



# GEOLOGÍA DE LA CUENCA NEUQUINA Y SUS SISTEMAS PETROLEROS

*Una mirada integradora  
desde los afloramientos al subsuelo*

NEUQUÉN, PATAGONIA ARGENTINA

EDITORES

*Juan José Ponce, Aldo Omar Montagna, Noelia Carmona*



# GEOLOGÍA DE LA CUENCA NEUQUINA Y SUS SISTEMAS PETROLEROS

*Una mirada integradora  
desde los afloramientos al subsuelo*

NEUQUÉN, PATAGONIA ARGENTINA

---

Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo / Silvio Alberto Casadío ... [et. al.]. - 1a ed. - Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Fundación YPF; Viedma: Universidad Nacional de Río Negro, 2015.  
152 p. : il. ; 21x17 cm.  
ISBN 978-987-26841-3-6  
1. Manual. 2. Geología. I. Casadío, Silvio Alberto  
CDD 551  
Fecha de catalogación: 17/06/2015

Editado por Fundación YPF  
Macacha Güemes 515  
C1106BKK Buenos Aires, Argentina

### **Proyecto y Coordinación General**

Fundación YPF y Universidad Nacional de Río Negro

### **Textos**

Brisson, Ignacio	Fernández, Marta
Bühler, Mariano	Montagna, Aldo Omar
Canale, Nerina	Ponce, Juan José
Carmona, Noelia	Sigismondi, Mario
Casadío, Silvio Alberto	Talevi, Marianella

### **Corrector**

Adolfo González Tuñón

### **Diseño**

Rosicasal

### **Impresión**

Talleres Trama S.A.  
Segunda edición: 500 ejemplares  
Octubre de 2015

Queda hecho el depósito que marca la Ley 11.723  
Reservados los derechos. Queda rigurosamente prohibida la reproducción total o parcial de esta publicación por cualquier medio (electrónico, químico, mecánico, óptico o de fotocopia) sin la autorización escrita de los titulares del copyright, bajo sanciones establecidas por las leyes.

## AGRADECIMIENTOS

*Se agradece de manera especial a los colegas que realizaron la contribución a los diferentes capítulos que conforman el libro. Queremos expresar nuestro mayor reconocimiento a Mariano Bühler, Jorge Hechem y Fabián Gutiérrez (YPF S.A.), por su valiosa colaboración y participación en la selección de los afloramientos, la discusión geológica de los mismos, el armado de la guía práctica, y el continuo apoyo en las actividades de campo. Nuestro reconocimiento a Ricardo Manoni por la lectura crítica del material y las sugerencias realizadas. Un especial agradecimiento a Raúl Comeron (gerente de Reservorios de NQN-RN), Marcelo Brunetti (gerente de RRHH de NQN-RN) y Carlos Grassia (gerente regional de NQN-RN), por el apoyo y la disponibilidad de tiempo que les dan a los profesionales de YPF que participan de estas escuelas. A la Fundación YPF, por el apoyo brindado en la escuela de campo, la cual se viene dictando desde el 2009 por uno de los editores, Aldo Omar Montagna, para profesionales de YPF. También se agradece de manera especial a las autoridades de la Universidad Nacional de Río Negro por brindar su apoyo en la organización de estas actividades.*



# INTRODUCCIÓN

*La cuenca Neuquina, una de las mayores productoras de hidrocarburos en la porción austral de América del Sur, está localizada al este de los Andes, en el norte de la Patagonia. Cubre un área de más de 120.000 km<sup>2</sup> en el oeste central de la Argentina y contiene un registro estratigráfico de 6.000 metros de espesor, con edades que van desde el Triásico al Paleógeno. La sucesión sedimentaria incluye facies continentales y marinas siliciclásticas, carbonáticas y evaporíticas, convirtiendo a la cuenca en un excelente laboratorio de campo para la realización de un análisis sedimentológico, estratigráfico secuencial y tectónico detallado. Asimismo, su relleno sedimentario contiene uno de los registros fosilíferos marinos más completos del intervalo Jurásico-Cretácico Temprano, y algunos de los yacimientos de dinosaurios más reconocidos del mundo. La cuenca Neuquina tiene además una serie de características que la hacen especial en el ámbito internacional:*

## **La multiplicidad de estilos estructurales existentes.**

*Numerosas fases de las orogenias Gondwánica y Ándica le han dado una impronta estructural compleja y heterogénea.*

## **La calidad y variedad de sus afloramientos.**

*Relacionada con su complejidad estructural, la sucesión estratigráfica presente en el subsuelo de la región oriental de la cuenca está expuesta al pie de los Andes. Esta situación la convierte en un excelente caso de estudio para profesionales de todo el mundo.*

## **La diversidad de paleoambientes sedimentarios presentes.**

*A lo largo de su historia se establecieron numerosos ambientes deposicionales (continentales, transicionales y marinos), responsables de la pluralidad de facies que conforman su relleno.*

## **La información de subsuelo disponible.**

*El hecho de ser una de las principales cuencas hidrocarburíferas de la Argentina (con el 42% de la producción de petróleo y el 55% de la de gas del país) hace que se disponga de abundante información del subsuelo. Esto permite un buen conocimiento de la cuenca, fundamentalmente desde la óptica de la exploración y producción de hidrocarburos.*



PRIMERA PARTE

GEOLOGÍA REGIONAL,  
ESTRUCTURAS  
SEDIMENTARIAS  
Y FÓSILES MARINOS

# ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA NEUQUINA

Silvio Casadio<sup>1</sup>  
y Aldo Omar Montagna<sup>1,2</sup>

## Introducción

La cuenca Neuquina registra una columna sedimentaria de más de 6.000 metros de espesor que incluye rocas marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno (Howell *et al.*, 2005) (Fig. 1). A fines del Triásico, el margen centro-oeste de la placa de América del Sur estuvo sometido a procesos tectónicos extensionales asociados al desmembramiento de Pangea. El resultado de dichos procesos fue la formación de hemigrábenes de rumbo noroeste que se intercomunicaron durante la etapa de enfriamiento térmico. En la etapa de *syn-rift* se intercalan sucesiones volcánicas y facies continentales (Muravchik *et al.*, 2011). Durante el Jurásico Inferior se restableció en el margen occidental de Gondwana un sistema de subducción, desarrollando el primer arco magmático mesozoico y la formación de cuencas de intraarco y retroarco, caracterizadas por depósitos de ambientes mayormente marinos. Desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior la cuenca Neuquina se comportó como una cuenca de retroarco y, hacia fines del Cretácico Inferior, se convirtió en una cuenca de antepaís debido al incipiente levantamiento de la Cordillera de los Andes y a la formación de la faja plegada y corrida del Agrio. Durante el Cretácico Inferior se reconoce una gran área marina andina conectada al Pacífico a través del arco volcánico, la cual está representada de norte a sur por la cuenca de Chañarcillo (Chile) y la cuenca Neuquina, esta última conformada por dos depocentros: la "plataforma del

Aconcagua" y el "engolfamiento Neuquino" (Fig. 2). El proceso de levantamiento cordillerano produjo el retiro definitivo de los mares del Pacífico y permitió la primera transgresión marina procedente del Atlántico durante el Cretácico Superior (Fig. 2). La reactivación de la faja plegada y corrida durante el Mioceno marcó la culminación de la estructuración de la cuenca (Ramos, 1999; Ramos y Folguera, 2005).

La cuenca Neuquina constituye, desde el punto de vista de la producción de hidrocarburos, la cuenca más importante del país. Actualmente, el 42% de la producción de petróleo de la Argentina y el 55% de la producción de gas corresponde a yacimientos de la cuenca Neuquina.

## Estratigrafía

### TRIÁSICO SUPERIOR - JURÁSICO INFERIOR. ETAPA DE SYN-RIFT

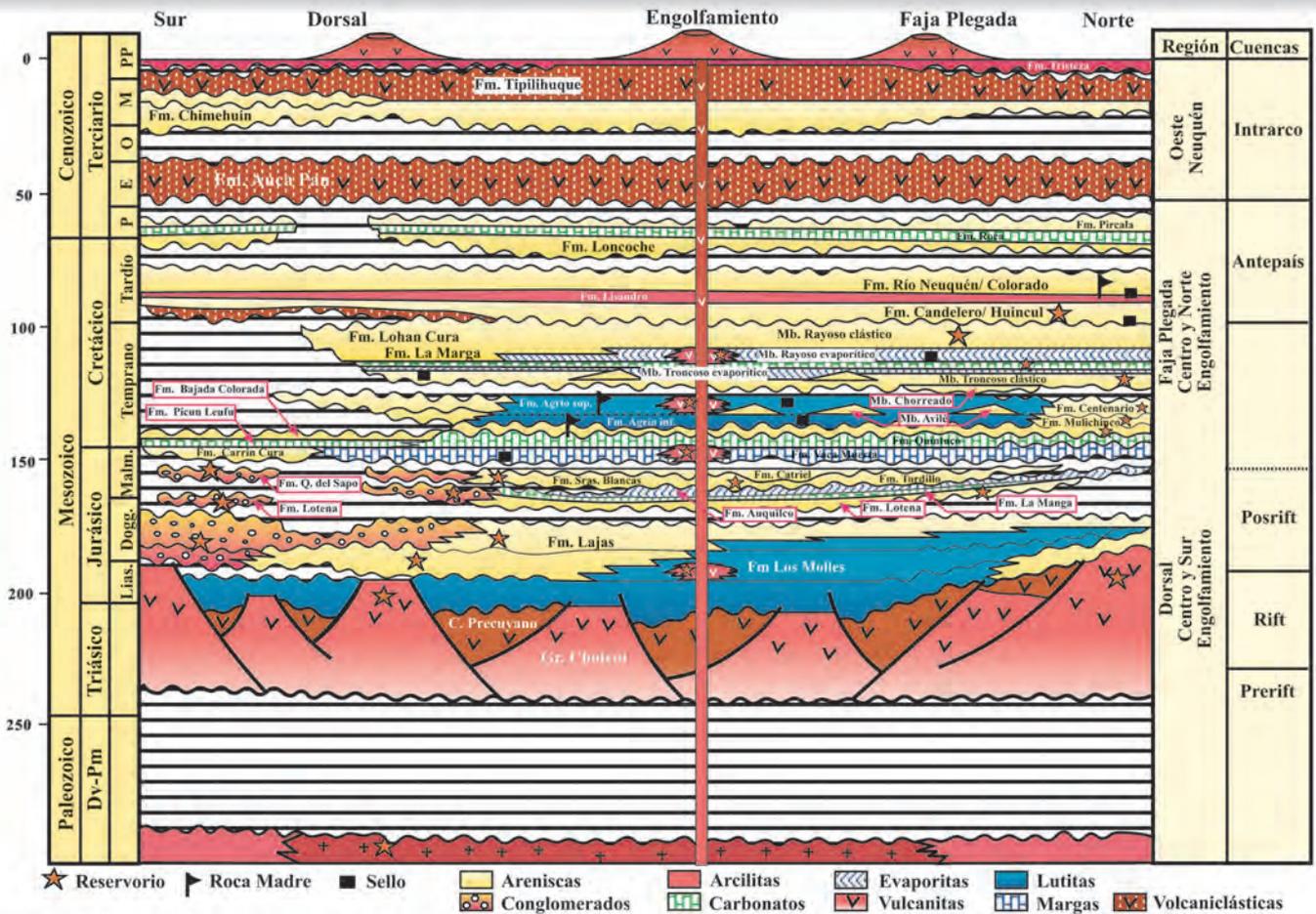
Sobre un basamento integrado por metamorfitas de bajo grado de edad silúrica y devónica (*e.g.* Formación Piedra Santa) y plutonitas y vulcanitas del Carbonífero-Triásico Inferior que se han incluido, en forma general, dentro del Grupo Choiyoi, se desarrollaron sucesiones de *syn-rift* que contienen el registro de eventos volcánicos y depósitos epiclásticos del Triásico Superior-Jurásico Inferior que se agrupan bajo la denominación de ciclo Precuyano (Gulisano *et al.*, 1984) (Fig. 1). Las rocas de este ciclo, expuestas en la sierra de Chacaico, fueron incluidas por Leanza (1990) en la Formación Lapa. Esta unidad representa un escenario paleoambiental complejo en donde se suceden flujos lávicos, intrusivos someros, depósitos piroclásticos, aluviales y lacustres (Muravchik *et al.*, 2011). En la Sierra de Reyes este ciclo está representado por las formaciones Chihuido, Llantenos y Remoredo, mientras que en el área de Chos Malal por la Formación Cordillera del Viento y la Formación Milla Michicó (Carbone *et al.*, 2011).

1. Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina. [scasadio@unrn.edu.ar](mailto:scasadio@unrn.edu.ar)

2. YPF, Talero 360, Neuquén, Argentina. [aldo.montagna@ypf.com](mailto:aldo.montagna@ypf.com)

**FIGURA 1**

Cuadro estratigráfico de la cuenca Neuquina, con las principales unidades litológicas, discontinuidades, rocas reservorio, rocas generadoras y rocas sello (modificado de Vergani *et al.*, 2011).



### JURÁSICO INFERIOR - CRETÁCICO INFERIOR. ETAPA DE POST-RIFT

Durante el Jurásico Inferior y Medio comenzó la subducción en el margen occidental de Gondwana (Franzese *et al.*, 2003) y a partir del Jurásico Superior ya se había desarrollado el arco magmático. La subsidencia generada en el retroarco originó las condiciones para que se produjeran transgresiones desde el Pacífico a través de aperturas en el arco (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003). Inicialmente, la topografía generada durante la etapa de *syn-rift* controló la sedimentación pero con posterioridad, la subsidencia térmica y la extensión detrás del arco generaron las condiciones para la depositación de potentes sucesiones sedimentarias en las que se registra una historia compleja que involucra cambios en el nivel del mar, en las tasas de aporte sedimentario y subsidencia (Howell *et al.*, 2005).

Los depósitos de esta etapa tradicionalmente se dividen, siguiendo a Groeber (1946) y Groeber *et al.* (1953), en dos grandes ciclos sedimentarios separados por discordancias de carácter regional. Ellos son:

1. CICLO JURÁSICO
2. CICLO ÁNDICO

#### 1. CICLO JURÁSICO

El ciclo Jurásico incluye depósitos cuyas edades van del Hettangiano al Oxfordiano superior inclusive y se han reconocido dos subciclos:

#### CUYANO

Este subciclo puede describirse como una supersecuencia que se inicia con la transgresión sobre los

depósitos precuyanos (Arregui *et al.*, 2011a). Abarca la totalidad de los depósitos entre el Hettangiano y el Caloviano medio y está constituido por las sedimentitas de la Formación Los Molles, seguidas por una serie de progradaciones clásticas correspondientes a la Formación Lajas que culmina con facies aluviales de la Formación Punta Rosada y Formación Challacó. Estas últimas son cubiertas por depósitos evaporíticos asignados a la Formación Tábanos (Fig. 1). La sucesión marina del Grupo Cuyo (Formación Los Molles y Formación Lajas) alcanza los 2.500 m de espesor y durante su deposición se registró la máxima expansión del mar que tuvo lugar durante el Pliensbaquiano. Posteriormente, el área de sedimentación marina se retrajo originando los niveles evaporíticos de la Formación Tábanos.

### LOTENIANO-CHACAYANO

Luego de una reactivación tectónica (movimientos "Intercalovianos") y en contacto discordante, aunque sin relación angular manifiesta, se produjo la depositación de la sucesión correspondiente al subciclo Loteniano-Chacayano (Grupo Lotena) cuya edad está comprendida entre el Calloviano medio y el Oxfordiano superior (Arregui *et al.*, 2011b). El mismo está constituido por sedimentos clásticos y carbonáticos (formaciones Lotena y Barda Negra) que representan un ciclo transgresivo-regresivo durante el que se depositaron calizas arrecifales en la base (Formación La Manga) y 350 m de evaporitas en la parte superior (Formación Auquillo o Yeso Principal) (Fig. 1). A diferencia del Grupo Cuyo subyacente y de los depósitos suprayacentes, el Grupo Lotena no registra (ni en afloramientos ni en el subsuelo) depósitos marinos profundos, lo que explicaría la ausencia de rocas madres hidrocarbúferas.

## 2. CICLO ÁNDICO

Este ciclo se desarrolló entre el Kimmeridgiano y el Albiano, luego de un importante cambio paleogeográfico producto del alzamiento y migración del arco volcánico (movimientos "Intramálmicos") que anulaban las conexiones de la cuenca con el Pacífico. Sobre la topografía labrada durante estos eventos tectónicos, sobrevino un período de sedimentación continental representado por facies aluviales, fluviales y eólicas (Formación Tordillo) de edad kimmeridgiana (Fig. 1).

Estos depósitos continentales culminan abruptamente en el Titoniano temprano y son reemplazados por pelitas oscuras con elevado contenido de materia orgánica (Formación Vaca Muerta), generadas durante una inundación marina de gran extensión. Las rocas de las formaciones Tordillo y Vaca Muerta constituyen, junto a las que representan progradaciones clásticas-carbonáticas en ambientes proximales (formaciones Loma Montosa y Quintuco), la base del Grupo Mendoza (Fig. 1). La transgresión del Titoniano representa la máxima expansión del mar durante esta etapa configurando a grandes rasgos una megasecuencia. El tramo inferior traslapa los límites paleogeográficos de las unidades previas y presenta un arreglo retrogradante (Leanza *et al.*, 2011). Luego de un importante descenso del nivel del mar producido durante el Valanginiano temprano, se depositó en los sectores más deprimidos una sucesión de facies clásticas continentales, transicionales y marinas (Formación Mulichinco) que representan una cuña de mar bajo desarrollada sobre un límite de secuencia (Schwarz y Howell, 2005; Schwarz *et al.*, 2011) (Fig. 1). Sobre los depósitos de la Formación Mulichinco se disponen facies marinas (formaciones Agrio y Centenario), que tienen una amplia representación tanto en superficie como en el subsuelo y que abarcan un intervalo de tiempo de más de 7 Ma entre el Valanginiano tardío y el Barremiano temprano. Los depósitos de la Formación Agrio pueden subdividirse en los miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. Las sedimentitas continentales del Miembro Avilé son producto de un importante descenso del nivel del mar de carácter regional (Veiga *et al.*, 2007). Finalmente, el ciclo Ándico se completa con sedimentos continentales, marinos someros y evaporitas del Barremiano-Aptiano asignados a las formaciones Huitrín (Miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca) y Rayoso, esta última de edad aptiana-albiana (Fig. 1).

### CRETÁCICO SUPERIOR-CENOZOICO.

#### ETAPA DE COMPRESIÓN Y CUENCA DE FORELAND

Los depósitos de esta etapa se incluyen dentro del ciclo Riográndico (Cretácico Superior-Paleógeno inferior). Se caracterizan por el amplio desarrollo de depósitos continentales incluidos en el Grupo Neuquén (Fig. 1), que contiene una de las faunas de dinosaurios más interesantes del mundo. El Grupo Neuquén está cubierto por

las sedimentitas clásticas y carbonáticas de ambientes marinos someros del Grupo Malargüe, que representa la primera transgresión atlántica en la cuenca (Fig. 2). En la base del Cretácico Superior, se produjo una nueva fase de deformación (movimientos "Intrasononianos") que reactivó viejas líneas de debilidad y originó importantes cambios paleogeográficos en la cuenca.

### ESTRATIGRAFÍA POR REGIONES MORFOLÓGICAS

En líneas generales, en la cuenca Neuquina se reconocen seis regiones morfoestructurales (Fig. 3):

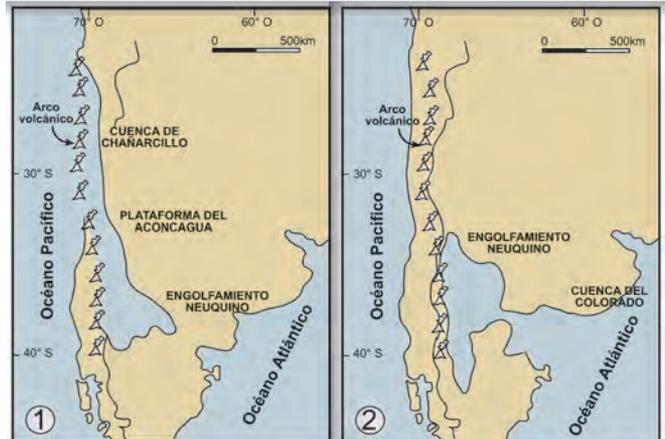
1. FAJA PLEGADA
2. ALTO DE LOS CHIHUIDOS
3. PLATAFORMA NORORIENTAL
4. REGIÓN DEL ENGOLFAMIENTO
5. DORSAL DE HUINCUL
6. SUR DE LA DORSAL

**FIGURA 2**

Paleogeografía de la cuenca Neuquina.

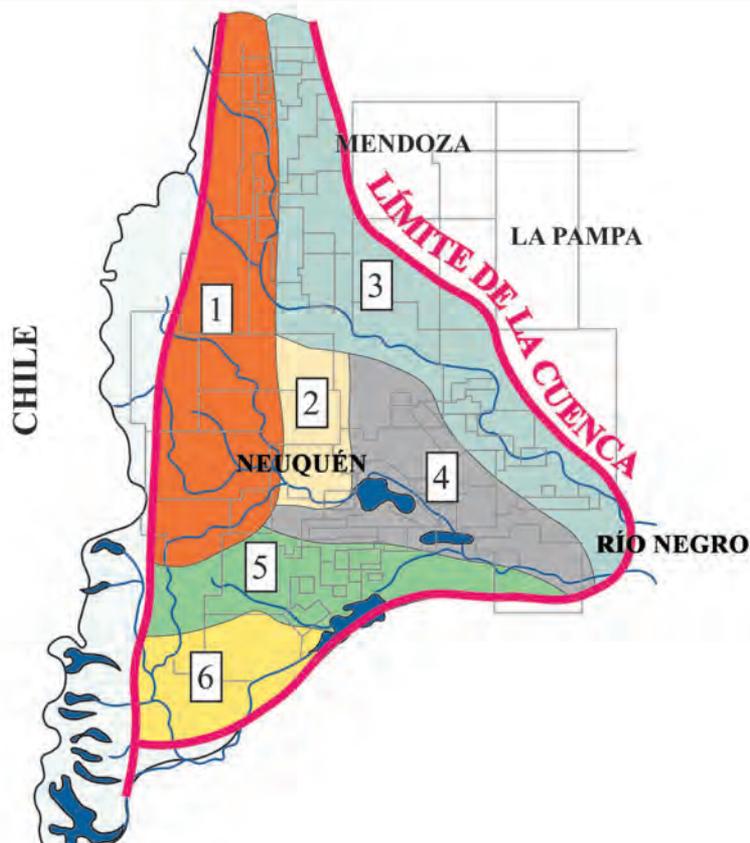
**1. Cretácico Inferior**, mostrando la ubicación y extensión del "engolfamiento Neuquino", su continuación hacia el norte en la "plataforma del Aconcagua", su conexión con la cuenca de Chañarillo y la ubicación del arco volcánico.

**2. Cretácico Superior**, mostrando la ubicación y extensión del "engolfamiento Neuquino", su conexión con la cuenca del Colorado y la ubicación del arco volcánico (modificada de Matumian et al., 1983).



**FIGURA 3**

Regiones morfoestructurales de la cuenca Neuquina.



Buena parte de la columna estratigráfica de la cuenca Neuquina es común a las seis regiones, por lo que solamente haremos hincapié en las particularidades propias que las diferencian.

## 1. FAJA PLEGADA

La faja plegada y corrida del Agrío se caracteriza por una intensa deformación con desarrollo de amplios anticlinales y sinclinales elongados y afectados por falla de flancos, de arrumbamientos predominantemente meridianos. Se desarrolla en las proximidades del arco volcánico y coincide en líneas generales con las posiciones más profundas dentro de la cuenca de la mayoría de los ciclos sedimentarios.

En la faja plegada se reconocen dos instancias de deformación (Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006) que presenta dos zonas bien definidas. Una zona interna, donde la estructura está controlada por grandes bloques de basamento, y una externa, controlada por grandes trenes estructurales dominados por deformación epidérmica (aunque Zapata *et al.*, 2002, propusieron que el basamento también se encuentra involucrado en la deformación). La faja plegada del Agrío constituyó uno de los principales depocentros de la cuenca Neuquina y, por efecto de la compresión, muchos tramos de la sucesión sedimentaria presentan un excelente nivel de exposición.

En el flanco occidental de la Cordillera del Viento están expuestas las rocas más antiguas compuestas de sedimentitas marinas, rocas volcánicas y volcanoclásticas, las cuales han sido asignadas de un modo amplio al Paleozoico Superior e integran el Grupo Andacollo (Fig. 1). El Grupo Andacollo presenta intrusiones de plutones y diques pérmicos del Complejo Volcánico-Plutónico Huinganco de composición granítica y grandiorítica, que se localizan al este y noreste de Andacollo, entre el curso del Río Neuquén y los afloramientos del Grupo Choiyoi en la Cordillera del Viento, que los cubren hacia el Sur. El Grupo Choiyoi constituye una asociación de rocas ígneas, de gran extensión areal y desarrollo vertical con edades que van desde el Carbonífero Superior y el Triásico Inferior. Sobre estas rocas se disponen los depósitos correspondientes a una prolongada etapa de subsidencia en la cual se acumularon aproximadamente 2.500 m de sedimentitas detríticas entre el Jurásico

Inferior y el Calloviano inferior en tres litofacies características correspondientes a pelitas negras, areniscas y areniscas conglomerádicas, y fongolitas rojas. En el área de la faja plegada y corrida existe un predominio de las facies de pelitas negras con una potencia máxima de 1.500 m incluidas en la Formación Los Molles.

En la fosa de Loncopué, existen afloramientos del Grupo Lotena. Asimismo, en las perforaciones realizadas se ha demostrado la existencia de importantes depocentros triásico-jurásicos (Zapata *et al.*, 2002; Zapata y Folguera 2005). Las rocas que conforman esta unidad se caracterizan por una marcada variedad litológica, tanto en los afloramientos como en el subsuelo; sin embargo, en esta área solo están expuestas las calizas de la Formación La Manga y el yeso de la Formación Auquilco. En el subsuelo, a la Formación La Manga se la conoce como Formación Barda Negra y es productiva en los yacimientos Cañadón Amarillo (calizas en parte dolomitizadas, intercaladas con pelitas margosas) y El Pichanal (areniscas calcáreas que producen por fisuras). En Barranca de los Loros se cuenta con excelentes exposiciones de la Formación Auquilco, donde se puede observar una intensa deformación que dificulta la determinación de su espesor. La composición de las evaporitas es, principalmente, yeso y anhidrita laminados en bancos de espesores centimétricos, depositados en una cuenca restringida hipersalina, y marca un evento regional de desecación de la cuenca. Se le asigna una edad oxfordiana superior.

En relación discordante (discordancia "Intramálmica"), se dispone la Formación Tordillo, con la que se inicia el Grupo Mendoza (Fig. 1). Es una sucesión predominantemente arenosa. Hacia el tope de la sucesión se encuentran areniscas finas de color negro, que predominan sobre las areniscas moradas inmediatamente por debajo del pasaje abrupto a las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. El ambiente de depositación de esta unidad, en el área de la faja plegada y corrida, se interpreta como un sistema fluvial entrelazado distal. La Formación Vaca Muerta se encuentra ampliamente representada en la zona y cubre en forma concordante a los depósitos kimberidgianos de la Formación Tordillo (Fig. 1). Su sección basal se encuentra integrada por pelitas negras laminadas con concreciones discoidales de hasta 1 m de diámetro. Son escasas las intercalaciones de calizas (la diferencia de los afloramientos de

Picún Leufú), que gradualmente pasan a predominar en la sección superior de la unidad. Estos depósitos representan la facies interna de Legarreta *et al.* (1993) y documentan el retorno a un contexto depositacional de cuenca marina con fondo euxínico (Legarreta y Uliana 1999). Spalletti *et al.* (1999) propusieron un modelo de ambiente de rampa, con incursiones breves y esporádicas de flujos oscilatorios y gravitacionales asociados con tormentas. Desde el punto de vista petrolero, buena parte de esta zona estaría dentro de lo que Legarreta *et al.* (2005) llamaron “Distrito Productivo Sierra Negra” y en él, la Formación Vaca Muerta cargaría niveles profundos de la Formación Mulichinco con petróleos livianos, gas y condensado (Gulisano *et al.*, 2001). Esta consideración se hace extensible a Chihuido de la Sierra Negra, con niveles de madurez levemente más moderados. Hacia el este-noreste de estas posiciones (Puesto Hernández), las secciones generadoras involucran a la Formación Vaca Muerta en fase temprana a moderada de maduración y a la Formación Agrío en fase marginal a temprana. Estas áreas de transición implican la existencia de petróleos mezcla.

Hay que destacar que en esta parte de la cuenca, la Formación Quintuco no se encuentra muy desarrollada (la caracterizaremos más en extenso en otras regiones morfoestructurales).

En discontinuidad (discordancia “Intravalanginiana”) se dispone la Formación Mulichinco (Valanginiano), de amplia distribución areal (Fig. 1) y con numerosas exposiciones en las que se registran espesores que varían de 150 a 250 m de facies silicoclásticas y carbonáticas que representan condiciones desde continental y marinas de *shoreface* hasta *offshore*. Las características litológicas generales permiten distinguir tres secciones denominadas informalmente secciones Inferior, Media y Superior (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). Estos intervalos informales coinciden con los cortejos de mar bajo, transgresivo y de mar alto definidos dentro del *Mulichinco Lowstand Sequence Set* de Schwarz *et al.* (2006).

En esta parte de la cuenca, el límite entre la Formación Vaca Muerta y la Formación Mulichinco está dado por la abrupta aparición de un nivel calcáreo con concentración de bivalvos y amonites, al que rápidamente le siguen fangolitas verdes (“Mulichinco Inferior”). Este límite de secuencia basal de la Formación Mulichinco se conoce como discordancia “Intravalanginiana”. El “Muli-

chínco Medio” es de naturaleza carbonática (*boundstones* y *wackestones* de ostras cementantes y serpúlidos y *packstones-grainstones* de infaunales someros y ostras grandes, asociados a margas, *wackestones* y *floatstones* esqueléticos subordinados, desarrollados en ciclos granocrecientes). Por último, el “Mulichinco superior” está conformado tanto por areniscas y pelitas de *shoreface* a *offshore*, como por potentes intervalos de calizas masivas o con estructuras tractivas que indican sedimentación carbonática de alta energía. En esta sección se reconocen arreglos grano y estratocrecientes, así como también cuerpos arenosos potentes sin arreglo definido (de hasta 20 m). Las sedimentitas más gruesas están ubicadas unos 50 m por debajo del tope de la unidad. El intervalo cuspidal es sensiblemente más fino y en él prevalecen pelitas de *offshore*.

Hay que destacar que las facies de la Formación Mulichinco, en el Río Salado, son diferentes a las que están expuestas en la zona de Chos Malal. Se trata de cuerpos de arenas, barras y canales, algunos amalgamados lateral y verticalmente y otros aislados. Se intercalan con bancos pelíticos de variado espesor y con marcadas variaciones de espesor en cortas distancias. Hay estructuras de marea, lo que permite inferir un ambiente de transición. A diferencia de las facies expuestas en el Río Salado, hay una manifiesta ausencia de términos calcáreos. La Formación Mulichinco es productora, entre otros, en los yacimientos de Cañadón Amarillo, Puesto Molina y El Portón (asociada a fisuras).

Sobre los sedimentos valanginianos tempranos sobreviene un nuevo pulso marino, que da lugar a la Formación Agrío (Fig. 1). Esta unidad está compuesta por calizas intercaladas con pelitas gris oscuras con contenido fosilífero consistente de amonites y bivalvos. Según Legarreta *et al.* (1993), la asociación de calizas micríticas y pelitas oscuras encontrada en esta unidad indica un ambiente de depositación marino de aguas calmas y profundas, variando desde plataforma externa hasta talud. La edad de la Formación Agrío fue acotada en base a su contenido fosilífero entre el Valanginiano superior y el Barremiano inferior en el sector más oriental de la cuenca (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula son marinos y, de manera general, constituyen las “cocinas” que alimentan de hidrocarburos los reservorios explotados en El Trapial-Chihuido de la Sierra Negra-Puesto Her-

nández, estando las lutitas en fase temprana-media de generación de petróleo. Se considera que en El Trapial los petróleos de los reservorios Avilé y Troncoso habrían sido generados principalmente por la Formación Agrio. En Puesto Hernández, el petróleo de las formaciones Rayoso y Troncoso también son atribuibles a las facies pelíticas de la Formación Agrio.

Un excelente afloramiento del Miembro Agua de la Mula es el de Bajada del Agrio, donde los ciclos pelitas, areniscas y calizas se repiten con variado espesor, pero con una ritmicidad característica. Se pueden diferenciar dos tramos bien delimitados. El inferior, con pelitas negras, margas y delgados niveles de carbonatos micríticos de ambiente marino distal. Mientras que la sección superior está caracterizada por varios ciclos somerizantes de menor orden, presentan facies pelíticas, arenosas y carbonáticas estratificadas interpretadas como de margen de plataforma marina somera y representan el evento regresivo. Su espesor total es de aproximadamente 250 - 300 m. Los reservorios clásticos (areniscas y conglomerados) y calcáreos del Miembro Agua de la Mula son productores de petróleo en Puesto Hernández y Desfiladero Bayo y, en menor medida, Puesto Rojas, Puesto Muñoz y Cerro Mollar, ya en el ámbito de la provincia de Mendoza.

Por su parte, el Miembro Avilé marca un importante evento de desecación de la cuenca y representa un excelente horizonte guía (Fig. 1). En el norte de Neuquén, este miembro está representado por facies lacustres, fluviales y eólicas (Veiga *et al.*, 2011). En Puesto Jara se tiene un excelente afloramiento de esta unidad, donde se hallan expuestas facies de duna e interduna seca y húmeda. El Miembro Avilé es un excelente reservorio, productor en Puesto Hernández, Chihuido de la Sierra Negra, El Trapial, entre otros.

Sobre la Formación Agrio se dispone la Formación Huitrín, con sus miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca (Fig. 1). El Miembro Chorreado representa una compleja unidad caracterizada por litologías arenosas, pelíticas y carbonáticas de origen marino somero, de edad barremiana-aptiana. El contacto con la Formación Agrio es neto con la aparición de pelitas no calcáreas verde oscuras con niveles de dolomitas intercalados. En el afloramiento de Pichi Neuquén se puede observar el desarrollo de procesos kársticos.

Por encima, el Miembro Troncoso inferior, con una base

neto y erosiva, yace sobre el Miembro Chorreado o directamente sobre la Formación Agrio. Está constituido por areniscas fluviales en su parte inferior y areniscas eólicas en su parte superior (ausentes en Bajada del Agrio, pero excepcionalmente expuestas en la Curva El Cartucho).

Los espesores son variables, de pocos metros en el sur a más de 100 m al norte. Los niveles clásticos del Miembro Troncoso son los principales reservorio de El Portón, Filo Morado, Chihuido de la Sierra Negra y Lomitas, además de tener una destacada participación en la producción total de, entre otros, los yacimientos Puesto Hernández, Cañadón Amarillo. Esta unidad termina en forma abrupta con depósitos evaporíticos sobre las areniscas eólicas o fluviales según el sector. El espesor varía desde algunos metros hasta 20 m. Su litología predominante es anhidrita, que resalta en los afloramientos por el relieve topográfico que forma. En el subsuelo se reconoce la presencia de halita con espesores muy variables. La anhidrita representa una unidad mecánicamente competente junto a las unidades subyacentes, en cambio la sal forma una zona de despegue que caracteriza un nivel tectónico regional. En algunos lugares de la cuenca los niveles evaporíticos del Miembro Troncoso están representados por silvita y constituyen un importante objetivo minero.

