

NUEVO MODELO GEOLÓGICO PARA LOS DEPOCENTROS TRIÁSICOS EN EL BLOQUE BARRANCAS, CUENCA CUYANA, MENDOZA, ARGENTINA

Carolina González¹, Karina Mykietiuik¹, Yolanda Ruiz¹, Iván Petrinovic², Leonardo Rodríguez Arias¹

1: YPF S.A. Gerencia de Exploración. laura.c.gonzalez@ypf.com, karina.mykietiuik@ypf.com,
yolanda.ruiz@ypf.com, leonardo.rodriguez.a@ypf.com

2: CICTERRA (CONICET-UNC). ipetrinovic@conicet.gov.ar

Palabras clave: Reservorios Volcaniclásticos, Calderas Extensionales, Triásico, Cuenca Cuyana

ABSTRACT

The lower Triassic epiclastic and volcanic deposits (Las Cabras and Potrerillos formations), of the northern fields of the eastern productive axis of the Cuyo Basin, are large hydrocarbon reservoirs with a cumulative oil production of more than 12,7 Mm³.

Previous reports describe the *rifting* Triassic deposits from the classical structural and sedimentary approach, without integrating the volcanic environment in a mixed geological model. This paper discusses how the collection of cutting samples, well cores, logs, tests and well production, together with the 3D seismic data, allowed the definition of an integrated model.

A volcanic caldera environment in extensional regime is proposed, with low runout ignimbrites in moderately explosive cycles, interacting with a preexisting sedimentary environment. In the Triassic, the volcanic rocks provided the detritus that would be re-transported by the pre-existing and reactivated sedimentary environments, with an evident cyclicity.

The study has been focused on the Barrancas area, at the northeastern section of the basin, 16 km south of the city of Mendoza. Two main effusive volcanic centers were determined as two collapse caldera. This model fits the distributions of well production in the area and changes historical correlation of the well logs. This allowed a predictive model to be generated, minimizing the uncertainty of the exploration wells.

INTRODUCCIÓN

Es sabido que los ambientes volcánicos y volcaniclásticos constituyen muy buenos reservorios de hidrocarburos, pero debido a su variabilidad y complejidad, resulta indispensable contar con un modelo geológico sólido que permita disminuir las incertidumbres para su prospección. Las cubetas triásicas de la Cuenca Cuyana son consideradas por Spalletti (1999) como un relleno fundamentalmente silicoclástico, conformado por hemigrábenes fuertemente asimétricos y subdividido en 4 etapas (*sinrift* temprano, *sinrift* tardío, *postrift* o *sag* y transtensional).

Barredo *et al.* (2012), interpretan tres secuencias de segundo orden asociadas a pulsos tectónicos de dilatación regional/local, donde los planos de falla principales de orientación NNO-SSE contienen un conjunto de planos oblicuos que se resuelven como planos de transferencia y zonas de acomodación. Monti y Franzese (2016), interpretan el volcanismo intercalado en estas secuencias, como originado por corrientes piroclásticas densas, superpuestas y de composición riolítica. En el presente trabajo, intentamos reconocer la interacción del ambiente volcánico con los ambientes sedimentarios y sus relaciones sin-deposicionales. Para ello se definieron litofacies en las rocas volcánicas a partir del análisis petrográfico de *cuttings* y testigos corona, y su posterior asociación y modelo de facies. El trabajo fue complementado con interpretación sísmica 3D y análisis de perfiles eléctricos de pozo.

La Figura 1 muestra la ubicación de la zona de estudio, la cual se centra en el bloque de concesión Barrancas, ubicado al norte del llamado eje productivo oriental de la cuenca, a unos 16 km al sur de la ciudad de Mendoza.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Cuyana está conformada por una sucesión de depocentros constituidos principalmente por sedimentos continentales Triásicos, Jurásicos y Terciarios. La Figura 2 representa la columna estratigráfica para el triásico de la Cuenca Cuyana (Ávila *et al.*, 2006).

Las cuencas Triásicas de Mendoza se desarrollan sobre una corteza continental constituida por rocas del basamento cristalino y por un conjunto plutónico-volcánico que corresponde al magmatismo Gondwánico (Spalletti 1999). Este basamento, dependiendo del sector de la cuenca, se compone por el Gr. Choiyoi, la Fm. Villavicencio o las calizas Cambro-Ordovícicas. La actividad tectónica inicial de apertura de la cuenca controló la geometría y ubicación espacial de los cortejos sedimentarios sincrónicos con el inicio y clímax del *rift* (Prosser 1993). La secuencia se inició con importantes intercalaciones de rocas volcánicas y sus piroclastitas asociadas junto a sedimentos clásticos que fueron transportados y depositados principalmente por sistemas fluviales perennes, efímeros y abanicos aluviales que llegaban a depocentros ocupados por sistemas lacustres o *playa lakes* (Kokogian *et al.*, 1993). Como es sabido, en los sistemas de *rift*, la subsidencia tectónica aumenta su velocidad a medida que avanza la etapa de clímax del *rift*, esto generó que algunas de las fallas que en un principio comenzaron generando pequeños depocentros, terminan amalgamándose para formar una falla normal principal y limitando un hemigraben importante dentro del sistema de *rift* principal. Para esta etapa de evolución de la cuenca, las unidades litoestratigráficas que la rellenan se conocen como Fm. Las Cabras y Fm. Río Mendoza, ésta última cuando se trata específicamente de abanicos aluviales cercanos a las fallas y adosados a las escarpas de las mismas (Boggetti *et al.*, 1999).

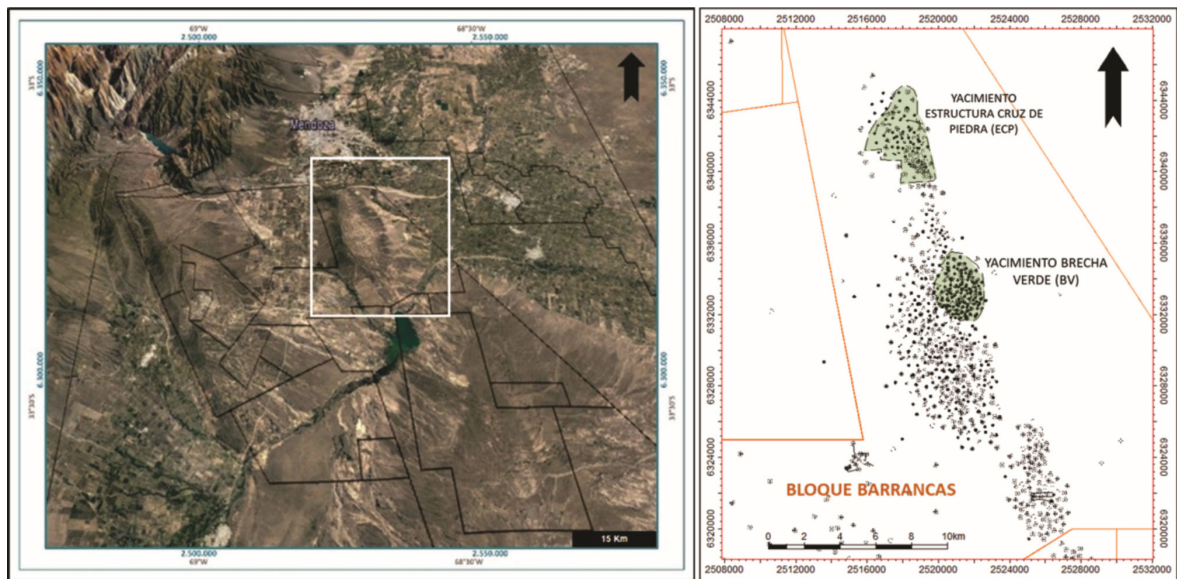


Figura 1. Izquierda: Imagen satelital con dominio minero de la Cuenca Cuyana. Derecha: Mapa de ubicación del área estudiada dentro del bloque de concesión Barrancas.

