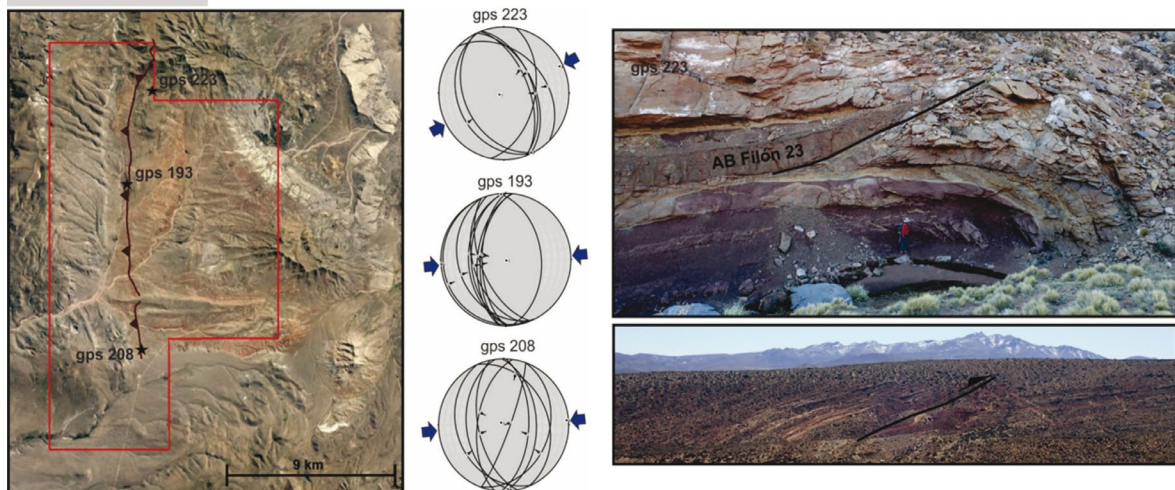
Falla Loncoche

Figura 4. Falla Loncoche con datos cinemáticos en tres locaciones. Al norte en el punto 223 el filón AB 23 se intruye por dicha superficie.

La falla Casa de Piedra (Fig. 2) es una falla menor, de 3 km de longitud, rumbo N-S y buzante al oeste que afecta también al Grupo Neuquén en superficie generando un cambio en la inclinación de estas capas que al este son subhorizontales (5° O) y al oeste de la falla aumentan levemente su inclinación (15° O). Esta falla se ubica al oeste de un domamiento de la Formación Huitrín en superficie. Este cuerpo es observable en la sismica y podría ser un intrusivo subvolcánico que genera un efecto de contrafuerte (buttressing) ante la contracción o bien un domo salino.

Finalmente, la falla Pampa Amarilla (Fig. 2) es también de reducida longitud y afecta al Grupo Neuquén. Es una falla buzante al oeste de rumbo NNO-SSE.

Entre las fallas que afectan al basamento se encuentran las fallas buzantes al NE, denominadas Los Cerrillos y Vega del Sol.

Según otros autores en la zona sur del área se reconoce un rasgo estructural de rumbo E-O a ENE-OSO llamado lineamiento Bardas Blancas (Manceda y Figueroa 1993). Éste correspondería a una falla de basamento en la zona de transferencia entre los depocentros Malargüe y Palauco que poseen polaridades opuestas. A partir del análisis de la nueva información sísmica 3D (Fig. 5) no se observó esta falla de basamento, pero se observa un cambio en la inclinación de las capas mesozoicas generando un homoclinal buzante al S a SSO producto de una mayor elevación del basamento estructural en el sector norte con respecto al sur. Esto podría deberse a un mayor rechazo de la falla Malargüe al norte que se va perdiendo hacia el sur generando esta elevación estructural del basamento.

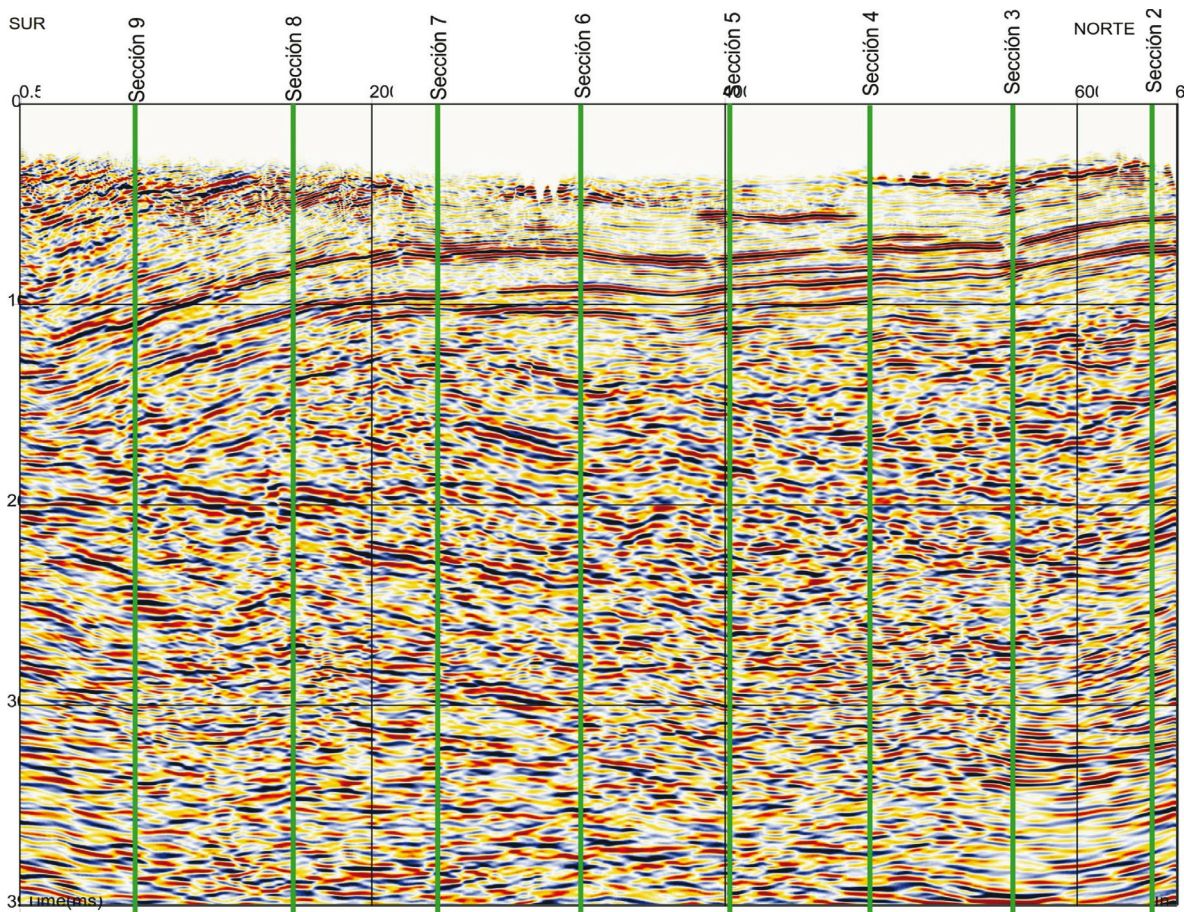


Figura 5. Cross line 246 con ubicación de las secciones estructurales. Se observa el homoclinal formado por las capas mezozoicas que buzcan al sur a partir de la sección 7. No se observa un lineamiento estructural sino un levantamiento diferencial del basamento más elevado al norte que al sur.