La Formación Huitrín termina con el Miembro La Tosca que en esta zona está formado por carbonatos micríticos marinos. Posee un espesor del orden de los 25 m, aunque en los afloramientos siempre se lo encuentra deformado por participar de la zona de despegue junto a las evaporitas de la parte superior del Miembro Troncoso. El Miembro La Tosca produce en Cañadón Amarillo, El Sosneado, Puesto Molina, Atuel Norte, entre otros. Por encima de la Formación Huitrín, en contacto neto (aunque muchas veces es difícil de observar por la presencia de niveles de despegue tectónico), se dispone la Formación Rayoso, que presenta un ciclo evaporítico basal (sucesión de arcilitas rojas y verdes y evaporitas estratificadas de playa o lago efímero, que más al norte se puede encontrar fuertemente deformada) y un conjunto clástico superior (areniscas y arcilitas, estratificadas en paquetes del orden de los 10 a 15 m, donde se destacan facies de canales someros que se acuñan lateralmente), depositada durante el Cretácico Inferior (Albiano) que marca la desconexión final de la cuenca con el Pacífico. Llega a presentar espesores del orden de los 1.000 m (Uliana *et al.*, 1975; Legarreta, 1985). Litológicamente se

trata de una alternancia de pelitas, areniscas medias a finas y, en menor medida, niveles evaporíticos. Históricamente se los asoció a sistemas fluviales efímeros con extensos barreales y llanuras de inundación asociadas y/o a canales de tipo meandriforme relacionados con planicies de fango afectadas por acción de mareas (Legarreta, 1985). Sin embargo, Zavala *et al.* (2006) y Zavala y Ponce (2011) propusieron que son el resultado de la existencia de corrientes de densidad (*underflows*) en sistemas lacustres, destacando que las canalizaciones existentes en los cuerpos clásticos gruesos (arenosos y conglomerádicos) asociados con pelitas rojas no serían de sistemas fluviales subaéreos.

A su vez, la Formación Rayoso está cubierta en discordancia (discordancia "Intersenoniana") por la Formación Candeleros del Grupo Neuquén (Fig. 1). Son areniscas fluviales en facies de canales de edad cenomaniana a turoniana. Por encima se dispone el Miembro Lisandro, una unidad compuesta por pelitas y fagolitas rojas. El Grupo Malargüe, de edad maastrichtiana-paleocena, con buenas exposiciones en el sur de Mendoza y en el este del "engolfamiento Neuquino", se encuentra pobremente representado en la zona de la faja plegada y corrida (Fig. 1). En Pichaihue se reconocieron 20 m de rocas volcánicas, areniscas volcanoclásticas y carbonatos lacustres que fueron datados en  $64,3 \pm 0,9$  Ma (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011)

La sucesión estratigráfica culmina con dos unidades sinorogénicas de edad miocena, las Tobas Puesto Burgos en la parte frontal de la faja plegada y el Conglomerado Tralalhué en la parte interna.

## 2. ALTO DE LOS CHIHUIDOS

Está localizado inmediatamente al este del tramo norte-sur del río Neuquén. Se trata de un extenso eje anticlinal de gran radio de curvatura y arrumbamiento meridiano de unos 70 km de largo que presenta varias culminaciones menores. También conocido como Dorso de los Chihuidos, es una gran estructura (15 a 20 km de ancho) desarrollada casi enteramente en la Formación Candeleros. Su flanco occidental es empinado, produciéndose luego una horizontalización, en tanto que el flanco oriental posee una suave inclinación hacia el este (2° a 3°) y por ende está más ampliamente extendido. Esta estructura fue interpretada como un gran anticli-

norio, cuyo origen se debería al control del basamento por el proceso de inversión tectónica, favorecido por la existencia de posibles anisotropías previas, es decir un antiguo sistema de fallas normales.

Pozos perforados en la zona (Cerro Arena, Parva Negra) han llegado a las calizas de la Formación La Manga, atravesando gran parte del Jurásico Superior-Cretácico. Por interpretación de la sísmica 3D existente, se registraría en esta región la presencia, sobre el basamento, de las formaciones Los Molles y Lajas, aunque no fue corroborada por perforaciones.

## 3. PLATAFORMA NORORIENTAL

También conocida como plataforma de Catriel. En esta región, la cubierta sedimentaria es relativamente delgada (del orden de los 2.000 m), típico de borde de cuenca y disminuye hacia el noreste. Presenta un escenario estructural menos complejo que las zonas anteriores, que está gobernado por el movimiento diferencial de bloques del basamento por fallamiento extensional, responsable de la generación de pliegues supratenuos de escaso relieve estructural, suaves anticlinales tipo *rollover* y estructuras con cierre contra falla. Legarreta *et al.* (1999) destacaron la activación continua de estas estructuras en la mayor parte de la historia geológica de esta parte de la cuenca, lo que redundó en un marcado control estructural del registro sedimentario de la zona, lo que a su vez provocó, en gran medida, notorias ventajas desde el punto de vista petrolero, como la preservación de las buenas condiciones petrofísicas de los reservorios (esto sumado al escaso soterramiento existente) y la generación de abundante entrapamiento estratigráfico o combinado en las estructuras de escaso tamaño.

La columna estratigráfica empieza con el Grupo Choyoi, compuesto por rocas volcánicas ácidas (riolitas) que en partes contienen mayores aportes piroclásticos (Fig. 1). Hay dos posturas para explicar sus condiciones secundarias de reservorios: zonas alteradas por meteorización física y química y presencia de diaclasas que generan una red de carga y drenaje en la roca ígnea. Sobre este basamento productivo se generan depocentros extensionales con geometría de hemigraben, donde se acumulan sedimentos del ciclo Precuyano, de edad jurásica inferior y compuestos por una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas y que es productor

de petróleo en el yacimiento Medanito. Mosquera *et al.* (2008) propusieron para esta unidad y el basamento una carga por migración *downward* desde la Formación Los Molles (en aquellas posiciones de la plataforma donde está en ventana de generación de hidrocarburos), mientras que Legarreta *et al.* (2005), para el caso específico de Medanito y alrededores, propusieron una migración lateral larga para los hidrocarburos del sistema Vaca Muerta a través del principal *carrier* que lo constituye la Formación Tordillo, por la posición de acuñamiento cercana al límite depositacional de la unidad.

Cubriendo a los depósitos del ciclo Precuyano o al basamento, se dispone el Grupo Cuyo, representado por las pelitas y margas negras generadoras de la Formación Los Molles, más los depósitos deltaicos y marinos marginales de la Formación Lajas, sucedidos por las capas rojas fluviales de la Formación Punta Rosada (Fig. 1). Esta sucesión contiene importantes reservorios a lo largo del tren productivo de Entre Lomas-Bajo del Piche-Puesto Morales y, especialmente productivos, en Aguada de los Indios Sur y Loma Azul en el área Agua Salada, entre otros.

En contacto discordante se dispone el Grupo Lotena (areniscas y areniscas calcáreas depositadas en un ambiente marino litoral) y por encima (discordancia "Intramálmica" de por medio), la Formación Tordillo o sus equivalentes (formaciones Catriel y Sierras Blancas) (Fig. 1). Independientemente de su nomenclatura, está compuesta por depósitos clásticos eólicos y fluviales-aluviales, alcanzando un desarrollo de hasta 250 m. Las facies fluviales de los niveles inferiores (Formación Sierras Blancas) constituyen el principal *carrier* de los hidrocarburos del sistema Vaca Muerta desde el "engolfamiento Neuquino" (Mosquera *et al.*, 2008) donde se ubica la "cocina", hasta la plataforma nororiental (Cruz *et al.*, 2002) y el principal reservorio de las acumulaciones de hidrocarburos en la zona (Yacimientos Medanito, Entre Lomas, El Santiaguero, La Jarilla, Puesto Morales, entre otros).

El registro sedimentario continúa con margas y lutitas marinas tithonianas de la Formación Vaca Muerta, principal roca generadora de la cuenca. Hay que destacar que esta unidad tiene muy pequeño desarrollo en la "plataforma de Catriel", a diferencia de las formaciones Quintuco y Loma Montosa, principal sistema depositacional carbonático de la cuenca, en el que se desarrollan los reservorios asociados a *grainstones* oolíticos, *packstones*

y *wackestones* dolomitizados que constituyen reservorios de excelente calidad (Cruz *et al.*, 2002), siendo el segundo reservorio (después de la Formación Tordillo) en importancia del sector sur de la "plataforma de Catriel" (Yacimientos El Medanito, La Jarilla, Puesto Morales, Jagüel de los Machos, Entre Lomas, entre otros).

La columna sedimentaria se completa con las areniscas y conglomerados fluviales de las formaciones Centenario, Rayoso y Grupo Neuquén.

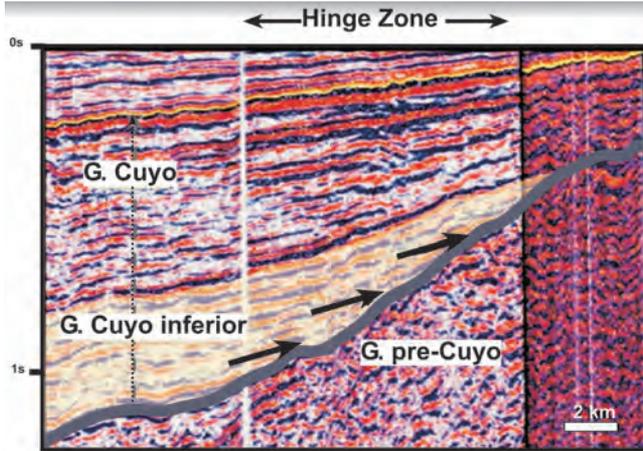
La Formación Centenario es una unidad de subsuelo, que hacia el oeste sería el equivalente temporal de la parte superior de la Formación Mulichinco y las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso inferior. En la Formación Centenario se reconocen dos miembros (Inferior y Superior) y es productora en Señal Cerro Bayo, Cerro Hamaca, Corcobo, entre otros. El Miembro Inferior (Valanginiano Superior-Hauteriviano Inferior) se caracteriza por una alternancia de areniscas y pelitas depositadas en ambientes litorales, deltaicos y fluviales que hacia el este se hacen más gruesos y dominados por depósitos fluviales. Por su parte, el Miembro Superior abarca el resto del Hauteriviano y comprende una secuencia basal pelítica transgresiva con niveles de areniscas para terminar con facies fluviales.

#### 4. REGIÓN DEL ENGOLFAMIENTO

El límite entre el "engolfamiento Neuquino" y la "plataforma de Catriel" está dado por una *Hinge Zone* (Hogg, 1993) o *Hinge Line* (Urien y Zambrano, 1994), en la cual se produce un fuerte acuñamiento de toda la columna sedimentaria (Fig. 4), en especial de las unidades del Jurásico Inferior correspondientes a los Grupos Cuyo y Lotena, en el flanco oriental del "engolfamiento". En la zona de transición entre el "engolfamiento" y el flanco norte de la Dorsal de Huincul existen estructuras como las de Lindero Atravesado y Río Neuquén, que corresponden a hemigrábenes jurásicos que han sufrido inversión tectónica, aunque las fallas reactivadas han tenido un desplazamiento menor en comparación con las estructuras invertidas de la Dorsal.

**FIGURA 4**

Línea sísmica que muestra el marcado acunamiento que los depósitos presentan en la región del engolfamiento (tomado de Mosquera *et al.*, 2008).



La región del "engolfamiento Neuquino" se encuentra limitada al noreste por el tren estructural El Caracol-Charco Bayo y al sur por el flanco norte de la Dorsal de Huincul, con la que presenta un límite transicional. La deformación en este ambiente geológico está representada mayormente por fallamiento extensional con un leve componente de desplazamiento de rumbo. La cobertura conforma pliegues supratenuos y narices estructurales de escaso tamaño y relieve estructural sobre aquellas fallas. La edad de esa deformación es principalmente cretácica.

El registro sedimentario en este sector es muy completo y de espesor importante (sobre todo en la parte sur del "engolfamiento"), ya que los procesos erosivos asociados con discordancias estratigráficas o tectónicas aquí no afectaron mayormente a la sedimentación. Las secciones generadoras de hidrocarburos de las formaciones Los Molles y Vaca Muerta tienen los mayores espesores en este ambiente y se caracterizan por presentar los ejes de sus depocentros no superpuestos, ubicándose el mayor espesor de la Formación Los Molles desplazado hacia el sur, más cercano al flanco norte de la Dorsal y con una geometría netamente asimétrica (Fig. 1). La Formación Vaca Muerta tiene una distribución más tabular y simétrica, característica de una depositación producida durante la etapa de subsidencia termal, situación que le permite alcanzar mayor expansión respecto de la Formación Los Molles. La sucesión comienza con los depósitos del ciclo Precu-

yano preservado en depocentros asociados a los bloques bajos de lineamientos estructurales directos. Hay que destacar que en el yacimiento Loma Negra, en Río Negro, las rocas del Precuyano no están representadas por piroclastitas, sino por conglomerados y areniscas típicas de abanicos aluviales distales, intercaladas con pelitas lacustres someras.

Sobre los depósitos del Precuyano o directamente sobre las vulcanitas del Grupo Choiyoi, se disponen las lutitas negras de la Formación Los Molles en facies de turbiditas sobre las cuales, en un contexto de alta tasa de subsidencia e importante suministro clástico (Legarreta y Uliana 1996), se desarrollaron sistemas deltaicos de arreglo y composición variable que acumularon espesas sucesiones de areniscas asignables a la Formación Lajas, sucedidas por capas rojas de origen fluvial de las formaciones Punta Rosada y Challacó. Las areniscas de estos depósitos continentales y marinos someros tienen una considerable participación de material volcánico en su composición y pierden sus condiciones de reservorio (porosidad menor a 10% y permeabilidad menor de 0,1 md) cuando han sufrido enterramiento por debajo de los 3.000 m de profundidad. Con posterioridad a la depositación del Grupo Cuyo y luego de un cambio paleogeográfico muy importante, se depositó el Grupo Lotena, que en esta zona comprende una sucesión de 50 a 80 m de espesor de areniscas y calcarenitas de ambiente marino somero.

Estos cuerpos arenosos tienen buenas condiciones de reservorio y son productores de hidrocarburos desde Lindero Atravesado hasta el río Neuquén y Centenario. Hacia posiciones más internas de la cuenca y cerca del eje del "engolfamiento", como en El Chañar y El Cruce, el Grupo Lotena registra depósitos de pelitas margosas y carbonatos intercalados con evaporitas asignadas al Oxfordiano.

La Formación Tordillo y la parte inferior del Grupo Mendoza presentan dos de los reservorios más importantes de este sector de la cuenca. La Formación Tordillo, cuya sección arenosa superior también se denomina Formación Catriel, y su parte basal Formación Sierras Blancas, está integrada por areniscas eólicas finas y bien seleccionadas, que se intercalan con bancos de origen fluvial. Las condiciones petrofísicas son poco uniformes, desmejorando ocasionalmente en la facies eólica por razones diagenéticas y siendo excelentes en las facies

fluviales proximales. Esta cuña arenosa, que es portadora de más del 30% de las reservas de hidrocarburos de la cuenca (Uliana y Legarreta, 1993), tiene su mayor espesor en el eje del “engolfamiento” (cerca de los 250 m) y se adelgaza hacia los flancos, truncándose hacia la Dorsal, donde es controlada por eventos tectónicos sinsedimentarios (Uliana y Legarreta, 1993). En algunos yacimientos (Borde Colorado Este, Aguada Quinchao), recibe el nombre de Formación Quebrada del Sapo y se han descrito conglomerados clasto sostenidos y arenas gruesas asociadas a bajadas aluviales y ríos entrelazados (Fig. 1).

El conjunto Formación Quintuco-Formación Loma Montosa (Berriasiano-Valanginiano) es el sistema deposicional carbonático productor de hidrocarburos más importante de la cuenca Neuquina. Numerosos ambientes sedimentarios se yuxtaponen en el tiempo y el espacio, caracterizados por depósitos carbonáticos, con procesos de dolomitización por aguas meteóricas (Carozzi *et al.*, 1993), que han brindado facies con excelente capacidad de reservorio como *grainstones* oolíticos, *packstones* y *wackestones* dolomitizados con porosidad vugular, móldica e intercristalina.

Estos rápidos cambios laterales y verticales de facies, frecuentemente limitados por discordancias estratigráficas provocadas por variaciones del nivel del mar sobre una extensa y suave plataforma deposicional, favorecieron el entrampamiento estratigráfico. En las facies carbonáticas menos permeables, la presencia de fracturación es importante para la producción de hidrocarburos. En este sector también es reservorio la sección basal de la Formación Centenario. En Lindero Atravesado y Centenario, el tramo basal tiene una asociación de facies sedimentarias diferente al resto de la unidad y corresponden a un episodio transgresivo de edad valanginiana (Legarreta y Uliana, 1991).

## 5. DORSAL DE HUINCUL

### 6. SUR DE LA DORSAL

A estas dos regiones las describiremos en conjunto por su similitud estratigráfica. La Dorsal de Huincul es un importante y conspicuo elemento morfoestructural que se extiende por más de 200 km con orientación OSO-ENE. Su análisis estructural y evolución tectónica han sido profusamente estudiados y se cuenta con abun-

dante bibliografía. Una muy completa revisión puede consultarse en el trabajo de Sigismondi (2013).

Este rasgo estructural ha sido interpretado como una falla de desplazamiento lateral de sentido dextrógiro, donde coexisten estructuras compresionales y extensionales en un mismo régimen rotacional, debido al cambio de rumbo de la falla principal. Las estructuras compresionales en algunos casos son hemigrábenes que han sufrido inversión tectónica, donde el levantamiento está asociado con escaso acortamiento y el mayor relieve estructural es aproximadamente coincidente con el eje más importante del sistema de grábenes jurásicos. Las distintas discordancias registradas durante el Jurásico y Cretácico acentuaron la geometría de cuña del registro sedimentario. Las estructuras extensionales pueden corresponder a fallas antiguas que por su orientación y relación con el desplazamiento dextrógiro no han sufrido inversión o pueden ser fallas tensionales modernas como en el caso del yacimiento Centenario, subordinadas y con un ángulo de aproximadamente 30-40° con respecto a la falla compresiva principal. Este intenso fallamiento es característico del flanco norte de la Dorsal. La inversión tectónica ocurrida durante el Jurásico Superior y principalmente durante el Cretácico provocó una condensación de todas las unidades estratigráficas, ya sea por no deposición o por erosión, existiendo lugares como en Cerro Challacó, donde la Formación Centenario sobreyace directamente a la sección basal de la Formación Los Molles. Esta reducción de la columna sedimentaria en el flanco norte de la Dorsal juega un rol importante en cuanto a la maduración térmica de las rocas generadoras y a la preservación de buenas condiciones petrofísicas en los reservorios.

Sobre los depósitos del ciclo Precuyano (productor en Cerro Bandera y Puesto Cortaderas) o directamente sobre el basamento, tenemos los depósitos de la Formación Los Molles (Fig. 1). En la zona de la Dorsal, existieron para esta unidad depocentros con subsidencia controlada por fallas y etapas de inversión tectónica, asociadas a eventos de transtensión y transpresión que originaron discordancias y truncaciones con fuertes variaciones faciales y de espesor (Vergani *et al.*, 1995). Los términos psamíticos de la Formación Los Molles son reservorios de hidrocarburos en Puesto Touquet, Cerro Bandera, Campamento, entre otros.

Cubriendo a estas sedimentitas marinas se disponen las areniscas de la Formación Lajas, que van de un ambiente fluvio-deltaico (Puesto Seguel), a deltaico-marino (Bajada de Los Molles) y que contienen los principales reservorios (Puesto Touquet, Cutral Có, Octógono y Cerro Bandera). El Grupo Cuyo termina con la Formación Tábanos (Caloviano medio) que incluye calizas oolíticas en la base, pelitas rojas en la porción media y calizas en su parte superior, aflora al noroeste de la ciudad de Zapala en el Cordón del Curymil y en el subsuelo su distribución es bastante restringida.

Esta unidad es cubierta por las areniscas y areniscas conglomerádicas fluviales y litorales de la Formación Lotena, productoras en Aguada Toledo y Sierra Barrosa. Para la zona de la Dorsal, se considera que la Formación Lotena corresponde a un retorno de la conexión marina. Se han distinguido tres ambientes de depositación bien definidos: fluvio-aluvial en posiciones proximales, fluvio-deltaico en posiciones medias y marino somero en posiciones distales.

En el Arroyo Covunco existe un excelente afloramiento del Grupo Lotena, el cual incluye areniscas fluvio deltaicas que, muchas veces, presentan similar composición litológica y ambientes de depositación con las reconocidas en la Formación Lajas, diferenciándose por cambios en la dirección de las paleocorrientes y por presentar mejores condiciones de calidad de reservorios, especialmente porosidad y permeabilidad. Por encima se disponen las calizas arrecifales de la Formación La Manga. Otro afloramiento conspicuo de esta unidad es el del Cerro Lotena en la zona de la Dorsal de Huincul, donde faltan los términos marinos y los sedimentos continentales del Kimmeridgiano y están expuestas las discordancias "Intracalloviana" e "Intramálmica".

Sobre los depósitos del Grupo Lotena, se disponen las facies fluviales y eólicas de la Formación Tordillo que son cubiertas por las sedimentitas originadas durante la transgresión tithoniana. En la Dorsal hay depósitos reducidos de las formaciones Vaca Muerta y Quintuco, pero al sur de la Dorsal, estos espesores aumentan, lo mismo que su distribución areal. Hay que destacar que en el subsuelo, la Formación Tordillo pierde espesor y desaparece, apoyándose las margas basales de la Formación Vaca Muerta sobre la Formación Lotena. Una situación similar queda expuesta en el afloramiento a dos kilómetros del puente del río Picún Leufú.

En el Cerro Los Catutos (noroeste de la ciudad de Zapala), la Formación Vaca Muerta fue subdividida en tres miembros (Leanza *et al.*, 1990): Vaca Muerta Inferior (margas y lutitas bituminosas con concreciones calcáreas en la base), Miembro Los Catutos (calizas litográficas intercaladas por margas y lutitas) y Vaca Muerta Superior (margas y lutitas bituminosas).

Con respecto a los depósitos de la Formación Quintuco, tanto en la zona de la Dorsal como al sur de la misma, están integrados por facies marinas someras y fueron incluidos por Leanza (1973) en la Formación Picún Leufú. Por encima y en relación discordante, se dispone la Formación Mulichinco en facies netamente continentales que Leanza denominó Formación Bajada Colorada (Fig. 1). Aflora en cortes de la Ruta 40, al sur del puente del arroyo Picún Leufú.

Camino a Bajada del Agrío, en discordancia sobre la Formación Mulichinco (contacto cubierto por sedimentos recientes), aflora la Formación Agrío con sus tres miembros. Los términos están integrados por pelitas con intercalaciones de calizas oolíticas fosilíferas y areniscas calcáreas depositadas en una plataforma distal. El Miembro Avilé está formado por areniscas de grano medio a grueso depositadas en ambiente continental. Los afloramientos más destacados se hallan ubicados en el sector comprendido entre el cerro Negro, el cerro Mesa y el Arroyo Covunco, al noroeste de la ciudad de Zapala.

La sucesión mesozoica termina con la Formación Rayoso, que cubre a la Formación Huitrín y está formada por areniscas arcillosas con concreciones calcáreas, entre las que se intercalan bancos de yeso y pelitas que afloran en los cerros Pelado, Ladrillo y Mangrullo, ubicados al norte de la ciudad de Zapala.

---

#### Agradecimientos

A Jorge Hechem y Fabián Gutiérrez por sus comentarios y sugerencias; a YPF S.A. por permitir el acceso a informes inéditos; a Juan Ponce y Noelia Carmona por la lectura crítica de las primeras versiones del trabajo.

---

#### Referencias

Aguirre-Urreta, M. B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D. G. y Rodríguez, D. 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la cuenca Neuquina. *Ameghiniana*. 45: 591-611.

- Aguirre-Urreta, M. B., Tunik, M.A., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., y Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Agrio fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*. 19: 482-494.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 77-89.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 91-111.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 63-76.
- Carozzi, A.V., Orchueta, I.A. y Rodríguez Schelotto, M.L. 1993. Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco-Loma Montosa Formation. *Journal of Petroleum Geology*. 16:421-450.
- Cruz, C. E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C.D., Gulisano, C., Laffitte, G.A. y Villar, H. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences*. 16: 81-90.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*. 1: 177-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A. 1953. Jurásico. *Geografía de la República Argentina*, 2: 143-347.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. *Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin*. Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*. 2: 1-111.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 236-259.
- Gulisano, C.A., Minniti, S.M., Rossi, G.C. y Villar, H.J., 2001. The Agrio Petroleum System: hydrocarbon contribution and key elements. Neuquén Basin, Argentina. *New Technologies and New Play Concepts in Latin America. AAPG 2001 Hedberg Research Conference*, Mendoza. 114-115.
- Hogg, S. L. 1993. Geology and hydrocarbon potencial of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology*. 16: 383-396.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications*. 252: 83-107.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limitrofes jurásicos-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 28:97-132.
- Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermáxicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 45: 272-299.
- Leanza, H.A. y Hugo, C. 2001. Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969- I, 1:250.000. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín* 275: 1- 28.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 113-129 pp.
- Legarreta L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrin (Cretácico Inferior), Provincia de Neuquén. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Buenos Aires, 247 pp.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V.A. (Ed.). *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. I(9): 87-114.
- Legarreta, L., Laffitte, G. y Minitti, S. 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácico del depocentro periandino. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *Special Publications International Association of Sedimentologists*. 12: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 120: 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Facies sedimentarias*. En: R. Caminos (ed.), *Geología Argentina, Servicio Nacional Minero Geológico. Anales* 29: 339-416.
- Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G.A., Cruz, C.E. y Vergani, G. 2005. Cuenca Neuquina. En: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.). *Frontera Exploratoria de la Argentina, Simposio del 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG)*. 233-250.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. *Marine and Petroleum Geology*. 20: 287-308.
- Malumián, N., Nullo F.E. y Ramos, V.A. 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. En: M. Moullade y A.E.M. Nairn (eds.). *The Phanerozoic Geology of the World, II, The Mesozoic B*, Amsterdam, pp. 265-304.

- Mosquera, A., Alonso, J., Boll, A., Alarcón, M., Zavala, C., Arcuri, M. y Villar, H. 2008. Migración lateral y evidencias de hidrocarburos cuyaños en yacimientos de la Plataforma de Catriel, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 491-526.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R. 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyoano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 238: 132-144.
- Ramos, V. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. En: R. Caminos (ed.), *Geología Argentina, Servicio Nacional Minero Geológico. Anales* 29: 715-784.
- Ramos, V. y Folguera, A. 2005. Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. 6° Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.
- Schwarz, E. y Howell, J.A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds). *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications* 252: 109-138.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Howell, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically-induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*. 53: 55-81.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 131-144.
- Sigismondi, M.E. 2013. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis doctoral Universidad de Buenos Aires (Inédita), 367 pp.
- Spalletti, L.A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernández, M. y Matheos, S. 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*. 26: 109-123.
- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*. 157: 433-446.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-andean setting: Neuquen Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*. 16: 397-420.
- Uliana, M.A., Dellapé, D. y Pando, G.A. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 1:151-176.
- Urien, C. y Zambrano, J. 1994. Petroleum Systems in the Neuquén Basin, Argentina. *The Petroleum system from source to trap*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 60: 513-534.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S.S. 2007. Anatomy of a fluvial lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrío Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (NW Neuquén province), Argentina. En: Nichols, G., Williams, E. y Paola, C. (Eds.) *Sedimentary Environments, Processes and Basins. A tribute to Peter Friend. Special Publication International Association of Sedimentologists*. 38: 341-365.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrío (Cretácico Temprano). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 161-173.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 62: 383-402.
- Vergani, G., Arregui, C. y Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipo de entrapamientos en la cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*. 645-656.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrío fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.). *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquen Basin (35°-39° S)*. Geological Society of America, *Special Paper* 407: 125-145.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds). *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications* 252: 37-56.
- Zapata, T., Corsico, S., Dzelajica, F. y Zamora, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrío: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas. IAPG, Actas en CD ROM.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Dritanti, D., Arcuri, M., Freije, H. y Asencio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*. 76: 41-59.
- Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*. 205-222.

# SISTEMAS PETROLEROS DE LA CUENCA NEUQUINA

Ignacio Brisson <sup>1</sup>

## Introducción

La geología del petróleo de la cuenca Neuquina ha sido ampliamente estudiada durante décadas por geólogos y geoquímicos de YPF, quienes conformaron las bases de datos iniciales con que desentrañaron las relaciones de ocurrencia de los hidrocarburos a medida que se consolidaba la interpretación regional de la cuenca. Con la aparición del análisis de sistemas petroleros como flujo de trabajo estándar en la industria, se sucedieron una serie de publicaciones que sintetizaron el conocimiento sobre la naturaleza, distribución y eficiencia de los elementos y procesos que condicionaron las acumulaciones de hidrocarburos en la cuenca. El advenimiento de los proyectos no convencionales de producción desde las rocas madres, resultó en un salto muy significativo en la adquisición de datos, modernización de técnicas aplicadas y actualización de las interpretaciones de los niveles generadores en todas las cuencas. Esta síntesis se realizó sobre la base de los trabajos realizados en esas diferentes etapas (Benítez, 1993; Uliana y Legarreta, 1993; Urien y Zambrano, 1994; Wavrek *et al.*, 1994; Uliana *et al.*, 1999; Cruz *et al.*, 1999a; Legarreta *et al.*, 1999, 2005a,b y 2012; Villar *et al.*, 2005; Vergani *et al.*, 2011; entre otros muchos) e información inédita de YPF.

En el año 1994 Magoon y Dow definieron a los sistemas petroleros como a una porción de roca madre activa y todos los hidrocarburos derivados de ella, incluyendo a los elementos (rocas generadoras, reservorio y sello y soterramiento) y procesos (generación, migración, entrampamiento y preservación) que hicieron esas acumulaciones posibles, proponiendo una aproximación integral y sistemática al análisis de la geología del petróleo (Fig. 1).

Otros capítulos de este libro analizan varios de estos temas, por lo que aquí daremos una descripción general de estos elementos y procesos esenciales, acompañados de algunas definiciones básicas que pueden ser de utilidad para los geólogos ajenos a la industria petrolera, sin la intención de agotar todos los aspectos involucrados, sino de recorrer los conceptos generales del análisis de los sistemas petroleros de esta cuenca.

Los cortes regionales de las figuras 2 y 3 sintetizan conceptualmente la distribución de estos elementos y muestran los procesos principales que los relacionan con los sistemas petroleros más productivos conocidos en la cuenca Neuquina.

## Rocas generadoras

Una roca generadora o roca madre es aquella típicamente de grano fino, enriquecida en material orgánico. Esta riqueza se cuantifica en base al contenido de carbono orgánico total (COT % en peso) que se determina en laboratorios. La existencia de tales rocas requiere la concurrencia de períodos de alta bioproductividad que aporte el material orgánico, de restricción en la disponibilidad de oxígeno en el ambiente de deposición que impida su degradación, y de una adecuada tasa de sedimentación para no diluir la materia orgánica (baja en ambientes anóxicos (como plataformas externas o cuencales) o contribuir a la preservación (rápida en ambientes disóxicos como deltas) (Hunt, 1996; Passey *et al.*, 2010; Harris, 2012).

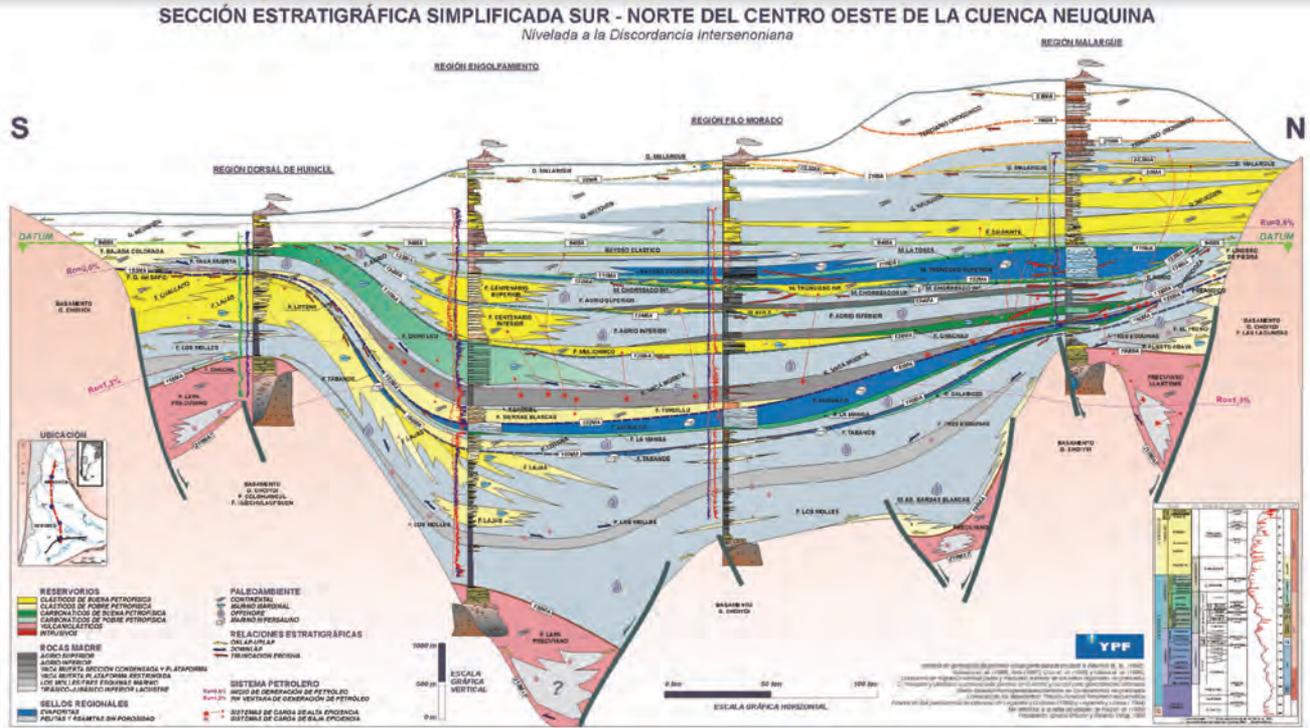
Tales condiciones tuvieron lugar en forma recurrente en la cuenca Neuquina desde el Triásico tardío, dando lugar a la formación de numerosos niveles generadores, que hacen de ésta una de las cuencas más prolíficas de Argentina.

<sup>1</sup> Exploración, YPF S.A.



**FIGURA 3**

Sección Sur-Norte conceptual que muestra la relación de elementos y procesos esenciales de los sistemas petroleros principales de la cuenca Neuquina. (Modificado de Brissón y Veiga, 1999)



En los apartados subsiguientes describiremos brevemente las características principales de las unidades generadoras más significativas de la cuenca Neuquina.