En la etapa de hundimiento térmico (*sag*) las unidades depositacionales comenzaron rellenando el espacio remanente heredado de la etapa anterior. De este modo, los sistemas fluviales desarrollaron sus facies de relleno de canales principales alineados según el rumbo de las fallas profundas (Fm. Potrerillos) y a medida que su sedimentación avanzó, comenzaron a colmar dicho espacio para luego divagar en valles de mayor amplitud. Los depósitos tempranos de subsidencia térmica estuvieron controlados por el nivel de base de un cuerpo lacustre. Dichos depósitos transgredieron por encima de todas las unidades triásicas previas, sepultando hasta las crestas más elevadas de los horst y haciendo *onlap* incluso sobre el *prerift*, en una escala mucho más regional (Fm. Cacheuta). La existencia de este cuerpo lacustre estuvo relacionada posiblemente a un control climático y a una expansión de los sistemas fluviales que ingresaron al cuerpo de agua, una vez finalizada la etapa de subsidencia tectónica principal (Boggetti *et al.*, 1999).

La subsidencia térmica de la cuenca es siempre de menor velocidad que la subsidencia tectónica previa, por lo tanto, los sistemas sedimentarios que ingresaron a la misma en el *post-rift*, terminaron por colmar el cuerpo lacustre hasta la instalación definitiva de un sistema fluvial compuesto por los sedimentos de la Fm. Río Blanco. A escala regional, los depocentros de esta unidad no coinciden exactamente con la ubicación de los hemigrábenes infrayacentes. Esta asimetría puede explicarse con el modelo de cizalla simple de Wernicke (1985), que fuera propuesto por Ramos (1992) para esta cuenca.

En el Jurásico se comenzó a generar una cubeta sobreimpuesta a la anterior con una orientación ONO - ESE que fue colmatada por las capas rojas de la Fm. Barrancas. Los máximos espesores de esta unidad mantienen una cierta relación con los hemigrábenes triásicos, lo cual

avala la posibilidad de una subsidencia incrementada por sobrecarga de sedimentos.

El esfuerzo tensional continuado permitió la intrusión, a través de las fallas más profundas, de cuerpos básicos subvolcánicos que fueron alojados mayormente en niveles de las formaciones Río Blanco y Cacheuta. El mismo sistema volcánico evolucionó con la expulsión de coladas que rellenaron el relieve generado previamente. Estas vulcanitas asignadas a la Fm. Punta de las Bardas, muestran terminaciones sobre la discordancia del techo de la Fm. Barrancas y presentan además discordancias internas (Torres *et al.*, 1999).

En el Eoceno, una subsidencia muy suave permitió la acumulación de sedimentos fluviales, eólicos y de *playa lake* (Fm. Papagayos y Fm. Divisadero Largo), y luego en el Mioceno comenzó la etapa compresiva que hundió la Cuenca Cuyana sepultándola por debajo de una espesa cubeta de antepaís de 5 km de espesor de sedimentos continentales de clima árido. Esta etapa

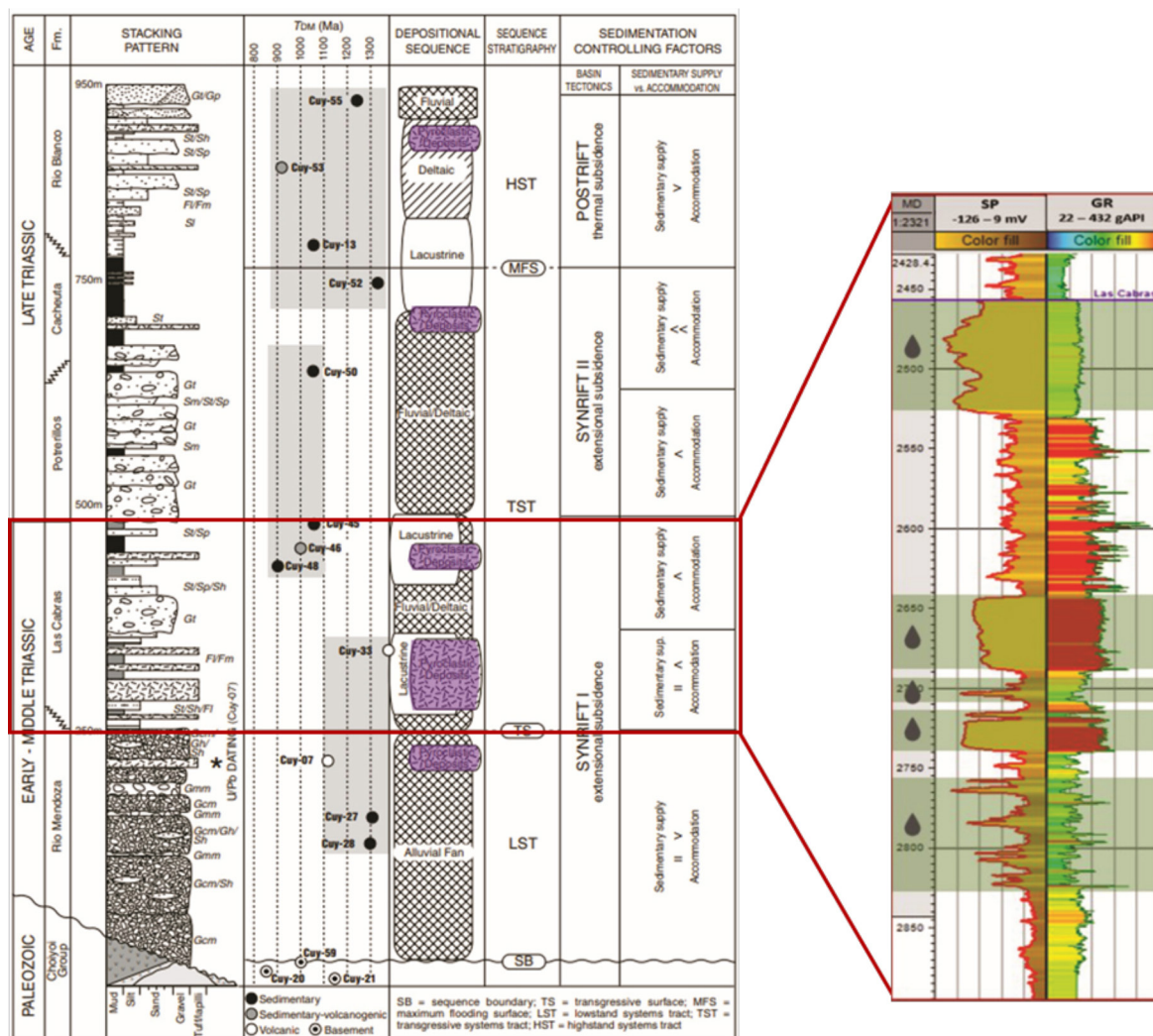


Figura 2. Esquema estratigráfico triásico para la subcuenca de Cacheuta, donde se resaltan en color violeta los niveles de piroclastitas. A la derecha, ampliación de la Fm. Las Cabras con el perfil típico para la zona de Barrancas. Tomado y modificado de Ávila *et al.* (2006).

continúa hasta el presente, y es la responsable del soterramiento que generó la maduración, expulsión y entrapamiento del petróleo en la región occidental de la Cuenca.