MODELADO CINEMÁTICO Y CONSTRUCCIÓN DEL MODELO 3D

Integrando la información del relevamiento superficial junto a los datos de subsuelo aportados por los pases formacionales e inclinaciones de capas en pozos y el cubo sísmico, se construyeron nueve perfiles estructurales balanceados. Se utilizó para esto el software Move con el método de modelado cinemático directo (forward modelling) utilizando diferentes algoritmos (trishear, fault parallel flow) teniendo en cuenta las relaciones temporales de las distintas estructuras según la información preexistente y los resultados aquí obtenidos. Para el inicio del modelo, T₀, se tomaron los espesores de cada unidad en la zona y se definió la ubicación de fallas de rift previas para evaluar si fueron reactivadas o no.

En los modelos que se realizaron para cada sección se siguió la evolución de las estructuras que más se ajusta a los datos. Aquí presentamos dos secciones de las nueve, una representando al sector norte (sección 3) y una al sector sur (sección 9). En el sector norte (sección 3; Fig. 6) esto consistió en un primer movimiento de las fallas de orientación NO buzantes al este que genera un

levantamiento del bloque colgante. Luego se modeló el movimiento reverso de la falla Loncoche buzante al oeste con despegue en la Fm. Auquilco.

Finalmente se modeló el movimiento reverso de la falla Malargüe que genera el pliegue homónimo, levantando y basculando las capas en su flanco dorsal. Esta falla va perdiendo rechazo hacia el sur basculando menos las capas del Grupo Neuquén en superficie.

A la latitud de la sección 7 (Fig. 2) hay una transición entre los dominios Agua Botada y Los Cerrillos ya que en esta sección las fallas de basamento buzantes al este Vega del Sol y Los Cerrillos pierden rechazo hacia el norte y no se las reconoce en subsuelo. Éstas son las que primero se mueven y consecutivamente se mueven la falla Loncoche y la falla Pampa Amarilla, con despegue en el yeso de la Fm. Auquilco. Además, la falla Loncoche pierde rechazo hacia el sur y ya no se la reconoce ni en subsuelo ni en superficie en las secciones del sur. La etapa final de acortamiento está dado por el movimiento de la falla Bayo de la Batra.

En las secciones del sur, representadas aquí por la sección 9, (Fig. 6) las fallas que primero se mueven también corresponden a las fallas Vega del Sol y Los Cerrillos y posteriormente el acortamiento se resuelve en el movimiento de la falla Bayo de la Batra.

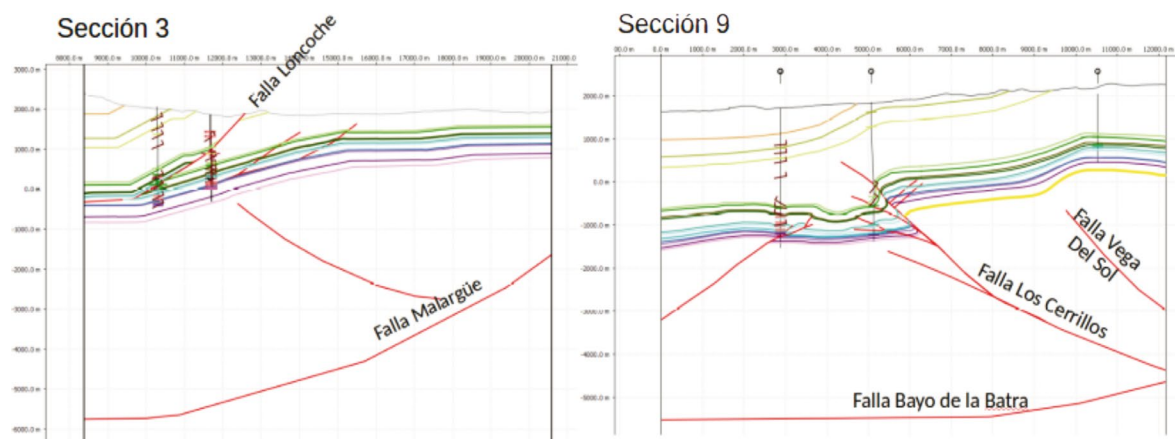


Figura 6. Secciones del dominio Agua Botada (sección 3) y del dominio Los Cerrillos (sección 9). En la sección 3 se observa la falla Malargüe que afecta al basamento y la falla Loncoche de piel fina, mientras que en la sección 9 las principales estructuras son las fallas vergentes al oeste Los Cerrillos y Vega del Sol.

Para la construcción del modelo estructural tridimensional (Fig. 7) se interpolaron las fallas construidas para cada sección estructural balanceada para formar grillas de fallas. De la misma manera se procedió para unir topos de unidades seleccionados. De esta forma se obtiene una visualización tridimensional de la deformación macro del área y se pueden apreciar las variaciones latitudinales, como la pérdida de rechazo de las fallas mayores y el levantamiento estructural del basamento.

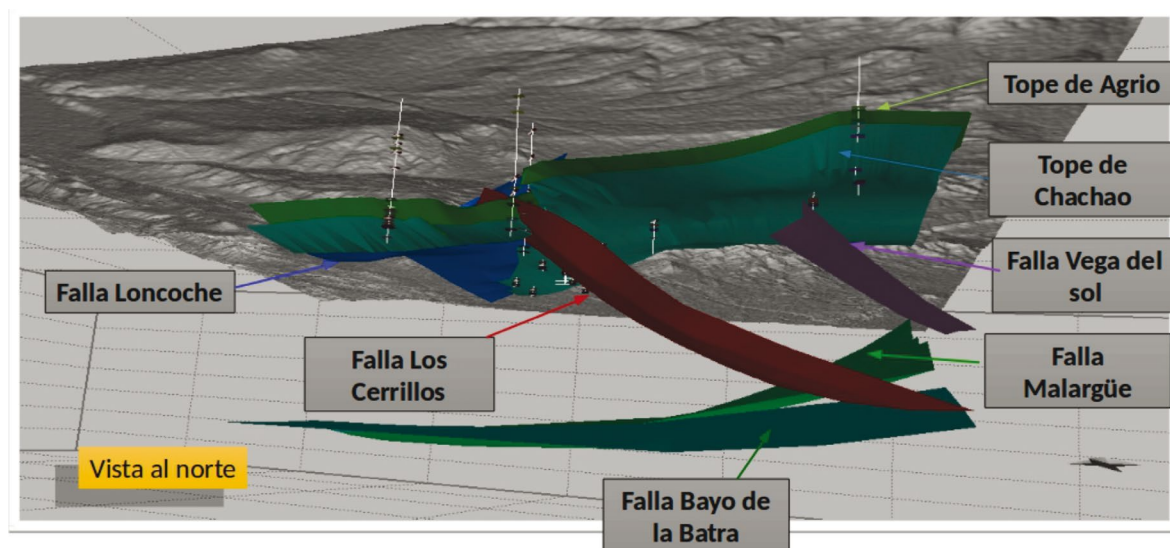


Figura 7. Modelo estructural 3D con las fallas y topes de formaciones.

