

PETROFÍSICA BÁSICA DE LOS RESERVORIOS ÍGNEOS PRECUYANOS EN LA SIERRA DE LA CARA CURA, MENDOZA

Marina Drosina¹, Silvia Barredo¹, Luis Stinco¹

1: Instituto Tecnológico de Buenos Aires, mdrosina@itba.edu.ar, sbarredo@itba.edu.ar, lpstinco@itba.edu.ar

Palabras clave: rocas volcánicas, porosidad, permeabilidad, Ciclo Precuyano

ABSTRACT

Un flujo de trabajo propuesto para la estimación de propiedades elásticas anisotrópicas para la Formación Vaca Muerta.

Comúnmente, las lutitas se caracterizan como rocas transversalmente isotrópicas, para lo que se requiere el conocimiento de cinco coeficientes de rigidez independientes. Los perfiles de pozo (densidad y sónico) no proveen la suficiente información para estimar todos los coeficientes del tensor de rigidez. Es posible obtener estos coeficientes a partir de ensayos de laboratorio en muestras de coronas (tapones) orientados en diferentes direcciones respecto de las laminaciones. Sin embargo, es necesario propagar a lo largo de la trayectoria del pozo estos valores discretos medidos en laboratorio, de manera de poder aplicar estos resultados en cualquier flujo de trabajo para caracterización de reservorios. En el caso de la Formación Vaca Muerta, el método usado comúnmente consiste en complementar las constantes elásticas estimadas a partir de perfiles de pozo con correlaciones empíricas basadas en datos de laboratorio para estimar el tensor de rigidez completo. Sin embargo, este método solo puede aplicarse en caso de pozos verticales u horizontales, y requiere el uso de perfiles de pozo originales.

En el presente trabajo se propone un flujo de trabajo para la estimación del tensor de coeficientes elásticos de rigidez para el caso de una roca transversalmente isotrópica, integrando resultados de la evaluación petrofísica con conceptos de física de rocas. Esto ayuda a incorporar tanto información sobre la composición de la roca como características texturales. El flujo de trabajo puede ser aplicado para pozos de cualquier trayectoria, siempre que haya disponibles resultados de una evaluación petrofísica. Los resultados principales son propiedades elásticas anisotrópicas: Módulo de Young y relación de Poisson. Adicionalmente, se puede estimar el coeficiente de Biot para el caso anisotrópico. El flujo de trabajo permite reconstruir tanto el perfil de densidad como los perfiles sónicos (compresional y de corte) en las direcciones perpendicular y paralela a las laminaciones. Los resultados obtenidos a partir de esta metodología fueron aplicados en la simulación de fracturamiento hidráulico. El buen ajuste obtenido en el historial de presiones de tratamiento, geometría de fractura y producción post fractura nos brindan confianza sobre la robustez del método propuesto.

Keywords: volcaniclastic rocks, porosity, permeability, Precuyano Cycle

INTRODUCCIÓN

Los reservorios que producen de rocas volcánicas y volcánicas son complejos y requieren un cabal conocimiento del amplio espectro de mecanismos eruptivos involucrados en su formación

y de su evolución diagenética posterior. (Corbera y Kraemer 2001; Pángaro *et al.* 2002; Sruoga *et al.* 2004; Sruoga y Rubinstein 2007; Catalano y Rubinstein 2011; Schiuma *et al.* 2011; Porras *et al.* 2011; Drosina *et al.* 2014; Velo *et al.* 2014; entre otros). Las texturas sin-genéticas de estas rocas resultan de la disposición de los componentes y de los fluidos que contiene el magma y/o el flujo, que debido a sus condiciones físico-químicas, puede interactuar con los minerales presentes. Así, la vesicularidad producida durante la liberación de los gases y la frecuente alteración del vidrio como resultado de la migración de dichos fluidos, podrá condicionar el espacio poral resultante (Orton 1996; Fisher y Schmincke 1984; Cas y Wright 1987). Las erupciones explosivas como efusivas se caracterizan por tener texturas, composición, estructuras, que no están asociadas a mecanismos de transporte, en cambio los depósitos de caída presentan texturas y estructuras similares a las de los depósitos sedimentarios. Por otro lado, el fracturamiento, en estas rocas es un rasgo fundamental en la generación de espacio poral. Se produce en el mismo proceso eruptivo como el enfriamiento (fracturas primarias) o posteriormente como resultado de la actividad tectónica (fracturas secundarias) (Petford 2003).

Este trabajo tiene como propósito contribuir al conocimiento de los reservorios en rocas volcánicas y volcanoclásticas del Ciclo Precuyano, del relleno de la Cuenca Neuquina localizados en el sector norte de la Sierras de la Cara Cura. Para ello se realizaron estudios macroscópico y microscópicos de sus niveles volcanoclásticos e ígneos, mientras que se analizaron en el laboratorio parte de las propiedades petrofísicas como la porosidad y permeabilidad.

METODOLOGÍA

Se realizó un muestreo sistemático en las quebradas de Los Paredones y el Zorro, en el extremo noroccidental de la sierra, y en las dos quebradas subsiguientes hacia el sector nororiental, las quebradas Morada y sin nombre, dentro la Sierra de la Cara Cura (Fig. 1). En gabinete fueron descriptas 31 muestras de mano y 24 cortes petrográficos. En este último caso se utilizó un microscopio Schönfeld Optik® del laboratorio de análisis petrofísico del Instituto Tecnológico de Buenos aires (ITBA). Para clasificar las rocas volcanoclásticas se utilizó la propuesta de Fisher y Schmincke (1984), mientras que para las rocas volcánicas se recurrió al diagrama de Winchester y Floyd (1977) en el cual se utilizan los elementos inmóviles (Nb/Y vs Zr/TiO₂), debido a que las rocas se encuentran alteradas. Las rocas del área de estudio están especialmente afectadas por distintos procesos de alteración. Se considera alteración a cualquier cambio en la composición mineralógica y en el arreglo textural de una roca originada por la acción de soluciones acuosas frías o calientes, o gases del sistema (McPhie *et al.* 1993). En este caso, la asociación de minerales depende no solo de la composición química del vidrio aportado por los fragmentos juveniles, sino de las condiciones físico – químicas del medio (McPhie *et al.* 1993).

A los efectos de analizar las características petrofísicas referidas a la porosidad y permeabilidad

de las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Ciclo Precuyano, se realizaron ensayos de porosidad efectiva y permeabilidad total al Nitrógeno sobre 12 muestras de afloramiento de niveles que también se han localizado en subsuelo. Adicionalmente y para poder realizar un análisis estadístico de la porosidad visual, se midieron 100 puntos por cada corte petrográfico. Para poder identificar el tipo de arcillas se utilizó el microscopio de barrido electrónico (SEM).

La porosidad se expresa por el porcentaje de volumen de poros respecto al volumen total de la roca. A esta porosidad se la denomina total o absoluta, incluye todos los intersticios o espacios vacíos, estén interconectados o no. Mientras que la porosidad efectiva, representa el volumen de los poros interconectados o espacio intersticial presente en una roca. Por su parte, la permeabilidad, es una propiedad del medio poroso y una medida de la capacidad de ese medio poroso para transmitir fluidos.

Las mediciones de porosidad efectiva de este trabajo fueron realizadas en el Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA) utilizando para ello un porosímetro tipo CoreLab, el cual utiliza Helio como gas inerte. Su funcionamiento está basado en la Ley de Boyle, donde un volumen conocido de helio (contenido de referencia) es lentamente presurizado y luego, expandido isotérmicamente en un volumen vacío desconocido. Después de la expansión, la presión de equilibrio resultante estará dada por la magnitud del volumen desconocido; esta presión es medida. La porosidad efectiva es determinada midiendo el volumen de granos y el volumen poroso en una muestra de roca. Con los datos medidos por el equipo se calcula la porosidad expresada en porcentaje. Las mediciones se realizaron a 24°C, en testigos secos, con una presión de expansión de 100 psi. Mientras que las mediciones de permeabilidad al gas realizadas sobre los mismos testigos, fueron realizadas en los laboratorios de LCV S.R.L., en condiciones estándar.

La permeabilidad es una propiedad isotrópica del medio que atraviesa, por lo tanto puede variar en función a la dirección en la cual es medida. En el caso particular de las rocas efusivas y volcanoclásticas, las permeabilidades son tan pequeñas que pueden considerarse como nulas desde el punto de vista práctico. Sin embargo a través de fracturas y zonas con disolución de fenocristales/cristaloclastos pueden desarrollarse considerables porosidades y permeabilidades. (Petford y McCaffrey 2003).