PROBLEMÁTICA E HIPÓTESIS DE TRABAJO

Dentro del bloque Barrancas se encuentran los únicos dos yacimientos que producen hidrocarburos de la Fm. Las Cabras en toda la cuenca, éstos son Estructura Cruz de Piedra (ECP) y Brecha Verde (BV). Por lo que la principal motivación de este trabajo residió en lograr un mayor entendimiento de los mismos para buscar nuevas áreas prospectivas.

Los reservorios de la Fm. Las Cabras presentan en su conjunto un espesor promedio de 150 m, con porosidades que varían entre 10 y 30% y permeabilidades que llegan a los 300 mD. La producción acumulada en el yacimiento Brecha Verde supera los 12,7 Mm³ de petróleo, y luego de más de 80 años de actividad ininterrumpida, produce 5900 m³ mensuales.

Con el avance del estudio, se incorporaron el resto de las unidades triásicas, comprendiendo que tienen una íntima relación genética en cuanto a ambiente depositacional y por lo tanto comparten los procesos que les dieron origen.

La principal incertidumbre al comenzar el análisis fue la de entender cuál era la distribución espacial de las unidades reservorios, y si había conexión genética entre ambos yacimientos o si por el contrario, correspondían a depocentros totalmente desconectados. En la Figura 3a, se muestra la correlación de pozos tradicional que se utilizaba entre los dos yacimientos, asumiendo que los cuerpos volcaniclásticos que representan los reservorios más importantes, eran continuos y estaban presentes en ambos campos. Este supuesto tenía su justificación principalmente en la descripción litológica de las rocas y su respuesta en los perfiles eléctricos, pero resultaba muy dificultoso continuar los reflectores en las secciones sísmicas (Fig. 3b).

El otro interrogante planteado al inicio fue el de determinar el origen de una estructura semicircular, delimitada por fallamiento subvertical y reconocida en *time slices* en la sísmica 3D, que abarca una superficie aproximada de 45 km² e involucra a todo el relleno triásico. La misma se encuentra ubicada inmediatamente al sur de los yacimientos mencionados anteriormente.

Como hipótesis inicial se planteó la posibilidad de que gran parte del volumen de rocas volcaniclásticas presentes en estos depocentros puedan tener relación con estructuras volcánicas conocidas como calderas de colapso. Estas estructuras son frecuentes y esperables en ambientes de *rift* como el Triásico cuyano. Se estima que la estrecha relación espacial de rocas volcaniclásticas con sedimentos silicoclásticos continentales, sumado al fallamiento sindeposicional observado en sísmica, requiere un modelo geológico integrador.

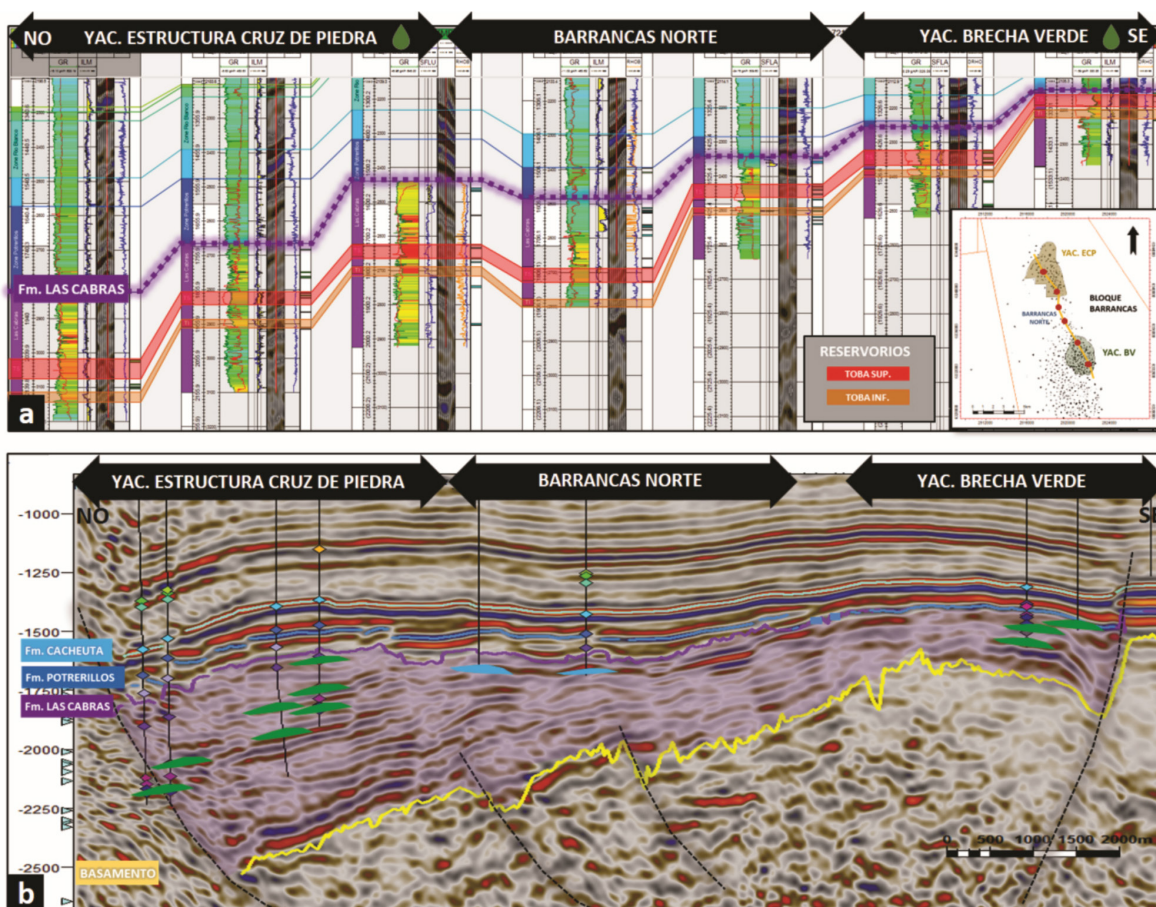


Figura 3. a) Corte estructural entre pozos de los yacimientos Estructura Cruz de Piedra, Barrancas Norte y Brecha verde, mostrando la correlación tradicional que interpreta como continuos los principales niveles reservorio, basándose exclusivamente en perfiles eléctricos. Se destacan en color rojo y naranja, dos de los niveles productivos más importantes. b) Sección sísmica compuesta de sentido N-S que une los pozos mostrados en la figura a), donde se indican esquemáticamente en color verde los niveles productivos de la Fm. Las Cabras de los dos yacimientos del bloque Barrancas. Nótese la variabilidad lateral de los reflectores sísmicos dentro de dicha unidad.

METODOLOGÍA

Para la caracterización de los reservorios correspondientes a las formaciones Las Cabras, Potrerillos y Río Blanco se seleccionaron 11 pozos distribuidos en toda la zona de interés, los cuales contaban con perfiles eléctricos, *cuttings* y una suma total de 44 metros de testigos corona.

Las muestras de roca se estudiaron bajo lupa binocular y se asignaron litofacies (*sensu* Petrinovic y D'elía 2018) con carácter descriptivo incluyendo una interpretación del proceso formador. Así se definieron 10 litofacies (Fig. 4) y con posterioridad se asociaron estas litofacies en 5 grupos principales: volcánico explosivo, intrusivo/lávico, fluvial/aluvial, delta/lacustre y lacustre incluyendo las unidades conocidas como formaciones Río Blanco, Cacheuta, Potrerillos y Las Cabras como un ciclo geológico continuo. Como resultado se obtuvieron dos secciones

de correlación que fueron cotejadas con las respuestas de los perfiles eléctricos, y como se explicará a continuación, no siempre se encontraron coincidencias.