INTRUSIVOS

A partir del mapeo de intrusivos junto a la información publicada se realizó el relevamiento de diques y filones en el terreno (Fig. 8). En primer lugar, se reconocen dos cuerpos que se interpretaron como los alimentadores del sistema de diques y filones. Éstos corresponden a los cerros Tronquimalal al norte y Mirano al sur desde los que radialmente se emplazan numerosos diques. La elipticidad y distribución de estos diques en superficie conforman dos lineamientos subparalelos de rumbo ONO.

Diques

Presentan distintas orientaciones, pero en general en un arreglo radial elongado con rumbo ONO, desde los cerros Tronquimalal y Mirano. Son subverticales con espesores variables entre 0,40 a 7,40 m y una media de 2,38 m, longitudes de entre 72 m a 3605 m. Su composición es andesítica a basáltica-andesítica, con textura porfírica a granular con fenocristales de anfíboles predominantemente y piroxenos.

De acuerdo al relevamiento se definieron dos grupos de diques, unos con rumbo ONO a NO y otros con rumbo E-O. Los primeros (rumbo ONO) presentan contactos netos con la roca de caja y frecuentemente están cizallados (Fig. 9 y 10). A partir de los indicadores cinemáticos medidos en estas fracturas se infirió movimiento de rumbo dextral y sinistral, sin encontrar estrías subverticales que arrojen movimiento reverso o normal de las fallas. En general no hay variación en la densidad de fracturas entre el contacto y el núcleo del dique. Estas fallas de rumbo presentan asociadas depositación de minerales hidrotermales, así como rastros de hidrocarburos cuando la

roca de caja corresponde a rocas generadoras en el ámbito de Cuenca Neuquina, tales como las Formaciones Vaca Muerta y Agrio.

Los diques de rumbo ONO a NO que intruyen la Formación Agrio en la zona de Cuesta de los Chihuidos presentan cizallamiento y alteración hidrotermal junto a impregnaciones de hidrocarburos. Esta zona fue relevada por Spacapan *et al.* (2016) reportando fallas de rumbo, pero solo en la roca de caja y no en los dos diques que estudian.

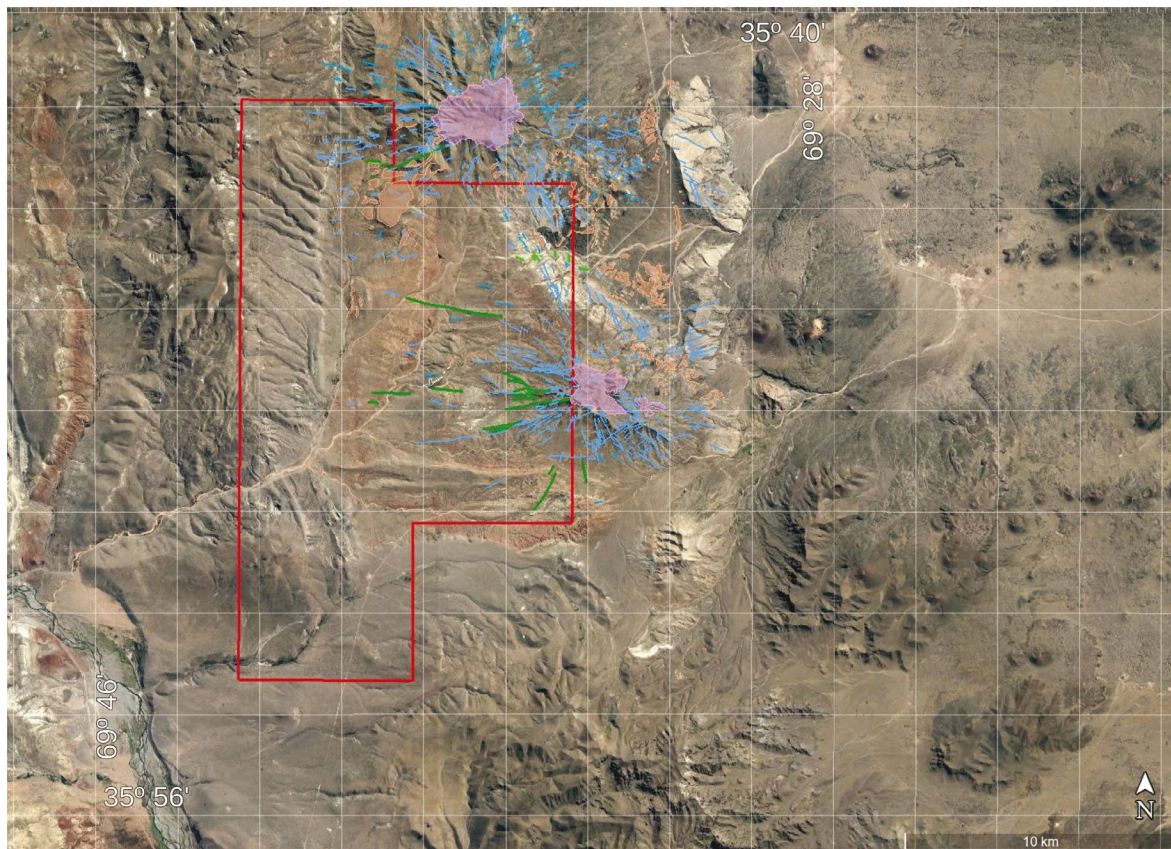


Figura 8. Mapeo de diques y filones sobre imagen de Google Earth. Diques observados en campo en verde; interpretados a partir de la imagen en celeste; filones capa en rosa; cuerpos subvolcánicos C° Tronquimalal (al norte) y C° Mirano (al sur) en violeta.

Los diques con rumbo E-O, sobre todo los que se alojan en el Grupo Neuquén, no presentan fracturas de cizalla ni en los contactos ni internamente. Se encuentran menos alterados y no presentan rastros de hidrocarburos como los diques cizallados.