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina se ubica en la región centro-oeste de Argentina, entre los 32° y 41° S (Fig. 1). Geométricamente, presenta una forma que semeja a un triángulo, con un sector más elongado en dirección nor-noroeste, conocido como sector andino cuya evolución estuvo controlada por la deformación cretácico-cenozoica. Al sur de los 37° S en cambio se extiende hacia el este, en lo que se conoce como engolfamiento. Los depocentros del sector andino, se desarrollaron durante la etapa de extensión mecánica, conformando hemigrábenes de rumbo noroeste hasta nor-noroeste

(Vergani *et al.* 1995; Franzese y Spalletti 2001; Pángaro *et al.* 2002; Muravchik *et al.* 2008; Giambiagi *et al.* 2009; Barredo y Stinco 2013; entre otros). Dentro de esta área se encuentra el depocentro de la Sierra de la Cara Cura (Fig. 1A).

En la Cuenca Neuquina, se han documentado cinco intervalos ricos en materia orgánica que han generado y cargado reservorios hidrocarburíferos con producción comercial (Legarreta y Villar 2012). El nivel generador más antiguo corresponde a facies lacustres pertenecientes al Ciclo Precuyano y los cuatro niveles siguientes están compuestos por pelitas oscuras acumuladas en ambiente marino bajo condiciones restringidas que se las conoce como formaciones Los Molles (Jurásico Inferior), Vaca Muerta (Jurásico Superior), Agrio Inferior y, por último, Agrio Superior (Hauteriviano) (Legarreta y Villar 2012) (Fig. 1).

Durante la depositación del Ciclo Precuyano, se han generado niveles de facies ricas en materia orgánica acumuladas en lagos, localizados dentro de hemigrábenes extensionales. Además de estas facies, el relleno de estos depocentros se caracteriza por una espesa sucesión de flujos lávicos con un rango composicional de basiandesítico a riodacítico, flujos de densidad piroclásticos, flujos de

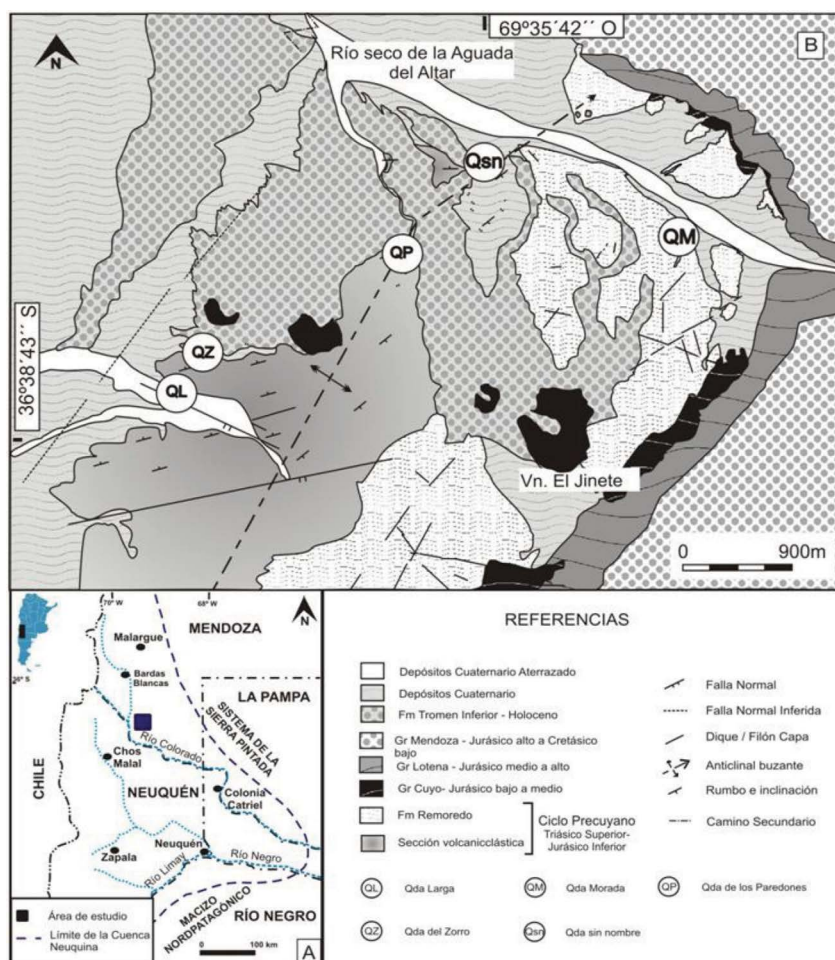


Figura 1. A) Mapa de la Cuenca Neuquina en donde se observa el área de estudio. B) Mapa geológico del sector norte de la Sierra de la Cara Cura.

bloques y cenizas, y en menor proporción depósitos de caída. Estos depósitos presentan espesores variables, mientras que en algunos sectores de la cuenca se encuentran poco desarrollados como en las cercanías de Malargüe en el Cerro Tricolor en donde Lanés y Salani (1988) reconocieron 175 m de secuencia aflorante. En otras zonas de la cuenca superan los 1.000 metros como por ejemplo en los depocentros de Cerro Bandera (Bermudez *et al.* 2002; Pángaro *et al.* 2002), Piedra del Águila, Chachil, Sañicó, Catán Lil (Franzese *et al.* 2006, 2007; Muravchik *et al.* 2008, 2011; D'Elia *et al.* 2012; D'Elia y Martí, 2013), Cordillera del Viento (Llambías *et al.* 2007), Estancia Vieja (Barredo *et al.* 2008), Atuel (Bechis *et al.* 2009). Por su parte en el área de estudio esta secuencia alcanza un espesor mínimo de 700 m.

Estos niveles tienen un COT que varía entre 2 y 11%, Romax (%) entre 0,4 y 0,8, HI hasta 900 mgHC/gCOT, SPI de 10 t HC/m², kerógeno tipo I a I/ III y un VKA (Legarreta y Villar 2011), que sugiere un importante aporte terrestre adicionado a la producción algácea lacustre (Stinco y Barredo 2014).

La etapa inicial de apertura de la Cuenca Neuquina se caracteriza por un relleno del tipo continental de ambientes aluviales, fluviales y lacustres con abundante contenido piroclástico e intercalaciones de tobas y vulcanitas y que fueron agrupados dentro del Precuyano por Gulisano (1981) o Ciclo Precuyano por Gulisano *et al.*, (1984). La edad asignada por Pángaro *et al.*, (2004) en base a restos vegetales fósiles hallados en la Sierra de la Cara Cura es Jurásica inferior. Por su parte, el estudio realizado por Naipoué *et al.*, (2016) sobre dacitas precuyanas y depósitos de tobas de la Formación Remoredo en la Sierra de la Cara Cura, proponen edades U-Pb SHRIMP para esta última unidad entre 199 ± 2 y 195 ± 1 Ma (Raetiano - Sinemuriano). Por encima de estos depósitos, se dispone una columna Jurásica – Cretácica, que comprende un total de 2.300 metros de sedimentos que abarcan desde el Grupo Cuyo hasta el Grupo Bajada del Agrio (Narciso *et al.* 2001) (Fig. 1B). Suprayaciendo estos depósitos, se disponen las vulcanitas cenozoicas de la Formación Tromen asociadas a aparatos volcánicos emplazados en la serranía (Narciso *et al.* 2001) (Fig. 1B).

El área de estudio se localiza en la Sierra de la Cara Cura, ubicada en el frente orogénico de la faja plegada y corrida de Malargüe. Abarca aproximadamente 8 km de ancho por 20 km de largo, con un desnivel topográfico de unos 1000 metros (Fig. 1). El rasgo morfoestructural más destacado corresponde a dos braquianticlinales gemelos asimétricos, de amplitud semejantes entre sí (sensu Groeber 1933). Estas estructuras presentan rumbos N-S a NE-SO, la vergencia es oeste y el limbo frontal es empujado respecto del limbo dorsal más tendido. Su flanco NW presenta inclinaciones de entre 14° y 34°, mientras que el flanco NE tiene inclinaciones mucho más suaves de entre 13° y 17°.

En el sector norte de la Sierra de la Cara Cura afloran 191,5 metros de una secuencia de rocas volcánoclasticas pertenecientes al Ciclo Precuyano (Fig. 1). Suprayaciendo a estos depósitos, se localiza una serie de flujos lávicos de composición basáltica pertenecientes a la Formación

Trómen (Fig. 1B). En el tramo más oriental del flanco norte de la sierra, sobre los depósitos cuspidales de bloques y cenizas pertenecientes al Ciclo Precuyano, descansa en forma discordante la sección clástica basal de la Formación Remoredo.

RESULTADOS

Litología y petrografía

Las muestras estudiadas del Ciclo Precuyano comprenden 2 tipos de litofacies volcánicas que se distinguen por su tipo de roca, estructura, tamaño de grano y consisten en lavas de composición andesítica y brechas líticas masiva monomícticas.