Como complemento se analizó el volumen sísmico disponible en el área y que abarca toda la zona de interés. Se interpretaron a nivel regional los reflectores correspondientes al tope del basamento y las formaciones Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco, obteniendo luego mapas estructurales e isopáquicos, junto con atributos sísmicos como varianza y *zero crossings*.

FACIES VOLCÁNICAS

Tanto en el yacimiento ECP como en BV, históricamente se identificaron cinco unidades productivas que se caracterizan por presentar una respuesta muy típica de los perfiles eléctricos, como puede observarse en la ampliación de la Figura 2b y en el corte de correlación de la Figura 3a. Uno de los objetivos iniciales de este trabajo, fue revisar la correspondencia lateral de estas unidades y evaluar su alcance regional. Las facies descriptas e identificadas son las que se describen a continuación.

LITOFACIES	COLOR	COMPONENTES	SELECCIÓN/ARREGLO	PROCESO FORMADOR	ABREVIATURA
PELITAS O LUTITAS NEGRAS	Negra	limo/arcilla	Muy seleccionada	Decantación lacustre	PLN
ARENISCAS CON PELITAS SUBORDINADAS	Pardas oscuras	Arena/limo	Bien seleccionada	Delta/Fluvial	AP
PELITAS CON ARENISCAS SUBORDINADAS	Pardas oscuras	Limo/arena	Bien seleccionada	Delta/Fluvial	PA
ARENISCA CONGLOMERÁDICA	Parda a rojiza	Arena/guijas	Poco seleccionada	Fluvial	AC
ARENISCAS HETEROLÍTICAS	Parda a rojiza	granos de basamento	Poco seleccionada	Fluvial	AH
ARENISCAS CON MATRIZ TOBÁCEA	Parda clara	granos de basamento en matriz de vitroclastos/cristaloclastos	Poco seleccionada	Fluvial/Corriente Piroclástica	AT
TOBAS CLASTO SOSTÉN	Clara a gris	cristaloclastos	Bien seleccionada	Caída Piroclástica	TC
TOBAS BLANCA CON BIOTITA	blanca a gris	cristaloclastos de Bio-Qz-Pl + vitroclastos	Sin selección	Corriente Piroclástica	TB
TOBAS RIOLÍTICAS FINAS	blanca a gris	cristaloclastos de Qz-Pl + vitroclastos	Sin selección	Corriente Piroclástica	TF
TOBAS PARDAS RICAS EN CRISTALES	blanca a gris	cristaloclastos de Qz-Pl + vitroclastos	Sin selección	Corriente Piroclástica	TRC

Figura 4. Tabla de litofacies.

Toba riolítica fina (TF) y Toba blanca con biotita (TB)

Consiste en toba con cristaloclastos de cuarzo y feldespato, vitroclastos de fina vesiculación y litoclastos de una roca volcánica (Fig. 5a). La granulometría es siempre arena media a fina y los espesores máximos superan los 300 m. Se interpretan como depósitos de corrientes piroclásticas densas, con alto grado de fragmentación (granulometría fina) indicando alta explosividad (fina vesiculación) en un reservorio riodacítico-riolítico con baja proporción de cristales.

Pelitas y lutitas negras (PLN)

Se las reconoció en *cuttings* como clastos de roca gris oscuro, tanto en niveles alternando con arenas como en tramos bien definidos. En todos los casos, son sedimentos de grano fino ricos en materia orgánica, decantados en cuerpos lacustres de distinta dimensión.

Areniscas con pelitas (AP) y pelitas con areniscas (PA)

Ambas litofacies comparten rasgos en común variando los porcentajes de cada granulometría. Se las reconoce por clastos de arenas consolidadas, con redondeamiento marcado y enriquecimiento de granos de cuarzo, de colores pardos a rojizos. Las pelitas, corresponden en todos los casos, a granos de color gris oscuro a rojizo.

En base al análisis de uno de los testigos corona, en el cual se observaron alternancias tractivas y de decantación (Fig. 5b), y estableciendo una correlación de estas granulometrías a las muestras de *cuttings* analizadas, se los interpreta como depósitos originados por sedimentación deltaica/llanura de inundación. Sobre todo, la primera opción, dada la relación de contacto con la facies PLN (lagos).

Areniscas conglomerádicas (AC) y Areniscas heterolíticas (AH)

Ambas litofacies también comparten algunos rasgos en común. Están compuestas por granos gruesos y clastos de distinta composición. Las AH muestran granos de arenas (fundamentalmente cuarzo y feldespato), rocas volcánicas moradas, pelitas negras muy subordinadas y vitroclastos y cristaloclastos de tobas de distinta naturaleza. Las AC contienen clastos mayores, en ocasiones provenientes de la Fm. Villavicencio (Fig. 5c).

En ambos casos, se trata de sedimentos fluviales/aluviales con desarrollo en los niveles más profundos de los pozos analizados y con proveniencia mayoritaria del basamento.

Toba clasto sostén (TC)

Está compuesta por cristaloclastos y vitroclastos y se caracteriza por la ausencia de matriz. Los cristaloclastos son de cuarzo-feldespato y los vitroclastos muestran fina vesiculación y vidrio blanco a pardo claro.

Dada su naturaleza clasto-sostén, la uniformidad granulométrica de los componentes y los espesores reducidos, se la interpreta como un depósito piroclástico de caída de granulometría arena media-gruesa.

Toba rica en cristales (TRC)

Se trata de una roca volcaniclástica, muy rica en cristaloclastos, con vitroclastos y matriz subordinados. En los testigos corona analizados, se pudo observar selección inversa con variaciones granulométricas y fábrica fluidal (Fig. 5d). Se interpreta como un flujo ignimbrítico.