Se interpretó que existe una retroalimentación entre la migración de fluidos hidrotermales e hidrocarbúricos y el cizallamiento. La presencia de fluidos promueve el fallamiento al reducir las presiones efectivas. Esto a su vez genera canales efectivos para la migración de fluidos. Según la orientación de las fracturas por donde se intruyeron los diques se observó que las que se orientan E-O poseen al momento de la intrusión una alta tendencia a la apertura, pero baja tendencia al deslizamiento. Mientras que las fracturas orientadas NO poseen alta tendencia a la apertura y al deslizamiento. Por lo tanto, ésta última orientación es la más óptima para la migración de fluidos.



Figura 9. Diques intruyendo al Grupo Mendoza. Se observan las fracturas cizalladas y la alteración de la roca debido a la circulación de fluidos hidrotermales. A la derecha estrías subhorizontales indican movimiento de rumbo.

Filones capa

Al igual que los diques, los filones capa (sills) son de composición andesítica a andesítica basáltica e intruyen las capas mesozoicas preferentemente en los niveles pelíticos de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio y del Grupo Neuquén, aunque también algunos intruyen la Formación Chachao. En general se intruyen donde existe un importante contraste reológico entre capas de alta resistencia mecánica como calizas y baja resistencia mecánica, como los niveles pelíticos de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio o bien en niveles pelíticos del Grupo Neuquén, supra y subyacidos por capas espesas de areniscas y conglomerados.

Los filones son concordantes con la estratificación o bien con planos de falla, con contactos netos en techo y base y terminaciones laterales abruptas en general. Los contactos presentan leve alteración térmica en la roca de caja.

Suelen disponerse formando enjambres que luego convergen en un único y más espeso filón. Los espesores varían entre 1 m y 67 m y su extensión lateral va desde decenas a miles de metros (40-3200 m). No se pudo analizar con precisión la relación entre ambas dimensiones laterales (eje mayor y eje menor) debido a la escasa continuidad de afloramientos.

Los filones presentan tres o cuatro sets de fracturas, una paralela a los contactos y dos o tres perpendiculares a los primeros generando un arreglo ortorrómbico o hexagonal de fracturas. Se interpreta que éstas son producto del enfriamiento del cuerpo inmediatamente después del emplazamiento cuando las capas sedimentarias aún se encontraban horizontales previo a su inclinación posterior por el plegamiento del anticlinal Malargüe. En algunos cuerpos se observaron fracturas catafilares (Bermúdez y Delpino 2008) limitadas por las fracturas del juego ortorrómbico/hexagonal y las fracturas subparalelas a los bordes del cuerpo.

Algunos filones presentan fallas subverticales en sistemas conjugados con movimiento de rumbo dextral y sinistral (Fig. 10) con signos de circulación de fluidos hidrotermales. Estas fallas presentan similar orientación a algunas de las fracturas de enfriamiento por lo que se interpreta que algunas de las últimas son reactivadas como fracturas de cizalla.

En algunos afloramientos se encuentran diques y filones y presentan similar deformación sugiriendo esto un emplazamiento coetáneo. En la figura 11 se observa un dique intruyendo un filón. El dique presenta una orientación N-S que es similar a las fallas de rumbo dextrales que afectan al filón, sugiriendo que la intrusión del dique y las fracturas serían coetáneas.

Por otro lado, en algunos sectores próximos a la falla Loncoche tal como en las cercanías de la Mina Huelmo se observan filones que aprovechan escamas de dicha falla. En dicho sector el contacto del filón con el plano de falla presenta precipitados de minerales de cobre y uranio, además de impregnaciones de hidrocarburos, lo que indicaría una relación entre el movimiento de la falla y la migración de fluidos.

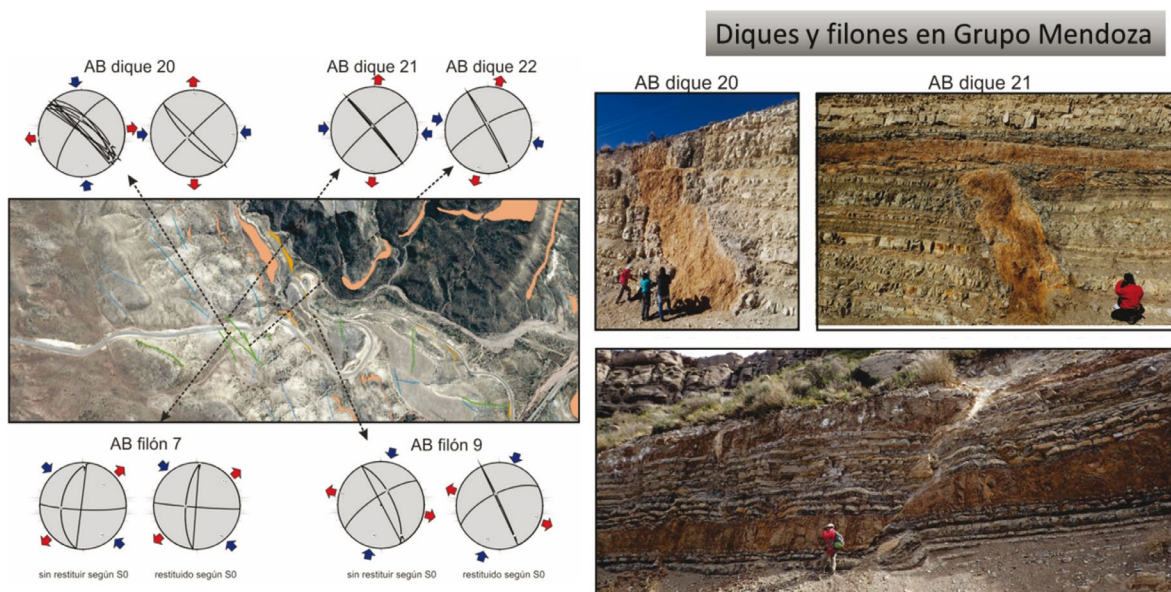


Figura 10. Filones y diques dentro de formaciones Vaca Muerta y Agrio. La deformación de ambos sugiere movimiento de rumbo. Abajo a la derecha el filón parece tener desplazamiento normal aparente pero las estrías indican movimiento de rumbo



Figura 11. Relación entre las fallas de rumbo N-S a NNE y movimiento dextral que afectan al filón y al dique, sugiriendo que las fracturas de cizalla y la intrusión del dique son coetáneas.

Observaciones en los pozos

A partir de las descripciones litológicas y los perfiles eléctricos de los pozos del área se identificaron los intervalos y espesores de rocas ígneas atravesados que fueron convertidos a espesores reales según los informes de buzamiento (donde se contaba con información representativa). Las rocas descritas corresponden también a andesitas de textura afanítica a porfírica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, con distintos grados de alteración en la roca. En general presentan impregnaciones de hidrocarburos de distinto tipo.

Los espesores son variados, llegando hasta 40 m de espesor aparente y por lo general los mayores espesores se dan en las formaciones más fácilmente deformables tales como las pelitas de la Fm. Vaca Muerta o bien los niveles de yeso de la Fm. Auquilco.