Lavas

Los flujos lávicos se presentan como cuerpos tabulares de entre 5,2 y 8,4 metros de espesor, alcanzan 5,4 kilómetros de largo. Se encuentran cubiertos por depósitos de los basaltos de la Formación Trómen (Fig. 1B). Las facies volcánicas corresponden a lavas andesíticas masivas. Las andesitas masivas son de color pardo, aunque el proceso de meteorización resalta tonos verdosos, presentan texturas microporfíricas con microfenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta afanítica con estructura de disyunción columnar, que generan poliedros de entre 18 y 31 cm de diámetro. Se encuentran afectadas por dos juegos de diaclasas con azimut de 246° y 334° respectivamente (Fig. 2A). Este diaclasamiento les confiere un aspecto en bloques, observándose entre 8 y 10 diaclasas verticales por metro lineal, mientras que horizontalmente hay entre 4 y 6 diaclasas. Las lavas andesíticas fracturadas hidráulicamente (por aguas termales) presentan textura en “rompecabeza” y brechamiento (Fig. 2B). Las fracturas están parcial a totalmente rellenas con sílice e impregnadas con óxidos de hierro, esta impregnación sugiere que los depósitos presentan una red de microfracturas que permitió la difusión de los fluidos hidrotermales (Fig. 2C).

Las facies volcánicas, representadas por andesitas se interpretan como flujos de lava asociados a domos lávicos (Orton, 1996).

Depósitos de bloques y cenizas

Los depósitos de bloques y cenizas comprenden brechas masivas monomícticas matriz sostén, compuestas por líticos volcánicos de composición andesítica de entre 0,17, y 3 metros que se encuentran inmersos en una matriz tamaño lapilli fino a grueso que presenta cristalclastos de plagioclasas. Se presentan como bancos tabulares que abarcan 3,74 km de largo y con un ancho parcial en el campo de 3,05 kilómetros, se encuentran cubiertos por depósitos de la Formación

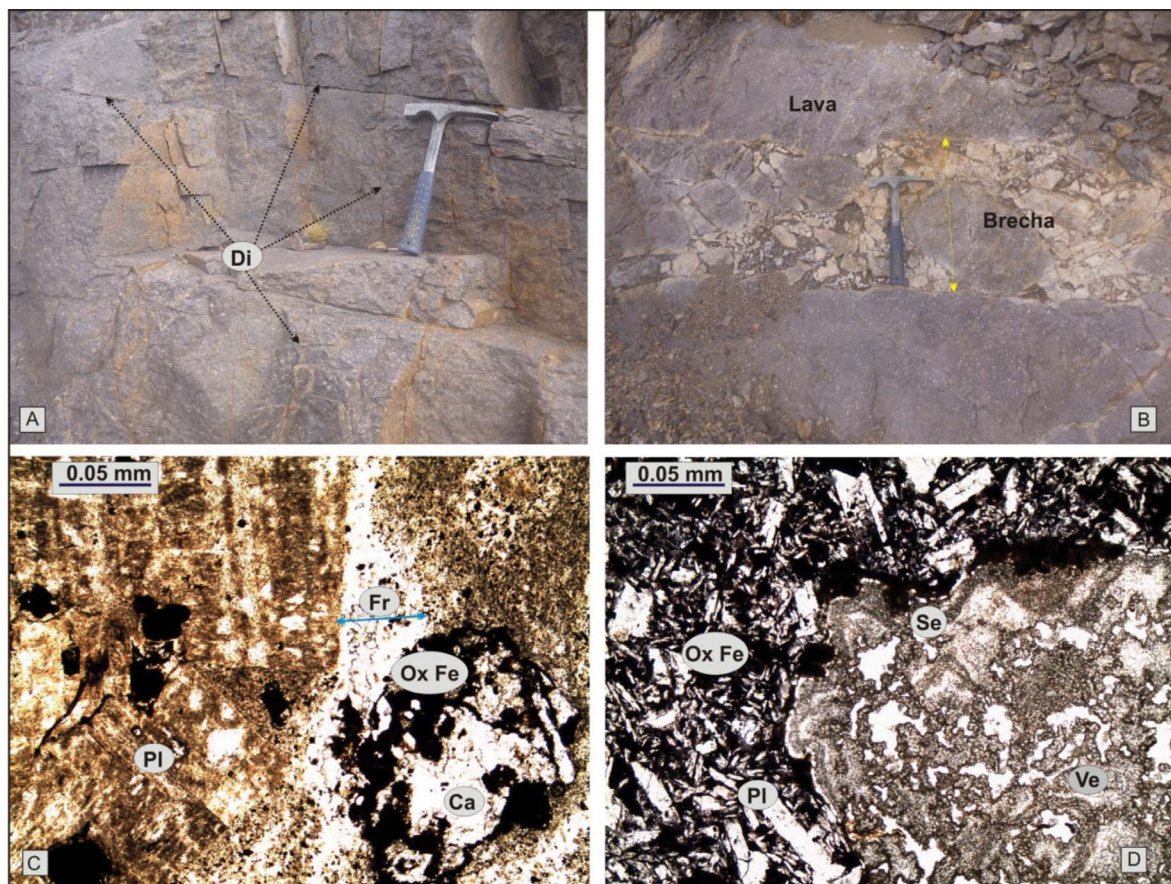


Figura 2. Flujos lávicos del Ciclo Precuiano mostrando los distintos tipos de porosidades. A) Sistema de juegos de diaclasas con azimut de 246° y 334° respectivamente en la superficie de una colada lávica. B) Pseudobrechas en lavas andesíticas fracturadas hidráulicamente. C) Roca volcánica en donde se observa disolución en los fenocriatales de plagioclasas y piroxenos, así como también microfracturas parcialmente rellenas. D) Porosidad primaria de tipo vesicular. Las vesículas están parcialmente rellena de material arcilloso. Di: diaclasas, PL: plagioclase, Se: sericita; Ca: calcita; Ox de Fe: óxido de hierro; Px: piroxeno, Fr: fracturas, Po: poros, Sm: esmectitas, Ve: vesícula.

Remoredo, en el sector noroeste de la serranía (Fig. 1). Los cuerpos se adelgazan en dirección SE-NO, con espesores que varían de 12,50 a 0,95 metros. La secuencia se encuentra afectada por dos sistemas de fracturas hidráulicas que presentan un azimut de 66° y 301° respectivamente (Fig. 4b). Estas fracturas tienen un ancho de entre 1 y 13 centímetros, están parcialmente rellenas por óxidos de hierro y carbonato de calcio.

Esta facies es interpretada como resultado del colapso gravitacional no explosivo de un domo (sensu Branney y Kokelaar 2002) y/o de un flujo lávico (sensu Cas y Wright 1987; Mc Phie *et al.* 1993; Schwarzkopf *et al.* 2005; Németh y Ulrike 2007).

Origen y tipo de poros

El espacio poral en las rocas sedimentarias, se divide en primario y secundario sobre la base de que resulte de los procesos de depositación o bien sea producto de los cambios post-depositacionales