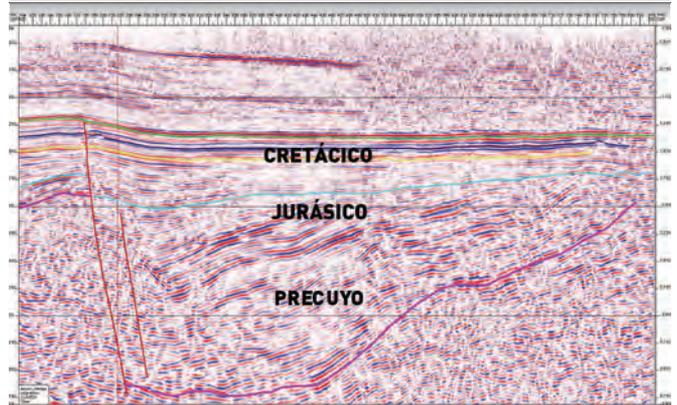
**PRECUYANO (S.L.)**

Con esta denominación incluimos a todos los niveles que subyacen a depósitos del ciclo Cuyano (formaciones Los Molles, Tres Esquinas y equivalentes marginales) que incluyen depósitos continentales piroclásticos o lacustres que presentan un fuerte control de sustrato y una paleogeografía desconexa de edad amplia (desde posiblemente Triásicos hasta Jurásico Temprano) (Fig. 4). De los numerosos depocentros contemporáneos que configuraron la apertura inicial de la cuenca, solo algunos desarrollaron facies lacustres ricas en materia orgánica. Estos depocentros se encuentran ubicados hacia los márgenes de la cuenca en Río Negro (Estancia Vieja y Loma Negra) y en el sur de Mendoza (Palauco y Granito Negro) donde ha sido comprobada la generación de esta unidad (Rosso y Labayen, 1991; Zumberge, 1993 y Villar *et al.*, 2005 y 2008). Formalmente corresponde a las formaciones Llantenis y Puesto Kauffman

(entre otros) e informalmente a los denominados Liásico y Precuyano.

**FIGURA 4**

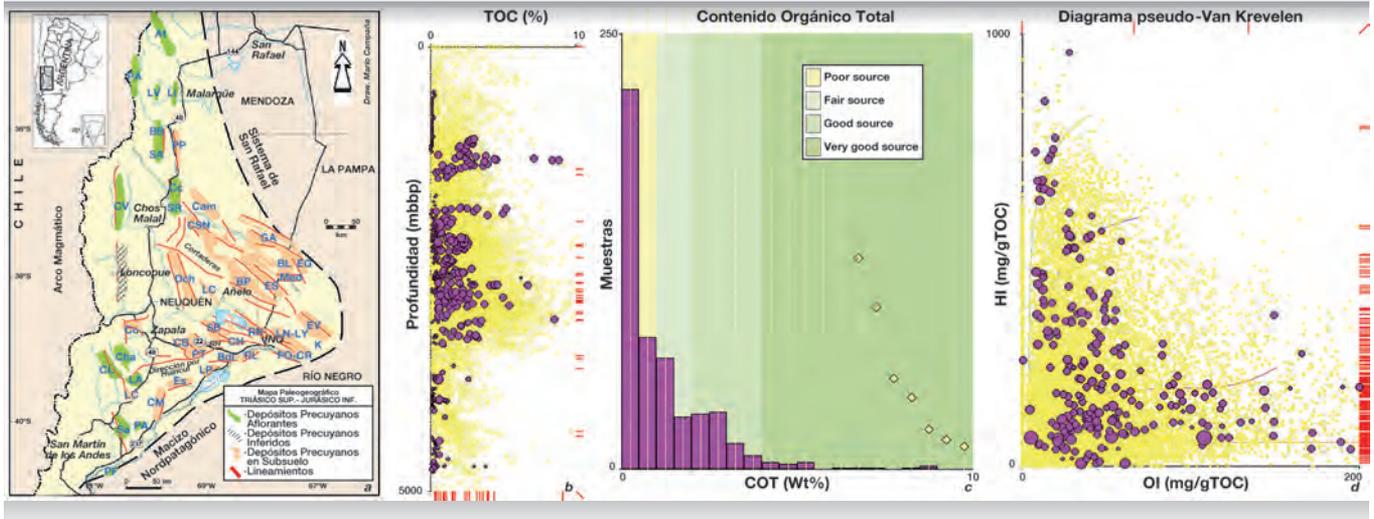
Sección sísmica del hemigraben de Granito Negro que muestra el carácter confinado de los depósitos precuyanos. Gentileza H. Mareto y N. Vitulli.



En los depocentros marginales se reconocen secciones enriquecidas (1 a 6% de COT superando en algunos casos 10%) y espesas, con predominio de material orgánico de buena calidad (tipo I) preponderantemente precursor de hidrocarburos líquidos depositados en

**FIGURA 5**

Caracterización de las rocas generadoras Precuyanas. a- Distribución de los depocentros (Carbone *et al.*, 2011); b- riqueza (en profundidad bajo la superficie); c- histograma de distribución de riqueza; d- diagrama de índices de Hidrógeno (potencial generador remanente) vs. Oxígeno (origen/preservación). Diámetro de los círculos: Tmax (~madurez); valores de referencia en amarillo corresponden a datos de todas las unidades de la cuenca Neuquina para comparación.



cuerpos lacustres de agua dulce y salinos (Villar *et al.* 2005 y 2008). En posición de interior de cuenca, hay escasos datos de pozo de estos niveles debido a que se encuentran a mucha profundidad, desconociéndose la naturaleza del relleno de muchos de ellos, alguno de los cuales han tenido producción de gas muy maduro que poco aporta a dilucidar la naturaleza de la hipotética roca generadora precuyana (Hechem *et al.*, 2003). La figura 5 muestra características de este intervalo incluyendo su distribución areal y algunos parámetros geoquímicos relevantes.

Si bien sus características geoquímicas y espesor son buenos, su distribución geográfica acotada hace que los volúmenes generados sean limitados. No obstante, la configuración de los hemigrábenes (s.l.) que los contienen previene una migración larga manteniendo la mayor parte de los hidrocarburos dentro de los depocentros y dando lugar a un sistema de alta eficiencia con acumulaciones productivas (Villar *et al.*, 2005 y 2008).

### CICLO CUYANO – FORMACIÓN LOS MOLLES

Este ciclo alberga una espesa sección de roca generadora marina a prodeltaica que puede alcanzar varios centenares de metros de espesor y que cubre de forma casi continua la mayor parte de la cuenca (figuras 6 y 7). Formalmente a esta sección pelítica se la denomina Formación Los Molles en el ámbito neuquino y Formación Tres Esquinas en la región surmendocina, estando reemplazada por términos arenosos sin potencial gene-

rador, marino marginales a fluviales que reciben otras denominaciones en la periferia de la cuenca (La Pampa y Río Negro). Es una roca de calidad modesta, con riqueza que usualmente no supera el 2% de COT promedio, y aporte de material continental importante que le confiere características de mezcla de querógenos tipo II (típicamente marinos) y tipo III (típicamente deltaicos) precursores de petróleo parafínico liviano y condensado (Wavrek *et al.*, 1994; Legarreta y Villar, 2012).

**FIGURA 6**

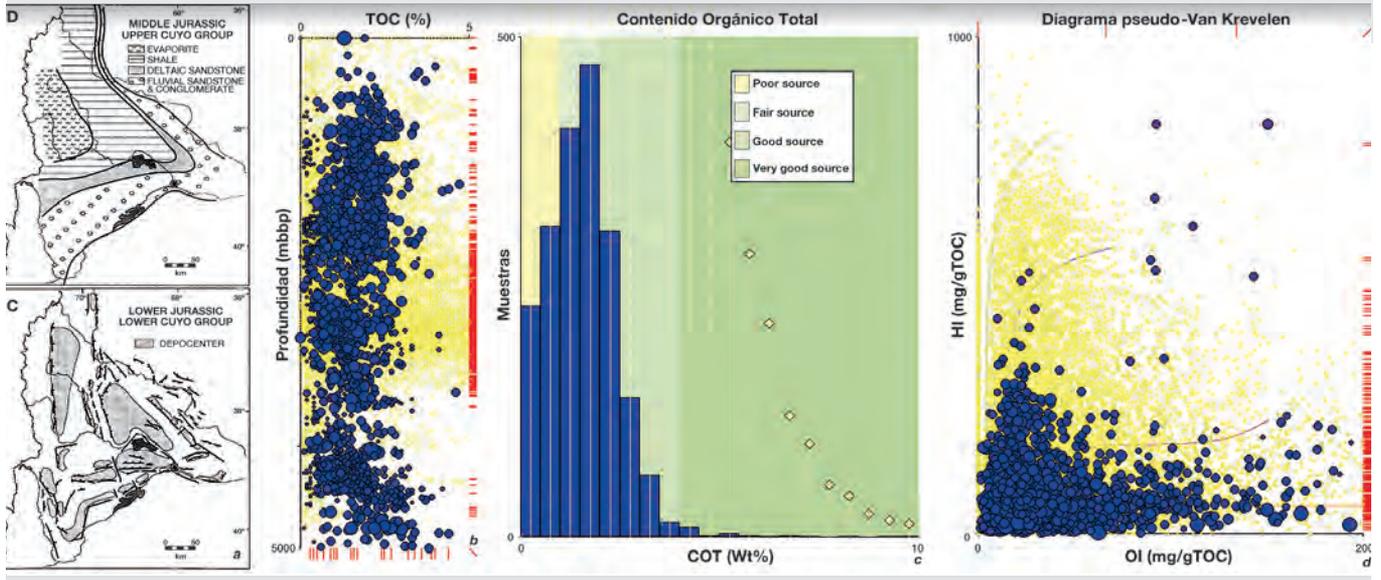
Afloramiento del Grupo Cuyo en la provincia de Neuquén. Gentileza J. Hechem.



Si bien el intervalo generador conforma un prisma sedimentario extremadamente importante en la cuenca (Legarreta *et al.*, 1993; Manceda y Figueroa, 1995; Arregui *et al.*, 2011), el volumen de hidrocarburos positivamente correlacionados con esta roca madre es sustancialmente menor al que cabría esperarse. Esto

**FIGURA 7**

Caracterización de las rocas generadoras Cuyanas. a- Espesor de los depósitos Cuyanos (Vergani *et al.*, 1995); b- riqueza (en profundidad bajo la superficie); c- histograma de distribución de riqueza; d- diagrama de índices de Hidrógeno (potencial generador remanente) vs. Oxígeno (origen/preservación). Diámetro de los círculos: Tmax (-madurez); valores de referencia en amarillo corresponden a datos de todas las unidades de la cuenca Neuquina para comparación.



se debe en gran parte a la mala sincronización entre los procesos de generación (muy tempranos relacionados a la depositación de la Formación Vaca Muerta en el engolfamiento y faja plegada) y el de conformación de las trampas (deformación más constitución de sellos) que no se hallaban disponibles en demasía en el Jurásico tardío. La mayor parte de los hidrocarburos asignados a esta unidad generadora corresponden a gas en el interior de cuenca (Hechem *et al.*, 2003) y petróleo en campos de talla media/pequeña en la Dorsal de Huincul (Cruz *et al.*, 2002; Villar *et al.*, 2005) y en la plataforma nororiental (Mosquera *et al.*, 2009).

**CICLO ÁNDICO – GRUPO MENDOZA**

En este ciclo se encuentran las Formaciones Vaca Muerta y Agrio, que han sido muy efectivas en la generación de hidrocarburos habiendo provisto, particularmente la primera, la mayor parte del gas y petróleo descubiertos hasta el presente en la cuenca (Fig. 8). A fines del Jurásico y principios del Cretácico tuvo lugar la depositación de la Formación Vaca Muerta como producto de la máxima expansión marina que registra la cuenca Neuquina, en la que fue casi completamente inundada. Esta rápida transgresión Tithoniana y el subsiguiente período de mar alto resultó en el desarrollo de un conjunto de secuencias regre-

sivas, con una sección basal condensada extremadamente rica en materia orgánica que se empobrece progresivamente hacia arriba por dilución clástica/carbonática producto de la aproximación de los sistemas progradantes que caracterizan esta sección (Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 2011; Kietzmann *et al.*, 2014; Massaferrro *et al.*, 2014; Domínguez *et al.*, 2014) (Fig. 9).

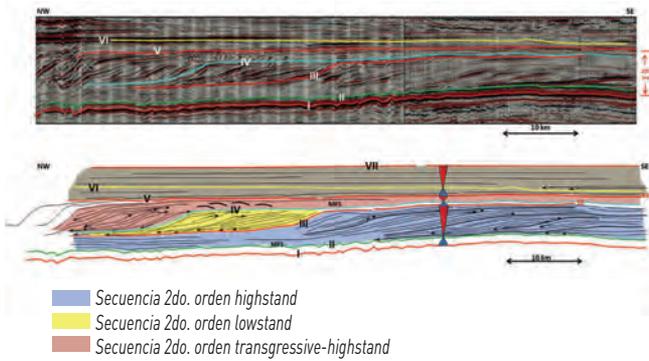
**FIGURA 8**

Afloramientos de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio en el sur de la provincia de Mendoza. Nótese el cuerpo ígneo intruido en la columna sedimentaria.



**FIGURA 9**

Sección sísmica regional e interpretación sismoestratigráfica en el ámbito del engolfamiento Neuquino (Massaferro *et al.*, 2014).

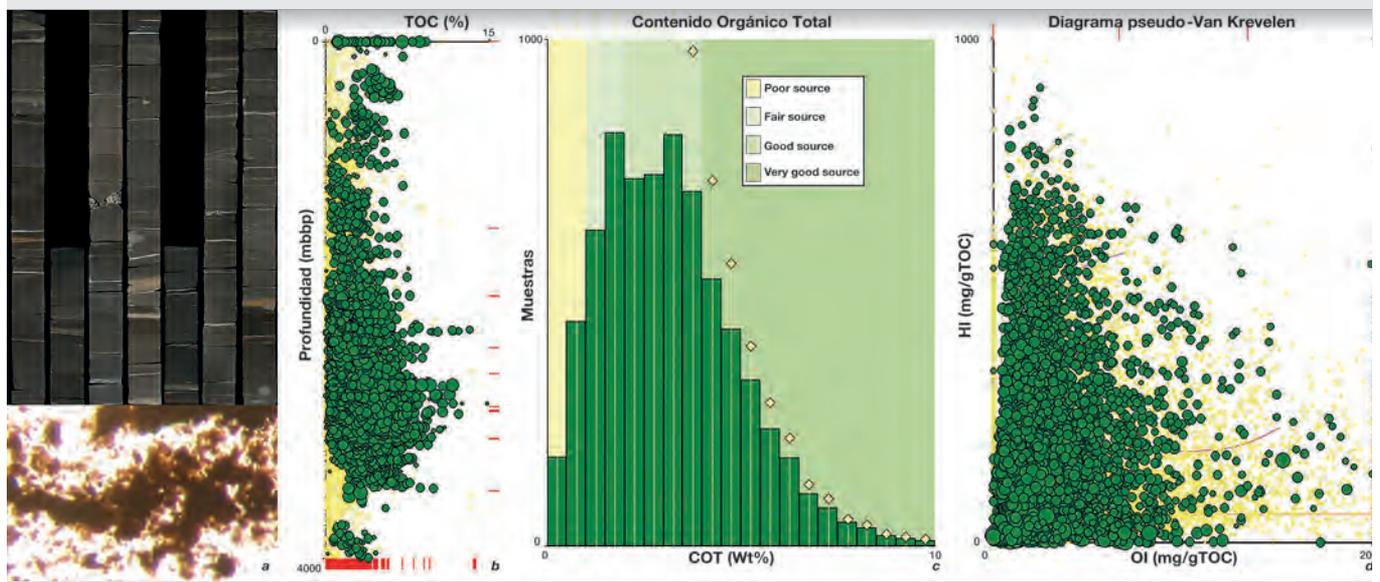


El prisma generador resultante es el más extenso en la cuenca, pudiendo tener algunos pocos metros en los márgenes de cuenca y en la Dorsal de Huincul, hasta varios centenares en el centro de cuenca. El contenido orgánico medido varía entre 2 y 12% y es derivado de materia orgánica de muy homogénea composición, típicamente marina y precursora de hidrocarburos líquidos predominantemente (Legarreta y Villar, 2012) (Fig. 10). La sección generadora de la Formación Vaca Muerta presenta una gran homogeneidad en su composición orgánica depositada en ambientes clásticos con sutiles variaciones hacia la plataforma Sur-

mendocina donde se le sobreimpone una señal más carbonática y hacia el sur de la dorsal de Huincul enriquecida en azufre (Rosso 1990; Wavrek *et al.*, 1994; Villar *et al.*, 2005). La Formación Agrio presenta dos niveles generadores asociados a sendas inundaciones del Valanginiano tardío y del Hauteriviano tardío que se desarrollan desde la base de los miembros inferior y superior respectivamente. Si bien muestra características similares a la Formación Vaca Muerta, en ambientes sedimentarios, facies orgánicas y productos generados, tiene en contraste una distribución geográfica mucho más restringida, estando las facies generadoras bien desarrolladas solo en el noroeste de la provincia de Neuquén y el suroeste de Mendoza (Wavrek *et al.*, 1994; Cruz *et al.*, 1996; Legarreta y Villar, 2012; Iovine *et al.*, 2013). También los espesores generadores son más modestos, pudiendo superar el centenar de metros en algunas localidades (Cruz *et al.*, 1999b). La riqueza promedio de la Formación Agrio ronda el 2,5% (con valores individuales de más de 8%) de COT, materia orgánica marina precursora de hidrocarburos líquidos (Wavrek *et al.*, 1994, Tyson *et al.*, 2005). La calidad del querógeno se deteriora rápidamente hacia el Sur y el Este, donde se enriquece progresivamente en material leñoso/herbáceo que acarrear los clásticos de las Formaciones Centenario y Lindero de Piedra, con la que engrana y pierde su condición de roca generadora (Iovine *et al.*, 2013) (Fig. 11).

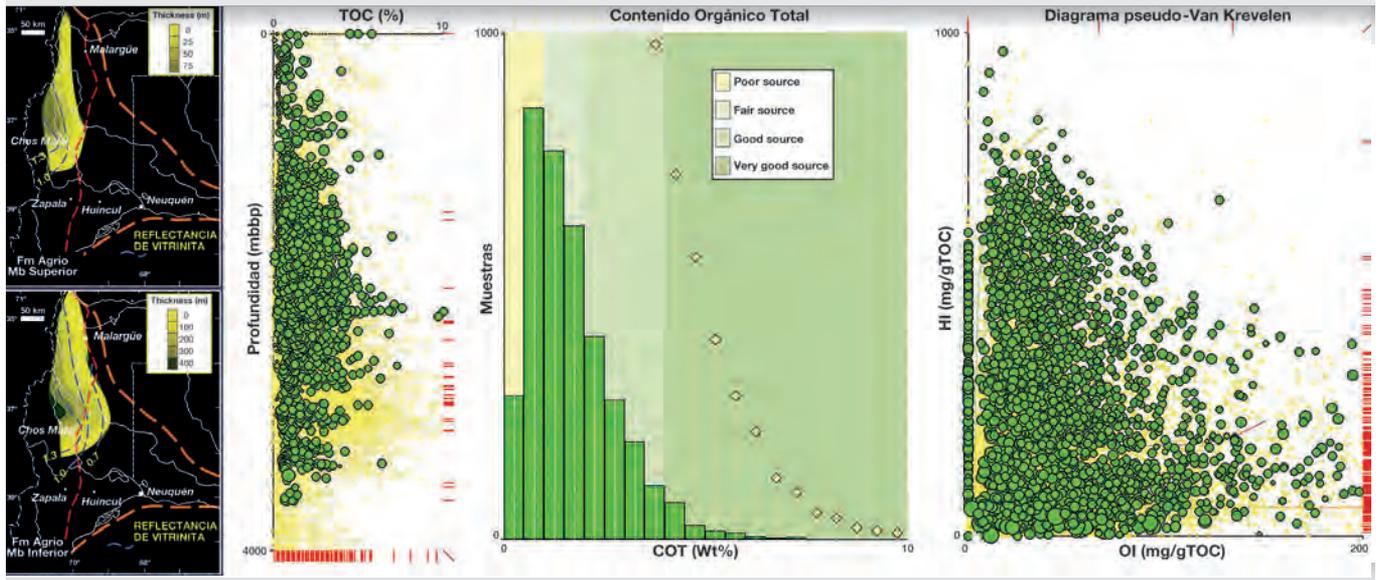
**FIGURA 10**

Síntesis de las características generales de la Formación Vaca Muerta. a- Corona y microfotografía; b- riqueza (en profundidad bajo la superficie); c- histograma de distribución de riqueza; d- diagrama de índices de Hidrógeno (potencial generador remanente) vs. Oxígeno (origen/preservación). Diámetro de los círculos: Tmax (-madurez); valores de referencia en amarillo corresponden a datos de todas las unidades de la cuenca Neuquina para comparación.



**FIGURA 11**

Síntesis de las características generales de la Formación Agrio. a- Espesor de los miembros Inferior y Superior y madurez de vitrinita (Legarreta *et al.*, 2005b); b- riqueza (en profundidad bajo la superficie); c- histograma de distribución de riqueza; d- diagrama de índices de Hidrógeno (potencial generador remanente) vs. Oxígeno (origen/preservación). Diámetro de los círculos: Tmax (-madurez); valores de referencia en amarillo corresponden a datos de todas las unidades de la cuenca Neuquina para comparación.



Siendo los hidrocarburos generados en las Formaciones Vaca Muerta y Agrio muy similares y solo distinguibles con el uso de técnicas analíticas específicas (Wavrek *et al.*, 1994) generalmente no disponibles en los petróleos potencialmente cargados de la Formación Agrio, ha sido difícil cuantificar la contribución de esta unidad, cuyo importante potencial (en particular para el oeste de la cuenca entre Chos Malal y Malargüe) se percibe en base a su espesor, calidad, madurez, posición respecto a los reservorios (Formaciones Mulichinco y Chachao, y Miembros Avilé y Troncoso Inferior) y por su generación tardía, la cual es muy favorable para cargar estructuras más nuevas (Cruz *et al.*, 1999b).

### OTRAS UNIDADES CON POTENCIAL GENERADOR

Incluimos aquí a los sedimentos finos de plataforma de la Formación Lotena que presentan características de roca generadora en el ámbito del engolfamiento Neuquino, si bien hasta ahora no ha sido comprobada por correlación inequívoca la existencia de hidrocarburos generados en esta unidad. A la modesta base de datos geoquímicos con que contamos, se suma el desconocimiento de las características originales de los querógenos que la componen, dado el estado de madurez avanzado que presenta en toda ocasión que puede considerarse como roca madre (Fig. 12). Queda de todas formas planteado que parte de

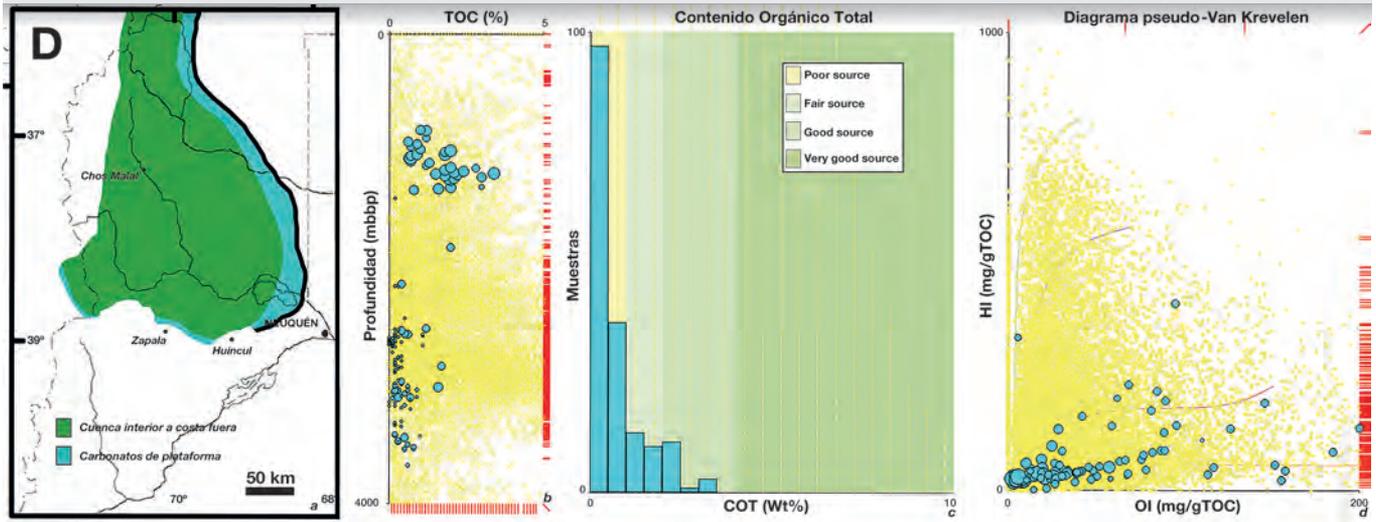
los gases producidos en el centro de cuenca en reservorios profundos (Formaciones Lotena y Barda Negra) pudieron haber sido generados en este intervalo. Por último, revisten cierto interés los depósitos lacustres del Oligoceno-Mioceno en el Noroeste Neuquino (Leanza *et al.*, 2002). En el valle del Río Lileo se encuentran depósitos clásticos y volcánicos asignados a la Formación Cura Mallín (Miembro Malla Malla, o estratos de los Arroyos Tábanos y del Carbón de Gutiérrez Pleimling y Minitti, 1985), donde se ha reconocido una espesa secuencia de sedimentos lacustres con una costa inestable. Las facies de pelitas oscuras presentan aptitud como roca madre según los datos de laboratorio (COT 1-4%, HI →400), verificándose en los bancos de calizas asociados, impregnaciones de hidrocarburos (Fig. 13). Si bien estos depósitos corresponden a la cuenca de Cura Mallín, superpuesta a la Neuquina, se considera que solo podría haber cargado a eventuales reservorios de ésta cuenca extensiva de edad terciaria (Burns y Jordan, 1999).

### Rocas reservorio

Una roca reservorio es una roca sedimentaria o magmática con características petrofísicas (porosidad y permeabilidad) tales que permiten el almacenamiento

**FIGURA 12**

Síntesis de las características generales de la Formación Lotena: a- Paleogeografía del tope del ciclo Loteniano (Legarreta, 2002); b- riqueza (en profundidad bajo la superficie); c- histograma de distribución de riqueza; d- diagrama de índices de Hidrógeno (potencial generador remanente) vs. Oxígeno (origen/preservación). Diámetro de los círculos: Tmax (-madurez); valores de referencia en amarillo corresponden a datos de todas las unidades de la cuenca Neuquina para comparación.



de hidrocarburos y que puede proveer producción en condiciones económicas luego de las estimulaciones pertinentes, si estas fueran necesarias.

rísticas en forma pública, pero la aproximación al estudio de ellos está disponible en numerosas publicaciones internacionales (Passey *et al.*, 2010; Shanley *et al.*, 2004).

**FIGURA 13**

Detalle y vista general del afloramiento de las pelitas, en la localidad de Puesto Arias, Neuquén (Calegari *et al.*, 1999).



En los capítulos de sedimentología y estratigrafía de este volumen se han detallado la mayoría de las rocas reservorio, por lo que no abundaremos aquí sobre este tema. También se refiere al lector al simposio de Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, en que numerosos autores realizan una cuidadosa síntesis de todos los reservorios convencionales (incluyendo los intrusivos) de la cuenca Neuquina (Schiuma *et al.* ed, 2002). Reseñas sobre los reservorios no convencionales en Vaca Muerta, Agrio y Lajas están recién empezando a publicarse (Akenazi *et al.*, 2013; Domínguez *et al.*, 2014; Meissinger y Lo Forte, 2014; Sagasti *et al.*, 2014; Raggio *et al.*, 2013 y 2014) y aún no abundan detalles de sus caracte-

## Rocas sello y distribución de hidrocarburos en la cuenca

Una roca sello es una roca con características petrofísicas (porosidad y permeabilidad) tales que crea una barrera al flujo de hidrocarburos fuera del reservorio. Puede ser una unidad diferente al reservorio o un cambio en las propiedades del mismo (cambio de facies, diagénesis, etc.).

Los sellos regionales favorecen la concentración de los hidrocarburos cuando cubren reservorios o "carriers" que drenan vastas áreas de roca madre hacia las zonas de acumulación. En la cuenca Neuquina, estos sellos los componen las evaporitas de las Formaciones Auquilco y Huitrín, asociada a períodos de desecación de la cuenca (Legarreta, 2002), pelitas marinas de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio y niveles diagenizados como el Miembro Catriel y la base del Grupo Neuquén, entre otros. No solo la distribución es importante, sino el momento en que se conforman como tales (compactación suficiente, diagénesis, etc.). Por ejemplo, la Formación Auquilco aísla los sistemas petroleros con fuente en el Grupo Cuyo (usualmente gas seco) y en la Formación Vaca

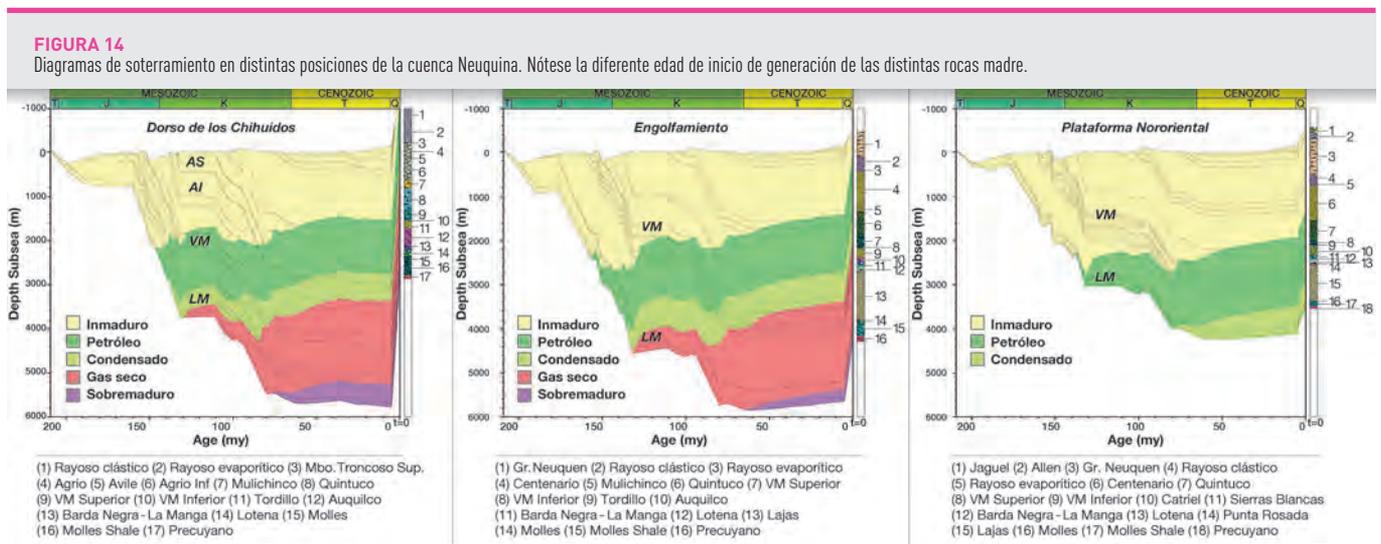
Muerta en el centro de cuenca; permitiendo, cuando se acuña, que los petróleos tempranamente expulsados de la Formación Vaca Muerta en el oeste de la cuenca (hoy faja plegada) que migraron por la Formación Tordillo (evidenciado en la presencia de abundantes bitúmenes; Mareto, 2001) pudieran haberse acumulado en reservorios Cuyanos en la Dorsal de Huincul y en la plataforma nororiental, y en reservorios “pre-Ándicos” en la región surmendocina (Figuras 1 y 2, Wavrek *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 2001; Veiga *et al.*, 2002). Posteriormente, y predatando el inicio de generación de la roca madre que la suprayace en el engolfamiento la formación del sello regional de Catriel al tope de la Formación Tordillo (Haring, 2001) confina los hidrocarburos generados dentro de la Formación Vaca Muerta que son retenidos dando lugar a las acumulaciones no convencionales en la roca madre (cf. Jalfin y Laffitte, 1996 y Veiga *et al.*, 2002). De forma similar las evaporitas de las Formaciones Huitrín y Rayoso, si bien más restringidas, aíslan los hidrocarburos Ándicos de los reservorios Riográntricos y más jóvenes, hasta las zonas de acuñaamiento de yeso y sales o debido a colapsos por disolución, donde los hidrocarburos pueden ascender estratigráficamente en forma más significativa (Zencich *et al.*, 1999). En el ámbito surmendocino y la plataforma nororiental, los hidrocarburos se mueven grandes distancias (varias decenas de kilómetros) por el Grupo Neuquén, debajo de intercalaciones pelíticas regionales intraformacionales o debajo del Grupo Malargüe, hasta acumularse en estructuras periféricas (Llancanelo, Fortunoso) o dispersarse en el borde de cuenca.

Por otro lado, los sellos locales son los que en concurrencia con un reservorio en una adecuada geometría conforman las acumulaciones de hidrocarburos en una determinada región, pudiendo éstos estar formados por sellos regionales, heterogeneidades intraformacionales o fallas.

### Cobertura, generación y expulsión

La cobertura u *overburden* es el conjunto de rocas depositado por encima de la roca madre que es indispensable para su evolución térmica y constitución de las cocinas activas (zonas donde la roca madre sometida al calentamiento asociado al enterramiento alcanza una madurez suficiente para generar hidrocarburos). La cobertura incluye un espesor y un tiempo, su edad abarca el intervalo de tiempo en que se produce el enterramiento de la roca madre.

La cuenca Neuquina, al igual que en la mayoría de las cuencas subandinas, sufrió luego del enterramiento Mesozoico y Cenozoico una exhumación póstuma reciente que hizo que las rocas madres no estén en equilibrio térmico en la actualidad, y que si bien alcanzaron al momento de máximo soterramiento un determinado nivel de madurez (ventanas de petróleo o gas) hoy están congeladas sin generación activa. Asimismo, la asimetría en el enterramiento fue haciendo desplazar las ventanas de generación en forma centrífuga. En el Oeste, donde hoy está la faja plegada, hizo que evolucione térmicamente más temprano, liberando un gran



volumen de hidrocarburos del Cuyano (a fines del Jurásico) y de la Formación Vaca Muerta (en el Albiano), que o bien se perdió o migró hacia la Dorsal y los márgenes de la cuenca. En tanto en el ámbito del engolfamiento la Formación Vaca Muerta alcanzó la ventana de generación en el Cretácico tardío, y en la región surmendocina recién en el Terciario (Fig. 14).

Al sur de la Dorsal de Huincul, donde el enterramiento máximo de la Formación Vaca Muerta fue menor, la generación fue sin embargo eficiente dado el particular tipo de querógeno más reactivo que tiene esta unidad en ese ámbito de paleogeografía restringida para el final del Jurásico (Wavrek *et al.*, 1994; Villar *et al.*, 2005). En algunas posiciones de la faja plegada, el fallamiento inverso del terciario pudo producir un enterramiento adicional de las rocas generadoras, que en los casos en que no hubieren estado exhaustas pudieron haberse reactivado aportando algún volumen más tardío de hidrocarburos al sistema.