Se analizó la relación entre los espesores de intrusivos y la distancia con respecto a los dos centros emisores identificados (Fig. 12) y se observa que hay una buena correlación entre espesores y la distancia al C° Tronquimalal y el C° Mirano para los pozos del norte y los del sur, respectivamente. Pero algunos de los pozos del sur (pozos 11, 12 y 13) presentan importante espesor acumulado de intrusivos, pero están más alejados del C° Mirano por lo que podrían vincularse a otro centro emisor no identificado.

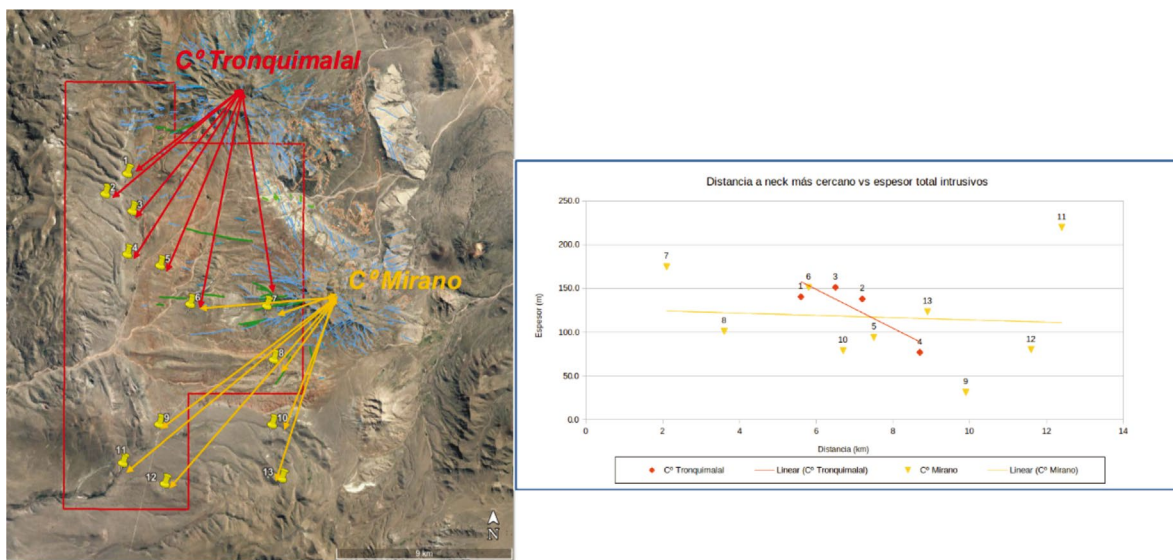


Figura 12. Gráfico que muestra el espesor total de intrusivos en los distintos pozos del área con respecto a la distancia del pozo a los cuellos volcánicos identificados C° Tronquimalal (al norte) y C° Mirano (al sur). Para pozos relativamente cercanos a ambos se tomó la menor distancia (pozos 5 y 6).

Edad de intrusión

Para la zona de estudio varios autores propusieron una edad de emplazamiento de estos intrusivos de Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano (Kay y Copeland 2006; Silvestro y Atencio

2009) e incluso edades más antiguas (Eoceno Temprano, 49-46 Ma) en áreas más al sur (Rodríguez Monreal *et al.* 2009; Schiuma y Llambías 2014).

En la zona de Agua Botada dos dataciones K/Ar sobre diques que intruyen al Grupo Neuquén arrojaron edades de $17,3 \pm 0,8$ y $14,4 \pm 0,7$ Ma (Valencio *et al.* 1969). Escasos diques intruyen los depósitos neógenos de la Fm. Agua de la Piedra (17-10 Ma) pero no afectan a los depósitos más modernos de Fm. Loma Fiera (~ 10 Ma).

Con el fin de acotar la edad de intrusión de los diques con respecto a la inclinación de las capas del Grupo Mendoza debido a la generación del anticlinal Malargüe se realizó una prueba del pliegue (fold test) para los diques medidos restaurando la orientación de las capas, y en consecuencia de los diques a la horizontal. Esto arroja orientaciones de los diques con mejor consistencia mecánica sugiriendo que se intruyeron previamente al plegamiento. Teniendo en cuenta que el pliegue se generó entre los 7 y 1 Ma (Silvestro y Kraemer 2005) y que los intrusivos no afectan depósitos de la Fm. Loma Fiera (10 Ma) éstos intrusivos tendrían una edad mínima de 10 Ma.

Rocas intrusivas como potenciales reservorios

En trabajos previos se ha reconocido la importancia de los intrusivos como rocas reservorios en el ámbito de la cuenca Neuquina (Perea *et al.* 1984; Schiuma 1994; Comeron *et al.* 2002; Schiuma y Llambías 2014). En general la producción de hidrocarburos proviene de lacolitos y filones capa (pero no de diques) que gracias a la fracturación obtienen porosidad secundaria (reservorios naturalmente fracturados) (Comeron *et al.* 2002; Garcia *et al.* 1982; Perea *et al.* 1984; Schiuma *et al.* 1988). Al sur del área Agua Botada en la zona del valle del Río Grande se descubrieron varios yacimientos productivos a partir de rocas ígneas paleógenas a neógenas, que reportan acumulaciones de petróleo mayores a 10 MMm^3 (Comeron *et al.* 2002). En general se trata de filones capa, de composición andesítica a basáltica que intruyen a las formaciones Vaca Muerta y Agrio, con capacidad oleogenética, salvo un caso de producción de hidrocarburos de un filón capa que intruye al Grupo Neuquén (Schiuma y Llambías 2014).

MODELO EVOLUTIVO DE INTRUSIÓN DE CUERPOS ÍGNEOS

En la naturaleza los diques se intruyen bajo distintos regímenes de esfuerzos. Bajo condiciones isotrópicas, se asume que los mismos se intruyen ortogonalmente al esfuerzo mínimo (σ_3) (Nakamura 1977; Gudmundsson 2002; Acocella y Neri 2009) que en un régimen de esfuerzos transcurrente a extensional se ubica en una posición subhorizontal. Por el contrario, la intrusión de los filones capas se ve favorecida bajo un régimen de esfuerzos compresional (con un esfuerzo

vertical que corresponde al esfuerzo mínimo σ_3).

La intrusión de filones trae asociada diversos procesos que generan un aumento en la presión de los fluidos: por un lado, la maduración de la materia orgánica producto del aumento de la temperatura asociado al cuerpo subvolcánico produce un aumento en el volumen de los gases contenidos en los poros (Rodríguez Monreal *et al.* 2009). Por otro lado, la intrusión genera una compresión asociada con el consiguiente aumento de los esfuerzos horizontales máximos (SH_{max}) y mínimos (SH_{min}). Estos dos procesos pueden desencadenar la fracturación hidráulica de las capas adyacentes, aumentando la permeabilidad secundaria del sistema.