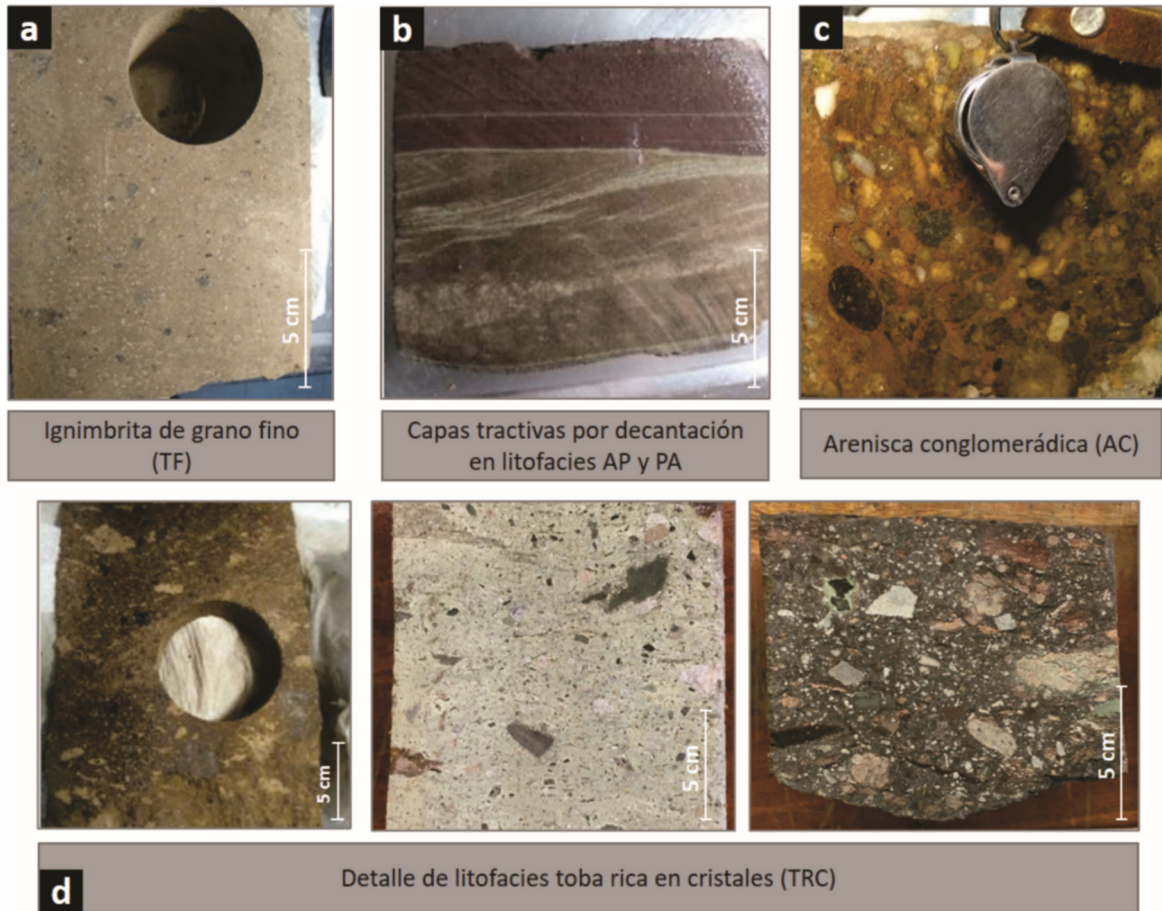


Figura 5. Fotos tomadas de testigos corona de las diferentes litofacies identificadas en los pozos analizados.

Las características de las rocas analizadas y la presencia o ausencia de algunos niveles guía, como por ejemplo el caracterizado por ignimbritas ricas en cristales, concluyó en el análisis individual de dos grupos de pozos que, al menos en el período comprendido entre las unidades Las Cabras y Potrerillos, corresponderían a depocentros independientes. Por lo tanto, se propone tratar sus historias evolutivas de manera separada (Fig. 7).

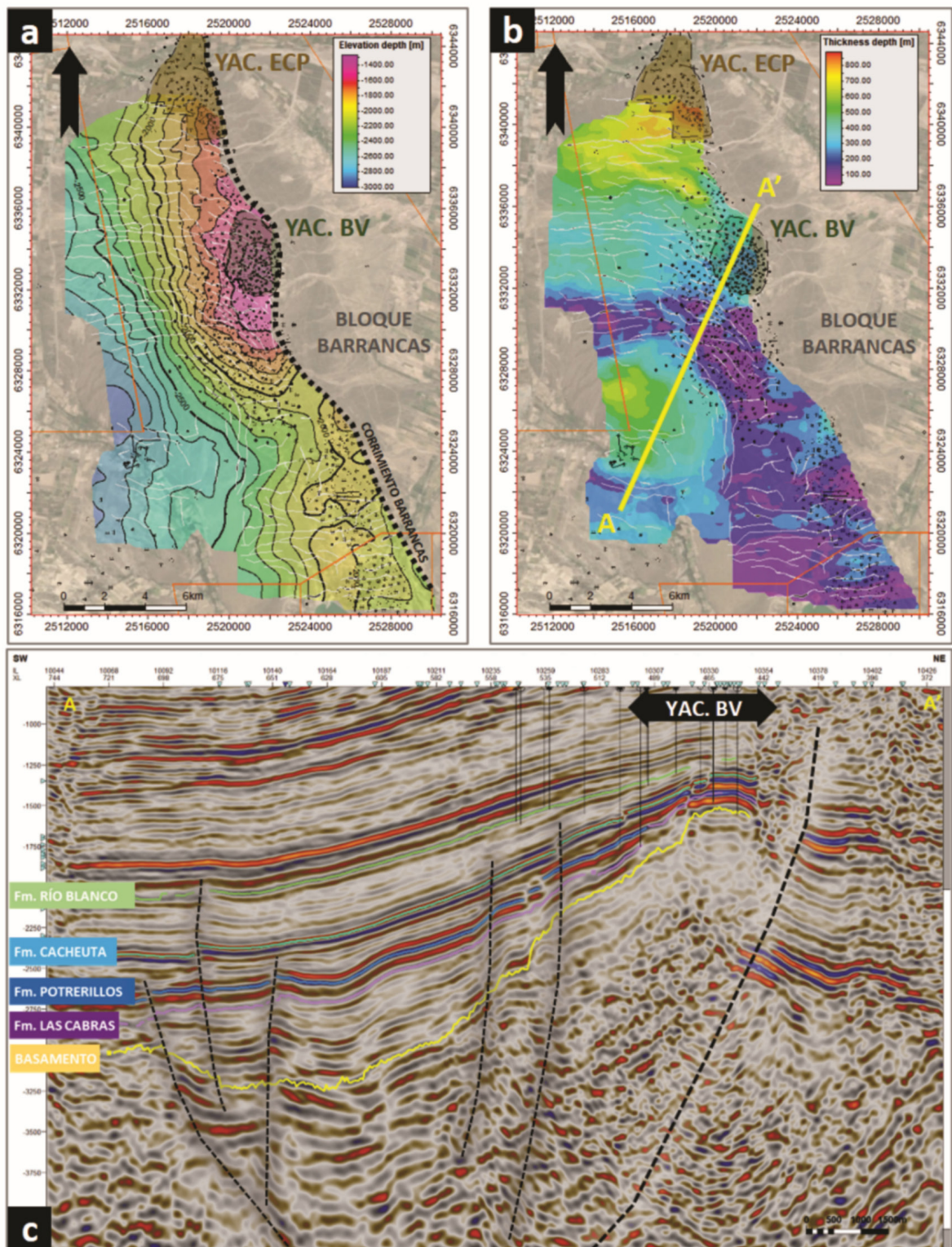


Figura 6. a) Mapa estructural en profundidad al tope de la Fm. Las Cabras. b) Mapa isopáquico para la Fm. Las Cabras, se destaca el incremento de espesor en el sector norte del bloque y hacia el suroeste delimitando una geometría semicircular. c) Sección sísmica NE-SO que vincula el yacimiento BV en la parte más alta estructuralmente del anticlinal Barrancas con la depresión semicircular mencionada anteriormente.

INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Para la interpretación de los principales horizontes se utilizó la sísmica PSDM 3D (profundidad) realizada *in house* (Goñi 2021). Se mapearon el basamento y tope de las formaciones Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco, con un grado de detalle significativo, unificando criterios de correlación entre los dos yacimientos e integrando toda el área de estudio dentro del bloque Barrancas. Posteriormente, se generaron los correspondientes mapas estructurales e isopáquicos, honrando la sísmica y los topes formacionales reconocidos en los pozos (Fig. 6).

El bloque Barrancas se caracteriza por presentar en subsuelo un anticlinal elongado en sentido NNO-SSE, con vergencia al este, un limbo dorsal de suave inclinación y un limbo frontal con inclinaciones considerablemente más altas (Chiaramonte 1996; Cristallini 2000). El yacimiento ECP se ubica en el *plunge* norte del anticlinal mientras que BV se encuentra en el sector más alto de la estructura (Fig. 6b).