## Entrampamiento y preservación

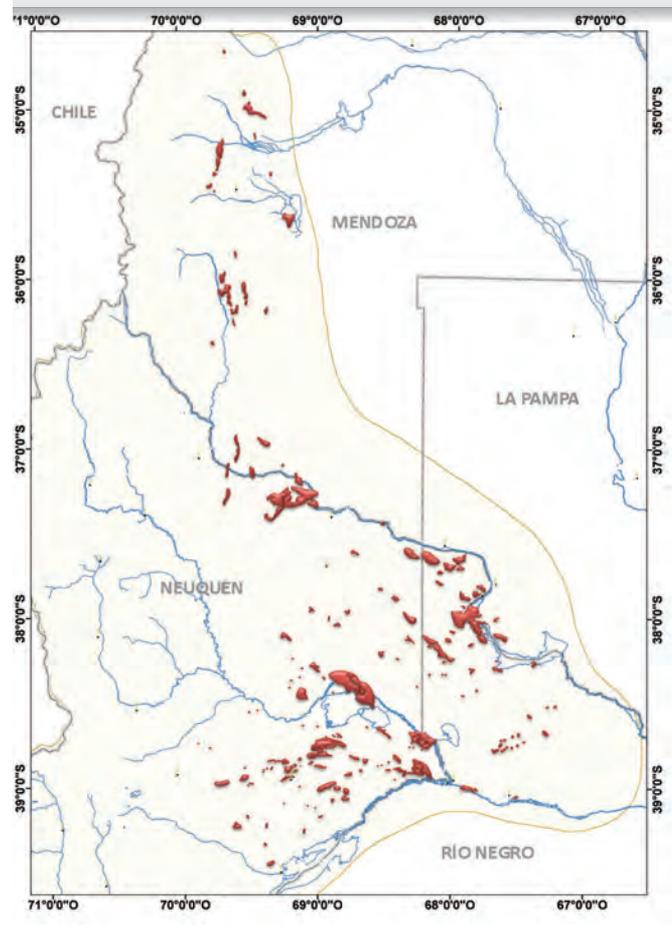
Una trampa es una configuración de rocas reservorios y sellos capaz de capturar y retener los hidrocarburos en una posición determinada. Existen en la cuenca Neuquina una gran variedad de trampas que incluyen cierres en cuatro direcciones, cierres contra fallas, cuñas bajo discordancias, etc., que conformaron acumulaciones en múltiples posiciones en la cuenca (Fig. 15) y cuya descripción excede esta síntesis. Algunas conceptualizaciones de estas trampas están esbozadas en las figuras 2 y 3, pero para una buena descripción se sugiere consultar el Simposio de Trampas de las cuencas productivas de Argentina (Kozlowski *et al.*, 2005). En proyectos no convencionales en roca madre o en reservorios tipo "tight" el entrampamiento de los hidrocarburos es gobernado por las presiones capilares en rocas de permeabilidad extremadamente baja, por lo que la configuración geométrica y la presencia de un sello externo no es necesaria.

La preservación alude a cualquier deterioro o pérdida que una acumulación pudiera sufrir debido a modificaciones de la geometría de la trampa, ya sea por deformación tectónica, basculamiento, cambio en el relieve estructural, pérdida de eficiencia del sello por erosión, fracturación, reactivación de fallas, alteración química de los hidrocar-

buros, biodegradación, lavado por aguas y degradación térmica por *cracking* de hidrocarburos líquidos a gas. En la cuenca Neuquina hay ejemplos de todos ellos, pudiendo generalizarse que existen riesgos de alteración de trampas y sellos en la faja plegada y la dorsal; de biodegradación en reservorios someros en los márgenes de cuenca y de "crackeo" de líquidos a gas en los reservorios profundos en el centro de cuenca.

**FIGURA 15**

Mapa de ubicación de los principales yacimientos en la cuenca Neuquina.



## Sistemas petroleros atípicos

Existen en la cuenca Neuquina acumulaciones cuyos hidrocarburos provienen de cocinas que no se formaron por soterramiento, sino por calentamiento provocado por intrusiones magmáticas dentro de la sección generadora de una roca madre inmadura. Si bien los volúmenes generados tienden a ser pequeños, cuando

el intrusivo es suficientemente grande y la roca que lo alberga suficientemente rica, han dado lugar a la formación de acumulaciones desarrollables por sí mismas o han contribuido con un volumen adicional al regional en otros casos (Zencich *et al.*, 2004; Baudino *et al.*, 2004; Rodríguez Monreal *et al.*, 2009) (Fig. 16).

### Consideraciones finales

La cuenca Neuquina posee numerosos sistemas petroleros cuya eficiencia ha sido comprobada a través del gran volumen de hidrocarburos acumulado durante muchos años de producción.

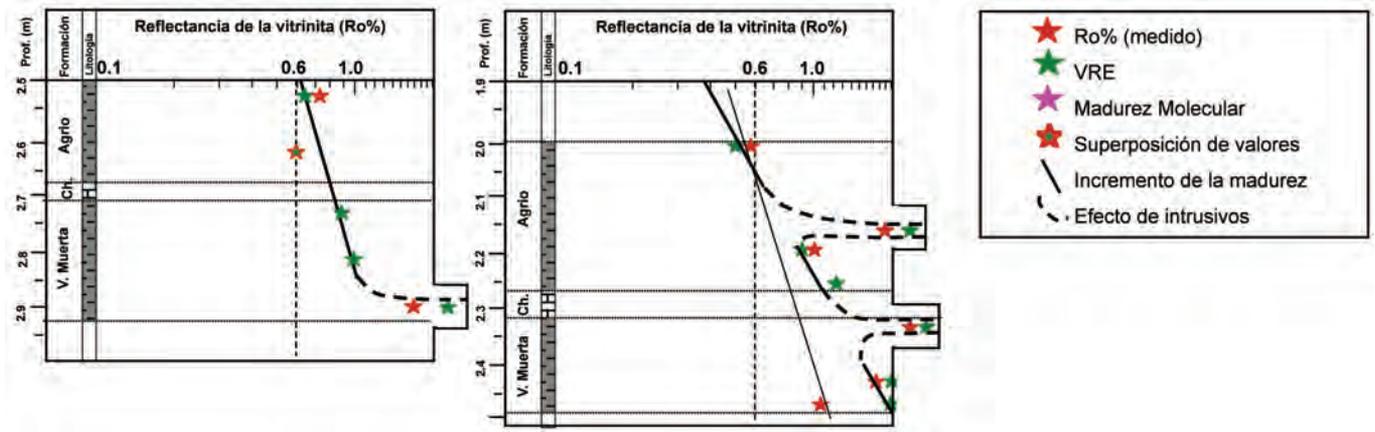
La existencia de las acumulaciones demuestra que la

disposición de los elementos y procesos esenciales de los sistemas petroleros fue arealmente y temporalmente adecuada en las distintas regiones para las diferentes rocas madres y reservorios.

Estos sistemas petroleros alimentan una gran variedad de *plays* (grupo de campos y/o potenciales acumulaciones que se ubican en un nivel estratigráfico, ambiente deposicional y contexto estructural similar y que tienen reservorios, sellos, trampas y un sistema de carga de hidrocarburos comunes), que genera una gran complejidad en su interpretación, pero que a su vez representa una gran variedad de oportunidades de exploración y desarrollo en la cuenca.

**FIGURA 16**

Gráficos de variación de la madurez con la profundidad. Alteración del gradiente normal por efecto de intrusivos en el sur de Mendoza (Laffitte *et al.*, 2006).



## Referencias

- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*. p. 77-89.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S. y Moreno, M. 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas /Oil Plays de EEUU. "Concurso de Jóvenes Profesionales de la SPE Argentina.
- Baudino, R., Rodríguez, F., Zencich, S. y Calegari, R. 2004. Generation of hydrocarbons by thermal effect of magmatic intrusions: a non-conventional petroleum system. IX Latin American Association of Organic Geochemistry Congress, Mérida, México. p. 77.
- Benítez, J. 1993. Cuenca Neuquina-Sur Mendocina. Geología y recursos naturales de Mendoza. En V. Ramos (Ed). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza. *Relatorio*, III (2): 377-385.
- Brisson, I. y Veiga, R. 1999. Gira de campo, Cuenca Neuquina. YPF, informe inédito.
- Burns, W. y Jordan, T. 1999. Extension in the Southern Andes as evidenced by an Oligo-Miocene age intra arc basin. 4° Andes Geodynamics Symposium, *Proceedings*: 115-119.
- Calegari, R., Brisson, I., Gorroño, R., Pángaro F. y Rodríguez Arias, L. 1999. Cuenca de Cura Mallin. Informe de la gira de campo en Neuquén y VIII y IX Región de Chile. YPF-Sipetrol. YPF, informe inédito.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino D. y Martínez, R. 2011. El ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*. p. 63-76.
- Cruz, C., Robles, F., Sylwan, C. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros Jurásicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina. Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG. Tomo I: 175-195.
- Cruz, C., Kozłowski, E. y Villar, H. 1999b. Agrio (Neocomian) petroleum systems. Main target in the Neuquen Basin thrust belt. Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG. Tomo I: 891-892.
- Cruz, C., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte G. y Villar, H. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina. Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG.
- Domínguez, F., Paulin, S., Continanzia, M., Askenazi, A. y Seoane, F. 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta-Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Fernández, M., Brisson, I., Loza, J., Rodríguez Arias, L. y Dzelalija, F. 2001. Precuyano, un Reservorio no Convencional en la Cuenca Neuquina, Mendoza, Argentina. SPE 69475. VII SPE LACPEC, Argentina.
- Gutiérrez Pleimling, A. y Minitti, S. 1985. Reconocimiento de las nacientes del río Lileo, (Departamento Minas), provincia del Neuquén. YPF, informe inédito.
- Haring, C. 2001. Informe de la datación de cementos de las Formaciones Catriel y Sierras blancas. YPF, informe inédito.
- Haring, C., Villar, H. y Laffitte, G. 2008. Sistemas petroleros en el sur de Malargüe. YPF, informe inédito.
- Harris, N. 2012. The deposition of organic-carbon-rich sediments: models, mechanisms, and consequences. N. Harris ed. SEPM Special Publication No. 82. 282p.
- Hechem, J., Wavrek, D., Fernández, M., Pángaro F. y Verzi, H. 2003. Gas systems in the central Region of Neuquen Basin, Argentina. AAPG Annual Meeting, Salt Lake City, Utah.
- Hunt, J. 1996. Petroleum Geochemistry and Geology. Freeman and Co., 2nd Edition.
- Iovine, G., Guerello, R., Basile, Y., Martínez Cal, V. y Periale, S. 2013. Caracterización del Mb Inferior de la Fm Agrio (Mb Pilmatué) como reservorio tipo shale. III Jornadas de Geología y Geofísica de YPF. Informe interno.
- Jalfín, G. y Laffitte, G. 1996. Loma La Lata Giant Gas Field from a Petroleum Paleosystem, Neuquen Basin, Argentina. AAPG International Conference and Exhibition, Caracas, Venezuela.
- Kietzmann, D., Palma, R., Riccardi, A., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302: 64-86.
- Kozłowski, E., Vergani, G. y Boll, A. 2005. Las trampas de hidrocarburos de las cuencas productivas de Argentina. Simposio 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG.
- Laffitte, G., Varadé, R. y Villar, H. 2006. Análisis de los sistemas petroleros del sector sur de Malargüe (Prov. De Mendoza), Cuenca Neuquina. YPF, informe inédito.
- Leanza, H., Volkheimer, W., Hugo, C., Melendi, D. y Rovere, E. 2002. Lutitas negras lacustres al límite del Paleógeno-Neógeno en la región noroccidental de la provincia del Neuquén: Evidencias palinológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3: 280-288.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico-terciario Inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*, UNT. 221-243.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. XII Congreso Geológico Argentino. *Relatorio*, I-9: 87-114.
- Legarreta, L., Laffitte G. y Minitti S. 1999. Cuenca Neuquina: múlti-

ples posibilidades en las series Jurásico-Cretácicas del depocentro periandino. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG. 145-175

Legarreta, L. 2002: Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD-ROM, Mar del Plata.

Legarreta, L., Cruz, C., Laffitte, G. y Villar, H. 2003. Source rocks, reserves and resources in the Neuquen Basin, Argentina: Mass-balance ap. roach and exploratory potential. AAPG International Conference & Exhibition, Barcelona, Spain.

Legarreta, L., Villar, H., Cruz, C., Laffitte, G. y Varadé, R. 2005a. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina, Argentina. Simposio de Sistemas Petroleros en las Cuencas Subandinas. IAPG. 79-108.

Legarreta, L., Villar, H., Cruz, C., Laffitte, G. y Varadé, R. 2005b. Cuenca Neuquina: Balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata.

Legarreta, L. y Villar, H. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. Petrotecnia, Agosto. 14-39

Maretto, H. 2001. Bitumen an well behavior in Loma la Lata field, summary and analysis of new information. SPE 69428, IV Congreso Latinoamericano y del Caribe, SPE.

Massafferro, J., Zeller, M., Giunta, D., Sagasti, G. y Eberly, G. 2014. Evolución del Sistema mixto Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro-sur de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza. 251-274.

Magoon, L. y Dow, W. 1984. The petroleum system – from source to trap. Magoon y Dow eds. AAPG Memoir 60: 3-24.

Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 362-382.

Meissinger V. y Lo Forte, G. 2014. El shale desde el punto de vista diagenético: el aporte volcánico en la diagénesis temprana de la Formación Vaca Muerta. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza. 403-426.

Mitchum, R. y Uliana, M. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Up. er Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina. AAPG Memoir 39: 255-274.

Mosquera, A., Alonso, J., Zabala, C., Boll, A., Villar, H., Arcuri, M. y Alarcón, M. 2009. Modelo de migración compuesto para los hidrocarburos del sistema petrolero Molles en el ámbito de la plataforma neuquina, descubrimientos y potencial exploratorio. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas. 491-526.

Passy Q., Bohacs, K., Esch, W., Klimentidis, R. y Shina, S. 2010. From oil-prone source rock to gas-producing shale reservoir – Geologic and petrophysical characterization of unconventional shale-gas reservoirs. SPE 131350.

Rodríguez Monreal, F., Villar, H., Baudino, R., Delpino, D. y Zencich, S. 2009. Modeling an atypical petroleum system: A case study of hydrocarbon generation, migration and accumulation related to igneous intrusions in the Neuquen Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology. 26: 590-605.

Raggio, F., Luna, E., López Pezé, G., Jorgensen, L., Copo, R., Spath, F., Atencio, M. y Di Benedetto, M. 2013. Potential for Basin-Centered Gas Systems in the Neuquén Basin, Early-Middle Jurassic tight-gas reservoirs (Cuyo Group). Cartagena, Colombia, AAPG ICE.

Raggio, López Pezé, G., Späth, F. y Atencio, M. 2014. Modelo de gas de centro de cuenca (basin-centered gas system) en la Formación Lajas. Un desafío exploratorio no convencional en el ámbito del engolfamiento Neuquino. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Rosso, M. 1990. Características de la material orgánica de rocas y petróleos presentes en el Valle del Rio Grande (Cuenca Neuquina-Sur Mendocina). Su vinculación con otros petróleos de la cuenca. Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas I: 210-213.

Rosso, M. y Labayen, I. 1991. Aplicaciones de la geoquímica orgánica al problema de la correlación de petróleos y rocas madres. BIP, III Época. 26: 78-90.

Sagasti, G., Ortiz, A., Hryb, D., Foster, M. y Lazzari, V. 2014. Understanding geological heterogeneity to customize field development: an example from Vaca Muerta unconventional play, Argentina. Unconventional Resources Technology Conference, Denver. URTEC 1923357.

Schiama, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. 2002. Rocas Reservorio de las Cuencas productivas de la Argentina. Varios autores, Simposio 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG). Cuenca Neuquina. 200-582.

Shanley, K., Cluff, R. y Robinson, J. 2004. Factors controlling prolific gas production from low-permeability sandstone reservoirs: Implications for resource assessment, prospect development, and risk analysis. AAPG, Bulletin. 88: 1083-1121.

Tyson, R., Esherwood, P. y Pattison, K. 2005. Organic facies variations in Valanginian-mid Hauterivian interval of the Agrio Formation (Chos Malal area, Neuquen, Argentina): local significance and global context. The Neuquen Basin, Argentina. Geological Society of London, Special Publications. 252: 251-266.

Uliana, M. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbon habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquen Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology. 16: 397-420.

Uliana, M., Legarreta, L., Laffitte G. y Villar, H. 2002. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos de las cuencas petrolíferas de Argentina V Congreso de Exploración y Desarrollo

*llo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG. 1-62*

*Urien, C. y Zambrano, J. 1994. Petroleum Systems in the Neuquen Basin, Argentina. In The petroleum system – from source to trap. Magoon & Dow eds. AAPG Memoir 60. Chapter 23: 513-534.*

*Veiga, R., Pángaro, F. y Fernández, M. 2002. Modelado bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina-Argentina.*

*Vergani, G., Arregui, C. y Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrampamientos en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 645-656*

*Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. 1995. tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen basin, Argentina. Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 383-402.*

*Villar, H., Legarreta, L., Cruz, C., Laffitte, G. y Vergani, G. 2005. Los cinco sistemas petroleros en el sector sudeste de la Cuenca Neuquina: Definición geoquímica y comparación a lo largo de una transecta de 150 Km. VI Congreso de Exploración Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG.*

*Villar, H., Laffitte, G., Legarreta, L., Haring, C. y Varade, R. 2008. Las facies orgánicas no marinas de la Cuenca Neuquina: Su caracterización a partir de registros geoquímicos de pelitas querogénicas y petróleos. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Argentina.*

*Wavrek, D., Quick, J., Collister, J., Dahdah, N., Laffitte, G. y del Vo, S. 1994. Neuquen Basin. An integrated geochemistry study. ESRI-YPF. ESRI Technical report 94-08-422.*

*Zencich, S., Brisson, I., Dzelalija, F., Galarza, A. y Marteau, M. 1999. Sedimentología, Estructura y Geología del Petróleo del Mb. La Tosca, Formación Huitrin, en la Región de Paso Bardas Norte, Cuenca Neuquina, Argentina. IV Hydrocarbon Exploration and Development Congress, Actas II: 825-841.*

*Zencich, S., Rodríguez Monreal, F. y Baudino, R. 2004. Estudio del impacto de rocas ígneas en contacto con rocas madres, en la generación y expulsión de hidrocarburos. YPF, informe inédito.*

*Zumberge, J. 1993. Organic geochemistry of Estancia Vieja oils, Río Negro Norte block. Organic Geochemistry. 461-471.*

# ESTUDIO DE LA GEODINÁMICA DE LA CUENCA NEUQUINA A PARTIR DE OBSERVACIONES GEOFÍSICAS

Mario Emilio Sigismondi <sup>1,2</sup>

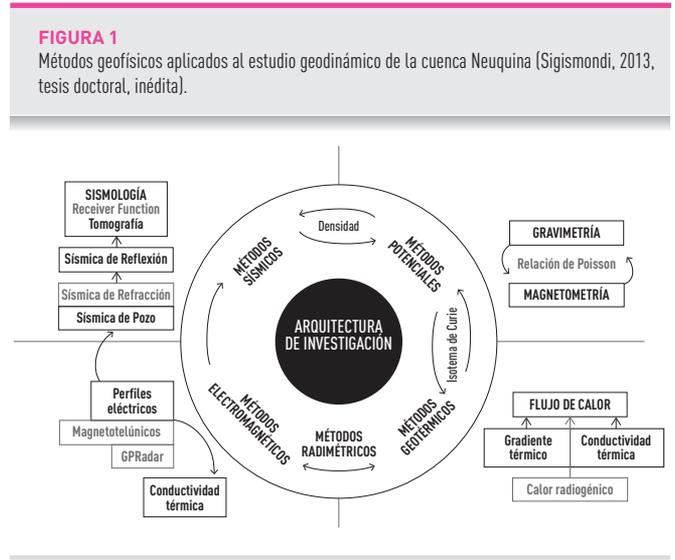
## Introducción y contexto de estudio

La existencia de una cuenca sedimentaria es indicio de la existencia de un estado generalizado de desequilibrio en el sistema Manto litosférico - Corteza a escala geodinámica (Artemjev y Artyushkov, 1971; Davis y Kuszniir, 2004; Huismans y Beaumont, 2007; Van Avendonk *et al.*, 2009; McKenzie y Priestley, 2008). La naturaleza de esta anomalía comienza como transporte de energía que luego se transforma en transporte de masa. El transporte de energía se considera la variable independiente y está, generalmente, asociado al flujo de calor.

El desequilibrio del sistema que da origen a la cuenca Neuquina es originado por estiramiento de las interfaces Corteza / Manto litosférico (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Kuszniir y Karner, 1985). El factor de estiramiento es un índice que refleja la existencia de alteración en la litosfera y su estado actual puede ser caracterizado a través de la estimación de:

- Flujo de calor.
- Estado isostático.
- Rigidez flexural.

A partir de la evaluación del flujo de calor, estado isostático y rigidez flexural, se puede llegar a comprender la anisotropía de la deformación del basamento de la cuenca Neuquina y obtener una imagen integrada del subsuelo. Para ello, la concurrencia de herramientas geofísicas es de fundamental importancia (Fig. 1).



## Ambiente tectónico: Factores determinantes

El ambiente tectónico de tipo andino de la cuenca Neuquina está controlado por tres factores de primer orden: estado térmico, volcanismo y apilamiento tectónico. Estos factores han determinado la evolución general de la cuenca en sus diferentes etapas geológicas: apertura generalizada o *rifting*, subsidencia térmica y antepaís de retroarco (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995; Uliana *et al.*, 1995; Cobbold y Rossello, 2003; Mosquera y Ramos, 2006) (Fig. 2).

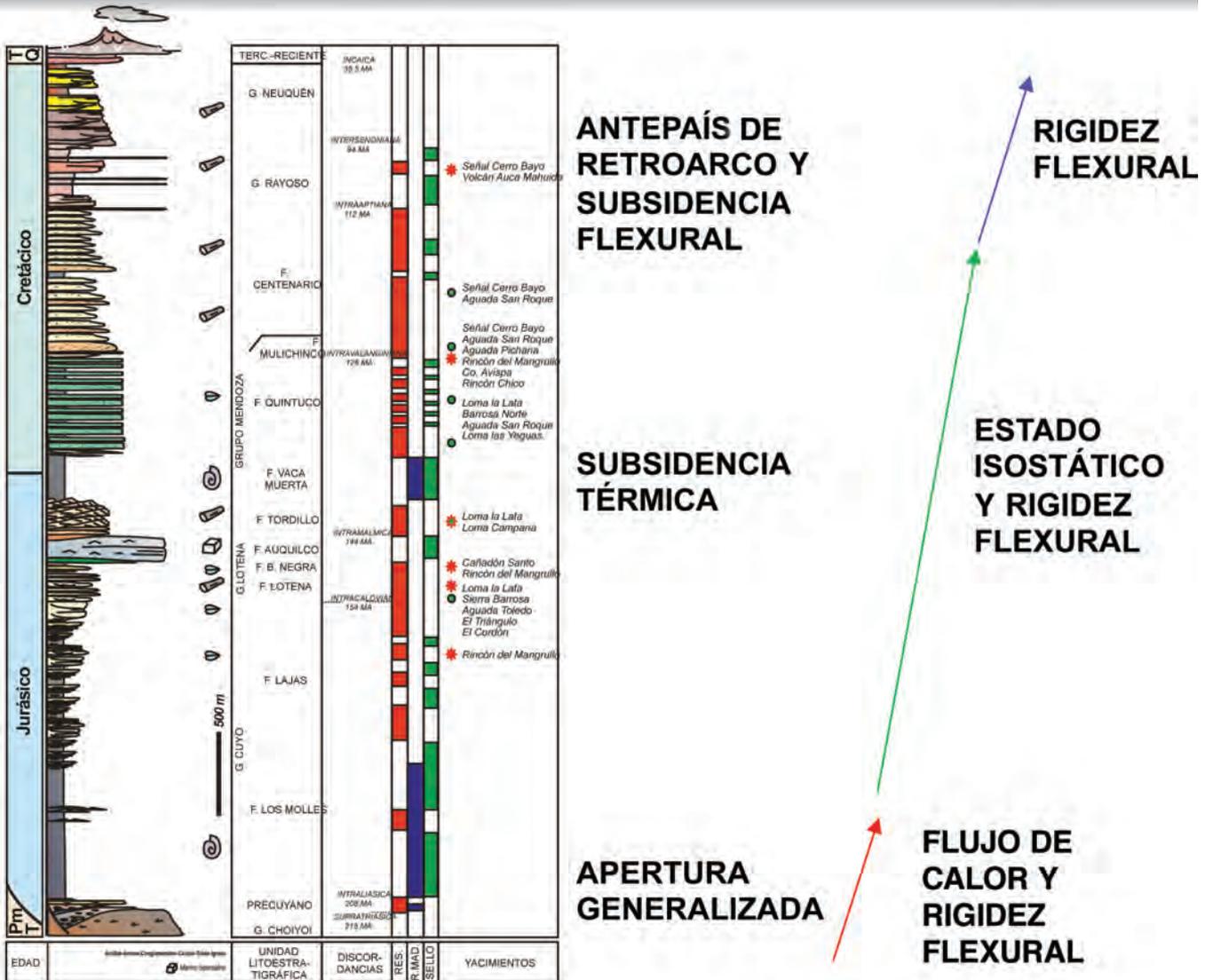
## Flujo de calor

En primer lugar, se pone de relieve la caracterización del régimen térmico, por medio del estudio del flujo de calor actual, que se considera una variable independiente en

1. YPF, Macacha Güemes 515, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.  
2. Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.  
mario.e.sigismondi@ypf.com

**FIGURA 2**

Columna sedimentaria generalizada de la cuenca Neuquina (Brisson, 1999), mecanismos geodinámicos dominantes en función del tiempo geológico (Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita) y propiedad geofísica más importante asociada a los mismos.



geología, clave para entender el flujo de calor al inicio de la ruptura de la cuenca. Para su estimación, es necesaria la concurrencia de tres elementos clave (Fig. 3) (Kappelmeyer y Haenel, 1974; Chapman y Pollack, 1977; Pollack *et al.*, 1993; Jaupart *et al.*, 1998; Sigismondi y Ramos, 2009a, b), a saber:

- Gradiente geotérmico.
- Conductividad térmica.
- Calor radiogénico.

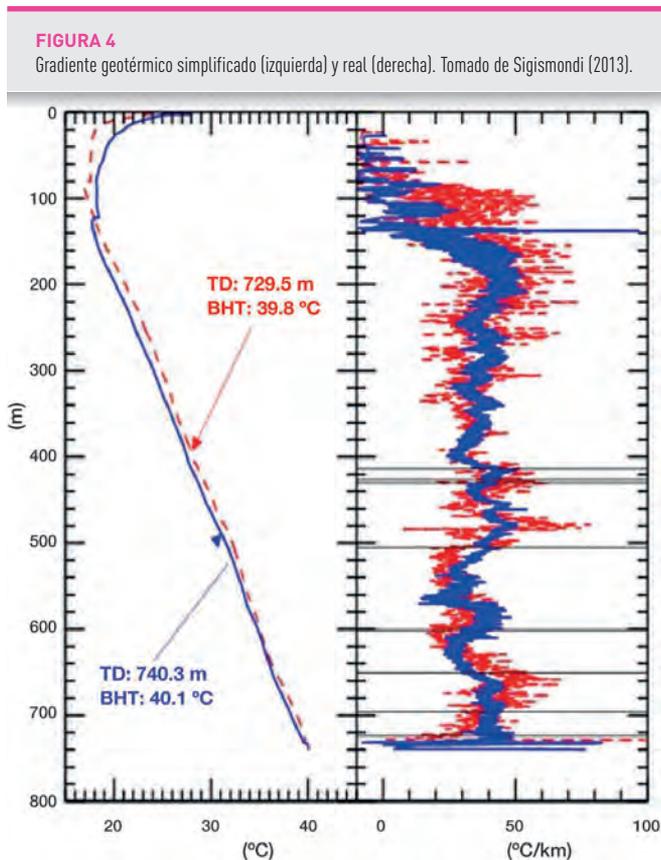
**FIGURA 3**

Estimación del flujo de calor actual por conducción (Sigismondi, 2013; modificado de Bullard, 1947).

$$HF = \kappa \frac{A}{L} (T_2 - T_1)$$

conductividad termal (Watts/m°C) →  $\kappa$   
 Área de la sección (m²) →  $A$   
 Longitud (m) →  $L$   
 diferencia de temperatura (°C) →  $(T_2 - T_1)$   
 Flujo de calor (watts) →  $HF$

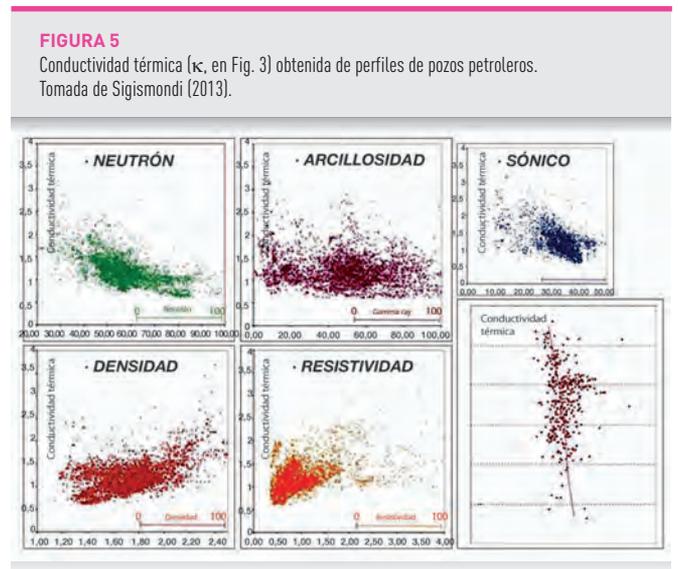
El gradiente geotérmico ( $T_2-T_1$ ) ha sido derivado a partir de datos de perforaciones petroleras (Fig. 4) corroborados por información a partir del estudio espectral de anomalías magnéticas. La diferencia de temperatura entre dos puntos de lectura es, en realidad, una simplificación por medio de una función lineal controlada por la litología, los fluidos y la conductividad térmica de las rocas (Horner, 1951; Lachenbruch y Brewer, 1959) (Fig. 4).



La conductividad térmica ( $\kappa$ , Fig. 3) es predominantemente función del contenido de fluidos y del tipo de litología de las rocas (Carslaw y Jaeger, 1959; Vacquier *et al.*, 1988; Brigaud *et al.*, 1990; Demongodin *et al.*, 1991; Blackwell *et al.*, 1997; Bonneville *et al.*, 2005), derivada de datos de perfiles de pozos petroleros. En general, la conductividad aumenta con la profundidad (Fig. 5).

Se muestra como cuadro de primer orden (Fig. 6) la existencia de un frente de anomalías positivas de gradiente, en parte explicables como consecuencia de mecanismos de refracción termal del basamento. Aparece una fuerte descompensación al norte del Dor-

so de los Chihuidos y al sur de la Dorsal de Huincul (Sigismondi y Ramos, 2009a). Es notable la existencia de un frente relativamente frío al oeste de la faja plegada y corrida de Malargüe en el sector septentrional de la cuenca Neuquina (Sigismondi y Ramos, 2009a, b). También se trabajó a partir de datos magnéticos la derivación de la isoterma de Curie (Blakely, 1988), que es una forma de validar las respuestas de los pozos (Sigismondi, 2013).

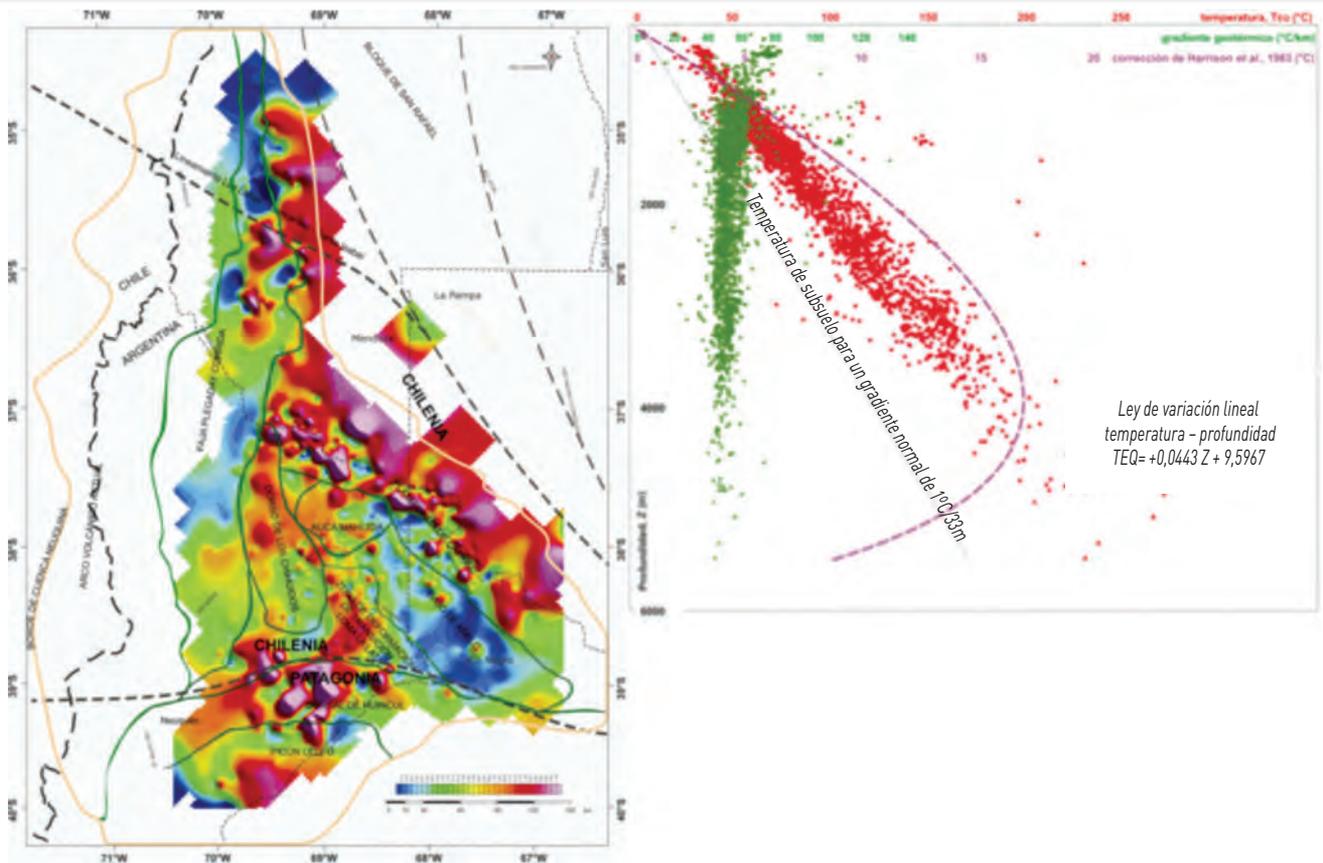


### Estado isostático

Simultáneamente, se ha estimado el estado isostático dominante de la cuenca y su distribución por región morfoestructural (Sigismondi, 2013). Esto es muy importante para conocer los lugares potenciales de generación de espacios de acomodación de sedimentos por mecanismos de subsidencia (Simpson *et al.*, 1986; Giménez *et al.*, 2001; Martínez *et al.*, 2005). En un escenario de compensación local (Airy, 1855; Pratt, 1855a, b) no se considera la resistencia lateral de la litosfera, o se asume que no la tiene (Watts, 2001; Watts *et al.*, 1995). Pero si tal fenómeno es evaluado, se debe trabajar en escenarios de mecanismos de compensación regional, donde la resistencia relativa de la litosfera es finita (Figs. 6 y 7). En principio, la correlación entre anomalías de Bouguer y topografía brinda una estimación inicial (Fig. 8) del estado isostático (Blakely, 1995).

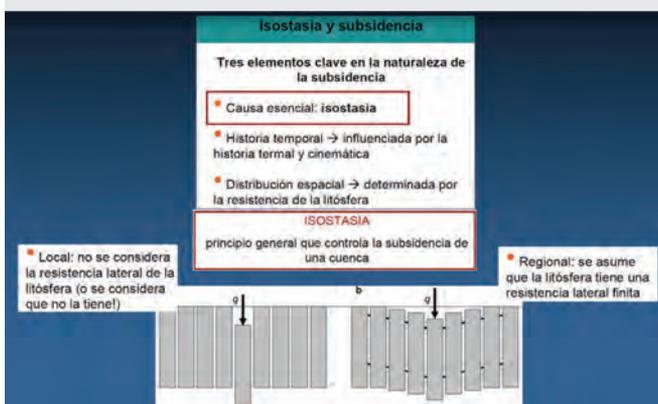
**FIGURA 6**

Gradiente geotérmico (Sigismondi y Ramos, 2009 a, b) de la cuenca Neuquina (T2 – T1, Fig. 3) obtenido de pozos petroleros (izquierda). Correlación entre temperatura (puntos color rojo) y gradiente geotérmico (puntos color verde) versus profundidad, obtenida de 2.941 perforaciones (derecha). Observar el desequilibrio respecto a la ley de gradiente normal (línea color negro). La función de corrección (línea de trazos, color violeta) permite ajustar la ley de variación lineal de la temperatura versus la profundidad. (Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita).