En los diques que intruyen a las capas del Grupo Mendoza, se observan evidencias de circulación de fluidos hidrotermales asociados a la intrusión. Éstas corresponden a alteración hidrotermal y rastros de hidrocarburos asociados a la presencia de fallas de movimiento de rumbo ubicadas principalmente en los contactos entre la roca de caja y los diques, pero también dentro de los mismos, como planos subparalelos a los contactos.

Entonces las fracturas generadas por la sobrepresión de fluidos presentan precipitación de minerales hidrotermales y circulación de hidrocarburos.

Por esta razón se interpreta que el fallamiento, junto a la migración de hidrocarburos y fluidos hidrotermales es coetáneo con la intrusión de los diques. Por lo tanto, el régimen de esfuerzos que se obtiene del análisis de los planos cizallados es aquel que corresponde a la intrusión de los cuerpos.

La disposición en el espacio de los enjambres de diques está controlada por el campo de esfuerzos local imperante durante su intrusión. Para sistemas idealmente radiales, los esfuerzos locales están controlados por las presiones magmáticas de los centros emisores y corresponden a la trayectoria de los esfuerzos principales máximos (σ_1). Normalmente a esta tendencia a la

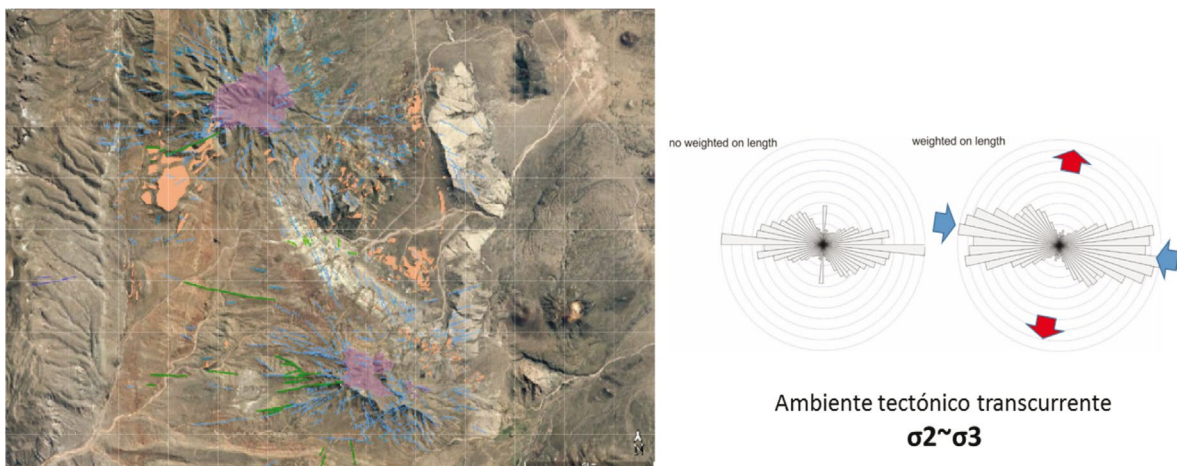


Figura 13. Orientación de los diques ponderados y sin ponderar según su largo. Poseen un rumbo predominantemente ONO que se interpreta como producto de un régimen de esfuerzos con el esfuerzo principal mínimo (σ_3) en la horizontal y dirección NNE y el esfuerzo principal máximo (σ_1) con dirección ONO. Diques observados en campo en verde; interpretados a partir de la imagen en celeste; filones capa en rosa; cuerpos subvolcánicos C° Tronquimalal (al norte) y C° Mirano (al sur) en violeta.

disposición radial se sobreimpone el campo de esfuerzos regional. En el caso de los diques del área, se observa un sistema radial/longitudinal, con una media en la orientación de los diques ONO-ESE.

Por las observaciones realizadas se propone la existencia de un campo de esfuerzo local transcurrente/compresivo con orientaciones de σ_1 ONO y σ_3 NNE, donde el σ_3 es horizontal pero su valor absoluto es cercano al σ_2 que es vertical (Fig. 13).

Para el modelo evolutivo se plantean tres etapas de deformación y cambios en el campo de esfuerzos imperante en el área de Agua Botada. El primer evento ocurrió entre los 17 y 10 Ma, momento en el cual la deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe se concentraba en la estructura de basamento Bardas Blancas, cuya traza pasa próxima a la localidad homónima. El acortamiento del basamento se traslada a la cobertura sedimentaria mesozoica a partir de la generación del sistema de dúplex Doña Juana. Durante este período el área correspondiente al dominio Agua Botada representaba al sector de foredeep de la cuenca de antepaís Malargüe, cuyo relleno corresponde a las capas de la Formación Agua de la Piedra (posición T2 y T3 según el modelo de la Fig. 14).

Durante este evento, las fallas Los Cerrillos y Vega del Sol habrían comenzado a moverse, formando los anticlinales de la zona de terminación del sistema de Palauco, cuyo levantamiento ha sido acotado por Silvestro y Atencio (2009) entre 17 y 11 Ma. Probablemente para esta época se intruyen los filones y diques más antiguos.

El segundo evento se extiende entre los 10 y 7 Ma, momento en el cual habría empezado a deformarse el sector occidental del dominio Agua Botada a partir del movimiento de la falla Loncoche y las escamas asociadas a ésta. Esto se deduce del análisis de una línea sísmica regional a través del sinclinal de la sierra de la Ventana donde no se observan estratos de crecimiento ni discordancias angulares en el relleno correspondiente a las formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera (~10 Ma), por lo que estas capas se depositaron con anterioridad al movimiento de la falla Loncoche.

La falla Loncoche estaría en una posición de T5 donde el campo de esfuerzo gobernante corresponde a uno compresivo neto. Algunos filones fueron emplazados en este sector aprovechando los corrimientos como canales alimentadores. El sector oriental del dominio se encontraría en una posición de T4 con un campo de esfuerzos transcurrente a compresivo. Las fallas profundas de rift, reactivadas en el campo de esfuerzos transcurrente, conformaron efectivos canales para la migración de magmas, y bajo este campo de esfuerzos se habrían intruido los sistemas de diques y filones capa en las capas mesozoicas.

Durante este período el campo de esfuerzos en la posición T4 tendría un esfuerzo principal máximo σ_1 dispuesto en la horizontal y orientado E-O a ONO, según los esfuerzos tectónicos responsables de la generación de la faja plegada y corrida. El esfuerzo horizontal mínimo σ_3 estaría orientado N-S a NNE. Según el modelo propuesto, el alivio de los esfuerzos compresivos

horizontales durante la etapa postsísmica del frente de deformación genera una reducción de los esfuerzos normales actuantes sobre las fallas previas de rumbo NO que las mantienen cerradas. De acuerdo a nuestra interpretación, este alivio produce una dilatación-deslizamiento que favorece la migración de magma hacia sectores más cercanos a la superficie, a través de dichas fallas previas que actúan como conductos. Bajo este campo de esfuerzos se generó una lineación de centros alimentadores, desde donde irradiaron diques con tendencia a orientarse perpendiculares al σ_3 y paralelos al σ_1 (ONO) y filones cuya máxima longitud en la horizontal estimamos que sería hacia el NNE (dirección del σ_3).