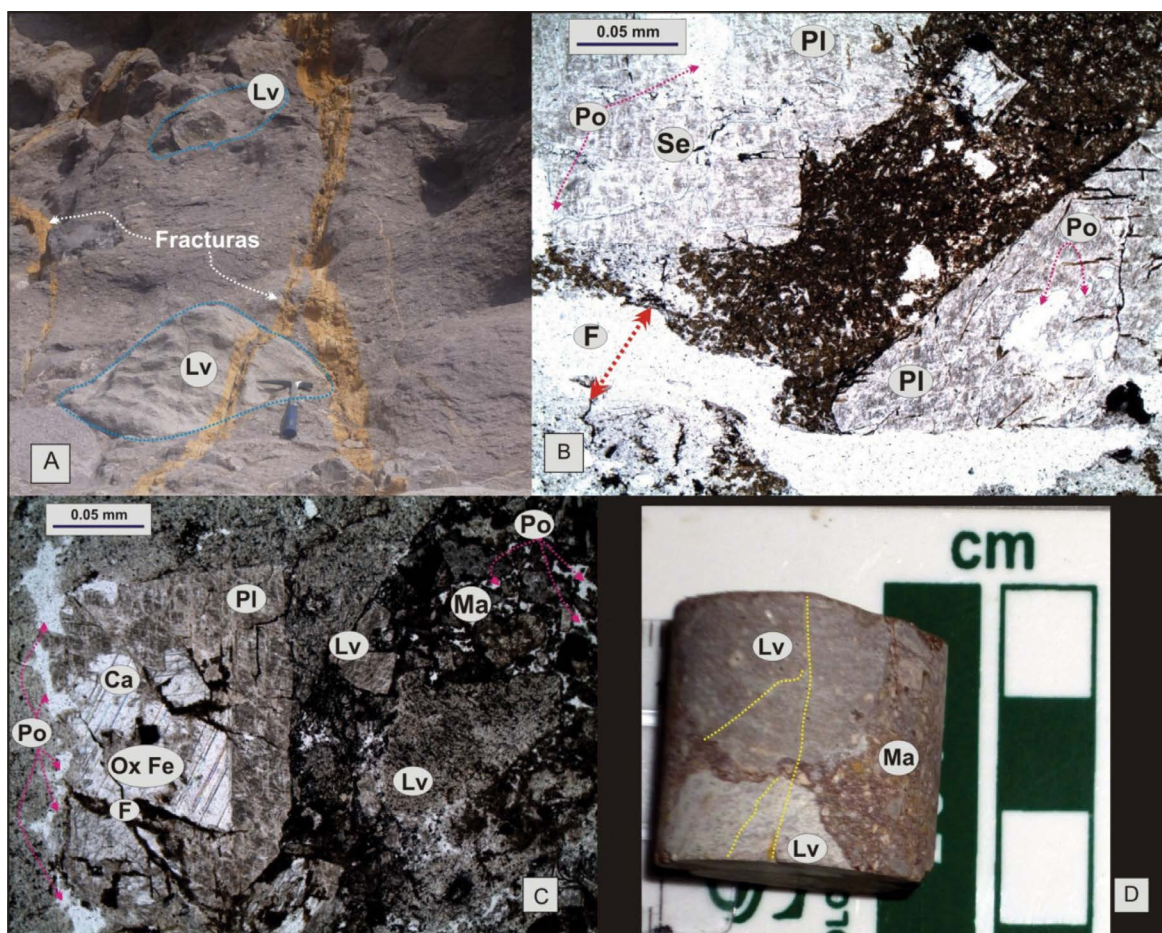


Figura 3. Depósitos de bloques y cenizas del Ciclo Precuyano mostrando los distintos tipos de porosidades. A) Sistema de juego de diaclasas con azimut de 301°. Se observa la relación entre los bloques y la matriz. Los bloques de composición andesítica, se encuentran fracturados. Las fracturas están parcialmente rellenas con sílice y carbonatos, sus bordes se presentan tapizados por óxidos de hierro. B) Roca volcániclastica donde los cristaloclastos de plagioclasas se encuentran parcialmente disueltos y reemplazados por arcillas y carbonatos de calcio, generando porosidad intracrystalina. Atravesando todo el corte se observa una fractura abierta de entre 0,016 – 0,047 mm. C) En esta sección, se observa disolución en los cristaloclastos de plagioclasas y el posterior relleno con carbonatos, así como también microfracturas parcialmente rellenas con óxidos de hierro. La porosidad es de tipo vulgar, los poros se encuentran escasamente interconectados por las microfracturas. D) Plug de testeo, en donde la matriz y los líticos volcánicos son atravesados por fracturas parcialmente cerradas (amarillo). PL: plagioclase, Se: sericita; Ca: calcita; Ox Fe: óxido de hierro; F: fracturas, Po: poros, Lv: lítico volcánico, K: caolinitas.

o diagenéticos (Boggs 1992). Del mismo modo, esta clasificación se utiliza para definir el tipo de porosidad en rocas volcánicas y volcániclasticas teniendo en cuenta que mientras que las lavas se enfrían rápidamente una vez emplazadas, los flujos de densidad piroclásticos atraviesan una prolongada historia de enfriamiento y degasificación (Llambías 2004). Petford (2003), definió la porosidad primaria en las rocas ígneas (intrusivas y extrusivas) como la resultante del emplazamiento y enfriamiento del magma o fluidos piroclásticos y preservadas en estado sólido. Mientras que la porosidad secundaria correspondería a aquella resultante del clima, alteración hidrotermal, esfuerzos tectónicos y disolución mineral por el pasaje de agua subterránea, ambas porosidades son complementarias y están estrechamente asociadas. A diferencia de la mayoría de las rocas clásticas, la mineralogía de las rocas volcánicas es químicamente inestable y susceptible

de alterarse física y química dando lugar a cambios importantes en la porosidad final. En este trabajo se utilizó la clasificación propuesta por Petford (2003) con modificaciones (Fig. 4). En la tabla 1, se encuentra un resumen de los valores obtenidos en los depósitos analizados.

POROSIDAD PRIMARIA	POROSIDAD SECUNDARIA
Estructuras de escape de gases (vesículas, tubos) Cristales rotos Estructuras de enfriamiento Límites de cristales/piroclastos Disyunción Columnar Tope de flujos/coladas Cavitación, brechamiento, foliación de flujo Cavidades miriolíticas	Fracturas tectónicas Poros por contemporismo (desgaste) Poros por disolución Poros por circulación de fluidos

Figura 4. Clasificación de la porosidad primaria y secundaria para las rocas ígneas. Modificado de Petford (2003).

Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)	Asociación de facies	Observación
8,60	0,009	Coladas lávicas andesíticas	
12,20	0,014		Fisurada
19,60	32,182		Fracturada
9,7 - 21,46	0,288 - 1,339	Flujo de Bloques y Cenizas	

Tabla 1. Datos de porosidad y permeabilidad del Ciclo Precuyano.

En los flujos lávicos, la porosidad primaria está representada por vesículas simples (Fig. 2D) y compuestas, total o parcialmente rellenas con minerales secundarios como arcillas (esmectitas), tienen entre 0,01 – 0,03 mm de longitud lo que da lugar a microporos que se presentan parcialmente conectados (Fig. 2D). En base a la densidad de vesículas presentes en los flujos lávicos, estos pueden dividirse en tres secciones: 1- Base, presenta una alta porosidad con una gran cantidad de poros elongados, debido a la sobrecarga que produce el flujo lávico durante su movimiento; 2- Centro, tiende a ser masivo y con ausencia de poros; 3- Techo, es la sección con mayor porosidad

del flujo. En este sector, sus poros son esféricos, en esta zona la carga del peso de la lava es menor durante la deposición del flujo. Por su parte, la porosidad secundaria de estas muestras resulta de la disolución total o parcial de fenocristales de plagioclasas (Fig. 2C), de piroxenos y pasta. Se han reconocido fracturas resultantes de esfuerzos tectónicos en la base y el tope de los flujos lávicos respectivamente. Las microfracturas tectónicas, miden de 0,01 a 0,03 mm (microporos) y se encuentran parcialmente rellenas con óxidos de hierro. La mayoría se presentan conectadas, y por sectores esto genera que las vesículas se unan entre sí, lo que favorece el desarrollo de una porosidad efectiva alta. En el caso de las fracturas de escala macroscópica se considera que fueron originadas por procesos hidrotermales observadas en afloramiento, presentan un ancho de hasta 4,5 cm de espesor, se encuentran parcialmente rellenas por carbonato de calcio y sílice, lo que oblitera en forma parcial el espacio poral abierto; además se encuentran tapizadas de óxidos e hidróxidos de hierro. El proceso de oxidación posterior está distribuido en toda el área de alteración, dando lugar a una limonitización que conforma vetillas e impregnaciones. Al igual que las microfracturas, estas discontinuidades también conectan vesículas. A escala afloramiento es interesante notar que el fracturamiento produce bloques de entre 8 a 13 cm de ancho por 15 a 35 cm de espesor (Fig. 2A).

En los depósitos de bloques y cenizas, la porosidad primaria presente en los litoclastos andesíticos es de tipo vesicular. La matriz presenta abundante material intersticial desvitrificado, con material arcilloso (esmectita y caolinita) e impregnaciones de óxidos de hierro (Fig. 3). Estos óxidos habrían posibilitado la oclusión parcial del espacio poral primario. Los cristaloclastos inmersos en la matriz (Fig. 3C, D), presentan porosidad secundaria de tipo intracristalina (Fig. 3 C) y vugular, generando un espacio poral de entre 0,004 – 0,62 mm (microporos) en los mismos. Se observa la presencia de microfracturas irregulares de entre 0,016 – 0,047 mm (Fig. 3B, C) y fracturas tectónicas de hasta 2,5 cm de espesor parcialmente impregnadas con óxidos de hierro y rellenas con carbonatos. Las fracturas observadas en afloramiento se encuentran interconectadas por sectores y presentan óxidos de hierro que se difunden desde el centro de la fractura hacia los bordes, lo que sugiere la presencia de micro-canales por los cuales migraron los fluidos (Fig. 4A, D).

Porosidad y Permeabilidad

La porosidad visual de las rocas ígneas es menor al 5%, la porosidad efectiva, arroja valores que varían entre 8 y 20%. En cuanto a la permeabilidad relativa al gas el rango oscila entre 0,009 y 32 mD (Tabla 1, Fig. 5). La porosidad primaria de las rocas ígneas está representada por la presencia de vesículas y disyunciones columnares, mientras que la porosidad secundaria está asociada a la presencia de fracturas y en menor proporción a la disolución de fenocristales. La distribución de los poros es heterogénea, y se observa tanto porosidad del tipo primaria como secundaria. El 20%

de la porosidad observada corresponde a porosidad primaria y el 80% restante a secundaria. La relación porosidad-permeabilidad presenta una correlación moderada, con un R^2 de 0,5283. Para realizar esta correlación se ha descartado el punto enmarcado en un círculo rojo en la figura 5, debido a que esta muestra se encuentra fracturada.