**FIGURA 7**

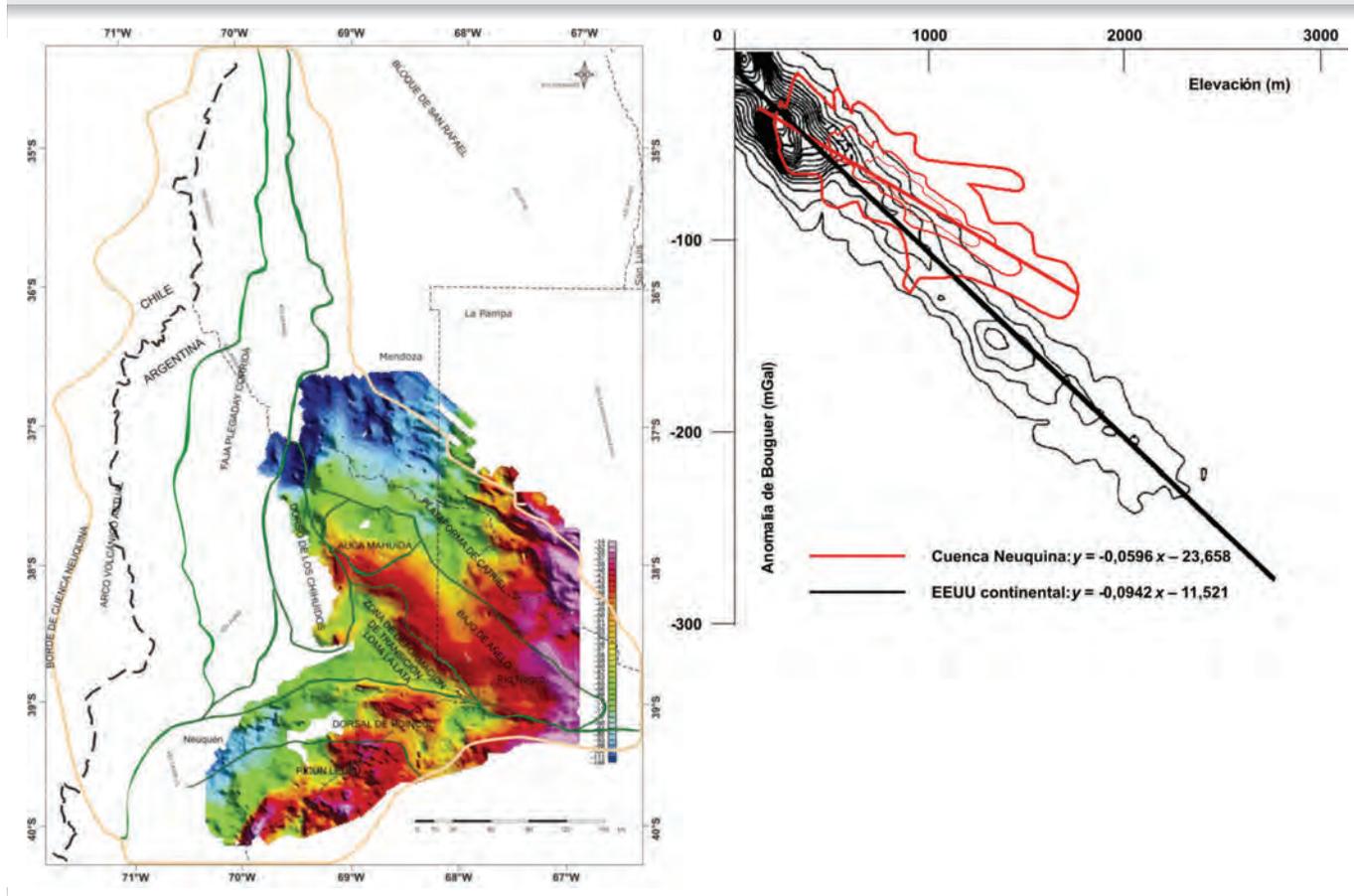
Relación existente entre el estado isostático generalizado de una cuenca sedimentaria y la subsidencia. Observar que los mecanismos de compensación local o regional se consideran los escenarios extremos (modificado de Watts *et al.*, 1995). (Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita).



Si se recurre al estudio de las anomalías isostáticas (Martínez *et al.*, 2005) de la cuenca Neuquina, pero en un escenario de compensación flexural (Figs. 7 y 9), podemos verificar la existencia de un desequilibrio isostático residual positivo como unidad geológica pero gradado según la región (Sigismondi, 2013), desde compensación local Airy-Heiskanen para el borde externo de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal, el volcán Auca Mahuida y el Dorso de los Chihuidos (Mioceno), hasta respuestas más cercanas a mecanismos flexurales, como el borde interno de la faja plegada del Agrio-Chos Malal, el levantamiento en Jurásico Superior del Dorso de los Chihuidos y la Dorsal de Huincul.

**FIGURA 8**

Mapa de anomalías de gravedad simple de Bouguer (izquierda) que muestra un fuerte rasgo positivo sobre el eje de máximo espesor sedimentario de la cuenca Neuquina. La correlación de anomalías y cotas topográficas (derecha, color rojo) en un escenario de compensación local, cuando se compara con regiones continentales consideradas estables (derecha, color negro) muestra el desvío de la condición de equilibrio (Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita).



## Rigidez flexural

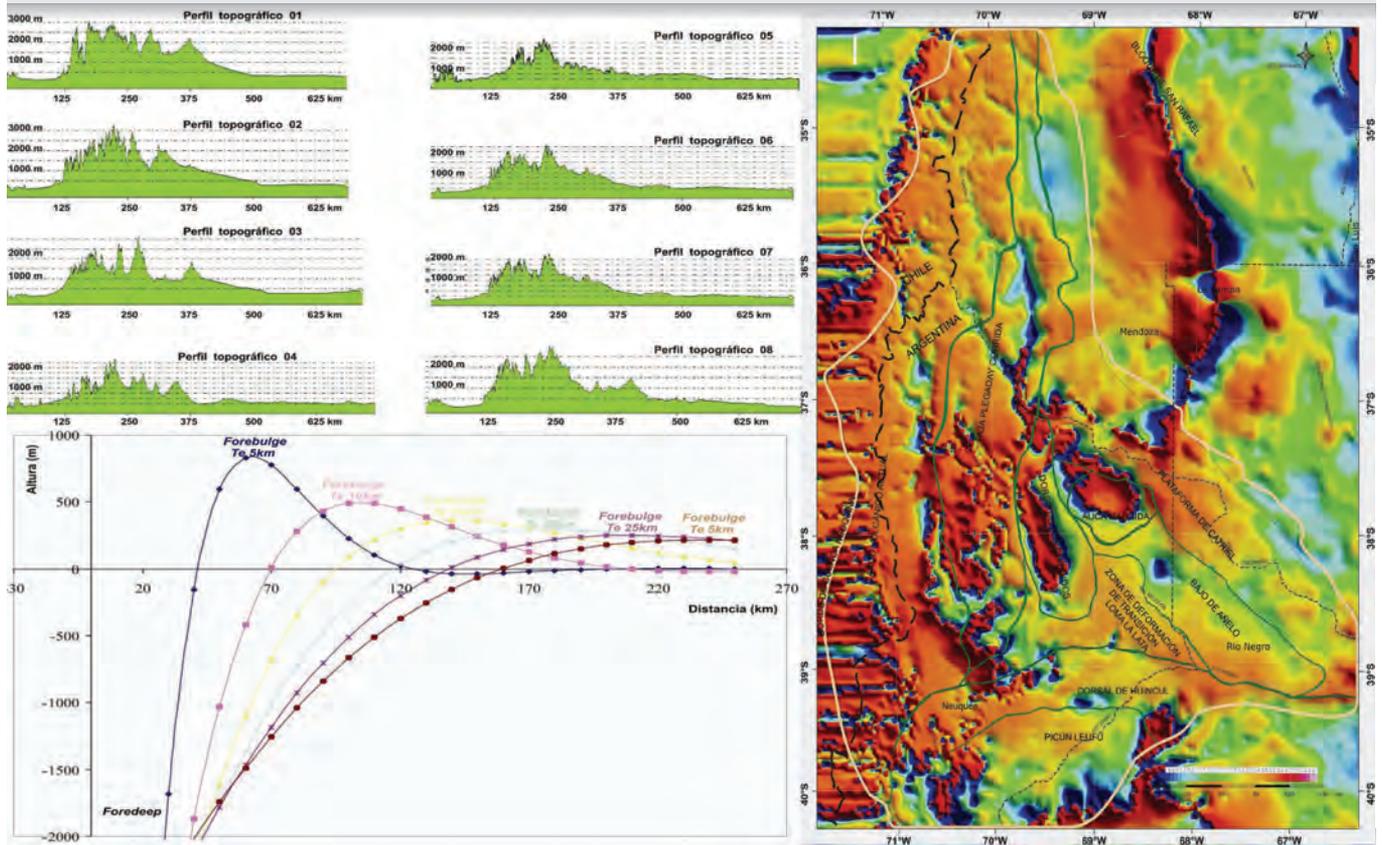
A partir de la observación de propiedades geodinámicas asociadas a la rigidez flexural proveniente del análisis de anomalías de gravedad (Zuber *et al.*, 1989; Sigismondi, 2013), se reconoce que la Dorsal de Huincul se comporta como una discontinuidad de primer orden tanto a escala de las discontinuidades corticales inferiores y superiores (Figs. 10 y 11), y separa terrenos acrecionados durante el Paleozoico (Ramos *et al.*, 1986) con un fuerte contraste de rigidez flexural al norte y al sur (Chilena y Patagonia, respectivamente) que han condicionado la geometría de la deformación y las fábricas del basamento en toda la extensión de la cuenca (Figs. 14 y 15). Su comportamiento como elemento de elevada resistencia mecánica a la deformación (Byerlee, 1978; Kusznir y Park, 1987;

Tassara *et al.*, 2006) ha tenido influencia decisiva sobre la propagación de la misma hacia el sur, en un escenario generalizado de convergencia oblicua, tal como fuera sugerido por trabajos anteriores (Folguera *et al.*, 2002, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008).

La cuantificación de la rigidez realizada matemáticamente confirma esta idea (Sigismondi, 2013), ya que hacia el norte de la cuenca Neuquina coexisten escenarios más propensos a la deformación por su menor rigidez relativa, como son las fajas plegadas del Agrio y de Chos Malal y la zona de influencia del volcán Auca Mahuida. La rigidez no sólo cambia en valores absolutos (Fig. 10), sino también en su dirección de variación (Sigismondi, 2013), lo cual constituye un rasgo atípico sobre el cual el vector de convergencia interplaca encuentra un escenario anisótropo

**FIGURA 9**

En un escenario de compensación isostática de tipo flexural o regional, pueden influir tanto la carga topográfica como la carga de subsuelo. Se comprobó en el caso de estudio (Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita) a partir de perfiles regionales oeste-este (izquierda, superior) que la deformación se propagaría al antepaís (izquierda, inferior) en función del espesor elástico efectivo. Una forma de verificar este fenómeno en la cuenca Neuquina es a partir de la estimación de la admitancia gravitacional, que correlaciona en el dominio espectral el comportamiento de la topografía y las anomalías de gravedad (derecha). Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.



para aplicar las fuerzas a escala continental, que se resolverá en deformación localizada del basamento. Esta anisotropía también juega un papel preponderante para condicionar la deformación en tres rumbos principales (Fig. 11), tomando como referencia el elemento rígido de la Dorsal:

1. oeste-este en las inmediaciones de la misma,
2. noroeste-sureste hacia el norte, y
3. suroeste-noreste hacia el sur. Se interpreta que los cambios de rigidez pueden ser atribuidos a variaciones en las propiedades reológicas de las rocas (Byerlee, 1978; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara *et al.*, 2006), determinadas por diferencias en las condiciones de presión y temperatura, además de la actividad magmática, que han producido cambios en la resistencia mecánica a la deformación.

## Relación entre el espesor elástico y la rigidez flexural

Una observación importante es que aquellos tres dominios mayores (Fig. 11) presentan cambios de rigidez flexural de varios órdenes de magnitud (Fig. 12), toda vez que matemáticamente (Burov y Diament, 1995; Burov, 2011) está expresada como:

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12 \cdot (1 - \nu^2)}$$

Siendo:

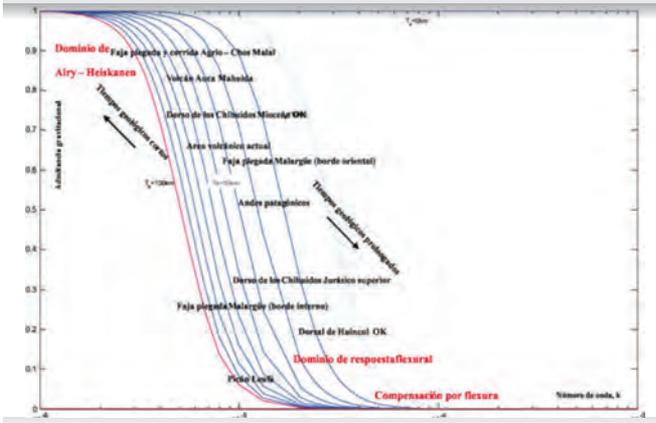
$D$ : rigidez flexural,

$T_e$ : espesor elástico efectivo, y

$E$  y  $\nu$ : módulo de Young y Poisson, respectivamente.

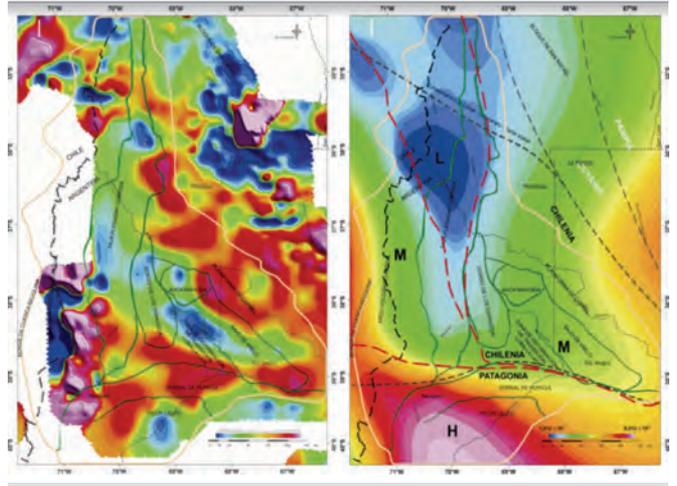
**FIGURA 10**

Comportamiento isostático localizado de la cuenca Neuquina en un escenario de compensación flexural, en función de los dominios geotectónicos principales (modificados de Mosquera y Ramos, 2006). Las respuestas están fundamentalmente originadas por la carga (topográfica exclusivamente en este caso), el tiempo geológico y la rigidez de la litosfera. Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.



**FIGURA 11**

Mapa de anomalías magnéticas (izquierda) y de rigidez flexural (derecha) que muestran una fuerte discontinuidad de primer orden (escala regional y litosférica) que es el límite entre el dominio estructural de la Dorsal de Huincul (hacia el sur, mayor rigidez) con respecto a otros dominios reconocidos. Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.



**FIGURA 12**

La estimación de la rigidez flexural a partir del espesor elástico efectivo (Tabla a la izquierda) se compara con los valores obtenidos de la cuenca Neuquina en la región de la faja plegada y corrida del Agrio - Chos Malal (derecha). La carga (considerando exclusivamente la topografía) originada por el emplazamiento de la faja plegada sería al menos parcialmente responsable de la migración de la deformación 110 km al este. Por tanto, se interpreta que al menos parcialmente, sería responsable del relieve topográfico positivo del orden de 489 m del Dorsal de los Chihuidos que explicaría el carácter no orogénico del mismo. Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.

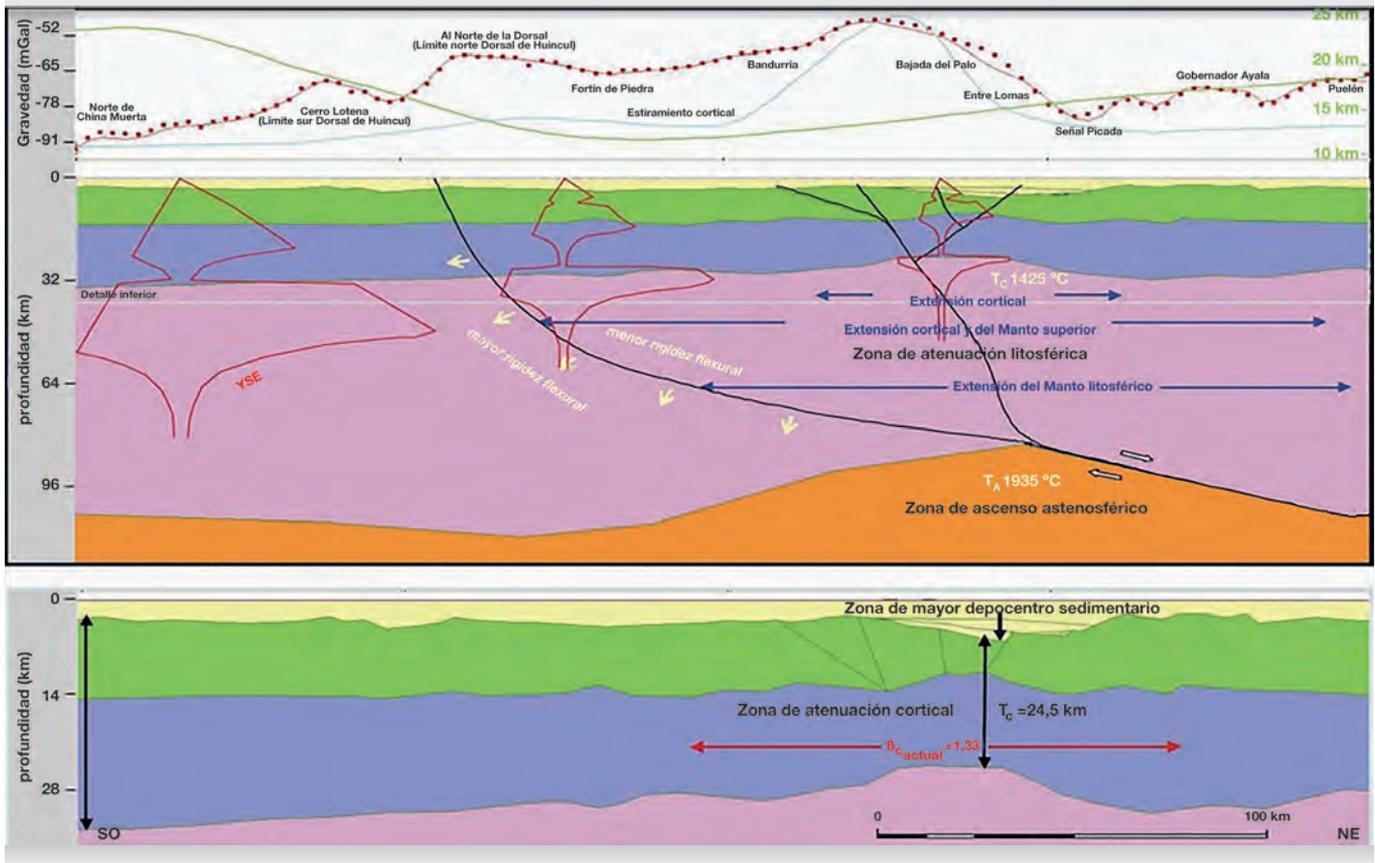
distancia desde la fosa (foredeep) (km)	longitud de onda (km <sup>-1</sup> )	espesor elástico efectivo (km)					
		5 km	10 km	15 km	20 km	25 km	30 km
		rigidez flexural (Nm)					
		1.111 10 <sup>21</sup>	8.889 10 <sup>22</sup>	3.000 10 <sup>23</sup>	7.111 10 <sup>22</sup>	1.389 10 <sup>23</sup>	2.400 10 <sup>23</sup>
		abultamiento periférico (periferal bulge) (m)					
0		-12446.66	-7400.83	-5460.24	-4400.56	-3722.42	-3246.68
10	0.100	-7921.03	-5760.25	-4561.23	-3814.94	-3302.73	-2927.11
20	0.050	-4243.66	-4248.35	-3703.21	-3247.31	-2892.49	-2613.10
30	0.033	-1685.89	-2940.79	-2914.68	-2711.23	-2499.16	-2309.20
40	0.025	-155.28	-1869.27	-2212.84	-2216.08	-2128.33	-2018.97
50	0.020	593.14	-1034.92	-1605.97	-1767.78	-1783.92	-1745.09
60	0.017	<b>827.78</b>	-419.27	-1095.58	-1369.35	-1468.46	-1489.46
70	0.014	775.38	7.15	-678.25	-1021.59	-1183.31	-1253.32
80	0.013	598.62	278.43	-347.16	-723.48	-928.85	-1037.36
90	0.011	398.23	428.87	-93.43	-472.70	-704.68	-841.78
100	0.010	226.07	490.08	92.97	-266.01	-509.81	-666.37
110	0.009	100.95	<b>489.46</b>	222.36	-99.51	-342.75	-510.63
120	0.008	22.45	449.47	304.79	31.00	-201.69	-373.77
130	0.008	-18.78	387.62	349.69	129.90	-84.59	-254.84
140	0.007	-34.43	316.83	<b>365.57</b>	201.50	10.71	-152.71
150	0.007	-35.01	246.07	359.89	249.98	86.46	-66.19
160	0.006	-28.42	181.05	339.00	279.23	144.89	5.99
170	0.006	-19.75	124.95	308.18	292.87	188.16	65.14
180	0.006	-11.80	79.08	271.68	<b>294.13</b>	218.36	112.53
190	0.005	-5.76	43.44	232.80	285.88	237.44	149.45
200	0.005	-1.80	17.20	194.03	270.61	247.22	177.11
210	0.005	0.42	-0.92	157.16	250.45	<b>249.37</b>	196.68
220	0.005	1.37	-12.40	123.36	227.17	245.37	209.28
230	0.004	1.55	-18.71	93.36	202.24	236.56	215.92
240	0.004	1.33	-21.22	67.47	176.83	224.13	<b>217.55</b>
250	0.004	0.97	-21.11	45.74	151.85	209.08	215.05

Esto significa que para cambios en la distribución del espesor elástico efectivo de 10 km a 25 km de una región a otra de la cuenca Neuquina (Fig. 11), la rigidez flexural cambiaría de  $8,88 \cdot 10^{22}$  Nm a  $1,39 \cdot 10^{23}$  Nm. Aunque con las limitaciones en el cálculo del espesor elástico efectivo, disponer de una estimación del contraste de rigidez permite comprender el funcionamiento mecánico de la litosfera y cuantificar su respuesta. Así, si las variaciones del espesor elástico fueran de 8 km a 15 km, implicaría alteraciones de rigidez flexural del orden de ocho veces mayores. Es muy importante llegar a una estimación cuantitativa, pues la sola existencia de rigidez flexural permite imaginar el comportamiento termomecánico (Sigismondi, 2011) y por tanto, la evolución de la región (Sigismondi, 2006), lo cual es primordial para entender el rol geodinámico del vector de convergencia andino, la partición de la deformación, el flujo de calor y la rigidez. El avance de la deformación de intraplaca en la cuen-

ca Neuquina está supeditado fundamentalmente a la resistencia flexural de la litosfera (Kusznir y Park, 1984) y a la orientación del vector de convergencia andino. En este sentido, el límite de elevada rigidez al sur de la Dorsal de Huincul actúa como frontera meridional al avance de la deformación, muy bien preservada en la fábrica del basamento (Figs. 14 y 15), lo cual ha sido verificado por estudios de detalle de exploración sísmica (Fig. 15) y datos gravimétricos regionales (Fig. 14). La reunión de datos geológicos, sísmicos, métodos potenciales y flujo de calor hace postular que la corteza superior e inferior de la cuenca Neuquina se comporta como un elemento no homogéneo, cuyas heterogeneidades termomecánicas afectan la distribución de tensiones y deformación asociada. Los cambios de la rigidez cortical deben ser considerados como una propiedad de primer orden, en el sentido que afectan regionalmente la anisotropía de la deformación a escala cortical y de basamento.

**FIGURA 13**

Transecta regional de dirección suroeste-noreste, que hace presumir la existencia de atenuamiento cortical y litosférico en la cuenca Neuquina. Esta interpretación está validada por el modelado de las anomalías de gravedad y calibrado en un escenario termomecánico y reológico. Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.

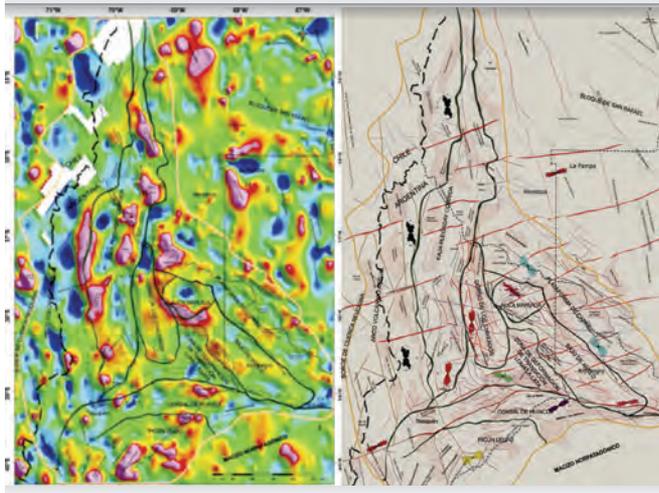


## Interpretación geodinámica evolutiva

Como consecuencia de la distribución, valor y anisotropía de la rigidez cortical, la partición de la deformación asociada al régimen de convergencia oblicuo se ha resuelto de dos maneras distintas (Sigismondi, 2013). Al norte de la Dorsal de Huincul la deformación se propaga casi sin partición, dando origen a la existencia de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal, a la deformación de arco y antearco y a una zona sismogénica más amplia y trabada, que ha ocasionado dos megasismos recientes en la región; mientras que al sur, el vector de convergencia andino al chocar con el elemento rígido se descompone en dos vectores casi perpendiculares entre sí que dan origen a dos megaestructuras: 1- la zona de falla activa de Liquiñe-Ofqui, que nace en Chile y con dirección preferencial norte-sur llega al norte de la cuenca Neuquina, y 2- la falla fosilizada de la Dorsal de Huincul, con mecanismo dominante de transcurrancia dextral.

### FIGURA 14

Imagen estructural del basamento gravimétrico de la cuenca Neuquina y sus elevaciones y depresiones relativas a partir de la inspección de anomalías gravimétricas residuales (izquierda) calibrando datos terrestres y satelitales. Interpretación de las direcciones preferenciales de deformación (derecha) identificadas a los nueve dominios tectónicos principales. Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.



El control tectónico del volcanismo, referido especialmente al elemento anómalo en el antepaís fragmentado del aparato fisural del Auca Mahuida (Sigismondi, 2013), es prácticamente compensado isostáticamente de manera local, pero con consecuencias importantes desde el punto de vista mecánico, pues su emplazamiento habría dado el escenario apropiado para una

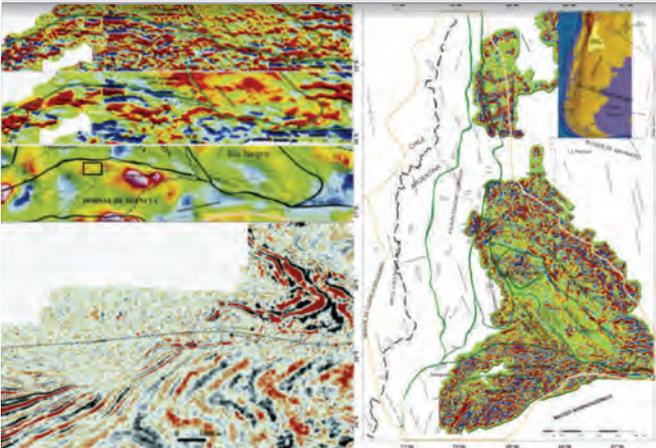
somerización de las discontinuidades reológicas evidenciadas por las transiciones frágiles-dúctiles en el sentido de Byerlee (1978) y, por lo tanto, habría favorecido la transmisión de la deformación del vector de convergencia andino a sectores retirados del frente orogénico, como ha sido confirmado por imágenes sísmicas de 3D (Sigismondi, 2013).

Con respecto al apilamiento tectónico, el emplazamiento de la faja plegada y corrida del Agrio-Chos Malal coincide con una región elongada de relativa baja rigidez flexural que se emplaza en una zona de debilidad cortical previa (Yagupsky *et al.*, 2007). Por lo tanto, considerando exclusivamente su carga topográfica visible actualmente, es decir sin tener en cuenta la posible existencia de cargas subcorticales, esta masa anómala habría favorecido la propagación de la deformación hacia el antepaís de la cuenca por mecanismos flexurales (Sigismondi, 2006, 2013), lo cual se expresa en el relieve positivo no orogénico del Dorso de los Chihuidos (Fig. 10). Esta interpretación está confirmada a partir de imágenes de secciones sísmicas y datos de pozos, que estiman en 550 m el levantamiento estructural del sector.

Además, hay que mencionar la riqueza interpretativa derivada del conocimiento del estado isostático (Introcaso *et al.*, 2000). Su comprensión permite advertir en el caso de estudio de la cuenca Neuquina, no sólo de la existencia de un fuerte atenuamiento cortical sobre el depocentro sedimentario, sino que, asociado a indicios de la distribución del flujo de calor, permite postular un mecanismo de extensión por cizalla simple (Sigismondi, 2013) como el más probable en la etapa de *rifting* generalizado, en el Jurásico Inferior. Por ello, los juegos conjugados de anomalías gravimétricas positivas y magnéticas negativas sobre el eje principal o depocentro sedimentario, se pueden interpretar como el signo más importante de la existencia de atenuamiento litosférico y cortical, herencia geométrica actual de la etapa de extensión pretérita, que se corrobora a partir de la inspección de las anomalías magnéticas, y que muestra un fuerte mínimo en coincidencia al depocentro sedimentario, confirmando lo que predice la teoría.

**FIGURA 15**

Mapa de los principales rasgos de la deformación del basamento de la cuenca Neuquina a partir de la inspección del atributo de curvatura máxima gaussiana de las anomalías gravimétricas residuales (derecha). Un detalle del principal rasgo morfoestructural en el límite de la Dorsal de Huincul a partir del gradiente completo horizontal, la curvatura y la anomalía residual de Bouguer (izquierda, superior), se confirma a partir de imágenes de sísmica de 3D en cortes a tiempo constante (izquierda, inferior). Tomado de Sigismondi, 2013, tesis doctoral, inédita.



Respecto del mecanismo de apertura de la cuenca Neuquina en su etapa de *rifting* localizado, es posible explicarlo de forma coherente con las observaciones si se recurre a la hipótesis de un mecanismo de cizalla simple (Sigismondi, 2011a, b, 2013), con una falla maestra de enraizamiento profundo como superficie de desacople cortical (Fig. 13). A partir de un modelo termomecánico (Sigismondi y Tassara, 2006) que ajusta a la respuesta de anomalías de gravedad por inversión en el dominio de 2.5D, es posible sugerir la existencia de un fuerte atenuamiento cortical sobre el depocentro sedimentario principal, cuya morfología regional se muestra en la Figura 8 (anomalía positiva

de gravedad) y Figura 9 (anomalía magnética negativa). En función del mecanismo dominante de cizalla simple para la etapa de apertura de la cuenca (Sigismondi, 2013), la distribución del flujo de calor deberá ser asimétrica y no necesariamente centrada sobre la zona principal de ruptura (Fig. 6). Esta asimetría en la distribución calórica regional predice la presencia de atenuamiento cortical, cambios en el comportamiento reológico como el observado entre el sur y norte de la Dorsal de Huincul (Fig. 11), atenuamiento litosférico cortical no necesariamente coincidente con el eje del rift y cizallamiento cortical asimétrico en la corteza superior (Fig. 13).

Por último, como conclusión asociada a la deformación del basamento geológico de la cuenca Neuquina, se ha encontrado una buena correspondencia entre la curvatura de las anomalías de gravedad (Sigismondi, 2013) y los patrones de distribución de discontinuidades del subsuelo corroborados a partir de observaciones por métodos sísmicos (Fig. 15).

La proyección que puede derivarse a partir de la calibración obtenida, permite tener un elemento de juicio para la búsqueda de yacimientos de hidrocarburos en regiones marginales de la cuenca Neuquina o en sectores aledaños a la misma. Un impacto que puede estar tanto en el oeste, en el depocentro de Loncopué, como hacia el este, en el depocentro de Limay Mahuida. En este contexto, las anomalías de los métodos potenciales deberían abrir el camino para el empleo de herramientas sísmicas o de pozos en zonas de frontera exploratoria.

## CONCLUSIONES

Por medio de este trabajo de investigación se ha podido demostrar que la combinación de métodos geofísicos (potenciales-sísmicos) y perforaciones puede ayudar a comprender mejor la historia geológica de una cuenca sedimentaria relativamente madura como la Neuquina. El estudio de la cinemática geodinámica tiene un impacto directo en el mejor entendimiento del basamento de la cuenca, que en definitiva controla los elementos de todo sistema petrolero. Esto permite identificar oportunidades de exploración y desarrollo, que abran paso a búsquedas detalladas a partir de prospección sísmica y nuevas perforaciones.