El tercer evento, ocurrido entre los 7 y 1 Ma, corresponde a la generación del anticlinal Malargüe, con la consecuente inclinación de las capas mesozoicas y de los diques y filones ubicados en su limbo occidental.

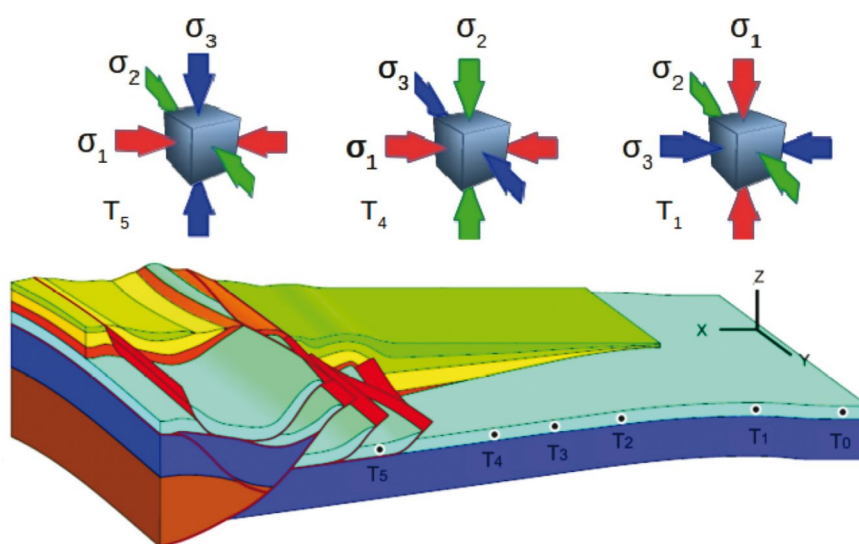


Figura 14. Esquema de evolución del campo de esfuerzos durante el desarrollo de una faja plegada y corrida (modificado de Tavani *et al.* 2015).

DISCUSIÓN

La relación entre deformación e intrusión de los cuerpos ígneos en la zona de Malargüe ha sido discutida por otros autores y entre ellos se destaca el trabajo de Spacapan *et al.* (2016). Estos autores realizan un detallado trabajo sobre dos diques aflorantes en la zona de Cuesta de los Chihuidos donde no reportan fallas que afecten el cuerpo del dique, sino que solo afectan la roca de caja o en la cercanía de los contactos, infiriendo que los diques se emplazan en fallas de rumbo preexistentes de orientación NO-SE. De acuerdo a nuestras observaciones los diques se emplazarían tal como ellos sugieren y como lo sugirieron otros autores previamente para el volcanismo de Payenia (Bermúdez y Delpino 1989) siguiendo la orientación de las fallas de rumbo

NO-SE. Para Spacapan *et al.* (2016) esto no indicaría una relación con los esfuerzos principales ya que no son perpendiculares al σ_3 y no guardan relación con el estado de esfuerzos ya que los diques serían post-deformación transcurrente.

En el presente relevamiento se encontró que algunos de los diques presentan fallas de rumbo afectando el interior del cuerpo además de los contactos. Por otro lado, se han observado diques que cortan a filones y que poseen la misma orientación que las fallas de rumbo que afectan al filón por lo que el fallamiento sería coetáneo a la intrusión o quizás posterior. Se opta por la primera alternativa ya que los fluidos hidrotermales asociados a la intrusión depositan minerales en los planos de falla como así también se observan rastros de hidrocarburos. Además, como se explicó anteriormente existiría una retroalimentación entre sobrepresión de fluidos y fallamiento.

Por otro lado, se encontró que los diques orientados E-O en general no presentan evidencias de cizallamiento emplazándose en fracturas modo I (tensionales) que se generan perpendicularmente a σ_3 .

A partir de la inversión de los datos cinemáticos de las fallas y teniendo en cuenta las observaciones de campo, los diques con orientación NO y cizallados se habrían intruido en un ambiente transcurrente/compresivo con una orientación del σ_1 ONO aprovechando estructuras previas que se infieren heredadas de la etapa de rift triásico-jurásico y que posiblemente son susceptibles de reactivarse como fallas de rumbo dada su geometría y orientación. El otro juego de diques con orientación O-E sin fracturas de cizalla se emplazarían perpendicularmente al σ_3 de este estado de esfuerzos.

CONCLUSIONES

A partir del relevamiento superficial y de la información de subsuelo se construyeron 9 secciones balanceadas que permitieron realizar un modelo estructural 3D del área Agua Botada con el fin de caracterizar las estructuras principales andinas y pre-andinas.

Se reconocen dos dominios estructurales, Agua Botada al norte y Los Cerrillos al sur. En el dominio Agua Botada la falla Malargüe (invertida, de piel gruesa, con vergencia al este) es la estructura contraccional con mayor rechazo y que levanta el anticlinal homónimo, perdiendo rechazo hacia el sur. Éste es transferido a la falla Bayo de la Batra en el dominio Los Cerrillos, al sur. Otras estructuras presentes en el dominio Agua Botada corresponden a las fallas Loncoche, Casa de Piedra y Pampa Amarilla, vergentes al este, de rumbo N-S que afectan a la cobertura sedimentaria y presentan menor rechazo.

El dominio Los Cerrillos se caracteriza por dos fallas de basamento con vergencia occidental y rumbo NNO, denominadas Los Cerrillos y Vega del Sol, que se interpretan como fallas del rift triásico invertidas, al menos parcialmente.

A partir del análisis de la información de subsuelo se propone la existencia de otras fallas

del rift triásico con orientación NO que delimitan los depocentros. Éstas no se invierten en la deformación andina, pero son reactivadas como fallas de rumbo.

Se propone que los cuerpos alimentadores del sistema de diques y filones corresponden a los cerros Tronquimalal y Mirano (junto a un tercero no identificado), cuya orientación en conjunto con la orientación de los diques NO a ONO permiten inferir una correlación entre ésta y las fallas de rift NO.

De acuerdo al análisis de las fallas que afectan a los cuerpos ígneos que sugieren una cinemática de rumbo NO a ONO, se infiere que las fallas de rift oblicuas NO a ONO podrían haber estado óptimamente orientadas para ser reactivadas como fallas de rumbo y haber actuado como efectivos canales para la migración del magma.