En las rocas volcanoclásticas, la porosidad visual es del 7%, la porosidad efectiva varía entre 9 y 21% y la permeabilidad relativa se estima entre 0,288 y 1,339 mD (Tabla 1, Fig. 5). Se estima que el 20% corresponde a porosidad primaria y el 80% restante a secundaria. La porosidad primaria está representada por porosidad tipo vesicular en los piroclastos; la porosidad secundaria, principalmente del tipo fractura y en menor medida intracrystalina por disolución selectiva de cristaloclastos. La relación porosidad-permeabilidad presenta una correlación alta, con un R^2 de 0,8911 (Fig. 5).

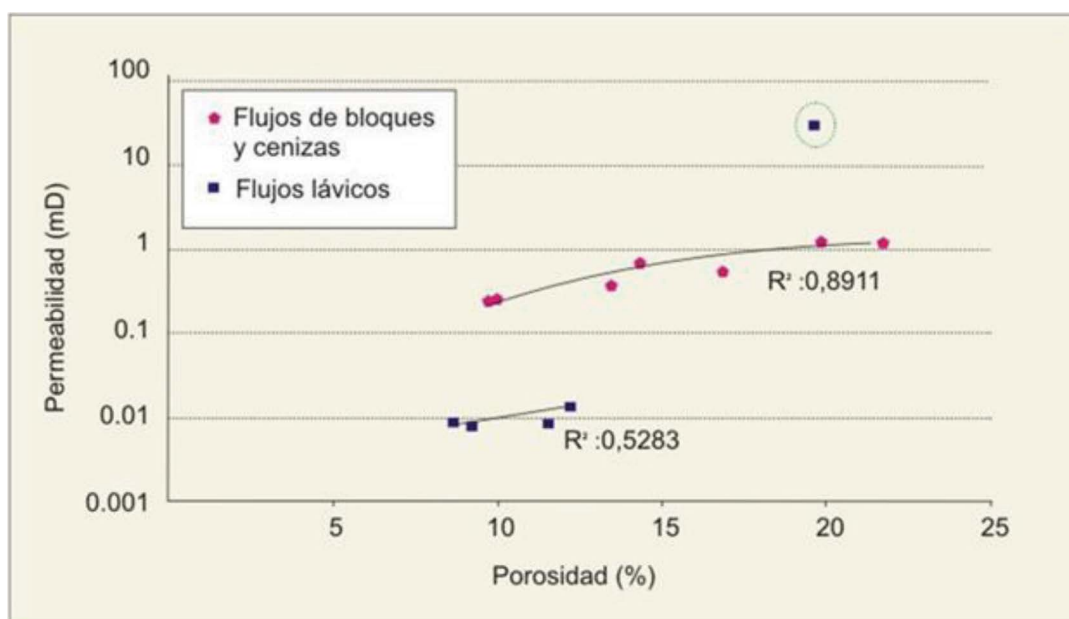


Figura 5. Gráfico de porosidad versus permeabilidad en los depósitos de Ciclo Precuyano. El punto anómalo de permeabilidad en las lavas, se debe que el testigo se encuentra fracturado, con fracturas abiertas. Las fracturas son productos de la contracción térmica sufrida. El R^2 es el coeficiente de determinación, el cual es una medida a dimensional, acotado entre cero y uno. Un R^2 igual a 1 significa un ajuste lineal perfecto, mientras que el valor cero indica la no representatividad del modelo lineal (Martínez Rodríguez 2005).

DISCUSIÓN

El reconocimiento de facies volcánicas “proximales” y “distales” y su contexto estructural es la clave para la prognosis de la distribución areal de estos reservorios y para la configuración de las potenciales trampas. Los depósitos en general conforman un restringido halo de dispersión a partir de los conductos volcánicos, y la presencia de secuencias espesas (menores a los 100 m) monótonas, indicando posiciones medio-proximales. La extensión de los reservorios asociados a

depósitos de bloques y cenizas, presentan espesores entre 61-108 metros, los cuales abarcan 3,74 km de largo y con un ancho parcial en el campo de 3,05 kilómetros.

En ese sentido y sobre la metodología utilizada se ha comprobado que los mejores reservorios ígneos están representados por bancos donde predomina la porosidad secundaria sobre la primaria en una relación 90/80% a 10/20% para los depósitos ígneos y volcanoclásticos respectivamente.

La porosidad primaria de las rocas ígneas está representada por la presencia de vesículas y disyunciones columnares. Durante la cristalización del magma, el H_2O , el CO_2 y otros componentes volátiles pueden ser emitidos y movilizados hacia los sectores marginales del magma (Norton y Cathles 1973), generando estructuras tanto de tipo vesicular como amigdaloides. La porosidad vesicular observada es resultado de la exsolución de volátiles magmáticos durante el enfriamiento (Petford 2003; Sruoga *et al.* 2004), y es abundante en los sectores superiores e inferiores de los cuerpos lávicos. La fracturación por contracción térmica observada en las rocas ígneas es el resultado del emplazamiento del magma y rápido enfriamiento (*sensu* Komatsu *et al.* 1983; McPhie *et al.* 1993). Este proceso generó disyunciones columnares en las unidades estudiadas como las observadas en afloramiento, sin embargo en la base de las coladas, y por encontrarse contra el sustrato, las estructuras se encuentran menos desarrolladas, debido a la menor transferencia de calor.

La porosidad primaria en las rocas volcanoclásticas está representada por porosidad tipo vesicular. Cuando los flujos piroclásticos de densidad son eyectados en la superficie, se comienzan a formar los primeros poros por escape de volátiles hacia la atmósfera. Durante la etapa de enfriamiento se genera la porosidad primaria de tipo vesicular.

En ambos casos, la porosidad primaria vesicular sugiere que el contenido de volátiles en el magma, tendría una gran influencia, debido a que controla la generación de poros asociados al escape de gases, es decir la vesiculación. La vesicularidad depende por consiguiente del contenido de volátiles y de la velocidad de enfriamiento (Hon *et al.* 1994; Cashman y Kauahikaua 1997). Por su parte la formación de las disyunciones columnares observada en las rocas ígneas, estaría controlada por la velocidad de enfriamiento de las coladas que controla la formación de fracturas por contracción térmica.

En las rocas analizadas, domina la porosidad secundaria, principalmente del tipo fractura y en menor medida intracristalina por disolución selectiva de fenocristales/cristaloclastos. Los poros inmersos en los cristales en su mayoría se encuentran aislados conduciendo a bajas permeabilidades. Mientras que los sectores con porosidad vugular presentan una moderada conexión entre sus poros. En las rocas volcanoclásticas, la porosidad secundaria es similar a la observada en las rocas ígneas, aunque en una proporción mayor como se describió en párrafos anteriores.

Se han diferenciado fracturas asociadas con la actividad hidrotermal y otras de origen tectónico. Las primeras presentan texturas drusoide, en “rompecabeza” y brechadas, así mismo desarrollan una alteración de tipo no penetrativa (Fig. 2B). Según Mc Phie *et al.* (1993); Gifkins y Allen (2001)

y Gifkins *et al.* (2005), este tipo de discontinuidades se generan por el pasaje de soluciones a altas temperaturas. Por su parte las fracturas de origen tectónico corresponden a deformación mecánica, presentan planos netos, sin relleno de materiales de alteración, donde se reconocen indicadores cinemáticos (Fig. 3A).

En ambos tipos de depósitos, la porosidad secundaria, se vio afectada por la actividad hidrotermal, en donde los cristaloclastos y las plagioclasas de composición intermedia, fueron alterados a caolinita, y sericitas (Figs. 2, 3). La alteración así resultante relleno los espacios porales, reduciendo significativamente la permeabilidad de los mismos. Como consecuencia de estos fluidos hidrotermales, las fracturas incrementaron su tamaño, la apertura (de pocos mm hasta 4,5 cm), y la frecuencia (entre 4 y 7 fracturas por metro lineal), generando una red de fracturas que interconectan a las distintas litologías. Este tipo de fracturas, genera brachamiento (Fig. 2B) y texturas de tipo rompecabezas como las observadas en los flujos lávicos andesíticos. Las mismas atraviesan subverticalmente a los afloramientos estudiados, tienen un ancho de entre 0,01 mm y 4,5 cm, se hallan parcialmente rellenas con sílice e impregnadas con óxidos de hierro, generando costras de óxidos. En el caso de los flujos de bloques y cenizas, la intensidad del fracturamiento es menor a la observada en las lavas. Esta circulación de fluidos restringe el espacio poral secundario abierto durante la fracturación y conecta en algunos sectores vesículas aisladas generando canales de migración. El tipo de alteración hidrotermal observada en la serranía, ha sido mencionado como una propiedad intrínseca en unidades de litología semejante que actúan como roca reservorio en el subsuelo de la Cuenca Neuquina (Pángaro *et al.* 2002). Es importante destacar la presencia de evidencias de una actividad hidrotermal en las rocas que infra/suprayacen a la secuencia estudiada.