## Referencias

- Airy, G. B. 1855. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Transaction Royal Society, Serie B*, 125: 101-104. London.
- Artemjev, M. E. y Artyushkov, E. V. 1971. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. *Journal of Geophysical Research*. 26: 1197-1211.
- Blackwell, D. D., Wisian, K. W., y Beardsmore, G. R. 1997. Application of temperature logging technology to increasing the accuracy of basin thermal models. En: Kruiženga, R. J. et al. (eds.), *Applications of Emerging Technologies: Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas*. 5: 41-65. Dallas, Texas. Institute for the Study of Earth and Man, Southern Methodist University.
- Blakey, R. 1988. Curie temperature isotherm and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*. 93: 11817-11832.
- Blakey, R. J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 441 pp. Cambridge (UK).
- Bonneville A., Lucazeau, F., Gouze, P., Von Herzen, R. 2005. Hydrothermal regime of a young oceanic crust segment (Mid-Atlantic Ridge) constrained by heat flow measurements. *EOS Transaction AGU*, 86 (52), Fall Meeting Supplement, Abstract T53C-1439.
- Brigaud, F., Chapman, D. S. y LeDouaran, S. 1990. Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. 74: 1459-1477.
- Bullard, E.C. 1947. The time necessary for a bore hole to attain temperature equilibrium. *Monthly Notices Royal Astronomical Society, Geophysical, Supplement*. 5: 127-130.
- Burov, E. B. y Diament, M. 1995. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of the continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*. 100: 3895-3904.
- Burov, E. B. 2011. Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*. 28: 1402-1443.
- Byerlee, J. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*. 116: 615-626.
- Carlsaw, H. S. y Jaeger, J. C. 1959. *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press, 319 pp., London.
- Chapman, D. S. y Pollack, H. N. 1977. Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology*. 5: 265-268.
- Cobbold, P. R. y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*. 20: 429-443.
- Davis, M. y Kuszniir, N. 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. *Proceeding NSF Rifted Margins Theoretical Institute*. 1: 92-136.
- Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur G. y Gable, R. 1991. Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin. *Geophysical Journal International*. 105: 675-691.
- Folguera, A., Ramos, V. y Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos en los últimos 30 millones de años (36°-39°S). *Revista Geológica Chilena*. 29: 227-240.
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Upper Cenozoic Extension across the Neuquén Andes and the adjacent embayment. Along strike strain segmentation in Neuquén Andes, related to changes in angle of subduction during the last 8 Ma. En: Kay, S. M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285.
- Giménez, M., Martínez, M. P. y Introcaso, A. 2001. Análisis hidrostático de la cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan - Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*. 56: 419-424.
- Horner, D. R. 1951. Pressure buildup in wells. *Proceedings 3rd. World Petroleum Congress*. 2: 503-521.
- Huismans, R. S. y Beaumont, C. 2007. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. *Geological Society of London. Special Publication*. 282: 111-138.
- Introcaso, A., Martínez, M. P. y Giménez, M. E. 2000. Indicadores gravimétricos primarios de mecanismos isostáticos en cuencas sedimentarias. 20° Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Actas: 187-189.
- Jaupart, C., Mareschal, J. C. Guillou-Frottier, L. and Davaille, A. 1998. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research*. 103: 15269-15286.
- Kappelmeyer, O. y Haenel, R. 1974. *Geothermics, with special reference to applications*. Geoexploration Monographs, Series 1(4), 238 pp. Gebruder Borntraeger, Berlin.
- Kuszniir, N. J. y Park, R.G. 1984. Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal* 79: 513-538.
- Kuszniir, N. y Karner, G. D. 1985. Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*. 316: 138-142.
- Kuszniir, N. J. y Park, R. G. 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: Its dependence on geothermal gradient, crustal composition and thickness. En: Coward, M. P. Dewey, J. F. y Hancock, P.L. (eds.). *Continental Extensional Tectonics, Special Publication Geological Society*. 28: 35-52. London.
- Lachenbruch, A. H. y Brewer, N. 1959. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. *U.S. Geological Survey, Bulletin*. 1083: 73-109.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*. 6: 221-244.

- Martínez, M. P., Lince Klinger, F. y Giménez, M. E. 2005. Isostasia en la cuenca Neuquina (Argentina). Resultados preliminares, 1-11p. III Congreso Cubano de Geofísica. La Habana.
- McKenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*. 40: 25-32.
- McKenzie, D. y Priestley, K. 2008. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution. *Lithos*. 102: 1-11.
- Mosquera, A. y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 97-124.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J., y Johnson J. R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*. 31: 267-280.
- Pratt, J. H. 1855a. On the deflection the plumb-line in India, caused by the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond, and its modification by the compensating effect of a deficiency of matter below the mountain mass. *Transaction Royal Society, serie B* 149: 745-779. London.
- Pratt, J.H. 1855b. On the attraction of the Himalaya mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India. *Philosophical Transaction Royal Society*. 145: 53-100.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortes, J. M. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. 5: 855-880.
- Sigismondi, M. 2006. Neuquina basin: Flexure of the Lithosphere case study: Neuquina Foreland basin, Argentina. Geological Society of America. Mendoza. Backbone to the Americas. Poster sessions.
- Sigismondi, M. E. 2011a. El estiramiento cortical de la cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas electrónicas. 2 pp.
- Sigismondi, M. E. 2011b. Modelo termomecánico de la evolución de la Dorsal de Huincul. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas electrónicas. 2 pp.
- Sigismondi, M. E. 2013. "Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. URL: [http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_5361\\_Sigismondi.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_5361_Sigismondi.pdf)
- Sigismondi, M. y Tassara, A. 2006. Informe de los resultados del análisis gravimétrico de la cuenca Neuquina y la estimación del espesor elástico efectivo. Petrobras Argentina SA. Informe inédito Petrobras, 12 p., Neuquén.
- Sigismondi, M. y Ramos, V. A. 2009a. El flujo de calor de la cuenca Neuquina, Argentina, primera parte. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, *Petrotecnia* 1: 64-81.
- Sigismondi, M. y Ramos, V. A. 2009b. El flujo de calor de la cuenca Neuquina, Argentina, segunda parte. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, *Petrotecnia* 2: 58-76.
- Sigismondi, M.E., y Ramos, V.A. 2011. El basamento de la cuenca Neuquina. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J.M. (eds.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 327-333.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal neuquina (39° S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63: 49-64.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J. y Saltus, R. W. 1986. A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *Journal of Geophysical Research*. 91: 8348-8372.
- Tassara, A. y Yañez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47° S). *Revista Geológica de Chile*. 30:159-186.
- Tassara, A., Götze, H. -J., Schmidt, S. y Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research* 111: doi: 10.1029/2005JB003976.
- Uliana, M. A., Arteaga, M. E., Legarreta, L., Cerdán, J. J. y Peroni, G. O. 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrences in Argentina. En: Buchanan, J. G. y Buchanan, P. G. (eds.). *Basin inversion. The Geological Society, Special Publication*. 88: 211-233.
- Vacquier, V., Mathieu, Y., Legendre, E. y Blondin, E. 1988. An experiment on estimating the thermal conductivity of sedimentary rocks from well logging. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*. 72: 758-764.
- Van Avendonk, H. J. A., Lavier, L. L., Shillington, D. J. y Manatschal, G. 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. *Tectonophysics*. 468: 131-148.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. *Petroleum system of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir*. 62: 383- 402.
- Watts, A. B., Lamb, S. H., Fairhead, J. D., y Dewey, J. F. 1995. Lithosphere flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letter*. 134: 9- 21.
- Watts, A.B. 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Oxford University. Cambridge University Press, 458 pp.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 22: 108-125.
- Yagupsky, D., Cristallini, E. Zamora Valcarce, G. y Varadé, R. 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la feja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 62: 124-138.
- Zuber, M.T., Bechtel, T.D., y Forsyth, D. 1989. Effective elastic thicknesses of the lithosphere and mechanisms of isostatic compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research*. 94 (B7): 9353-9367.

# ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INORGÁNICAS MECÁNICAS Y QUÍMICAS

Juan José Ponce<sup>1</sup>, Aldo Omar Montagna<sup>2</sup>, Noelia Carmona<sup>1</sup> y Nerina Canale<sup>1</sup>

## Introducción

Este catálogo de estructuras sedimentarias es una versión revisada y actualizada que formó parte de la guía de trabajos prácticos de la escuela de petrofísica de campo “Del afloramiento al registro eléctrico de pozos” dictada para profesionales de YPF desde el 2009. Si bien el objetivo principal del libro es introducir y profundizar el vínculo que existe entre datos de afloramiento y perfiles de pozos, consideramos que es una excelente oportunidad para observar diferentes aspectos geológicos, entre los cuales las estructuras sedimentarias tienen un lugar relevante.

Es importante aclarar que este capítulo ha sido confeccionado privilegiando aquellas estructuras sedimentarias que están presentes en las distintas unidades litoestratigráficas que serán observadas y analizadas durante las tareas de campo y que su clasificación aplica los criterios descriptivos y genéticos propuestos por Pettijohn (1957).

## Definición de estructura sedimentaria

Las estructuras sedimentarias representan la disposición geométrica que adquieren los sedimentos durante los procesos de sedimentación, o en una etapa posterior muy próxima a su depositación, ya sea por procesos físicos, químicos y/o biológicos, dentro de un ambiente

deposicional. Es por esto que las estructuras sedimentarias brindan valiosa información sobre los procesos mecánicos, químicos, y biológicos que actuaron durante su acumulación y durante el tiempo que estos sedimentos se encontraban en la superficie o cerca de ella (Pettijohn, 1957). Por lo tanto, el análisis de las estructuras sedimentarias primarias permite inferir los mecanismos de transporte, las condiciones del flujo (turbulento o laminar; alta o baja energía, unidireccional o bidireccional), y la polaridad de los estratos. Algunas de las estructuras sedimentarias, fundamentalmente las de origen químico, se forman durante el soterramiento y la diagénesis, por lo que su estudio brinda información clave sobre los procesos allí actuantes. De lo anteriormente expuesto se desprende que cualquier modificación del sustrato constituye una estructura sedimentaria, no importa cuál sea el agente que la produce, y, por lo tanto, las estructuras sedimentarias pueden ser analizadas teniendo en cuenta los siguientes criterios:

<b>SEGÚN MOMENTO DE FORMACIÓN</b>	Primarias Secundarias (post depositacionales)
<b>SEGÚN UBICACIÓN EN EL ESTRATO</b>	Techo Interior Base
<b>SEGÚN EL ORIGEN</b>	Corriente: - depositacionales - erosivas Deformationales Químicas Biogénicas
<b>SEGÚN POLARIDAD DE ESTRATOS</b>	Indican techo y base No indican techo y base
<b>INDICADOR DE PALEOCORRIENTE</b>	No direccionales Direccionales: - indican dirección y sentido - indican dirección pero no sentido

1. CONICET, Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

jponce@unrn.edu.ar, ncarmona@unrn.edu.ar, nerinacanale@gmail.com

2. YPF, Universidad Nacional de Río Negro - Talero 360, Neuquén, Argentina.  
aldo.montagna@ypf.com

## CLASIFICACIÓN SEGÚN EL MOMENTO DE FORMACIÓN:

### A. PRIMARIAS O SINGENÉTICAS:

Estructuras sedimentarias formadas al tiempo de la sedimentación o muy poco tiempo después, y antes de la consolidación de los sedimentos. Aquí también se incluyen aquellas estructuras producidas por la actividad de organismos, producidas después de la sedimentación pero antes de la consolidación del sustrato.

### B. SECUNDARIAS O DIAGENÉTICAS:

Estructuras generadas con posterioridad a la sedimentación. Las estructuras deformacionales son estructuras postdeposicionales que pueden ocurrir inmediatamente después de la depositación o estar asociadas al soterramiento y litificación del sedimento.

## CLASIFICACIÓN DE ACUERDO CON LA POSICIÓN DENTRO DEL CUERPO DE ROCA:

### A. ESTRUCTURAS SOBRE EL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN O ESTRATALES O DE TECHO:

Son aquellas formadas y preservadas en el techo de la capa (e.g. ondulitas).

### B. ESTRUCTURAS DENTRO DEL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN O INTERNAS O ENDOESTRATALES:

Son todas aquellas presentes dentro de las capas (estratificación entrecruzada tangencial, laminación paralela).

### C. ESTRUCTURAS A LA BASE O SUBESTRATALES:

Son las generadas y resguardadas en la base de los estratos (e.g. calcos de surco, turboglifos).

## CLASIFICACIÓN DE ACUERDO CON EL ORIGEN:

Teniendo en cuenta su origen las estructuras pueden ser mecánicas de corriente (e.g. ondulitas, estratificación entrecruzada tangencial) o deformacionales (e.g. grietas de desecación, licuefacción de arenas), o pueden ser producidas por procesos químicos (e.g. estilolitas, nódulos, concreciones) o ser orgánicas generadas por la acción de los organismos con el sustrato (e.g. pelets fecales, bioturbación).

## CLASIFICACIÓN SEGÚN LA POLARIDAD DE LOS ESTRATOS:

Sirven para determinar cuál es el techo y cuál es la base de un estrato. Gran parte de las estructuras de techo y base son estructuras erosivas, haciendo que tengan gran valor como indicadores de polaridad y de paleocorrientes (dirección y/o sentido). Estas estructuras sedimentarias son esenciales en los análisis paleogeográficos para identificar los procesos que prevalecieron durante la acumulación de los sedimentos.

## CLASIFICACIÓN COMO INDICADORAS O NO DE PALEOCORRIENTE:

### A. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DIRECCIONALES:

Pueden indicar dirección y sentido del agente de transporte (e.g. ondulitas asimétricas), o mostrar solamente la dirección del agente (e.g. lineación parting).

### B. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS NO DIRECCIONALES:

Todas aquellas cuya génesis no depende ni se ve influenciada por la dirección y sentido del agente de transporte. La mayor parte de las estructuras secundarias y diagenéticas entran en esta categoría (e.g. grietas de desecación).

Teniendo en cuenta todos los criterios anteriormente mencionados, las estructuras sedimentarias se clasifican en:



## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INORGÁNICAS MECÁNICAS

**1. DEPOSITACIONALES**, son aquellas generadas durante la depositación. Son estructuras mecánicas por excelencia y pueden ser:

**A) PLANARES:** que se refiere a los rasgos geométricos desarrollados en planos, tanto por la geometría externa como por la geometría interna del estrato.

**B) LINEALES:** rasgos geométricos de la estructura desarrollados en forma lineal, que pueden ser estratales, que se forman en el sustrato y quedan representadas en el techo de los estratos, o subestratales, calco de las anteriores y quedan representadas en la base de los estratos.

**C) ACRECIONALES:** se generan por adhesión de material a un clasto pelítico o tefra durante el transporte.

**2. POSTDEPOSITACIONALES O DEFORMACIONALES**, producidas por la deformación de la estratificación primaria, se forman por procesos físicos (no tectónicos).

## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS - DEPOSITACIONALES



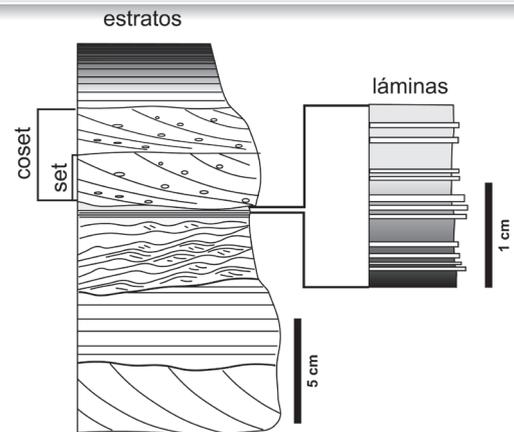
### Planares externas

#### ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN

Las rocas sedimentarias se presentan como sucesiones estratificadas. Los estratos (*beds*) son capas que pueden presentar geometría tabular, lenticular o cuneiforme, y que se encuentran integrados por rocas sedimentarias que tienen características (composición, empaquetamiento de los sedimentos, tamaño, forma y orientación) que permiten distinguirlos de los estratos que los infrayacen y suprayacen. Los estratos poseen espesores muy variables que se encuentran separados por planos de estratificación. Siendo estratos la designación genérica, se habla de **estratos** cuando las capas son más gruesas que 1 cm y de **lámina** cuando el espesor es menor que 1 cm (Figs. 1, 2, 3). Los estratos individuales que se encuentran separados por planos de estratificación se denominan **set**, mientras que al grupo de estratos con similares características (ej. sucesiones de estratos con laminación paralela) se lo denomina **coset** (Figs. 1, 2).

**FIGURA 1**

Esquema que muestra la diferencia que existe entre estratos y láminas.



De acuerdo con lo expresado un estrato puede caracterizarse por:

1. Composición y textura.
2. Espesor o potencia (distancia perpendicular entre el techo y la base).
3. Geometría:



4. Tipo de base que muestra:



5. Presentarse masivos.

6. Por sus estructuras sedimentarias.

FIGURA 2

Sucesión de estratos arenosos con geometrías lenticulares y tabulares. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



FIGURA 3

Areniscas finas y fangolitas con laminación paralela formando cuerpos de geometría tabular. Formación Vaca Muerta. Ruta Nacional N° 40.



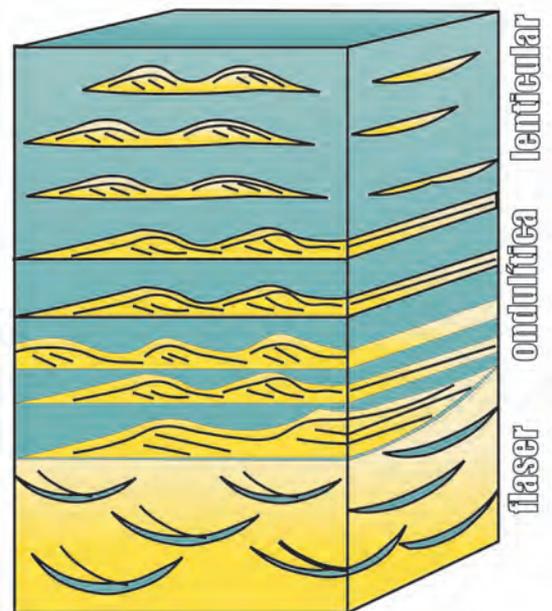
**ESTRATIFICACIÓN MIXTA**

Reineck y Wunderlich (1968) definieron la estratificación mixta como una alternancia centimétrica y regular de areniscas finas (con desarrollo de diferentes estructuras sedimentarias) y fangolitas (laminadas o masivas). Si bien estos arreglos han sido relacionados a depósitos de canales y planicies de deltas o estuarios dominados por marea,

también son frecuentes en albardones de canales fluviales y marinos profundos, en llanuras de inundación fluvial, en depósitos de *offshore*, en lóbulos producidos por corrientes de densidad y en corrientes de contorno (Davis, 2012). Su origen se relaciona a corrientes que experimentan variaciones en su poder energético y aporte de sedimentos. De este modo, durante condiciones de energía moderada se produce la movilización de arenas como carga de lecho con desarrollo de ondulitas, mientras que durante condiciones de baja o nula energía, se produce la acumulación de las fangolitas (Figs. 4-6).

FIGURA 4

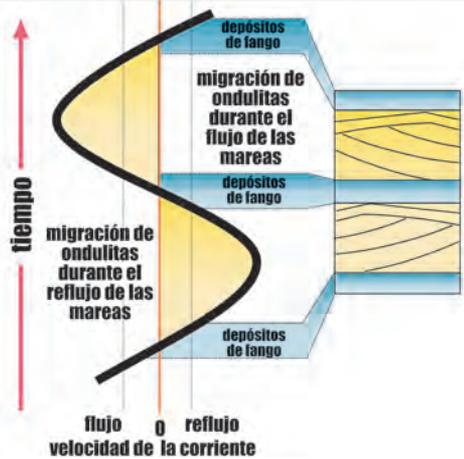
Esquema que muestra la estratificación, integrada por laminación *flaser*, ondulítica y lenticular.



En el caso de la estratificación mixta producida por procesos de difusión mareal, la movilización de las arenas con generación de óndulas se produce durante las condiciones de mayor energía de las mareas (flujo y reflujos), mientras que durante las condiciones de baja energía (producidas durante el máximo y mínimo de las mareas), los depósitos arenosos son tapizados por delgadas cortinas de fango acumuladas por procesos de decantación y/o floculación (Fig. 5). Estas condiciones de sedimentación producen la estratificación mixta (heterolítica) integrada por la alternancia de fangos y areniscas con laminación ondulítica, lenticular y *flaser*.

**FIGURA 5**

Diagrama que muestra la naturaleza y desarrollo de las capas mareales (tomado y modificado de Dalrymple, 1992).



**FIGURA 6**

Alternancia centimétrica entre areniscas con laminación ondulítica y fango (laminado y/o masivo), con estructuras de deformación por carga (flechas blancas). Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



## Planares internas



## MASIVAS

Muchos depósitos no muestran estratificación interna, por el contrario, se presentan como capas masivas. Es-

tas capas masivas frecuentemente se dan en fracciones granulométricas de tamaño arena y son comunes en depósitos generados por corrientes de densidad (turbiditas) llegando en algunos casos a capas individuales con espesores superiores a los 8 m.

Las capas masivas pueden generarse por procesos biológicos (homogenización de los sedimentos por la actividad de los organismos en el sustrato) o por procesos mecánicos. En este último caso y dependiendo de la duración de la corriente de densidad y de la morfología de la cuenca, la acumulación de capas de arenas masivas de diferente espesor puede ser explicada por dos mecanismos de sedimentación diferentes: 1- los saltos hidráulicos y 2- la zona de límite inferior de flujo agradacional. Los saltos hidráulicos se producen en zonas con cambios de pendiente. Conceptualmente, un salto hidráulico es una transformación de un flujo de densidad con pasaje de un estado supercrítico ( $Fr > 1$ ) a uno subcrítico ( $Fr < 1$ ). Durante un salto hidráulico se produce una expansión lateral y vertical del flujo y el colapso de parte de su carga en suspensión (Bursik y Woods, 1996). Bajo estas condiciones se produce una rápida acumulación de cuerpos de arenas masivas de diferente espesor (Fig. 7).

**FIGURA 7**

Esquema que muestra la acumulación de arenas masivas asociadas a un salto hidráulico (tomado y modificado de Bursik y Woods, 1996).

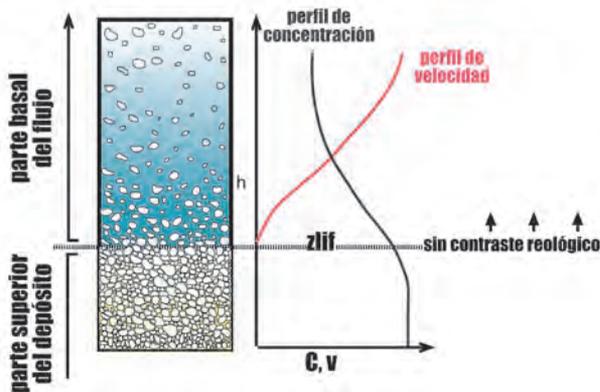


El otro mecanismo que produce acumulación de arenas masivas se desarrolla durante la evolución de una zona de límite inferior de flujo (Branney y Kokelaar, 1992, 2002). La zona de límite inferior de flujo (fbz) se define como la porción más baja de la corriente de densidad y la parte más alta del depósito en formación, la cual varía progresivamente a medida que el depósito agrada o es erosionado bajo condiciones de flujo sostenido. Las variaciones en la naturaleza de este límite dependen de la velocidad de la corriente,

de la concentración de partículas y de la duración del evento de sedimentación. Cuando la concentración de clastos al tope del depósito en formación y en la porción basal de la corriente de densidad es la misma, no existe un contraste reológico entre el depósito y el flujo en formación, produciéndose agradación continua con desarrollo de niveles masivos que pueden alcanzar gran espesor (Fig. 8) y producir estructuras de deformación por carga. En general los bancos de areniscas masivas pueden presentar intraclastos de fango (Fig. 9) y variaciones en sus espesores (Fig. 10).

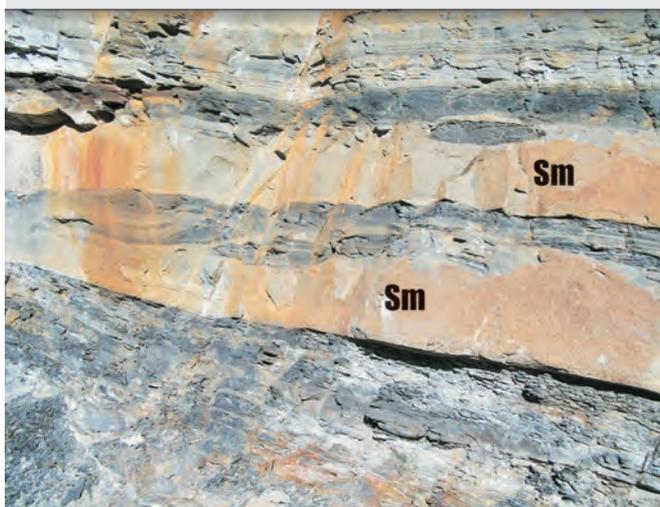
**FIGURA 8**

Esquema que muestra la acumulación de arenas masivas bajo condiciones de agradación por una corriente de densidad sostenida (tomado y modificado de Branney y Kokelaar, 2002).



**FIGURA 9**

Bancos tabulares de areniscas masivas (Sm) intercalados con fangolitas laminadas. Formación Los Molles, proximidades de Rahueco.



**FIGURA 10**

Bancos tabulares de areniscas masivas (Sm) intercalados con delgados niveles de fangolitas. Formación Lotena, Los Catutos.

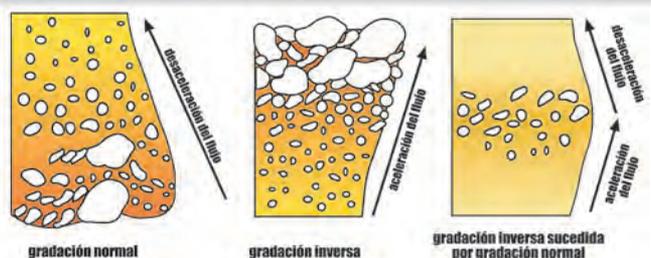


## GRADACIÓN

El tamaño de grano en una capa es usualmente variable y muchos estratos (capas) muestran patrones decrecientes en el tamaño de grano de base a techo (gradación normal) o, por el contrario, un paulatino incremento del tamaño de grano de base a techo (gradación inversa). En otros casos, un estrato puede presentar gradación inversa sucedida por gradación normal (Fig. 11). La velocidad de sedimentación de las partículas en un fluido se determina por el tamaño de la partícula, la diferencia de densidad entre la partícula y el líquido, y por la viscosidad del fluido. Esta relación es conocida como la Ley de Stock. De este modo, cuando un flujo experimenta una disminución en la velocidad, sus depósitos muestran una reducción en el tamaño de grano hacia la parte superior del depósito (gradación normal) (Fig. 12).

**FIGURA 11**

Esquema que muestra los diferentes tipos de gradaciones que pueden presentar los estratos y su relación con el régimen de flujo.



**FIGURA 12**

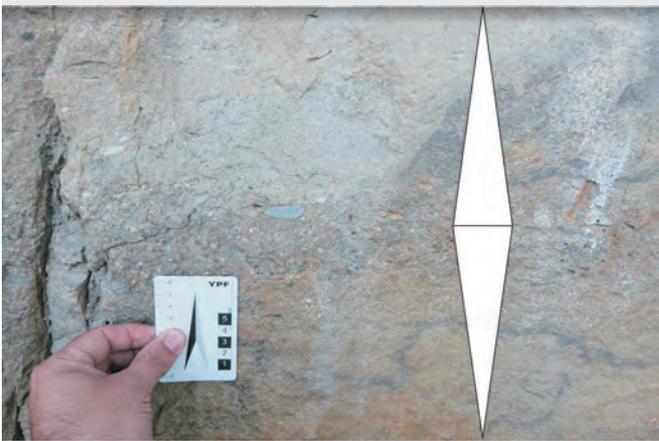
Depósitos con gradación normal, integrados por conglomerados que pasan en transición hacia areniscas finas. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



Por el contrario, cuando la velocidad de flujo se incrementa a través del tiempo, se puede producir un aumento en el tamaño de grano hacia el techo del depósito (gradación inversa). Una situación especial ocurre en depósitos generados por flujos de densidad de larga duración como son las corrientes de densidad sostenidas (flujos piroclásticos e hiperpícnicos), las cuales dan lugar a depósitos con gradación inversa-normal relacionados a etapas de aceleración y desaceleración del flujo (Fig. 13).

**FIGURA 13**

Areniscas masivas y conglomerados finos que muestran gradación inversa-normal. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.

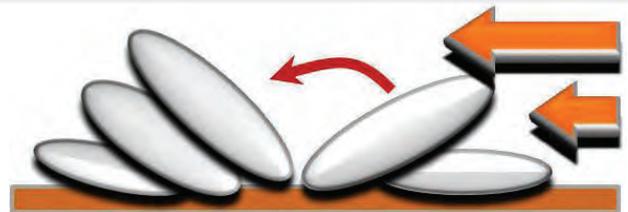


**IMBRICACIÓN**

Se produce cuando clastos de forma alargada y aplanada son transportados por un flujo de agua. Durante el transporte los clastos se orientan y apilan de manera preferencial con su eje mayor inclinado aguas arriba (Jamieson, 1860; Gibbons; 1972). Esta estructura sedimentaria es conocida como imbricación de clastos (Fig. 14).

**FIGURA 14**

Esquema que muestra la disposición de los clastos imbricados, la dirección del flujo es de derecha a izquierda (flechas naranjas).



La dirección de la imbricación de los clastos discoidales de un conglomerado se puede utilizar para determinar la dirección y el sentido de las paleocorrientes (Fig. 15). Si un clasto discoidal también es alargado, la orientación del eje mayor puede ayudar a determinar la dirección de paleocorriente. En el caso de clastos depositados por un flujo de agua, el eje mayor se orienta de modo perpendicular al flujo, mientras que en caso de clastos depositados por glaciares, el eje mayor se encuentra orientado paralelo a la dirección del flujo.

**FIGURA 15**

Conglomerados con clastos imbricados, la flecha indica la dirección del flujo. Formación Lotena, Ruta Nacional N°40.



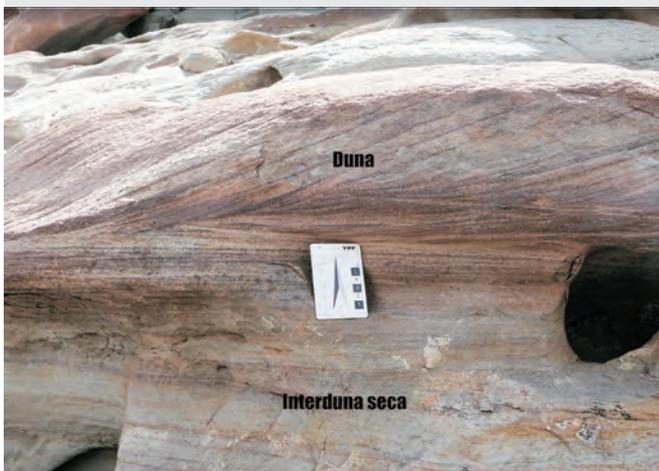
**ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN ENTRECruzADA**

La migración de óndulas, megaóndulas o dunas genera una estructura interna muy característica y diagnóstica, que dependiendo del tamaño, se denomina estratificación o laminación entrecruzada (Collinson y Thompson, 1989). Esta estructura está separada por superficies de erosión o no deposición y consiste de una serie de láminas o estratos que inclinan hacia la superficie de sedimentación principal (caras de avalancha). De acuer-

do con su morfología las caras de avalancha pueden ser clasificadas como estratificación o laminación entrecruzada tabular planar o tangencial, cuando el corte es paralelo a la dirección del flujo (Figs. 16 y 17) o en artesas, cuando el corte es transversal a la corriente (Fig. 18). La clasificación entre laminación o estratificación entrecruzada depende del espesor que los sets desarrollan, en general está en relación directa con el tamaño de las estructuras (ondulita, megaóndula, duna), las cuales varían desde algunos pocos milímetros hasta varios metros de espesor.

**FIGURA 16**

Areniscas finas con laminación entrecruzada tangencial desarrollada por la migración de dunas eólicas sobre una interduna seca. Formación Agrio (Miembro Avilé), Puesto Jara.



**FIGURA 17**

Conglomerados con desarrollo de estratificación entrecruzada tangencial. Formación Rayoso, El Portón.



**FIGURA 18**

Areniscas finas con laminación entrecruzada en artesas vinculada a la migración de barras de cresta sinuosa. La flecha amarilla muestra una traza de escape. Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS - DEPOSITACIONALES



### Lineales-Estratales-Constructivas

#### ÓNDULAS

Las óndulas son tal vez las estructuras sedimentarias más comunes presentes en la naturaleza. Se producen por acción de corrientes de agua unidireccionales u oscilatorias diluidas que actúan sobre la superficie no cohesiva de los sedimentos del fondo, los que se reordenan conformando ondulaciones con escalas de tamaño

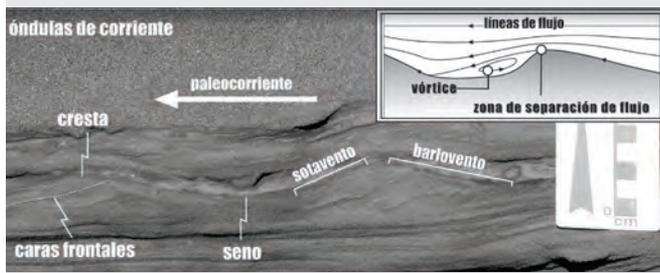
sumamente variable (Leeder, 1999). Las óndulas pueden ser asimétricas (de corriente) o simétricas (de oleaje).

### ÓNDULAS DE CORRIENTE

Estructuras sedimentarias generadas por corrientes de agua unidireccionales que presentan un ámbito erosivo (correspondiente al barlovento) y un ámbito depositacional (correspondiente al sotavento). Estas estructuras muestran una zona de separación de flujo en el sotavento, por incremento brusco en la sección de la corriente. La depositación y migración de la estructura puede ocurrir por avalancha desde la cresta (*sand flow*) o por lluvia de granos (*grain fall*), o por la combinación de ambos (Fig. 19). Una característica distintiva de las óndulas de corriente subácuas es que los materiales más pesados se acumulan en el seno de la forma de lecho. Esto permite diferenciarlas de las de origen eólico que presentan una relación inversa.

**FIGURA 19**

Imagen de una óndula de corriente, donde se indican sus principales rasgos y dirección de la corriente. El esquema de la parte superior derecha muestra las líneas de flujo, la zona de separación de flujo y la de generación de vórtices. La imagen superior derecha es tomada y modificada de Nichols (2009).



Si bien las óndulas de corriente son formas de lecho de bajo régimen de flujo (Southard, 1991), dependiendo de la velocidad del flujo, sus crestas suelen presentar diferentes diseños (Figs. 20-22). Dentro de este contexto, si consideramos un flujo unidireccional que aumenta paulatinamente su velocidad, las primeras formas de lecho en generarse son las óndulas de corriente de cresta recta (2D), estas formas de lecho serán sucedidas por óndulas de cresta sinuosa, linguoide y finalmente lunadas (todas ellas corresponden a geometrías 3D).

**FIGURA 20**

Esquema que muestra los diferentes diseños de las crestas y las estructuras sedimentarias producidas en óndulas de corriente. Note que la morfología de la cresta se modifica con el incremento de la velocidad del flujo.



**FIGURA 21**

Bancos de areniscas con laminación ondulítica de corriente. Formación Rayoso, Bajada del Agrío.



**FIGURA 22**

Areniscas con laminación ondulítica de corriente. Formación Mulichinco, Puerta Curaco.

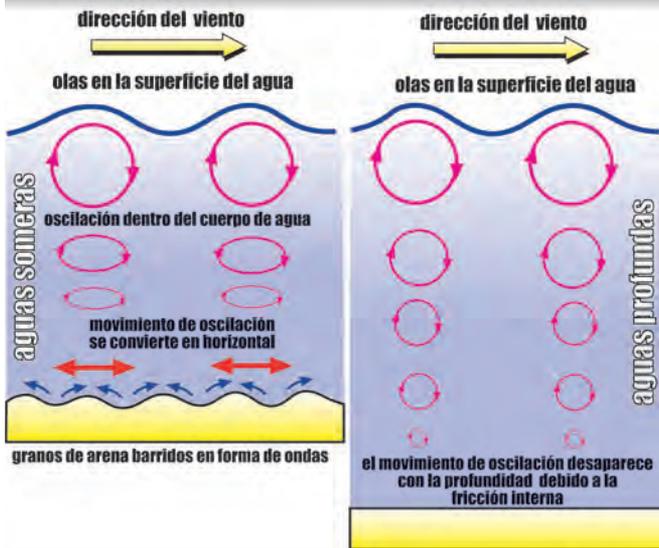


### ÓNDULAS DE OLEAJE

El movimiento oscilatorio producido por el viento sobre la superficie de un cuerpo de agua (lacustre o marino) genera un patrón de movimientos circular debajo de la interface agua-aire. Con el incremento de la profundidad la fricción interna producida reduce el movimiento de las celdas, por lo que este efecto se disipa. La máxima profundidad a la cual este efecto se produce sobre el fondo se denomina nivel de base de ola, el cual puede ser sensiblemente modificado durante eventos de tormenta (Fig. 23).