Se propone un modelo evolutivo con tres estadios: el primero entre los 17 y 10 Ma cuando la deformación de la faja plegada de Malargüe se concentraba al oeste del área Agua Botada, en la falla de basamento de Bardas Blancas. El área Agua Botada se encontraría en la antefosa (foredeep) de la cuenca de antepaís Malargüe. Algunos intrusivos como filones se intruyen aprovechando los corrimientos. El segundo episodio se da entre 10 y 7 Ma, cuando la deformación migra hacia el este y afecta la zona occidental del dominio Agua Botada con el movimiento de la falla Loncoche, en la que se emplazarían algunos filones. El sector oriental del área Agua Botada estaría sometido a un campo de esfuerzos compresivo/transcurrente por lo que las fallas de rift oblicuas NO se reactivan como estructuras de rumbo. Éstas serían efectivos canales para la migración de magmas y en esta etapa se intruyen los diques y algunos filones capa. El tercer episodio, ocurrido entre 7 y 1 Ma corresponde a la generación del anticlinal Malargüe que inclina las capas mesozoicas y los intrusivos alojados en ellas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la Empresa ROCH S.A. por permitir y alentar esta publicación, y a los dos revisores anónimos junto a René Manceda que enriquecieron el trabajo con sus comentarios y sugerencias.

REFERENCIAS CITADAS

- | | |
|--|---|
| <p>Acocella, V. y M. Neri, 2009, "Dike propagation in volcanic edifices. Overview and possible developments", <i>Tectonophysics</i> 471, p. 67-77.</p> <p>Bermúdez, A. y D. Delpino, 1989, "La provincia basáltica andino cuyana", <i>Revista de la Asociación Geológica Argentina</i> 44, p. 35-55.</p> | <p>Bermúdez, A. y D. Delpino, 2008, "Concentric and radial joint systems within basic sills and their associated porosity enhancement, Neuquén basin, Argentina", en K. Thomson y N. Petford (eds.), <i>Structure and Emplacement of High-Level magmatic systems</i>, Geological Society, Special Publication 302, p. 85-198.</p> |
|--|---|

- Comeron, R., J.M. Gonzalez y M. Schiuma, 2002, "Los Reservorios de las Rocas Ígneas Intrusivas", 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Rocas reservorio de las cuencas Productivas de la Argentina, p. 559-582, Mar del Plata, Argentina.
- Garcia, C., H. Brocca, R. Martinez, S A de Benedetti, R. Ferrante y L. Rebori, 1980. "Importancia de las Rocas Igneas Intrusivas como reservorios de Hidrocarburos en la cuenca Neuquena-Sur Mendoquina", I Congreso Nacional de Hidrocarburos.
- Giambiagi, L.B., M. Tunik, S. Barredo, F. Bechis, M. Ghiglione, P. Alvarez y M. Drosina, 2009a, "Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina", Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(1), p. 140-153.
- Giambiagi, L.B., M. Ghiglione, E. Cristallini y G. Bottesi, 2009b, "Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas", Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(2), p. 278-292.
- Gudmundsson, A., 2002, "Emplacement and arrest of sheets and dikes in central volcanoes", Journal of Volcanology and Geothermal Research 116, p. 279-298.
- Gulisano, C.A., 1981, "El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza", 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p. 579-592, Buenos Aires.
- Kay, S.M. y P.C. Copeland, 2006, "Early to Middle Miocene backarc magmas of the Neuquén basin: Geochemical consequences of the slab shallowing and the westward drift of South America", en S. Kay y V. Ramos (eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S), Geological Society of America Special Paper 407, p. 215-246.
- Kozłowski, E., R. Manceda y V.A. Ramos, 1993, "Estructura", en V.A. Ramos (ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, p. 235-256, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y C.A. Gulisano, 1989, "Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior), Argentina", en G. Chebli y L. Spalletti (eds.), Cuenca Neuquina, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, p. 221-243.
- Legarreta, L., D.A. Kokogian y D.A. Boggetti, 1989, "Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous–Lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina", Cretaceous Research 10, p. 337–356.
- Manceda, R. y D. Figueroa, 1993 "La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Provincia de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3, p. 219-232, Buenos Aires.
- Manceda, R. y D. Figueroa, 1995, "Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina", en A. Tankard, R. Suarez S. y H. Welsink (eds.), Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 369–382.
- Mescua, J. y L. Giambiagi, 2012, "Fault inversion vs. new thrust generation: a case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina", Journal of Structural Geology 35, p. 51-63. doi:10.1016/j.jsg.2011.11.011.
- Mescua, J., L. Giambiagi, A. Tassara, M. Gimenez y V.A. Ramos, 2014, "Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina", Geosphere 10(3), p. 585-609.

- Nakamura, K., 1977, "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, p. 1-16.
- Perea D., M. Schiuma y J. Vilosio, 1984, "Las rocas ígneas como reservorios de hidrocarburos", *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, Tomo VII, p.21-39. San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.
- Rodríguez Monreal, F., H.J. Villar, R. Baudino, D. Delpino y S. Zencich, 2009, "Modeling an atypical petroleum system: A case study of hydrocarbon generation, migration and accumulation related to igneous intrusions in the Neuquén Basin, Argentina", *Marine and Petroleum Geology* 26, p. 590-605.
- Schiuma, M., 1988, "Reservorios de hidrocarburos en rocas ígneas fracturadas", *Boletín de Informaciones Petrolera*.
- Schiuma, M., 1994, "Intrusivos del valle del Río Grande, provincia de Mendoza, su importancia como reservorios de hidrocarburos", Tesis doctoral Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- Schiuma, M. F. y E. J. Llambías, 2014, "Importancia de los Sills Como Reservorios en la Cuenca Neuquina del Sur de Mendoza", 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Trabajos Técnicos I, p. 331-349, Mendoza, Argentina.
- Silvestro, J. y M. Atencio, 2009, "La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), p. 154-169.
- Silvestro, J. y P. Kraemer, 2005, "Evolución tectosedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35°30'S, Faja Plegada de Malargüe, República Argentina", 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD.
- Spacapan, J.B., O. Galland, S. Planke y H.A. Leanza, 2016, "Control of strike-slip fault on dyke emplacement and morphology", *Journal of the Geological Society*, DOI: 10.1144/jgs2015-166.
- Tavani, S., F. Storti, O. Lacombe, A. Corradetti, J.A. Muñoz y S. Mazzoli, 2015, "A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold and thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges", *Earth-Science reviews* 141, p. 82-104.
- Tunik, M., A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel y V.A. Ramos, 2010, "Early uplift and orogenic deformation in the Neuquen basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons", *Tectonophysics* 489, p. 258-273.
- Uliana, M., M. Arteaga, L. Legarreta, J. Cerdán y G. Peroni, 1995, "Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina", en J.G. Buchanan, y P.G. Buchanan (eds.), *Basin inversion*, Geological Society of London Special Publication 88, p. 211-233, doi: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.13.
- Valencio, D.A., E. Linares y K.M. Creer, 1969, "Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén", 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2, p. 397-415.
- Vergani, G.D., J. Tankard, J. Belotti y J. Welsink, 1995, "Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina", en A. Tankard, R. Suarez S. y H. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 383-402.