La fracturación tectónica ha sido mencionada como un control importante en el desarrollo de los reservorios ignimbríticos del subsuelo en el Ciclo Precuyano (Pángaro *et al.* 2002; Sissini *et al.* 2011). Los flujos lávicos del Ciclo Precuyano, presentan entre 8 y 10 fracturas por metro lineal en sentido vertical y entre 4 y 6 fracturas horizontales por metro lineal. Esta densidad de fracturas tiene la potencialidad de conectar poros aislados en una colada, así como conectar flujos que se encuentran apilados verticalmente entre sí. En el área de estudio, se observan fracturas que conectan distintas litologías como lavas y flujos de bloques y cenizas. Por su parte, la mineralización a lo largo de los planos de fracturas, implica que estas funcionaron como vías de migración (Fig. 3A). La circulación de fluidos hidrotermales ocluyó parcialmente el espacio poral abierto por la precipitación de minerales como arcillas, carbonatos. Con respecto a los valores obtenidos en el laboratorio de la porosidad efectiva, hay que considerar que las fracturas medidas corresponden a las de micro-escala.

Observaciones análogas a las realizadas en este estudio fueron obtenidas por Catalano y Rubinstein (2011), en el ámbito de la Dorsal de Huincul en estudios realizados en rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano. Estos autores observan que en las litofacies volcánicas, fueron el grado de soldadura y la vesiculación los principales controles de la porosidad, mientras

que para las andesitas brechadas, fueron la vesiculación y el brechamiento hidrotermal. Según estos mismos autores, las dos litofacies no han generado buena porosidad efectiva, presentando una alteración de origen hidrotermal para las andesitas brechadas. Mientras que para Pángaro *et al.* (2002), en estudios realizados en el Yacimiento 25 de Mayo-Medanito SE, la porosidad es generada a partir de eventos de disolución de granos y en menor proporción de cementos previos. Se considera que la secuencia estudiada presenta un doble sistema de porosidad dada por los aportes de la matriz y de las fracturas. Estas observaciones son coherentes con las obtenidas Pángaro *et al.* (2002), en depósitos de flujos piroclásticos en el Yacimiento 25 de Mayo-Medanito SE, donde estima que las rocas del Ciclo Precuyano presentan una doble porosidad dado por un alto grado de fisuramiento.

Para poder estimar la profundidad a la que llegó la pila volcano-sedimentaria estudiada en este trabajo, se utilizaron las ecuaciones de variación lineal de temperatura-profundidad, propuestas por Sigismondi (2012), para el gradiente geotérmico de la Cuenca Neuquina:

$$T: +0,0443 \times Z + 9,5967 \quad T: \text{temperatura } (^{\circ}\text{C}), Z: \text{profundidad (m)}$$

Las temperaturas utilizadas para la ecuación están entre 100 y 140 °C sobre la base de las arcillas presentes. De manera que se puede estimar una profundidad comprendida entre 2,05 y 2,95 km para la columna estudiada. En donde los depósitos de bloques y cenizas alcanzaron 2 km de profundidad. Se observa que se preservaron las texturas originales (Fig. 4) e incrementaron los valores de porosidad y permeabilidad (Tabla 1) por la existencia de las fracturas presentes (Fig. 4). Por su parte las lavas alcanzaron casi los 3 km de profundidad, y presentan valores de porosidad similares a los de los depósitos de bloques y cenizas, aunque los rangos de las permeabilidades son significativamente menores. A la profundidad calculada en este trabajo 2 a 3 km de soterramiento, los valores medidos de permeabilidad se verán sustancialmente alterados por las altas presiones de confinamiento. Dichas presiones de confinamiento darían lugar a una reducción de los espacios porales y cierre de fracturas y diaclasas, esta disminución en la doble porosidad efectiva, conlleva como resultado al lógico descenso de la permeabilidad. Sin embargo, este efecto se ve contrarrestado por la apertura de fracturas dispuestas en forma perpendicular al esfuerzo horizontal mínimo. Así mismo, la presencia de rellenos minerales favorecer o desfavorecer la circulación de fluidos según la forma y cantidad en que se dispongan dentro de ellas.

Las porosidades y permeabilidades estudiadas se vieron afectadas por la presencia de minerales autigénicos arcillosos, cementos carbonáticos y por la circulación de fluidos calientes en las fracturas abiertas. Los minerales arcillosos se encuentran como relleno de poros o como reemplazo de granos/cristales. Los cristaloclastos y fenocristales de los depósitos analizados son reemplazados principalmente por arcillas que ópticamente aparecen como masas castañas-verdosas que corresponden a caolinitas y esmectitas. Las caolinitas se observan en todas las muestras al

microscopio óptico como un mineral de aspecto terroso que se encuentra cubriendo principalmente a las plagioclasas. Su proporción oscila entre 0% y 30%. Este mineral se encuentra como reemplazo de cristaloclastos de plagioclasas y como relleno de poros. La caolinita tiende a reducir el espacio intergranular (Wilson y Pittman 1977) pero también pueden actuar como “filtro” de material más fino dentro del sistema poral lo que asegura que el poro no quede totalmente obliterado. Las esmectitas se encuentran en todas las muestras estudiadas. Su proporción oscila entre 0% y 10%. Este mineral se presenta como relleno de poros en los cristales y cristaloclastos. Las esmectitas pueden producir un efecto perjudicial en el espacio poral, debido a que ellas presentan nanoporosidad que muchas veces está aislada (porosidad intracristalina) pero además y en presencia de agua pueden expandirse llegando a ocluir los espacios porales. Estos minerales obliteran casi por completo la porosidad primaria y en menor grado la porosidad secundaria. Por su parte, los cementos carbonáticos forman un producto diagénético significativo en algunas muestras del Ciclo Precuyano. La calcita se presenta como relleno de poros, reemplazo de cristaloclastos de plagioclasas y fenocristales de piroxenos, y rellenando fracturas (Figs. 2C, 3C). Los carbonatos no son ubicuos, pero cuando están presentes, su proporción puede alcanzar hasta 15% de la muestra. Estos cementos afectan en su mayoría a la porosidad secundaria, rellenan los poros generados por disolución (intracristalino y vugular) y parcialmente las fracturas abiertas.

La heterogeneidad morfológica y conectividad de los poros, así como también al grado de fracturamiento presente en las facies antes mencionadas, hace posible comparar a los reservorios ígneos con aquellos de origen carbonáticos fracturados y fisurados (Fig. 6A). El considerado como más importante, está constituido por los depósitos de bloques y cenizas, que como características distintivas poseen porosidad secundaria principalmente. La combinación de microporosidad, alteración hidrotermal, disolución de componentes, hacen de este sistema poroso-permeable resultante un reservorio complejo. La heterogeneidad morfológica y conectividad de los poros, así como también al grado de fracturamiento presente de la facies, hace posible comparar a los reservorios ígneos con aquellos de origen carbonáticos fracturados. En estos dos tipos de reservorios se observa la presencia de cavidades (*vugs*) conectadas por fracturas.

El segundo tipo de reservorio (Fig. 6A) está representado por las coladas andesíticas, que combina la porosidad primaria original con la porosidad secundaria asociada a la microfaturación y disolución. En el caso de estudio, las fracturas permiten que rocas impermeables, como los flujos lávicos, puedan tener vías de migración de fluidos, y comportarse de esta manera como un reservorio fisurados.