**FIGURA 23**

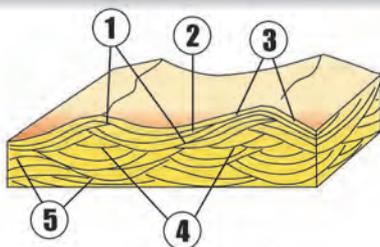
La formación de laminación ondulítica de oleaje es producida por la interacción entre el fondo y el movimiento oscilatorio de la columna de agua. Note que a medida que aumenta la profundidad la energía se disipa (tomado y modificado de Nichols, 2009).



La interacción entre el movimiento oscilatorio horizontal de las celdas con el lecho genera óndulas de oleaje. En este sentido, si el movimiento del agua es puramente oscilatorio se producen óndulas simétricas, por el contrario, si existe una corriente dominante se generan óndulas de oleaje asimétricas. En las Figuras 24, 25 y 26 se muestran las principales características de la laminación ondulítica de oleaje y algunos ejemplos.

**FIGURA 24**

Principales características que desarrolla la laminación ondulítica de oleaje.



- ① Estructuras en chevron (crestas o senos).
- ② Láminas frontales que pasan al seno y se elevan sobre la cresta de la óndula adyacente.
- ③ Laminación frontal que inclina en direcciones opuestas.
- ④ Set sincrónicos con arreglos internos diferentes.
- ⑤ Estratificación interna de alto y bajo ángulo.

Si la corriente oscilatoria es de baja energía, las partículas se mueven por rolido y su mayor energía se genera en la parte media de cada oscilación. Este tipo de transporte genera crestas filosas. Por el contrario, si el flujo oscilatorio es de mayor energía, las partículas pueden ser puestas temporalmente en suspensión durante cada oscilación, generando crestas de tipo redondeadas.

**FIGURA 25**

Laminación ondulítica de oleaje en bancos tabulares de areniscas. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



**FIGURA 26**

Laminación ondulítica de corriente (flechas blancas) y oleaje (flechas amarillas) en areniscas y heterolitas de la Formación Agrio (Miembro Superior), Bajada del Agrio.

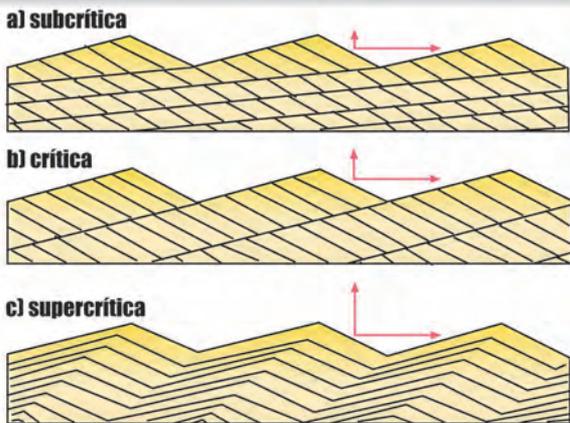


### ONDULITAS ESCALONADAS (CLIMBING RIPPLES)

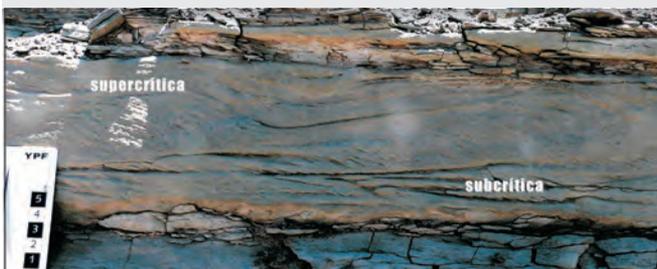
La laminación ondulítica escalante (*climbing ripples*) es característica de corrientes unidireccionales con carga de sedimento en suspensión. En estas estructuras el ángulo de escalonamiento juega un rol sumamente importante para interpretar las condiciones hidrodinámicas de su formación. Harms (1982) define el ángulo de escalonamiento como el generado por la línea que une las sucesivas posiciones de la cresta, con la línea determinada por la superficie depositacional en la dirección de avance de la estructura. Si este ángulo es igual a cero, no quedará un depósito preservado, ya que la tota-

lidad de lo acumulado en el sotavento será erosionado al avanzar el seno del barlovento subsiguiente. Si este ángulo alcanza la pendiente de barlovento de la óndula, la totalidad de la forma de la ondulita será preservada, y en el barlovento no ocurrirá ni erosión ni depositación. Si este ángulo supera la pendiente de barlovento, este pasará a ser un ámbito de depositación. Algunos autores (Jopling y Walker, 1968) han clasificado a las óndulas de acuerdo con su ángulo de escalonamiento. Si este es menor que la pendiente de barlovento, se denominan ondulitas subcríticas, si es igual a la pendiente se llaman críticas, y si es mayor, supercríticas (Figs. 27, 28 y 29). El hecho de que el ángulo de escalonamiento adquiera importancia se relaciona con que existe un gran aporte de sedimento al sistema por decantación, lo que en combinación con el proceso tractivo, hace de estas estructuras del tipo tracción-decantación.

**FIGURA 27**  
Clasificación de las ondulitas de acuerdo con su ángulo de escalonamiento (tomado de Jopling y Walker, 1968).



**FIGURA 28**  
Areniscas con pasaje transicional de ondulitas escalonadas subcríticas a supercríticas que sugieren que hacia el techo existió un dominio de los procesos de decantación sobre los tractivos. Formación Agrio (Miembro Superior), Bajada del Agrio.



**FIGURA 29**  
Areniscas con ondulitas escalonadas subcríticas vinculadas a procesos tractivos dominantes sobre la decantación. Formación Rayoso, Bajada del Agrio.



### MEGAÓNDULAS, DUNAS Y BARRAS

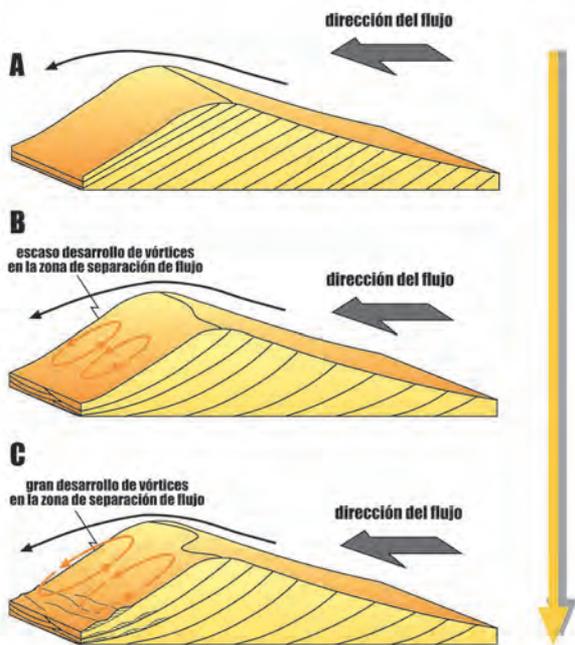
Las megaóndulas, dunas y barras son formas de lecho de gran escala (longitud de onda > 1 m), producidas en granulometrías de arenas medias y gravas. Internamente presentan las mismas características que las óndulas, es decir un ámbito erosivo (barlovento) y uno depositacional (sotavento), con una zona de separación de flujo en el sotavento. La formación de estas estructuras es controlada por: 1- la profundidad del agua, 2- la gran turbulencia que se produce dentro del flujo, y 3- el desarrollo de vórtices de mayor o menor magnitud en las zonas de separación del flujo. La profundidad de agua controla la magnitud de la turbulencia que se genera en el flujo y esto a su vez controla la altura, la longitud de onda y tipo de duna (Allen, 1982; Leeder, 1999). De este modo, cuando la velocidad de flujo es baja, los vórtices que se generan en la zona de separación del flujo de las dunas no tienen buen desarrollo, y de este modo no reelaboran la arena acumulada en la cara de avalancha del sotavento. Bajo estas condiciones de sedimentación, se generan dunas de crestas rectas que internamente muestran laminación entrecruzada tabular planar, en la dirección del flujo, y paralela, en sección transversal al flujo (Fig. 30 A).

Cuando la velocidad del flujo es alta, los vórtices tienen un buen desarrollo y crean una contracorriente en la base de la cara de deslizamiento, lo suficientemente fuerte como para generar ondulitas que migran sobre y en dirección contraria a las caras de avalancha de la estructura mayor. Las crestas de estas dunas pueden ser sinuosas o estar divididas dando dunas de tipo linguoide. Internamente estas estructuras muestran estratificación entrecruzada tangencial, en la dirección del flujo y en artesa, en su sección trasversal (Fig. 30 B,

C). Las barras son formas de lecho de mayor escala que las dunas (Fig. 31).

**FIGURA 30**

Diferentes tipos de estratificación entrecruzada de acuerdo con el régimen energético. A. Estratificación entrecruzada tabular planar producida bajo condiciones de bajo régimen de flujo. B-C. Estratificación entrecruzada tangencial producida bajo condiciones de alto régimen de flujo, note en C la presencia de ondulitas migrando en dirección opuesta a la corriente debido al desarrollo de importantes vórtices en la zona de separación del flujo. La flecha amarilla de la derecha marca un incremento en la velocidad del flujo. Tomada y modificada de Nichols (2009).



**FIGURA 31**

Sistemas de barras integradas por areniscas medias a gruesas y conglomerados finos. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



Generalmente ocurren dentro de sistemas de canales y sus relaciones ancho vs. altura tienen el mismo orden de magnitud que el canal dentro del cual se forman (Bridge, 2003). Las barras desarrollan estratificación

entrecruzada de gran escala que puede estar formada por arena, grava o mezclas de tamaños de grano grueso. A menudo sobre la superficie de las barras se puede reconocer la migración de sistemas de dunas y megaóndulas (Figs. 32, 33). Las barras de canal se clasifican en función de la posición que ocupan dentro de su lecho como longitudinales, transversales, de acreción lateral.

**FIGURA 32**

Cuerpos tabulares de areniscas medias a gruesas que muestran desarrollo de megaóndulas al techo. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



**FIGURA 33**

Barras de desembocadura deltaica con desarrollo de megaóndulas al techo. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



### LAMINACIÓN PARALELA

La laminación paralela es una estructura sedimentaria que se puede producir en granulometrías que van desde arcillas hasta arenas gruesas. En fracciones de arcilla, limo y arena muy fina, la laminación paralela se genera por procesos de decantación (Fig. 34), en tanto que en texturas de arenas medias a gruesas, se produce por procesos tractivos o de tracción-decantación en condiciones de alto o bajo régimen de flujo (Bridge, 1978; Allen, 1982) (Fig. 35). Distinguir entre laminación paralela de alto y bajo régimen de flujo es sumamente difícil si las capas no presentan lineación "parting" (Allen, 1984). Este tipo de lineación aparece como surcos elongados con un relieve frecuentemente menor a 1 mm, son indicativas de

la dirección (pero no del sentido) de la paleocorriente y son diagnósticas de condiciones de alto régimen de flujo (Fig. 35). Uno de los tipos más frecuentes de lineaciones de corriente asociadas al alto régimen de flujo se reconoce en el caso de existir minerales pesados, los que tienden a ubicarse elongados en la dirección de la corriente.

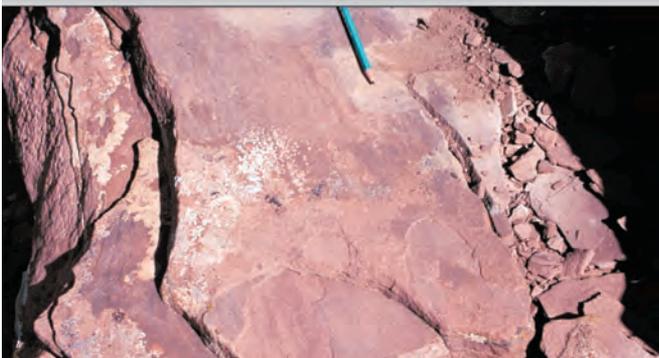
**FIGURA 34**

Fangolitas con laminación paralela producidas por procesos de decantación. Formación Rayoso, Anticlinal del Salado.



**FIGURA 35**

Areniscas con lámina paralela y laminación parting. Formación Rayoso, Anticlinal del Salado.



### ESTRATIFICACIÓN ENTRECruzADA DE TIPO HUMMOCKY Y SWALEY

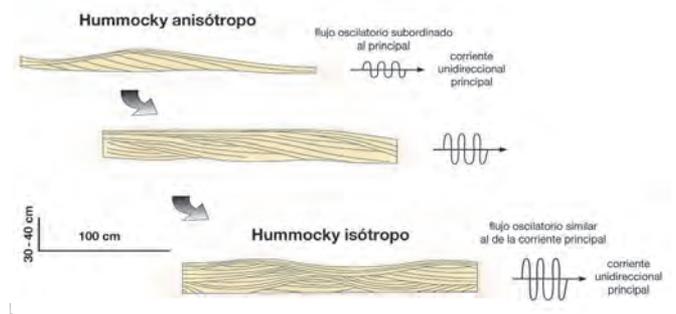
La estratificación entrecruzada *hummocky* se caracteriza por la presencia de una superficie basal erosiva sobre la que se depositan láminas subparalelas o suavemente inclinadas (~12°), que muestran un adelgazamiento lateral con desarrollo de convexidades en la superficie. Estas formas de domos (*hummocks*) generalmente tienen longitudes de onda del orden de 1 m o superiores. Si bien en la descripción original (Harms *et al.*, 1975) se las reconoce como desarrolladas en areniscas finas a medias, no es extraño encontrar esta estructura sedimentaria en granulometrías de

areniscas gruesas a conglomerados finos.

La estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* es generada por flujos de tipo combinado, integrados por una corriente unidireccional y un flujo oscilatorio subordinado (Duke *et al.*, 1991). Mutti *et al.* (1994) sugirieron que dependiendo de las relaciones de magnitud que presentan las componentes de los flujos combinados, los *hummocky* pueden ser clasificados en anisótropos e isotropos (Fig. 36). Los *hummocky* anisótropos se producen en zonas confinadas de una corriente (canales fluviales y turbidíticos). Mutti *et al.* (1996) sugirieron que se producen cuando la componente unidireccional del flujo es dominante respecto a la oscilatoria, mientras que Duke *et al.* (1991) lo atribuyeron a fuertes flujos oscilatorios dominantes (Fig. 37).

**FIGURA 36**

Diagrama que muestra las estructuras de *hummocky* anisótropo e isotropo, y la relación que existe entre la velocidad de la corriente principal y el flujo oscilatorio asociado (modificado de Mutti *et al.*, 1994).



Por el contrario, los *hummocky* isotropos resultan frecuentes en zonas no confinadas de los sistemas deposicionales, como son los lóbulos deltaicos o turbidíticos y los depósitos de *shoreface*, entre otros. Mutti *et al.* (1996) sugirieron que ocurren cuando las componentes unidireccionales y oscilatorias del flujo son equivalentes, mientras que Duke *et al.* (1991) indicaron que su origen se relaciona a un flujo puramente oscilatorio o a flujos combinados predominantemente oscilatorios (Fig. 38). Si bien estas estructuras sedimentarias fueron durante décadas consideradas exclusivas y diagnósticas de eventos de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982), en los últimos años han sido reconocidas en ambientes fluviales (Browne y Plint, 1994), en sistemas lacustres (Zavala *et al.*, 2006) y en sistemas de *shoreface* y plataforma (Dott y Bourgeois, 1982).

**FIGURA 37**

Niveles de areniscas con estratificación de tipo *hummocky* anisótropo, generada en zonas de canales hiperpícnicos de sistemas lacustres. Formación Rayoso. Agrio del Medio.



**FIGURA 38**

Niveles de areniscas con estratificación *hummocky* de tipo isótropo, generada en zonas de lóbulos deltaicos. Formación Lajas. Bajada de Los Molles.



El término estratificación cruzada *swaley* (SCS) fue creado por Leckie y Walker (1982) para caracterizar estructuras sedimentarias acumuladas en cuerpos de arena mayores a los 2 m de espesor, que muestran truncamientos erosivos basales de bajo ángulo con láminas internas que se adelgazan hacia la superficie erosiva basal de la estructura, en donde son aproximadamente paralelas a ésta, y disminuyen su ángulo de depositación hacia el techo del banco hasta llegar a ser láminas horizontales (Fig. 39).

Estas estructuras se consideran transicionales entre los diferentes tipos de *hummocky* anteriormente descritos y, en consecuencia, su origen se relaciona a los mismos procesos de sedimentación (Mutti *et al.*, 1994; Dumas y Arnott, 2006), es decir, a la acción combinada de flujos oscilatorios y unidireccionales producidos por corrientes de alta energía con un incremento progresivo en la tasa de sedimentación. Diversos autores proponen que la génesis de este conjunto de estructuras sedimentarias se encuentra asociada a episodios de tormentas (Mellere y Steel, 2000; Dumas y Arnott, 2006) aunque también fueron reconocidas en depósitos gene-

rados por corrientes de turbidez y por flujos hiperpícnicos (Mutti *et al.*, 1996; 2003).

**FIGURA 39**

Niveles de areniscas con estratificación entrecruzada *swaley*. Formación Mulichinco. Puerta Curaco.



## Lineales-Estratales-Erosivas y Subestratales



### CANALES

Los canales son depresiones alargadas por donde circula un flujo. Uno de los criterios para reconocer depósitos canalizados dentro de una sucesión de estratos es la presencia de una superficie de erosión con geometría lenticular. El tamaño de los canales puede variar desde menos de un metro a muchas decenas de metros de profundidad, y alcanzar decenas de metros de ancho (Fig. 40). Una de las principales características de los canales es que el flujo principal que los genera se

mantiene confinado dentro de la superficie erosiva, a diferencia de otros tipos de flujos que producen superficies erosivas y que no se encuentran confinadas (e.g. marcas de escurrimiento, marcas de surcos). Los canales aparecen en ambientes sedimentarios muy distintos, desde fluvial a abanicos turbidíticos abisales, pasando por deltas, llanuras de marea y abanicos aluviales, entre otros. Estas estructuras sedimentarias sirven como criterio de polaridad e indican dirección de paleocorriente.

**FIGURA 40**

Sistemas de canales con relleno arenoso dominante. Formación Lajas. Bajada de Los Molles.



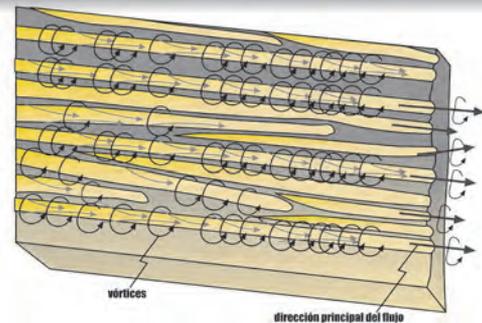
### CRESTAS Y SURCOS

Constituyen un conjunto alternante de pequeñas crestas y surcos desarrollados de manera paralela a la corriente. La separación entre ambos puede ser de unos pocos milímetros a varios centímetros. Su origen se debe al desarrollo de pequeños vórtices perpendiculares a la dirección principal del flujo y cercanos a la superficie del sustrato (Allen, 1971). Estos vórtices generan zonas de máxima erosión que dejan su impronta en el sustrato y cuyos ejes son paralelos a la dirección principal del flujo (Fig. 41).

Existe una relación entre la velocidad del flujo y la intensidad y ángulo de bifurcación de los cordones. Altas velocidades tienden a producir cordones paralelos (flecha blanca en Fig. 42), mientras que a bajas velocidades, los cordones son más coalescentes con ángulos mayores de convergencia (flecha amarilla en Fig. 42). Estas estructuras indican dirección del flujo y generalmente se encuentran preservadas a la base de niveles arenosos donde constituyen calcos de surco (estructura sedimentaria subestratal).

**FIGURA 41**

Esquema que muestra el patrón de movimiento de los filetes de flujo asociados con el desarrollo de los surcos y crestas longitudinales.



**FIGURA 42**

Vista basal de un lóbulo turbidítico arenoso donde se observan estructuras de calcos de surcos. Note que los surcos son paralelos (flecha blanca) y coalescentes (flechas amarillas), dependiendo de la velocidad del flujo. La flecha negra (bidireccional) indica la dirección de paleocorriente. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



### MARCAS DE SURCO (GROOVE MARKS)

Son surcos de forma alargada, frecuentemente semicilíndricos y estriados en dirección longitudinal (flechas blancas en Fig. 43). Son las impresiones formadas por objetos transportados en el flujo de agua (marcas de herramientas) sobre el techo de un estrato pelítico no consolidado (Allen, 1982). Ellos se pueden encontrar en una gran variedad de ambientes depositacionales, pero son particularmente comunes en sucesiones de turbiditas. Los objetos que producen la estructura (clastos, fósiles, etc.) pueden o no quedar hundidos al final del surco (*groove*). Estas estructuras erosivas sirven como criterio de polaridad y de paleocorriente (dirección). Es más frecuente encontrar el calco de la estructura en la base del estrato suprayacente que la marca en el techo del infrayacente. Si estas estructuras son de reducidas dimensiones (milimétricas) se las denomina estriaciones.

**FIGURA 43**

Vista basal de una capa arenosa donde se observan estructuras de marcas de surcos (flechas blancas). La flecha negra indica la dirección de paleocorriente. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



### GUTTER CASTS

Surcos producidos por la erosión que produce un flujo, que desarrolla vórtices helicoidales con sus ejes horizontales paralelos al flujo que transportan granos gruesos (Collinson y Thompson, 1989). Aparecen como cordones alargados y aislados en la base de estratos de areniscas (ocasionalmente conglomerados), que penetran un estrato arcilloso infrayacente (Fig. 44). En sección vertical presentan formas de "U" o de "V" y son generalmente simétricos (Myrow, 1992). Sus dimensiones pueden llegar hasta 10 cm de ancho y espesor similar. En planta son rectos a sinuosos y se pueden extender varios metros. Frecuentemente se generan durante eventos de tormenta en posiciones de *shoreface*, aunque también han sido reconocidos en sistemas deltaicos y turbidíticos.

### HOYOS DE FLUJO (FLUTE MARK)

Son depresiones discontinuas provocadas por la aceleración y separación de flujo que una corriente experimenta cuando circula por pequeñas depresiones (Collinson y Thompson, 1989). Los hoyos de flujo pueden ser simétricos cuando se los observa en un corte perpendicular al flujo o asimétricos en el caso de corresponder a una sección longitudinal al flujo. Pueden medir hasta 50 cm de largo y tener una profundidad de hasta 25 cm. En planta el extremo proximal es redondeado y de contornos netos, mientras que la zona distal va atenuando el relieve hasta desaparecer (Fig. 45). Es difícil que se conserve la marca original (*flute mark*), generalmente lo que se preserva es el molde o calco a la base de la capa suprayacente (*flute cast*), la cual es generalmente arenosa. Sirven como criterio de

polaridad (techo y piso de un estrato) e indican dirección y sentido (si el perfil longitudinal es asimétrico).

**FIGURA 44**

Vista en detalle de un *gutter cast* asociado a depósitos turbidíticos. Formación Lotena, Los Catutos.



**FIGURA 45**

Vista en detalle de un hoyo de flujo (*flute mark*) a la base de lóbulos arenosos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS-POSTDEPOSITACIONALES (DEFORMACIONALES)

### DEFORMACIONALES

- Pliegues por deslizamiento gravitacional (*slump*)
  - Laminación convoluta
  - Calcos de carga
  - Estructuras en almohadilla
  - Diques y filones capa clásticos
  - Estructuras de escape de fluido
  - Grietas de desecación
  - Grietas de sinéresis
- ↗ Estructuras en plato  
Volcanes de arena

## PLIEGUES POR DESLIZAMIENTO GRAVITACIONAL (SLUMPS)

Los *slumps* son deformaciones contemporáneas a la sedimentación, formadas por deslizamiento de una porción de estratos previamente depositados en ambientes subaéreos y subácuos (Maltman, 1994). El nombre de *slump* se reserva para designar procesos de deslizamientos por gravedad restringidos a zonas de quiebre de pendiente cuya magnitud de movimiento horizontal es pequeña (Fig. 46). Los *slumps* se producen en una gran variedad de ambientes depositacionales que generalmente involucran zonas con una sustancial proporción de materiales finos y sus dimensiones varían de pocos metros a centenares de metros de espesor. Se diferencian de los plegamientos tectónicos porque se encuentran limitados en base y techo por estratos no deformados. En algunos casos las deformaciones que se producen dentro de los pliegues por deslizamiento gravitacional (*slump*) pueden estar preferencialmente orientadas, llegando a indicar la dirección de inclinación del paleotalud.

### FIGURA 46

Vista en detalle de niveles de heterolitas que muestran pliegues por deslizamiento gravitacional (*slumps*) en sucesiones de lóbulos turbidíticos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



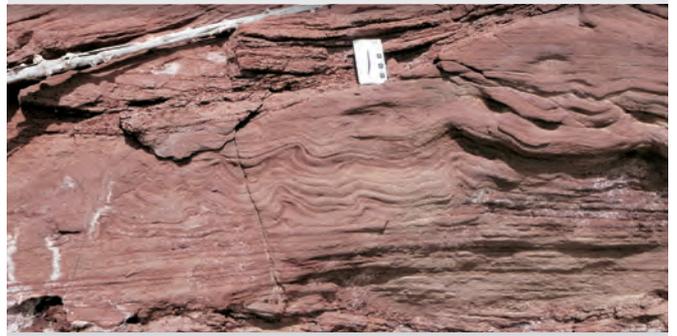
## LAMINACIÓN Y ESTRATIFICACIÓN CONVOLUTA

Es una estructura integrada por una sucesión de láminas contorsionadas y replegadas producidas dentro de un estrato generalmente integrado por arena fina o limos (Kuenen, 1953). Estas estructuras son más fáciles de reconocer en sección que en planta y a menudo aparecen asociadas a estructuras de escape de fluidos (Collinson y Thompson, 1989). Internamente muestran geometrías complejas integradas por láminas que presentan pliegues de formas diversas y planos axiales perpendiculares u oblicuos a la estratificación. La deformación crece hacia la parte superior y el tope de la estructura puede

estar truncado por erosión (Fig. 47). Su génesis se relaciona con procesos concomitantes de deslizamiento de sedimentos plásticos y deformación por carga, asociado a una licuefacción parcial del material (Fig. 47). La laminación convoluta es muy frecuente en depósitos turbidíticos, pero también ha sido reconocida en sedimentos de llanuras mareales, deltaicas y fluviales. Estructuras de laminación convoluta vinculadas a deformación por carga producida por huellas de vertebrados, han sido ampliamente documentadas en el registro fósil.

### FIGURA 47

Vista en sección de niveles de areniscas que muestran laminación convoluta asociada a laminación paralela. Formación Rayoso, El Portón.



## CALCOS DE CARGA

Los calcos de carga son protuberancias irregulares que sobresalen de la base de un estrato generalmente arenoso (Allen, 1982). El tamaño de las estructuras oscila entre pocos milímetros y varios centímetros, y pueden aparecer de manera aislada o conformando grupos apretados (Figs. 48 y 49). Son estructuras que permiten determinar polaridad. El mecanismo básico de formación es la gravedad actuando sobre la diferencia de densidad que existe entre las capas (Collinson y Thompson, 1989). La porosidad de los fangos es generalmente más elevada respecto a la de las areniscas, aun en aquellas depositadas rápidamente; por lo tanto, si una capa de arena se deposita rápidamente sobre una capa de fango, la arena (debido a su mayor densidad) se hundirá dentro del fango por carga. Si la viscosidad entre los estratos es similar, las deformaciones son simétricas; si hay mucha diferencia de viscosidad, los materiales pelíticos se deforman a modo de crestas agudas que se elevan como llamas (*flame*) y penetran en el nivel arenoso (Fig. 50).

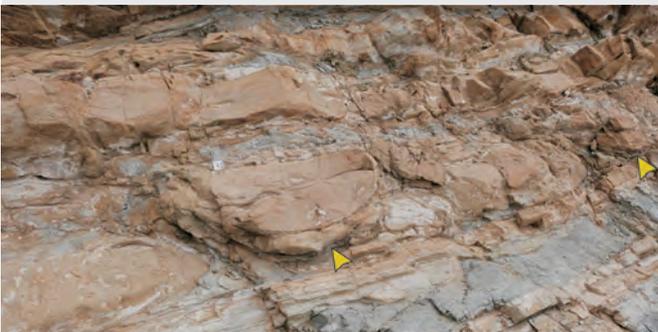
**FIGURA 48**

Intercalaciones de areniscas finas y fangolitas con estructuras de calcos de carga producidas en depósitos de frente deltaico distal. Formación Lajas, Arroyo Covunco.



**FIGURA 49**

Intercalaciones de areniscas finas y fangolitas acumuladas en sistemas de lóbulos turbidíticos con estructuras de calcos de carga (flechas amarillas). Formación Huitrín (Miembro Chorreado), El Portón.



**FIGURA 50**

Areniscas finas con estratificación ondulítica y materia orgánica en sus caras de avalancha, cubiertas por delgados niveles de fangolitas con estructuras de *flame*. Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



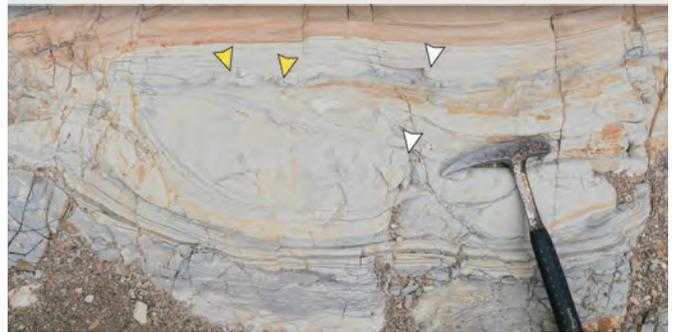
## ESTRUCTURAS EN ALMOHADILLA

Su génesis es semejante a la de estructuras de calcos de carga, la diferencia es que en las estructuras de almohadilla hay ruptura de los estratos (Fig. 51), llegando a formarse en algunos casos pseudonódulos. Estas estructuras fueron descritas por primera vez por Smith (1916) y se caracterizan por presentar formas variables,

aunque generalmente son planas o cóncavas hacia el techo y convexas hacia la parte inferior, con diámetros que oscilan de centímetros a una decena de metros. Frecuentemente se desarrollan en fangolitas, en las que las almohadillas son de areniscas. Más raramente se dan en series carbonatadas y entonces las almohadillas o pseudonódulos son de calizas detríticas. En ambos casos las almohadillas quedan rodeadas parcial o totalmente por el estrato infrayacente. Al igual que las estructuras de calcos de carga, las estructuras en almohadilla sirven como criterios de polaridad.

**FIGURA 51**

Areniscas finas con delgados niveles de fangolitas que muestran desarrollo de estructuras en almohadilla (flechas amarillas) asociadas a estructuras de *flame* (flechas blancas). Formación Huitrín (Miembro Chorreado), El Portón.



## DIQUES Y FILONES CAPA

Son cuerpos irregulares de areniscas dispuestos de manera concordante o discordante con la estratificación. Se pueden producir en varias escalas, generalmente tienen algunos centímetros de ancho y pueden alcanzar centenares de metros de longitud (Fig. 52). Su génesis está ligada a la licuefacción de arenas de grano fino a muy fino saturadas en agua que se comportan plásticamente y se inyectan, tanto hacia arriba como hacia abajo (Allen, 1984; Peterson, 1968). Aunque en general se encuentran integrados por areniscas finas, en algunos casos se han reconocido diques clásticos de conglomerados. Un caso particular ocurre cuando se generan diques clásticos de pequeña escala en sucesiones que alternan delgados niveles de areniscas y fangolita. En este tipo de sucesiones los diques clásticos pueden ser confundidos con grietas de sinéresis, la diferencia entre estos dos tipos de estructuras sedimentarias reside en que los microdiques clásticos conectan niveles de arena separados por fangolitas, mientras que las grietas de sinéresis se adelgazan rápi-

damente dentro de los niveles de fangolitas. La correcta interpretación de ambas estructuras sedimentarias es sumamente importante por la implicancia que tienen en cuanto a los procesos que las originan.

**FIGURA 52**

Niveles de areniscas finas con desarrollo de diques clásticos de pequeña escala (flechas blancas) en sistemas de canales y lóbulos turbidíticos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



### ESCAPE DE FLUIDOS

Son estructuras sedimentarias formadas por licuefacción e inyección de fluidos generalmente asociadas con depósitos de alta densidad (corrientes de turbidez) (Allen, 1982). En algunos casos, estas estructuras pueden estar relacionadas a terremotos (sismitas). Las estructuras de escape de fluidos resultan de la expulsión por fluidización desde un sustrato arenoso saturado de agua debido a una rápida carga de sedimentos (Lowe, 1975). Los escapes de fluidos pueden ser producidos dentro de un estrato generando estructuras en plato (*dish*) y pilares (*pillar*). En otras ocasiones, los escapes de fluidos pueden afectar un conjunto de capas alcanzando varios metros de potencia (Fig. 53).

### GRIETAS DE DESECACIÓN Y SINÉRESIS

Son estructuras muy abundantes en superficies desecadas de diversos ambientes sedimentarios ricos en fangolitas, como son las llanuras aluviales y zonas supra e intermareales. Las grietas de desecación generalmente forman polígonos de centímetros a metros de diámetro, muestran forma de V en sección y se encuentran rellenas de arena (Allen, 1984, 1987). Su génesis, en todos los casos, está ligada a la desecación y contracción del material fangoso (Fig. 54). El espaciamiento de las grietas de desecación depende del espesor de la capa de fango húmedo, siendo mayor en depósitos más gruesos.

Los bordes superiores de las grietas se pueden curvar y ser eliminados por erosión produciendo clastos de arcilla (*clay chips*). La presencia de grietas de desecación es un buen criterio de polaridad de las capas y de exposición de los sedimentos a condiciones subaéreas.

**FIGURA 53**

Niveles de areniscas finas con desarrollo de estructuras de escape de fluidos de gran escala. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



**FIGURA 54**

Heterolitas acumuladas en interdunas húmedas con desarrollo de grietas de desecación (flechas amarillas). Formación Agrio (Miembro Avilé), Pampa de Tril-Puesto Jara.



Las grietas de sinéresis son grietas de contracción que se forman bajo el agua en los sedimentos arcillosos (Astin, 1991; Tanner, 2003). Las grietas de sinéresis se producen por la expulsión de líquido que genera la contracción espontánea que experimenta una arcilla recientemente depositada y en contacto con una solución salina. En contraste con las grietas de desecación, las de sinéresis tienen formas más irregulares (radiales, rectas o ligeramente curvadas). Debido a que su origen se relaciona a cambios de salinidad, este tipo de grietas es sumamente frecuente en ambientes de transición como son los estuarios,

deltas y también en corrientes de densidad hiperpícnicas debido al importante aporte de agua dulce que producen sus descargas. Ni las grietas de desecación ni las de sinéresis se forman en limos o arenas, ya que estos materiales no son cohesivos.

## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS-DIAGENÉTICAS



### PRECIPITACIÓN

#### NÓDULOS Y CONCRECIONES

El término nódulo se utiliza a menudo como sinónimo de concreción, pero algunos autores prefieren reservar el término nódulo para las concentraciones de minerales autigénicos que no encierran granos detríticos (Selles-Martínez, 1996) y que en parte reemplazan a los minerales originales (Bates y Jackson, 1987). Los nódulos tienen generalmente formas esféricas a subsféricas y se diferencian de las concreciones debido a que los nódulos desplazan el sedimento durante su formación (Fig. 55). Las concreciones se forman por una precipitación preferencial de minerales (cementación) en porciones localizadas de la roca. Este proceso puede ocurrir durante la sedimentación o con posterioridad a la misma. Pueden presentar una gran diversidad de formas, aunque comúnmente son subsféricas. A menudo se forman alrededor de un núcleo (fósil o un fragmento de materia orgánica) debido a que este constituye un sitio más favorable para la precipitación de cementos (Fig. 56). Generalmente ocurren cuando la cementación comienza a formarse relativamente temprano, antes de la compactación de los sedimentos. Respecto a su

origen existe una gran variedad de modelos genéticos, los cuales no llegan a adaptarse a ningún esquema establecido. Torrijo *et al.* (2004) propusieron tres grandes grupos diferenciando el momento de formación, el modo de emplazamiento y, finalmente, considerando el mecanismo de crecimiento.