Dentro de la unidad Las Cabras, se interpretaron niveles internos, observando una gran discontinuidad lateral de los reflectores, principalmente en el área del yacimiento ECP, y que como se mencionó anteriormente, no se pueden continuar hacia el yacimiento del sur, BV.

También se realizó la interpretación de las fallas con detalle, reconociendo no sólo las fallas más importantes sino también las de menor rechazo y extensión. En el sector centro oeste del bloque Barrancas, al sur de los yacimientos ECP y BV, se identificaron fallas de geometría curva vistas en planta, que circunscriben un área semicircular de aproximadamente 6 km de diámetro (Fig. 6a). Esta geometría coincide con un aumento de espesor para todas las unidades triásicas, desde la Fm. Las Cabras hasta la Fm. Río Blanco y el fallamiento se interpreta como sindeposicional continuo hasta Fm. Río Blanco, producto de una subsidencia local.

CONSTRUCCIÓN DEL MODELO GEOLÓGICO

La existencia de depocentros locales asociados al *rift* triásico, se asocia habitualmente al desarrollo de hemigrábenes dominados principalmente por la acumulación clástica. No obstante, este modelo no explica la presencia de los extensos volúmenes de rocas volcánicas que caracterizan el relleno de los depocentros descritos en este trabajo, por lo que es necesario incluir un modelo de facies volcánico.

Basados en la definición de los procesos formadores de las facies analizadas y la interpretación de las geoformas que se observaron en el volumen sísmico, se construyó un modelo geológico integrador donde se reconocen tres depocentros principales (Fig. 7c) para el bloque Barrancas, dos de los cuales corresponden a estructuras volcánicas, aunque con historias evolutivas diferentes. El tercer depocentro tiene un relleno principalmente epiclástico y no resulta de interés para el presente trabajo.

La definición del modelo se basó en dos líneas de criterios diferentes, una basada en las variaciones laterales y verticales de litofacies y en los cambios de espesor de las unidades correlacionadas, y la otra, en base a las características de los reflectores de las secciones sísmicas y sus variaciones laterales. De este modo, las evidencias estratigráficas provenientes del análisis de coronas y *cuttings* son las siguientes:

- Las facies volcánicas son discontinuas lateral y verticalmente.
- Luego de los eventos formadores de ignimbritas, se generan áreas de acumulación locales donde se desarrollan sistemas fluviales/deltaicos y cuerpos lacustres.
- El volumen de los pulsos formadores de rocas volcánicas es importante (decenas de kilómetros cúbicos).
- La variación facial lateral de sucesiones volcánicas es evidente (de litificadas en el interior de los depocentros a menos litificadas en los bordes).
- Los cambios en la coloración de las mismas (verdosas a grises oscuras donde hay mayores espesores) son indicativo de distinto grado de alteración deutérica donde los espesores son mayores.
- La presencia de facies proximales identificadas en ignimbritas (descriptas como conglomerados con matriz tobácea).

Por otra parte, las evidencias reconocidas en las secciones sísmicas son las siguientes:

- Discontinuidad lateral de reflectores, especialmente donde hay mayores espesores (evidencia de multiplicidad de unidades ignimbritas).
- Progradación lateral hacia el techo de las sucesiones, lo cual indicaría colmatación del área de acumulación por depositación de sucesivas ignimbritas.
- Fallamiento sindeposicional, a medida que el área de acumulación se rellena, hay subsidencia local expresada como fallamiento normal subvertical de expresión local.
- Reflectores en on-lap que sellan el fallamiento sindeposicional.
- Cuerpos lacustres de la unidad Cacheuta que colmatan las áreas locales de acumulación extendiéndose por los hombros de las mismas e interconectando depocentros.

Evidencias todas, de sucesivos colapsos de caldera, y sedimentación fluvial, deltaica y lacustre asociadas.

Depocentro Norte

La Figura 7a resume de forma esquemática la evolución tectonosedimentaria del depocentro interpretado en el norte del bloque Barrancas. La misma se inicia con los primeros depósitos de la Fm. Las Cabras, a partir de un relieve aproximadamente plano en el basamento, con depresiones locales, donde se forman lagos y sus deltas con la consecuente depositación de lutitas y pelitas negras, que se cubren de areniscas e intercalaciones de areniscas y pelitas, típicas

de una sucesión fluvial/deltaica (Fig. 7a.1). Luego de una erupción volcánica explosiva de gran magnitud, se desalojan decenas de kilómetros cúbicos de una ignimbrita riódacítica, rica en cristales, asociada a un colapso de caldera (Fig. 7a.2). El registro queda conformado por tobas de espesor reducido, menores a 100 m, cuya característica principal, y que permite su correlación, es la abundancia de cristaloclastos de Qz-Pl en una matriz de arena media de vitroclastos finamente vesiculados. A continuación, una sedimentación inter-eruptiva fluvial domina los relieves más altos, mientras que en los bajos ocurre una sedimentación del tipo deltaico/llanura de inundación, con alternancia de capas arenosas tractivas y pelitas de decantación. Posteriormente, un nivel efusivo (lava) ocupa el hombro de la caldera y se preserva con una distribución muy localizada (Fig. 7a.3), recubriendo el techo de la unidad. La Fm. Potrerillos inicia con una segunda erupción explosiva que pone en superficie depósitos de corrientes piroclásticas, asociadas a un posible colapso de caldera de menor magnitud que el primero (Fig. 7a.4). Éstas, con rasgos de haber sido depositadas en ambiente subácueo. Luego de este colapso, las pelitas del lago de Cacheuta traslapan el borde de la depresión, hecho denotado en significativos espesores de esta unidad hacia el centro del depocentro y reducido espesor en las zonas más elevadas (Fig. 7a.5). La erupción subsiguiente corresponde a los depósitos de la Fm. Río Blanco y provoca nuevamente el desarrollo de corrientes piroclásticas asociadas a un tercer colapso de caldera (Fig. 7a.6), dislocando los depósitos previos de Cacheuta, Potrerillos y Las Cabras con una magnitud similar al segundo colapso. Como resultado, extensas ignimbritas con espesores variables dentro y fuera de la depresión colmatan el relieve con retrabajos fluviales locales (Fig. 7a.7).

La presencia de fallamiento normal sindeposicional identificado en las secciones sísmicas, atestigua los colapsos de caldera (afectando hasta el basamento paleozoico), así como también los cambios de continuidad en los reflectores a uno y otro lado de estas fallas subverticales, la presencia de discordancias internas (principalmente en las unidades Las Cabras y Potrerillos) y discontinuidad lateral de los reflectores en el relleno principal del depocentro. Todas evidencias de numerosos depósitos de corrientes piroclásticas con cambios de facies laterales y verticales superpuestos, en parte retrabajados por un ambiente fluvial. Por lo que la correlación de litofacies realizada, y la interpretación del modelo evolutivo, estaría en concordancia con los rasgos observados en sísmica.