Ahora si consideramos los valores de permeabilidad de las rocas estudiadas, con aquellos de reservorios no convencionales como *shale gas/oil*, *tight gas/oil*, las rocas volcánicas y volcanoclásticas del área de estudio tienen permeabilidades bajas, pero porosidades moderadas a altas (Fig. 6B). Los reservorios que presentan bajas permeabilidades, pueden mejorar sus características a través de tratamientos químicos y fracturamiento (Kundert y Mullen 2009) durante las operaciones de

perforación y terminación de pozos. A diferencia de los reservorios no convencionales del tipo *shale oil/gas*, los reservorios ígneos, necesitan que los hidrocarburos migren desde otras áreas. Se asume que la heterogeneidad propia de las rocas que rellenan los hemigrábenes no permitiría una componente de migración lateral muy extendida. Sin embargo, la eficiencia de este sistema se puede mejorar por la vinculación observada entre las fallas principales que limitan los hemigrábenes y las zonas de transferencia entre las mismas. Este sistema de transferencia original de la etapa de *sinrift*,

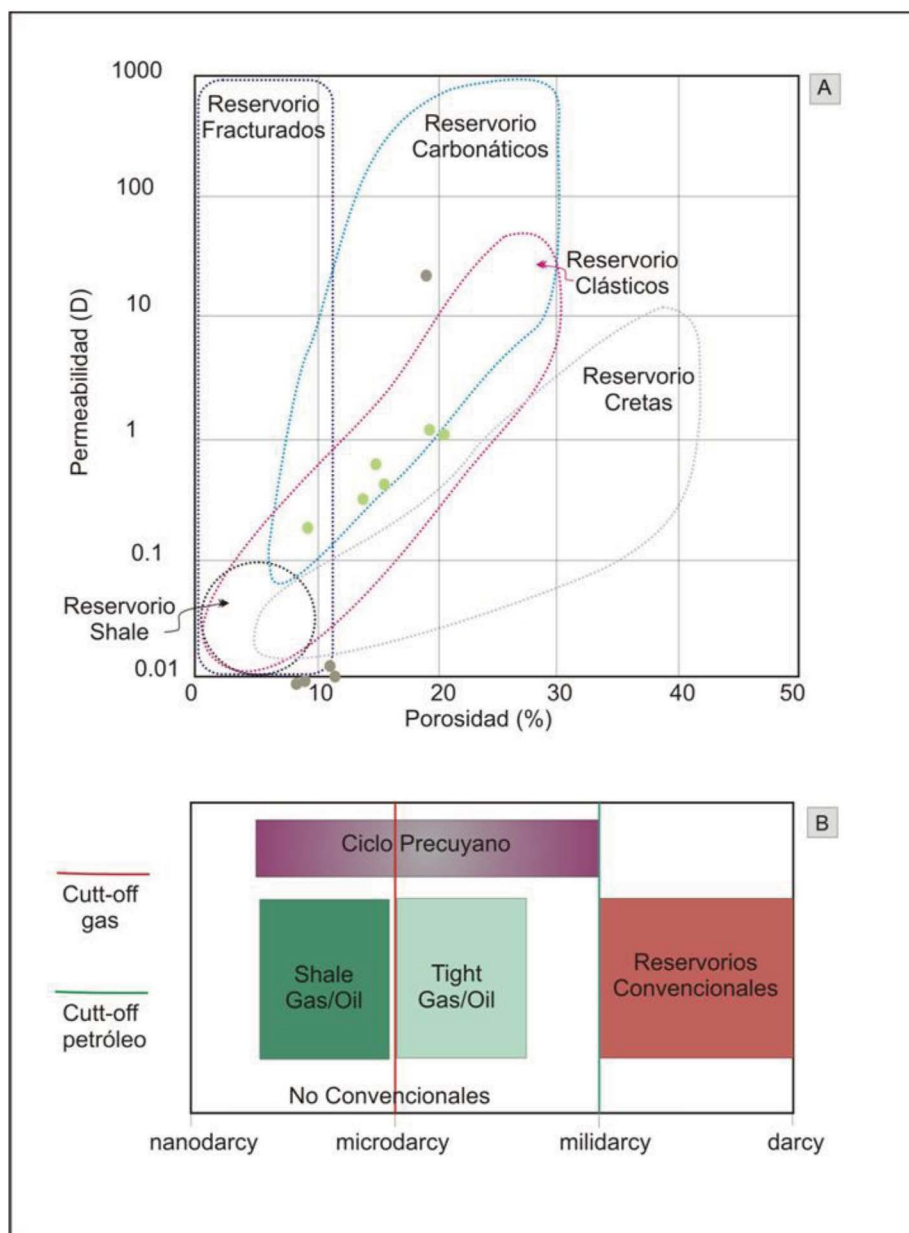


Figura 6. A) Gráfico de porosidad vs permeabilidad para diferentes tipo de reservorios (Modificado de Selley, 1988). Aunque las porosidades moderadas a altas, las permeabilidades son bajas en comparación con los reservorios convencionales. Círculos marrón: flujos lávicos andesíticos, círculos verde: depósitos de bloques y cenizas. B) Diagrama que muestra la variación de la permeabilidad entre reservorios convencionales y no convencionales (Modificado de Selley, 1988). Las rocas del Ciclo Precuyano, tienen un comportamiento parecido, a los reservorios no convencionales.

debe haberse reactivado, en repetidas oportunidades a lo largo de la subsidencia termal durante la etapa de *postrift* dando lugar al sistema de fracturas descripto en este trabajo.

CONCLUSIONES

La metodología de caracterización petrofísica en base a estudios macroscópicos y microscópicos de sus componentes en los niveles volcanoclásticos e ígneos, conjuntamente con el análisis de laboratorio de las propiedades petrofísicas como la porosidad y permeabilidad, permite concluir que las facies volcanoclásticas asociadas a los flujos de bloques y cenizas presentan las mejores propiedades de reservorio en este ambiente.

La porosidad total observada al microscopio es pobre, de entre 5% y 7% de la muestra. Mientras que la porosidad efectiva y la permeabilidad al gas, para la secuencia varía entre 9 y 21% y 0,288 y 1,339 mD en los depósitos volcanoclásticos y de entre 8 y 20% y 0,009 y 0,014 mD con valores anómalos de hasta 32 mD en los flujos lávicos. La porosidad primaria fue obliterada casi totalmente, por la presencia de arcillas las cuales se encuentran parcialmente tapizando a los cristaloclastos pertenecientes a los depósitos de bloques y cenizas como y a los fenocristales de plagioclasas de las andesitas. La matriz presente en la secuencia volcanoclástica, se halla recubierta por un tapiz de arcillas sueltas. De manera que la porosidad efectiva medida es secundaria y se debe a fenómenos de disolución y microfracturación. La microfracturación se encuentra presente principalmente en la secuencia ígnea y en menor proporción en los depósitos volcanoclásticos estudiados y resulta de la circulación de volúmenes relativamente grandes de fluidos ácidos calientes que atraviesan las rocas permeables debido a la presencia de fisuras o poros interconectados.

Con respecto al tamaño poral, observados al microscopio, este varía entre microporos (0,004-0,062 mm) (de 70 al 90% de las muestras) y de mesoporos (0,062-0,25 mm) (de 10 a 30% de las muestras).

Se propone para el Ciclo Precuyano que la porosidad que predomina es de rocas ígneas y volcanoclásticas y del tipo secundaria, principalmente generada por microfracturación y producto de la disolución de componentes. La porosidad primaria está representada por vesículas y disyunciones columnares. Los parámetros petrofísicos que se mencionan, dependen de procesos inherentes al volcanismo, como el contenido de volátiles en el magma, el cual tendría una mayor influencia en la porosidad, debido a que controla la generación de poros asociados al escape de gases, es decir la vesiculación. Conjuntamente con la velocidad de enfriamiento de las coladas y depósitos volcanoclásticos que controla la formación de fracturas por contracción térmica (disyunción columnar), tendría una influencia mayor en la generación de porosidad primaria. Mientras que la permeabilidad es originada por las fracturas por contracción térmica (disyunciones columnares) observadas en los flujos lávicos, o asociadas a fracturamiento de tipo hidrotermal o tectónico.

En este trabajo se propone la existencia de dos tipos de reservorios. El primero, constituido por los depósitos de bloques y cenizas, donde la combinación de microporosidad, alteración hidrotermal, y disolución de componentes, hacen que este sistema poroso-permeable comparables a aquellos de origen carbonáticos fracturados. Por su parte, el segundo tipo de reservorio está representado por las coladas andesíticas, que combina la porosidad primaria original con la porosidad secundaria asociada a las microfacturación y disolución, comportándose de esta manera como un reservorio fisurado.

A diferencia de los reservorios no convencionales del tipo shale oil/gas, los reservorios ígneos, necesitan que los hidrocarburos migren desde áreas cercanas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con fondos ITBACyT 2012-2014 del Instituto Tecnológico de Buenos Aires.

REFERENCIAS CITADAS

- Barredo, S. y L. Stinco, 2013, "A Geodynamic View of Oil and Gas Resources Associated to the Unconventional Shale Reservoirs of Argentina", Unconventional Resources Technology Conference (URTEC), American Association of Petroleum Geologists, Estados Unidos.
- Barredo, S., E. Cristallini, O. Zambrano, G. Pando y R. García, 2008, "Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina", VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 443 – 455, Mar del Plata, Argentina.
- Bechis, F., L. Giambiagi, S. Lanés, V. García y M. Tunik, 2009, "Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la Cuenca Neuquina", Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2), p. 293-310.
- Bermúdez, A., Delpino, D. y F. Pángaro, 2002, "Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción - extensión durante el Triásico Superior - Jurásico Inferior (Precuyano). Area Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina". V Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata, Argentina.
- Boggs, S., 1992, "Petrology of sedimentary rocks", Macmillan Publishing Company, New York, 707 p.
- Branney, M. y B. Kokelaar, 2002, "Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites", Geological Society, Memoirs 27, 152 p.
- Cas, R. y J. Wright, 1987, "Volcanic Successions: Modern and Ancient", Chapman and Hall, London, 528 p.
- Cashman, K. y J. Kauahikaua, 1997, "Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows", Geology 25, p. 419-422.
- Catalano, J. y N. Rubinstein, 2011, "Procesos geológicos vinculados a la generación de porosidad en rocas volcánicas del precuyano, Cuenca Neuquina, Argentina", XVIII Congreso Geológico Argentino, Abstract, S11, Neuquén.