Depocentro Sur

La Figura 7b representa la sucesión de eventos volcánicos vinculantes de las litofacies reconocidas en muestras de roca de los pozos del área. Así, la historia volcánica comienza con pequeñas efusiones locales (Fig. 7b.1) posiblemente conducidas a la superficie por planos de fracturas radiales y concéntricos relacionados a la tumescencia cortical. Esto último producto

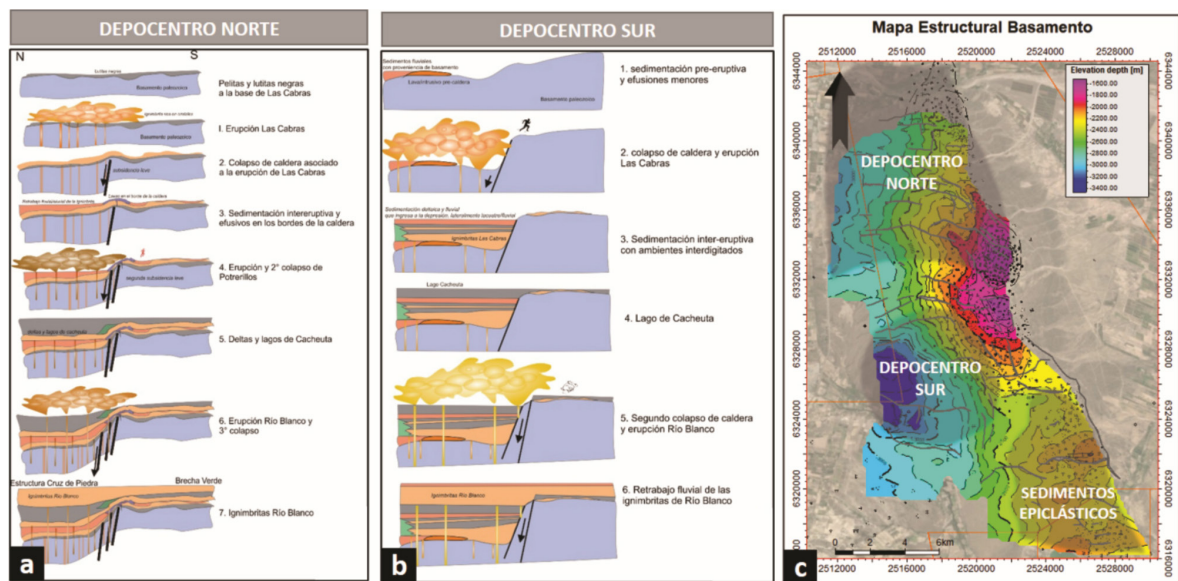


Figura 7. a) Historia evolutiva para el depocentro norte. Tomado de Petrinovic (2021). b) Historia evolutiva para el depocentro sur. Tomado de Petrinovic (2021). c) Mapa estructural al tope del basamento con la identificación esquemática de los tres depocentros reconocidos para el bloque Barrancas.

del emplazamiento de reservorios de magma someros coetáneos con sedimentación fluvial pre-eruptiva en los bordes del depocentro. Continúan los depósitos de la Fm. Las Cabras, caracterizados por la erupción de depósitos de corrientes piroclásticas de considerable espesor que se asocian a un colapso de caldera y quedan alojadas fundamentalmente en el interior de la depresión (Fig. 7b.2). Luego de la erupción de estas corrientes piroclásticas, se acumulan sedimentos dentro del área deprimida que corresponden a la Fm. Potrerillos, allí coalescen sedimentos fluviales, deltaicos y lacustres (Fig. 7b.3), sin registros destacables en los bordes positivos de la caldera. La sedimentación lacustre ocurre justamente donde mayor fue la subsidencia, mientras que los sistemas fluviales externos conectan con los lagos por medio de deltas progradantes. Todo el material removilizado es mayormente aportado por el volcanismo, sólo en los bordes externos puede verse la proveniencia de rocas del basamento. Con posterioridad, se establece un cuerpo lacustre, Fm. Cacheuta, que traslapa los bordes de la caldera (Fig. 7b.4), pero deja mayores espesores en el área colapsada. Una segunda erupción de corrientes piroclásticas provoca el colapso de otra caldera (Fig. 7b.5), con bordes aproximadamente equivalentes a la primera y la sedimentación de potentes volúmenes de roca volcanoclástica que finalmente son retrabajadas por sistemas fluviales que coronan la unidad Río Blanco (Fig. 7b.6). Los planos de falla que controlaron este colapso son aproximadamente subverticales y generan un espacio de acomodación periférico.

De esta manera, la historia geológica del depocentro sur puede ser interpretada como una concatenación de eventos volcánicos simultáneos con sedimentación fluvial, lacustre y deltaica, mientras que la caldera de colapso puede ser considerada como un espacio de acumulación local

dentro del *rift* Triásico, originado por subsidencia volcánica. Esto no implica la negación de la dilatación horizontal que debiera caracterizar el ambiente tectónico dominante, sino que agrega una variable más en el análisis de la cuenca, al menos en el sector analizado.

DATAIONES DE U/PB

Con el objetivo de determinar la posible correlación o no de los niveles interpretados tradicionalmente como continuos entre los yacimientos ECP y BV, se seleccionaron muestras que fueron analizadas en LA.TE.ANDES® con el fin de obtener dataciones U/Pb en circones de uno de los mejores reservorios de hidrocarburos de la Fm. Las Cabras. Este reservorio, denominado en los yacimientos como “toba de cristal superior”, corresponde a la facies definida como TRC (toba rica en cristales) y se caracteriza por tener muy buenas propiedades petrofísicas. Las muestras seleccionadas corresponden a *cuttings* y testigos corona de cuatro pozos distribuidos a lo largo de toda el área analizada, uno ubicado en el yacimiento ECP, otro en BV y dos por fuera de los mismos.

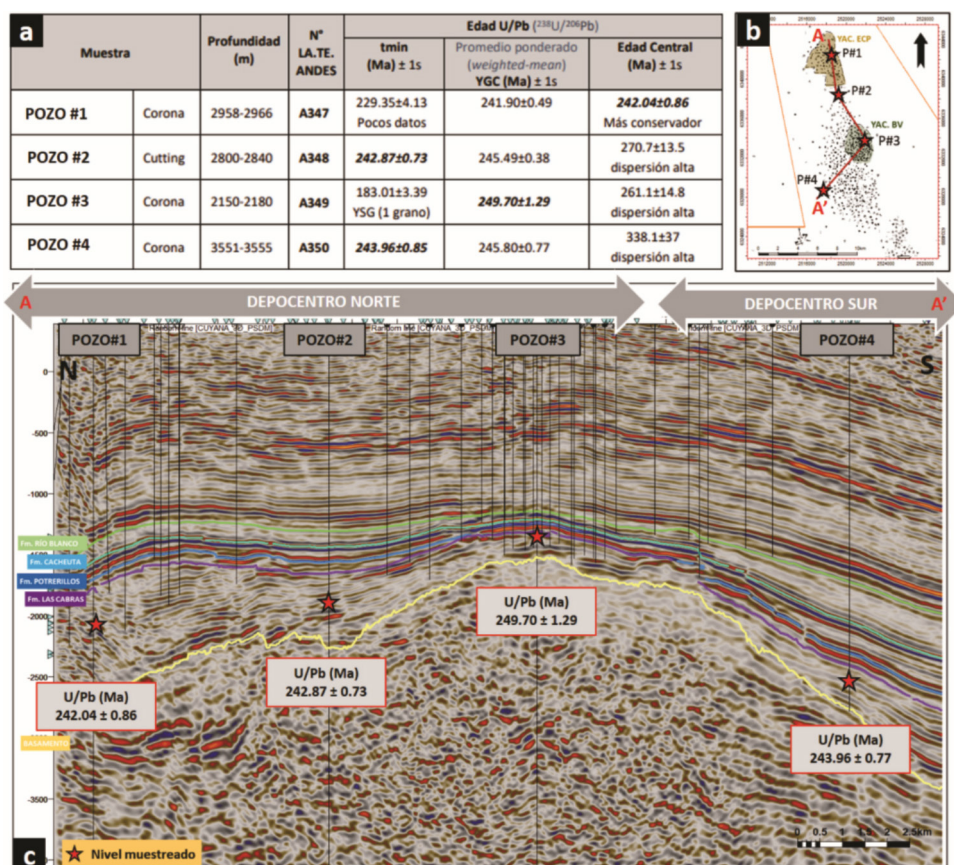


Figura 8. a) Tabla con edades de cristalización U/Pb en circones de las muestras seleccionadas dentro de la Fm. Las Cabras. b) Mapa con la ubicación de los pozos datados. c) Sección sísmica N-S que vincula los dos depocentros.

La Figura 8a contiene una tabla donde se listan las edades de cristalización obtenidas mediante LA-ICPMS (*Laser Ablation - Induced Coupled Plasma Mas Spectrometry*) de los circones hallados en las muestras seleccionadas. La edad sugerida para el pozo #1, ubicado en el yacimiento ECP, es de 242.04 ± 0.86 Ma, muy similar a la sugerida para el pozo #2, ubicado 5.1 km al sur, que es de 242.87 ± 0.73 Ma. Sin embargo, difieren de la datación obtenida para el pozo #3 del yacimiento BV, ubicado a 4.2 km al sur del segundo, del cual se obtuvo una edad más antigua, de 249.70 ± 1.29 Ma (LA.TE.ANDES 2022). Estos resultados permiten inferir que el reservorio denominado “toba de cristal superior” no es continuo desde el yacimiento ECP hasta BV, sino que se trata de cuerpos, que aunque tengan una génesis similar, son diferentes y diacrónicos (Fig. 8c). Esto soporta la hipótesis propuesta, avalando que en las secciones sísmicas los reflectores no se pueden continuar de norte a sur, a lo largo de los dos yacimientos. Desde el punto de vista prospectivo, es alentador esperar que en otras posiciones del bloque, e incluso de la cuenca, existan reservorios de similares características que puedan albergar hidrocarburos y constituyan potenciales niveles económicos.

Finalmente, para el pozo #4, que se ubica aproximadamente a 7 km al sur del pozo #3 de BV (Fig. 8b), se obtuvo una edad similar a los dos primeros, de 243.96 ± 0.85 Ma, lo que implicaría una actividad volcánica sincrónica en diferentes centros eruptivos.

CONCLUSIONES

La estrecha relación espacial observada de rocas volcanoclásticas con sedimentos silicoclásticos continentales derivó en un nuevo modelo geológico para el triásico de la cuenca Cuyana en el Bloque Barrancas.

En base a la integración de todos los datos observados, se plantea la posibilidad de que gran parte del volumen de rocas volcanoclásticas presentes en los depocentros analizados puedan estar relacionadas con estructuras volcánicas conocidas como calderas de colapso.

Los colapsos de las calderas fueron dominados por un régimen extensional asociado al *rift* Triásico. Existe entonces, una combinación de tectónica y volcanismo para la generación de estos depocentros. Donde los eventos extensionales pueden haber funcionado como disparadores de las erupciones, generando de esta manera, una mayor subsidencia.

Por otra parte, el fallamiento sindeposicional, que es particularmente evidente en el depocentro sur, se sella por la acumulación de nuevos depósitos de corrientes piroclásticas y sedimentación inter-eruptiva. Este sellamiento sucesivo, se repite hasta los niveles medios de la unidad Río Blanco, indicando una continuidad para todo el ciclo.

A modo de conclusión, se propone un modelo evolutivo que incluye diferentes unidades (Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta, Río Blanco) donde intervienen la dilatación horizontal regional (*rift*), la subsidencia con fallamiento sindeposicional local (colapsos de calderas volcánicas)

y una sucesión de eventos volcánicos explosivos riolíticos a riodacíticos que modifican y condicionan a la sedimentación fluvial, deltaica y lacustre. Este ciclo involucra casi 30 Ma de historia geológica dominada por tectónica extensiva y extrusión cíclica de magmas saturados a sobresaturados en sílice interactuando con otros ambientes sedimentarios.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecemos a Mónica Fernández y Silvia Serrano, por facilitar la logística de las muestras de roca en tiempos de pandemia; a Gabriela Goñi, Ricardo Manoni, Pedro Kress y Oscar Mancilla por sus constantes y valiosos aportes técnicos, y a YPF S.A. por permitir la publicación del presente trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Ávila, J., Chemale Junior, F., Mallmann, G., Kawashita, K. and Armstrong, R., 2006. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. *Geological Society of America Bulletin*. 118. 1088. 10.1130/B25893.1.
- Barredo, S.P., 2012. Geodynamic and Tectonostratigraphic Study of a Continental *rift*: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Tectonics—Recent Advances*. InTech, Rijeka, p. 99 - 130.
- Boggetti, D., Martinez Cal, V., Regazzoni, C., Andradá, L. y Marnetti, M., 1999. Aporte de la Sísmica 3D al modelo prospectivo en la cuenca cuyana. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas Tomo I, p. 263 – 281, Mar del Plata, Argentina.
- Cristallini, E., D. Boggetti, C. Regazzoni, L. Anzuovich, J. Cerdán, M. Ayala, J. C. Scolari y F. Leiró, 2000. Cuenca Cuyana. Interpretación Estructural Regional. Informe inédito Repsol-YPF.
- Chiaromonte, L., 1996. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de Licenciatura, 167 pp.
- Goñi, M. G., 2021. Informe geofísica Cuyana_3D_PSDM. YPF. Informe inédito.
- Kokogian, D. A., Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En Chebli y Spalletti (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6, pp. 169 - 201.
- Kokogian, D.A., Fernández-Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(7): 68-78, Mendoza.
- LA.TE.ANDES, 2022. U/Pb en circones, Cuenca Cuyana. YPF. Informe inédito.
- Monti, M. y J.R. Franzese, 2016. Análisis tectonoestratigráfico del Grupo Puesto Viejo (San Rafael, Argentina): evolución de un *rift* continental triásico. *Latin American Journal Of Sedimentology And Basin Analysis* (23, 1): 1-33.
- Petrinovic, I. A., 2021. Ambientes volcánicos en el relleno Triásico de los depocentros de Barranca Norte, Brecha Verde y Las Cabras, Mendoza, Argentina. YPF. Informe inédito.

- Petrinovic, I. A. y D'Elia, L., 2018. Rocas Volcanic-lásticas - Procesos, depósitos y modelos de Facies. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial #3, 172 pp.
- Petrinovic, I. A, Hernando, I.R., Guzmán S.R., 2021. Collapse calderas of the Southern and Central Volcanic Zones of the Andes and their tectonic constraints. International Journal of Earth Sciences, pp. 2399-2434.
- Prosser, S., 1993. *rift*-Related Linked Depositional Systems and Their Seismic Expression. Geological Society Special Publication, 71, 35-66.
- Ramos, V., 1992 Control Geotectónico de las Cuencas Triásicas de Cuyo. Boletín de Inf. Petroleras. Tercera Epoca, Año IX, N°31
- Spalletti, L.A., 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. Acta Geológica Hispánica 32(1-2): 29-50
- Torres, M., Cerdán, J., Boggetti, D., Villar, H., 1999. Potencial exploratorio de la zona de Rivadavia, Cuenca Cuyana, Mendoza. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas Tomo I, p. 731- 748, Mar del Plata, Argentina.
- Wernicke, B., 1985. Uniform -sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal Earth Sciences, v.22, p. 108-125.