- Corbera, R. y P. Kraemer, 2001, "Aplicación de Sísmica 3D en un Reservorio no Convencional de Rocas Ignimbríticas. Cuenca Neuquina, Argentina", EXITEP Exposición Internacional de Tecnología Petrolera, Actas, p. 1-14, D.F. México.
- D'Elia, L. y J. Martí, 2013, "Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina", *Journal of the Geological Society* 170, p. 571-584.
- D'Elia, L., M. Muravchik, J. Franzese y A. Bilmes, 2012, "Syn-rift volcanism of the Neuquén Basin, Argentina: Relationships with the Late Triassic-Early Jurassic evolution of the Andean margin", *Andean Geology* 39, p. 106-132.
- Drosina, M., S. Barredo, A. Sosa Massaso y F. Bergese, 2014, "Porosidad en rocas volcánicas. Un caso de estudio el Ciclo Precuyano", en D. Astesiano, E. Breda, A. Montagna, J. Paris, y D. Pérez (eds.), *Simposio de Evaluación de Formaciones de Archie a los No Convencionales*, IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 375-398, Mendoza, Argentina.
- Fisher, R. y H. Schmincke, 1984, "Pyroclastic Rocks", Springer-Verlag, Berlín, 472 p.
- Franzese, J. y L. Spalletti, 2001, "Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting", *Journal of South American Earth Sciences* 14, p. 257-270.
- Franzese, J., G. Veiga, E. Schwarz e I. Gómez-Pérez, 2006, "Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina", *Journal of the Geological Society* 163, p. 707-721.
- Franzese, J., G. Veiga, M. Muravchik, D. Ancheta y L. D'Elia, 2007, "Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina", *Revista Geológica de Chile* 34 (1), p. 49-62.
- Giambiagi, L., M. Tunik, S. Barredo, F. Bechis, M. Ghiglione, P. Alvarez, y M. Drosina, 2009, "Cinemática de la apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina", *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2), p. 278-282.
- Gifkins, C. y R. Allen, 2001, "Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks - examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania", *Economic Geology* 96, p. 973-1002.
- Gifkins, C., W. Herrmann, y R. Large, 2005, "Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation", CODES, University of Tasmania, 275 p.
- Groeber, P., 1933, "Descripción de la Hoja 31 c Confluencia de los ríos Grande y Barrancas", *Boletín de la Dirección de Minas y Geología*, 72 p.
- Gulisano, C., 1981, "El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza", VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 579-592, San Luis, Argentina.
- Gulisano, C., A. Gutiérrez Pleimling, y R. Digregorio, 1984, "Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén", IX Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 236-259, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, y K. McKay, 1994, "Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii", *Geological Society of America Bulletin* 106, p. 351-370.
- Komatsu, N., Y. Fujita, y O. Sato, 1983, "Cenozoic volcanic rocks as potential hydrocarbon reservoirs", XI World Petroleum Congress 2, p. 411-420.

- Kundert, D. y Mullen, M. 2009, "Proper evaluation of shale gas reservoirs leads to a more effective hydraulic-fracture stimulation", SPE paper, 123586.
- Lanés, S., y F. Salani, 1988, "Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W)", *Revista Geológica de Chile* 25 (2), p. 141-152.
- Legarreta, L. y H. Villar, 2011, "Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina", *Petrotecnia*, p. 14-39.
- Llambías, E., 2004, "Geología de los cuerpos ígneos", Instituto Superior de Correlación Geológica, *Correlación Geológica* 15, 182 p.
- Llambías, E., H. Leanza, y O. Carbone, 2007, "Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S – 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62, p. 217-235.
- Martínez Rodríguez, E., 2005, "Errores frecuentes en la interpretación del coeficiente de determinación lineal", *Anuario Jurídico y Económico Escurialense* 38, p. 315-332.
- Mc Phie, J., M. Doyle, y R. Allen, 1993, "Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks", Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y J. Franzese, 2008, "Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina", VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 457 – 470, Mar del Plata, Argentina.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y J. Franzese, 2011, "Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina", *Sedimentary Geology* 238 (1-2), p. 132-144.
- Naipouer, M., L. Fennell, A. Folguera, M. Pimentel, y V. Ramos, 2016, "Edades U-Pb SHRIMP de volcanitas del Ciclo Precuyano: controles temporales en la extensión del depocentro Cara Cura-Reyes (36°30'LS), norte de la Cuenca Neuquina", I Simposio de Tectónica Sudamericana, Abstract, p. 32.
- Narciso, F., G. Santa María, y J. Zanettini, 2001, "Hoja Geológica 3769-I Barrancas (Provincia de Mendoza)", Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000.
- Németh, K. y U. Martin, 2007, "Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies", *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* 27, 221 p.
- Norton, D. y L. Cathles, 1973, "Breccia pipe products of exsolved vapor from magmas", *Economic Geology* 68, p. 54-546.
- Orton, G., 1996, "Volcanic environments", en H. Reading, (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* Reading, Blackwell Science, Oxford, p. 485-567.
- Pángaro, F., M. Pereira y M. Giorgetti, 2004, "Relevamiento Geológico del Precuyano en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina, Repsol-YPF, (informe inédito), Buenos Aires, 22 p.
- Pángaro, F., R. Corbera, O. Carbone y G. Hinterwimmer, 2002, "Los reservorios del Precuyano", en M. Schiuma, G. Hinterwimmer, y G. Vergani, (eds.), *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas*, Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Trabajos Técnicos, p. 229-254, Buenos Aires.

- Petford, N. y K. McCaffrey, 2003, "Hydrocarbons in crystalline rocks", en N. Petford, y K. McCafrey, (eds.), *Hydrocarbons in Crystalline Rocks*, Geological Society, London, Special Publications 214, p. 1-5.
- Petford, N., 2003, "Controls on primary and permeability development in igneous rocks", en N. Petford, y K. McCafrey, (eds.), *Hydrocarbons in Crystalline Rocks*. Geological Society, London, Special Publications 214, p. 93-107.
- Porras, J., M. Agüerra, A. Pérez, F. Pagán y H. Belotti, 2011, "Caracterización geológica y potencial petrolífero de los Cuerpos Ígneos intrusivos de la Cuenca Austral, Argentina", VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 519-548. Mar del Plata, Argentina.
- Schiuma, M., E. Rodríguez, L. Tórtora y E. Llamabías, 2011, "Depósitos de origen volcánico en el Yacimiento Cupén Mahuida, Cuenca Neuquina, Argentina", VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 147-167, Mar del Plata, Argentina.
- Schwarzkopf, L., H. Schmincke y S. Cronin, 2005, "A conceptual model for block and ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129, p. 117-134.
- Selly, R., 1988, "Applied Sedimentology", Academic Press, London, 446 p.
- Sigismondi, M., 2012, "Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión", Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 381 p. (inérita).
- Sissini, V., S. López y M. Lavia, 2011, "Yacimientos de gas no convencionales en el Ciclo Precuyano y en el basamento en el área de la Dorsal de Huinacul en la Cuenca Neuquina", VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p. 693-710.
- Sruoga, P. y N. Rubinstetin, 2007, "Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoir from the Austral and Neuquen basins, Argentina", *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 91(1), p. 115 - 129.
- Sruoga, P., N. Rubinstetin y G. Hinterwimmer, 2004, "Porosity and Permeability in volcanic rocks: a case study on the Serie Tobífera, South Patagonia, Argentina", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, p. 31 - 43.
- Stinco, L y S, Barredo, 2014, "Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales del tipo shale de las cuencas productivas de la Argentina", *Petrotecnia*, p. 44 - 66.
- Velo, D., R. Manceda, F. Creus, R. Ugarte, D. Narillos, L. Ciancio, O. Pioli y M. Mallaviabarrena, 2014, "Caracterización del reservorio en el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina", *Petrotécnia*, p. 24-43.
- Vergani, G., A. Tankard, H. Belotti y H. Weisink, 1995, "Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina", en A. Tankard, S. Suárez y H. Welsink, (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist. Memoir 62, p. 383-402.
- Wilson, M. y E. Pittman, 1977, "Aythigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis", *Journal Sedimentology Petrology* 47, p. 3-31.
- Winchester, W. y P. Floyd, 1977, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20, p. 325-343.