**FIGURA 55**

Sucesión de heterolitas fangosas con desarrollo de nódulos carbonáticos, donde se reconoce la deformación que producen durante su crecimiento. Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



La presencia de concreciones asociadas a *beef* ha sido ampliamente documentada por Rodrigues *et al.* (2009) en la sección basal de la Formación Vaca Muerta. Los *beef* son venillas de calcita fibrosa paralelas a la estratificación, que son muy comunes en pelitas negras ricas en materia orgánica y carbonatos. En general, el espesor de *beef* tiende a permanecer constante alrededor de las concreciones, aunque en algunos casos es más grueso que la concreción. De acuerdo con el crecimiento de las fibras de calcita, en algunos casos radiales sobre la concreción y en otros casi perpendicular a las capas (Fig. 56), se interpreta que los *beef* crecieron de forma irregular contra concreciones previamente formadas Rodrigues *et al.* (2009).

**FIGURA 56**

Heterolitas fangosas que muestran una concreción carbonática asociada con *beef* (flecha amarilla). Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



## MOLDES DE CRISTALES

Los cristales de sales pueden preservarse como pseudomorfos o como cristales esqueletales dependiendo de las condiciones de salinidad del medio. Los pseudomorfos de halita, constituidos por cubos de hasta 0,3-5 cm, se preservan a la base de depósitos de areniscas finas (Fig. 57). Estos cristales se originan por nucleación de sales desde la superficie de un cuerpo de agua que experimenta una intensa evaporación. Cuando estos cristales en formación alcanzan un tamaño crítico, vencen la tensión superficial y “llueven” desde la superficie del cuerpo de agua (lacustre o marino) a través de la columna de agua donde continúan su crecimiento. En las zonas marginales del cuerpo de agua los cristales de halita generados pueden experimentar disolución por aporte de agua dulce desde sistemas deltaicos activos o escorrentía superficial. Bajo estas condiciones los cristales de halita se disuelven, quedando conservada solamente la cicatriz de los cristales. Este tipo de preservación es frecuente en sistemas lacustres, marinos marginales y en interdunas húmedas, donde se produce una alternancia entre etapas en las cuales la columna de agua se encuentra totalmente saturada en sales y otras en la que presenta estratificación (Lowenstein y Hardie, 1985).

La presencia de cristales esqueletales dentro de materiales pelíticos indica que la columna de agua alcanzó una saturación completa de sales. Durante estos períodos, los cristales de halita crecen en el fondo dentro de los sedimentos hospedantes, alcanzando en muchos casos grandes dimensiones (Fig. 58).

**FIGURA 57**  
Cristales esqueletales de halita desarrollados en depósitos de fangolitas lacustres. Formación Rayoso, Balsa Huitrín.



**FIGURA 58**  
Pseudomorfos de halita preservados a la base de niveles de areniscas. Formación Rayoso, Balsa Huitrín.



## DISOLUCIÓN ESTILOLITAS Y SUPERFICIES ESTILOLÍTICAS

Las estilolitas son superficies dentadas irregulares muy frecuentes en rocas carbonáticas. Se forman por un proceso de disolución por presión, en la que las porciones de los minerales que se encuentran bajo condiciones de estrés, como son las zonas de contactos entre granos, se someten a la disolución preferencial debido a un aumento de la solubilidad inducida por la presión (Fig. 59).

**FIGURA 59**  
Desarrollo de estilolitas y superficies estilolíticas. Calizas Chachil, Morro del Águila.



Estas estructuras se forman en dirección perpendicular a la máxima compresión, la cual comúnmente es vertical (debido a la presión de carga), dando una superficie con estilolitas horizontales. En áreas tectonizadas, la dirección de máxima compresión puede ser horizontal, produciendo estilolitas subverticales que atraviesan las capas. Andrews y Railsback (1997) indicaron que la heterogeneidad litológica parece ser la variable principal

en el control de la morfología de las estilolitas. Si la roca es relativamente homogénea, la disolución es igual a lo largo de las estilolitas, mientras que una alta heterogeneidad resulta en una disolución desigual.

La pérdida de material por disolución a lo largo de las estilolitas puede tener un impacto significativo en el registro sedimentario. Bathurst (1975) indicó que las reducciones de espesor vertical debido al desarrollo de estilolitas pueden alcanzar un 20-35% y que el acortamiento en estilolitas tectónicamente generadas puede exceder el causado por plegamiento u otros mecanismos de deformación.

### CONOS ENCAJADOS

Son estructuras formadas por conos encajados en conos que pueden estar separadas por delgadas láminas de arcilla. Estas estructuras están compuestas por minerales autigénicos que forman capas delgadas o que se encuentran en los márgenes de las concreciones de carbonato (Fig. 60).

**FIGURA 60**

Vista en planta de niveles de calcita con desarrollo de estructuras de cono en cono. Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



La mayoría de las estructuras de cono en cono se componen de calcita, pero también se han observado en siderita, yeso y piritita (Carstens, 1985). Son buenos indicadores de polaridad, ya que los ápices de los conos siempre apuntan hacia la base. Se han propuesto una variedad de mecanismos para el origen de la estructura de cono en cono, siendo los más aceptados: 1- los relacionados con el aumento del volumen que se produce por la inversión de aragonita a calcita, esta expansión genera la estructura y en algunos casos permite la intrusión de las arcillas, y 2- el que sugiere que son estructuras producidas durante la diagénesis temprana

debido al crecimiento de agregados en forma de cono de la calcita fibrosa (Franks, 1969).

El desplazamiento que se produce por el crecimiento de los cristales y la deflexión observada en la roca huésped en todas las estructuras de cono en cono, llevó a la mayoría de los autores a la conclusión de que gran parte de la precipitación se produce tempranamente, durante el enterramiento superficial (Marshall, 1982; Pirrie *et al.*, 1994).

### Agradecimientos

Se agradece al Dr. Silvio Casadío por la lectura crítica y sugerencias realizadas al manuscrito. También se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el apoyo económico brindado a través del proyecto PIP 417. Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y a la Fundación YPF por el apoyo brindado en las tareas de campo. A Daniel Drittanti, Daniela Olivera, Constanza Bournod, Marcelo Martínez y Martín Parada se les agradece la colaboración y enriquecedoras discusiones realizadas en los afloramientos. Finalmente, queremos agradecer a Marta Villegas (directora de la Escuela de la Bajada de Los Molles) por permitirnos utilizar las instalaciones de la institución.

### Referencias

- Allen, J.R.L. 1971. *Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary Geology. 5: 167-385.*
- Allen, J.R.L. 1982. *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis, Volume I: Amsterdam, Elsevier Science Publishers, Developments in Sedimentology. 30: 593 pp.*
- Allen, J.R.L. 1984. *Parallel lamination developed from upper-stage plane beds; a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer, Sedimentary Geology. 39: 227-242.*
- Allen, J.R.L. 1987. *Desiccation of mud in the temperate intertidal zone: studies from the Severn Estuary and eastern England. Philosophical Transactions of the Royal Society. B315: 127-156.*
- Andrews, L.M. y Railsback, L.B. 1997. *Controls on stylolite development: morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the US Appalachians. Journal of Geology. 105: 59-73.*
- Astin, T.R. 1991. *Subaqueous shrinkage or syneresis cracks in the Devonian of Scotland reinterpreted. Journal of Sedimentary Petrology.*

61: 850–859.

Bates, R.L. y Jackson, I.A. 1987. *Glossary of Geology*. Alexandria: American Geological Institute.

Bathurst, R.G.C. 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Amsterdam: Elsevier.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54: 504-520.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, *Memoirs* 27. 137 pp.

Bridge, J.S. 1978. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers. *Sedimentary Geology*. 20: 1-16.

Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains*: Oxford, U.K., Blackwell, 491 pp.

Browne, G.H. y Plint, A.G. 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*. 64: 40-59.

Bursik, M. I. y Woods, A. W. 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*, 58: 175-193.

Carstens, H. 1985. Early diagenetic cone-in-cone structures in pyrite concretions. *Journal of Sedimentary Petrology*. 55: 105-108.

Collinson, J.D. y Thompson, D.B. 1989. Sedimentary Structures. En: Chapman and Hall (eds.). London. 207 pp.

Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. En: Walker R.G. y James NP (eds.) *Facies models response to sea level changes*. Geological Association of Canada, St. Johns, 195-218.

Davis Jr., R.A. 2012. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. In: R.A. Davis, Jr. y R.W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer. 35-55.

Dott, R.H., Jr. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 663-680.

Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new evidence on a stormy debate. *Geology*. 19: 625–628.

Dumas, S. y Arnott, R. W. C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*. 12: 1073-1076.

Franks, P.C. 1969. Nature, origin, and significance of cone-in-cone structures in the Kiowa formation (Early Cretaceous), north-central

Kansas. *Journal of Sedimentary Petrology*. 39: 1438-1454.

Gibbons, G.S. 1972. Sandstone imbrication study in planar sections: dispersion, biases, and measuring methods. *Journal of Sedimentary Petrology*. 42: 966-972.

Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course no. 9, 249pp.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D. y Walker, R.G. 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences: Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 2. 161 pp.

Jamieson, T.F. 1860. On the drift and rolled gravel of the north of Scotland. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 16: 347-371.

Jopling, A.V. y Walker, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*. 38: 971-984.

Kuenen, H. 1953. Significant features of graded bedding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 37: 1044-1066.

Leckie, D.A. y Walker, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval- outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 66: 138-157.

Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins*: Oxford, U.K., Blackwell. 592 pp.

Lowe, D.R. 1975. Water-escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*. 22: 157-204.

Lowenstein, T.K. y Hardie, L.A. 1985. Criteria for the recognition of salt pan evaporites. *Sedimentology*. 32: 627-644.

Maltman, A. 1994. *The Geological Deformation of sediments*. Chapman y Hall. London. 362pp.

Marshall, J.D. 1982. Isotopic composition of displacive fibrous calcite veins: reversals in pore-water composition trends during burial diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*. 52: 615-630

Mellere, D. y Steel, R. J. 2000. Style contrast between forced regressive and lowstand/transgressive wedges in the Campanian of south-central Wyoming. *Geol. Soc. London Spec. Public* 172: 51-75.

Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. y Sgavetti, M. 1994. The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes. *Second High-resolution Sequence Stratigraphy Conf*. 83 pp.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol. (Padova)*. 48: 233–291.

- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D. y Cavana, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*. 20: 733-755.
- Myrow, P.M. 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62: 992-1007.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edn. Oxford, U.K., Blackwell. 419 pp.
- Peterson, G. 1968. Flow structures in sandstone dikes. *Sedimentary Geology*. 2: 177-190.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd edition). Harper and Row, New York. 628 pp.
- Pirrie, D., Dilehield, P.W. y Marshall, J.D. 1994. Burial diagenesis and pore-fluid evolution in a Mesozoic back-arc basin: the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*. 64: 541-552.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*. 11: 99-104.
- Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Loseth, H. y Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): Evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*. 166: 695-709.
- Selles-Mariñez, J. 1996. Concretion morphology, classification, and genesis. *Earth Science Reviews*. 4: 177-210.
- Smith, B. 1916. Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geological Magazine*. 53: 146-156.
- Southard, J. B. 1991. Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 19:423-55.
- Tanner, P.W.G. 2003. Syneresis. En: Middleton, G.V. (ed.). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 718-720.
- Torrijo Echarri, F. J., Mandado Collado, J. y Bona Artazos M. E. 2004. Modelización genética de nódulos y concreciones. *Propuestas de clasificación*. *Estudios Geológicos*. 60: 95-110.
- Zavala, C., Ponce J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. y Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*. 76: 40-58.

# ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS BIOTURBACIÓN

Noelia B. Carmona<sup>1</sup>,  
Juan José Ponce<sup>1</sup>, Nerina  
Canale<sup>1</sup> y Aldo Montagna<sup>2</sup>

## Introducción

La disciplina encargada del estudio de las estructuras biogénicas (tanto recientes como fósiles) se denomina icnología, y el énfasis principal de la misma está centrado en el modo en que tanto los animales como las plantas dejan un registro de su comportamiento en el sedimento (Buatois *et al.*, 2002). Uno de los aspectos más sobresalientes de la icnología es que nos brinda una visión novedosa del registro paleontológico debido a su interacción con diferentes disciplinas, como la sedimentología, la estratigrafía y la paleontología. Los términos *trazas fósiles* se refieren a las estructuras distintivas producto del comportamiento de los organismos que se preservan en el sedimento (Frey, 1973; Frey y Pemberton, 1984, 1985; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2002).

## Efectos de la bioturbación: los organismos bentónicos y su relación con el sedimento

Los organismos forman parte integral del ambiente sedimentario en el que viven, pudiendo afectar la química y la estructura del sedimento, alterando su propio microambiente y el de los demás organismos. Para poder evaluar el papel que los organismos tienen en relación

con el sustrato que habitan, es necesario tener presente algunos de los fenómenos que son productos de esta interacción, es decir, evaluar los efectos del proceso de *bioturbación* (Reise, 2002):

- a.** La bioturbación puede modificar el sustrato favoreciendo la sedimentación de material en algunos casos y produciendo la resuspensión del mismo en otros;
- b.** cambia la composición de las partículas sedimentarias por efectos de aglutinación y fraccionamiento;
- c.** cambia la distribución del sedimento dentro de los estratos (*e.g.* llevando el sedimento más fino hacia la superficie y el más grueso hacia abajo o viceversa);
- d.** puede producir desagregación y fluidización del sustrato;
- e.** modifica la química del sedimento y el metabolismo microbiano debido a que favorece la entrada de agua y oxígeno en el sedimento;
- f.** aumenta el flujo de nutrientes disueltos, metabolitos y otras sustancias entre el sedimento y el agua, y produce la alteración de la hidrodinámica de la superficie del sustrato creando una topografía irregular (*e.g.* formando montículos y depresiones).

## Marco conceptual de la icnología

Las trazas fósiles poseen una serie de características propias que las convierten en herramientas fundamentales para los estudios sedimentológicos, estratigráficos y paleobiológicos (Frey, 1975; Pemberton *et al.*, 2001).

### A. REGISTRO TEMPORAL EXTENSO

La mayoría de las trazas fósiles presentan un rango temporal extenso, llegando algunas estructuras a abarcar la totalidad del Fanerozoico. A pesar de que esta condición pueda considerarse una desventaja para el uso de la icnología en la bioestratigrafía (donde el

1. CONICET, Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

[ncarmona@unrn.edu.ar](mailto:ncarmona@unrn.edu.ar), [jponce@unrn.edu.ar](mailto:jponce@unrn.edu.ar), [nerinacanale@gmail.com](mailto:nerinacanale@gmail.com)

2. YPF, Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

[aldo.montagna@ypf.com](mailto:aldo.montagna@ypf.com)

mayor aporte lo realizan los fósiles guías, que abarcan cortos intervalos de tiempo y una amplia distribución], constituye una característica fundamental que favorece la comparación de rocas pertenecientes a diferentes edades (Pemberton *et al.*, 2001). Obviamente al considerar esta característica no se está asumiendo un mismo productor para los icnofósiles de diferentes edades, aunque sí se asume que diferentes organismos responden de manera similar a las condiciones del ambiente (convergencia de comportamiento).

### B. RANGO FACIAL RESTRINGIDO

Como se dijo anteriormente, las trazas fósiles constituyen la respuesta de los organismos frente a las condiciones del ambiente. De esta manera, el hecho de que las trazas fósiles presenten un rango facial restringido implica que la asociación de ciertas estructuras biogénicas va a responder a parámetros ambientales determinados. En este sentido puede considerarse a los icnofósiles como *fósiles de facies* (Buatois *et al.*, 2002), los cuales aportan información valiosa en cuanto a las condiciones paleoecológicas y paleoambientales dominantes al momento de la depositación. Sobre la base de esta característica y del hecho de que las asociaciones de trazas fósiles van a ser recurrentes en el tiempo, siempre y cuando las condiciones del ambiente sean similares, Seilacher (1967) propuso el concepto de Icnofacies, el cual será analizado más adelante. Al considerar a los icnofósiles en conjunto como una asociación, podemos utilizarlos en interpretaciones ambientales, lo cual brinda mayor información que si consideráramos por separado a cada icnotaxón. A través del estudio e interpretación del comportamiento reflejado por las estructuras biogénicas podemos inferir cuáles podrían haber sido los factores dominantes en determinados ambientes, y las respuestas de los organismos frente a tales condiciones.

### C. AUSENCIA DE TRANSPORTE

Las trazas fósiles representan la evidencia de la actividad biológica *in situ*, presentando una estrecha relación con el sustrato (Pemberton *et al.*, 2001). De este modo, las trazas fósiles, al carecer usualmente de desplazamiento secundario, reflejan las condiciones originales del ambiente de depositación. Esta característica de los icnofósiles constituye una importante diferencia con

respecto a las asociaciones de cuerpos fósiles, ya que estos últimos generalmente se encuentran re trabajados y requieren, por lo tanto, un análisis tafonómico previo. Sin embargo, algunas veces las estructuras biogénicas pueden presentar transporte secundario, aunque en estos casos es relativamente sencillo determinar el carácter alóctono de las mismas.

### D. PRESENCIA EN ROCAS NO FOSILÍFERAS

Las condiciones de preservación de las trazas fósiles y los cuerpos fósiles son distintas. Por esta razón, es común encontrar estructuras biogénicas en rocas no fosilíferas. Aún más, en muchos casos los procesos diagenéticos que destruyen los cuerpos fósiles pueden resaltar las estructuras biogénicas (Pemberton *et al.*, 2001). Si bien podría considerarse una desventaja el hecho de que las trazas fósiles no se preserven junto a los cuerpos de los organismos bioturbadores, podemos ver que esta condición de preservación diferencial es ventajosa al analizar sucesiones en las que los icnofósiles constituyen la única evidencia de actividad biológica disponible.

### E. PRODUCCIÓN POR BIOTAS DE CUERPO BLANDO

Los organismos de cuerpo blando, aunque constituyen el mayor porcentaje de biomasa en prácticamente todas las comunidades, se preservan como cuerpos fósiles sólo bajo circunstancias extraordinarias, encontrándose generalmente subrepresentados en los estudios de reconstrucciones de paleocomunidades. En este sentido, los estudios icnológicos permiten rescatar la información de los organismos de cuerpo blando, ya que es común que se preserve el registro de su actividad por medio de las trazas fósiles. Esta condición aporta una visión más global de la estructura trófica y de la riqueza total de las comunidades, siendo una herramienta fundamental a la hora de realizar reconstrucciones paleoecológicas (Ekdale *et al.*, 1984).

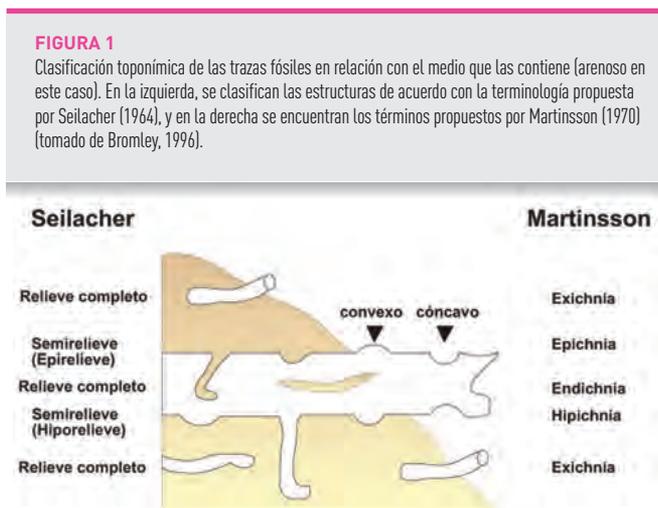
### F. EVIDENCIA DE COMPORTAMIENTO

La cantidad y tipo de información que se puede obtener a partir del análisis de las trazas fósiles es muy variada y en muchas ocasiones, muy completa. Los estudios sobre la morfología y los patrones arquitecturales en la construcción de los icnofósiles permiten no sólo reconocer en muchos casos los organismos constructores, sino también sus características tróficas, modo de vida, forma de desplazamiento, etc. (Buatois *et al.*, 2002).

## Clasificaciones preservacionales de las trazas fósiles

Para la identificación de las trazas fósiles y su interpretación del modo de construcción, es necesario analizar y entender el modo de preservación de las mismas. La estratinomía comprende la descripción y clasificación de los icnofósiles de acuerdo con el modo de preservación y ocurrencia (posición dentro del sustrato) y, de manera secundaria, incluye los procesos mecánicos-sedimentológicos de preservación de las trazas fósiles. Según Bromley (1996), la estratinomía consiste en la expresión morfológica de un icnotaxón y varía de acuerdo a si la estructura se encuentra preservada dentro de un estrato pelítico o arenoso, o si se preserva en la superficie limitante entre ellos.

Diversos autores han propuesto diferentes clasificaciones sobre la base de las características toponímicas de los icnofósiles, de las cuales las más utilizadas son la clasificación de Seilacher (1964) y la de Martinsson (1970) (Fig. 1).



Seilacher (1964) propuso tres categorías para describir los modos de preservación de las trazas fósiles: preservación en relieve completo (estructuras dentro de una capa), semirrelieve (trazas en la interfase litológica, diferenciando hiporrelieve y epirrelieve) y estructuras biodeformacionales (disturbancias de la estratificación). Por su parte, Martinsson (1970) propuso una clasificación que comprende cuatro categorías preservacionales: epicinia (cuando las estructuras se preservan en el tope de las capas, ya sea como surcos o como crestas);

hipicnia (las trazas se preservan en las bases de las capas y, al igual que en el caso anterior, se diferencian en surcos y crestas), endicnia (cuando los icnofósiles se preservan dentro de las capas de sedimento) y exicnia (cuando la preservación ocurre fuera de las capas sedimentarias) (Bromley, 1996). Ambas clasificaciones tienen como referencia la relación entre el icnofósil y el medio moldeador (*casting medium*), el cual comprende generalmente un estrato arenoso.

## Etología de los organismos productores

Como se dijo anteriormente, las trazas fósiles constituyen el registro de la actividad de los organismos en el pasado y por lo tanto son consideradas como señales de comportamiento (Buatois *et al.*, 2002). Las mismas reflejan no sólo el modo de vida de los individuos sino también evidencian aspectos ecológicos y funcionales de los mismos, así como la relación con los parámetros ambientales dominantes (Pemberton *et al.*, 2001). En este sentido, uno de los aportes biológicos más interesantes de la icnología es la información sobre la etología de los organismos productores. Seilacher (1953) propuso un esquema de clasificación etológica para las estructuras biogénicas. Este esquema original contaba con cinco categorías básicas de comportamiento basadas en los estudios realizados en ambientes marinos. En los últimos años se han adicionado nuevas categorías que complementan a la anterior y que cubren otros tipos de comportamientos y ambientes (por ejemplo las estructuras biogénicas de los depósitos continentales) (Frey, 1973; Ekdale *et al.*, 1984; Ekdale, 1985; Bromley, 1990; Genise y Bown, 1994; Gibert *et al.*, 2004). El esquema actual de categorías etológicas en uso es el de la Fig. 2 (Bromley, 1996; Buatois y Mángano, 2011).

-*Cubichnia* (trazas de descanso): incluyen aquellas impresiones dejadas por los organismos cuando estos están en reposo. Estas trazas usualmente revelan las características latero-ventrales de los organismos productores. Idealmente estas trazas se encuentran aisladas, aunque la mayoría de las veces presentan intergradaciones con trazas pertenecientes a otras categorías etológicas (Fig. 3). Ejemplo: *Asteriacites*, *Lockeia*, *Rusophycus*.

**FIGURA 2**  
Clasificación etológica de trazas fósiles (tomado de Buatois y Mángano, 2011).



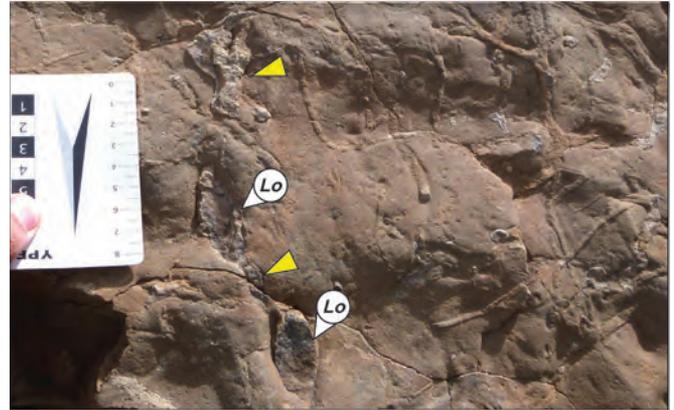
**FIGURA 3**  
Vista basal de un nivel de areniscas con trazas de descanso de bivalvos.  
Formación Mulichinco, Puerta Curaco.



-*Repichnia* (trazas de locomoción): estructuras epiestratales o intraestratales realizadas por organismos que se desplazan de un punto a otro (Fig. 4). El énfasis está puesto en la locomoción. Son estructuras lineales o sinuosas. Ejemplos: *Cruziana*, *Diplichnites*.

-*Mortichnia* (trazas de muerte): incluyen a aquellas estructuras que reflejan los últimos movimientos de los organismos antes de morir. En general los organismos productores también se preservan, lo que permite que las trazas fósiles sean asignadas a su productor sin ninguna duda (Buatois y Mángano, 2011). Usualmente incluyen estructuras de locomoción de artrópodos y, menos comúnmente, incluyen trazas de bivalvos y gasterópodos. Ejemplo: *Telsonichnus*.

**FIGURA 4**  
Vista en planta de areniscas con acción de oleaje donde se reconocen trazas de descanso (*Cubichnia*) y locomoción (*Repichnia*) de bivalvos (flechas amarillas). Ejemplares de *Lockeia* (Lo) Formación Mulichinco, Puerta Curaco.



-*Pascichnia* (trazas de pastoreo): en esta categoría la actividad de locomoción y de alimentación se combinan, ya que el organismo se alimenta a medida que se produce el desplazamiento. Pueden presentarse sobre el sustrato o dentro del mismo y por lo general no revelan las características morfológicas de los productores. Algunas de estas estructuras pueden presentar patrones complejos de utilización del espacio para alimentación. Ejemplos: *Helminthorhapse*, *Gordia*, *Scolicia*.

-*Fodinichnia* (trazas de alimentación): en esta categoría se incluyen las estructuras construidas por organismos depositívoros infaunales. Estas excavaciones pueden servir como domicilio permanente a la vez que constituyen un lugar para el procesamiento del sedimento en busca de alimento. Dentro de esta categoría se incluyen una serie de morfologías como estructuras en U o con desarrollo de *spreite*, pueden ser estructuras simples o ramificadas, y la posición dentro del estrato también es variable, pudiendo ser paralelas, inclinadas o verticales con respecto al plano de estratificación. Ejemplos: *Asterosoma*, *Rosselia*, *Arthropycus*.

-*Domichnia* (trazas de habitación): comprenden estructuras de habitación de organismos infaunales, incluyendo suspensívoros, depositívoros y, en algunos casos, predadores (Fig. 5). Por lo general, estas estructuras son permanentes. Es común que los organismos refuercen las paredes de las excavaciones con sustancias aglutinadas y/o pellets. Ejemplo: *Ophiomorpha*, *Skolithos*.

**FIGURA 5**

Vista en sección de sistemas de barras con trazas de *Skolithos* (Sk).  
Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



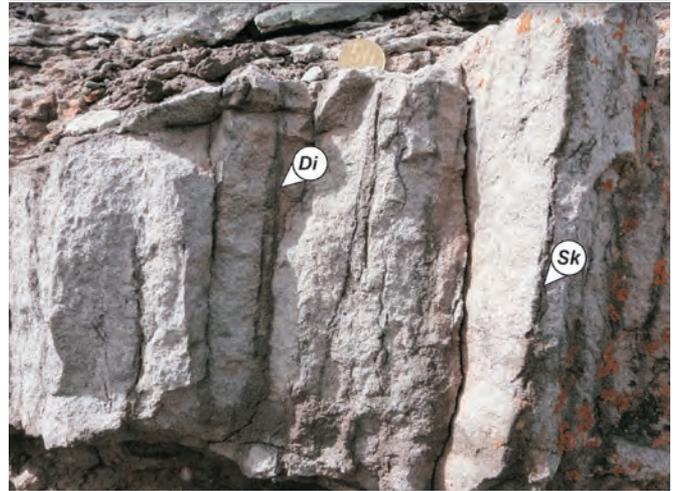
-*Agrichnia* (trazas de cultivo o trampas de alimento): constituyen estructuras complejas, con patrones regulares y geométricos muy estructurados que servirían como domicilio y lugar de cultivo de bacterias o trampas para microorganismos. Generalmente son túneles horizontales, organizados en meandros, espirales o redes hexagonales. Ejemplo: *Spirorhaphe*, *Paleodictyon*.

-*Equilibrichnia* (trazas de equilibrio): son estructuras que registran ajustes en la profundidad con respecto a los eventos de acreción o erosión del sedimento (Fig. 6). En la mayoría de los casos los organismos deben mantener una distancia constante con la superficie del sedimento. Por este motivo, si se produce agradación, las estructuras van a mostrar un movimiento hacia arriba; si en cambio se produce erosión del sedimento, las estructuras van a registrar un desplazamiento en la dirección contraria. Estas estructuras pueden mostrar una gradación hacia trazas de escape si las fluctuaciones en la tasa de sedimentación son abruptas. Ejemplo: *Diplocraterion*.

-*Fugichnia* (trazas de escape): estructuras generadas por el rápido movimiento hacia arriba o hacia abajo de los organismos, por ejemplo, cuando tratan de escapar del enterramiento o de la erosión del sedimento (Fig. 7). Generalmente estas estructuras muestran un movimiento vertical, aunque en algunos casos pueden presentar desplazamientos horizontales, por ejemplo, en el caso de organismos que escapan de predadores. Estas estructuras presentan morfologías típicas de trazas de descanso repetidas verticalmente, especialmente excavaciones tipo cono en cono.

**FIGURA 6**

Vista en sección de niveles de areniscas con trazas de *Diplocraterion* (Di) y *Skolithos* (Sk).  
Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



-*Calichnia* (trazas de nidificación): dentro de esta categoría se incluyen los nidos construidos con materiales del sustrato, por ejemplo, los nidos de escarabajos. Esta categoría incluiría a las trazas de edificación, las cuales comprenden estructuras construidas sobre el sustrato pero con materiales ajenos al mismo. Ejemplos: *Coprinisphaera* (nidos de escarabajos) y *Celliforma* (celdillas de abejas).

-*Pupichnia*: incluyen trazas producidas por insectos para su protección durante los períodos de pupación (Genise *et al.*, 2007). En general estos organismos viven libres en los suelos o en la vegetación. Ejemplos: *Fictovichnus*, *Rebuffoichnus*.

-*Praedichnia* (trazas de predación): generalmente estas estructuras se preservan en sustratos duros, por ejemplo, los orificios perforados en conchillas. También son consideradas como trazas de predación las marcas de mordeduras sobre huesos, exoesqueletos y conchillas. En sustratos blandos, estas estructuras son más difíciles de identificar. Ejemplo: *Oichnus*.

-*Fixichnia* (trazas de fijación): esta categoría, propuesta por Gibert *et al.* (2004), comprende a aquellas estructuras superficiales producidas por la fijación o anclaje de los organismos al sustrato. Ejemplo: *Podichnus* (estructura de fijación de braquiópodos).

-*Impedichnia* (trazas de bioclaustración): esta categoría incluye estructuras que registran dos comportamientos diferentes durante la construcción de una cavidad en el material esquelético (Tapanila, 2005). Las estructuras resultantes se conocen como bioclaustración (Tapanila, 2005) y son generadas por organismos endosimbiontes que inhiben la acreción esquelética del hospedador, y por el hospedador que altera su crecimiento esquelético para acomodarse al organismo infestante. Ejemplos: *Helicosalpinx*, *Tremichnus*, *Hicetes*, y *Eodiorygma*.

#### FIGURA 7

Vista en sección de niveles de areniscas con trazas de escape (fu).  
Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



## Principios icnológicos

Existen una serie de principios que deben tenerse en cuenta a la hora de realizar análisis e interpretaciones de las trazas fósiles, especialmente cuando se intenta asignar una determinada estructura biogénica a un organismo productor (Bromley, 1996). Entre estos principios podemos citar:

Organismos filogenéticamente no relacionados pueden

presentar comportamientos similares y construir estructuras morfológicamente semejantes. Este principio está basado en el concepto de convergencia etológica; organismos diferentes pueden responder funcionalmente de la misma manera frente a condiciones ambientales similares. Por este motivo la asignación de una traza fósil a un organismo en particular es prácticamente imposible de realizar. Sin embargo, el hecho de que organismos diferentes construyan estructuras similares, permite obtener información paleoecológica de relevancia, ya que se puede inferir el tipo de comportamiento que tendrán los mismos frente a determinadas condiciones ecológicas.

El mismo organismo puede producir estructuras diferentes de acuerdo con los diferentes patrones etológicos del individuo. Este principio se basa en el hecho de que un mismo organismo presenta diferentes comportamientos de acuerdo con las funciones que realiza y a las condiciones ecológicas del medio que habita.

La misma estructura biogénica, al preservarse en sustratos diferentes, puede adquirir características que lleven a considerarla como estructuras distintas. Este principio plantea un problema central en las discusiones sobre las clasificaciones icnotaxonómicas: ¿dos estructuras similares que presenten preservaciones diferentes deben ser consideradas una misma estructura o deben ser clasificadas con nombres diferentes? Esta pregunta va a tener respuestas diferentes dependiendo si se considera que la clasificación icnotaxonómica debe basarse solamente en las características morfológicas puras o en éstas como un reflejo del comportamiento. Una misma estructura puede estar reflejando la acción de varios organismos distintos. Este principio se basa en el hecho de que organismos distintos pueden habitar y modificar una misma estructura, ya sea al mismo tiempo (si los individuos presentan relaciones de comensalismo o simbiosis), o en períodos diferentes (por ejemplo, en el caso de una reutilización posterior de la estructura por algún individuo, luego del abandono del organismo constructor).

En general, los organismos productores no se preservan. Este principio se refiere especialmente a los organismos excavadores de cuerpos blandos y también a aquellos organismos con partes duras, que al adquirir el hábito infaunal (por ejemplo, algunos bivalvos y crustáceos), presentan una reducción en el grosor de las valvas y de los exoesqueletos. Estos individuos sólo se

preservan bajo condiciones excepcionales, que generalmente no son comunes. Por lo tanto, se puede considerar que el registro icnológico constituye una excelente oportunidad de recuperar parte de la información que se pierde en los estudios de cuerpos fósiles.

## Aportes de los estudios de trazas fósiles a la paleoecología

La paleoecología utiliza el registro fósil para reconstruir los modos de vida de los organismos fósiles así como su relación con las paleocomunidades y con los ambientes físicos en los cuales vivían (Brenchley y Harper, 1998). Tradicionalmente, los análisis paleoecológicos se basaban en los datos provenientes de los cuerpos fósiles. Sin embargo, como se planteó antes, una gran proporción de los organismos son de cuerpos blandos, por lo que su presencia no queda registrada y no puede ser evaluada en las reconstrucciones paleoecológicas. En este sentido, los aportes que la icnología puede realizar a estos estudios son sumamente importantes e informativos, aunque su uso en los análisis paleoecológicos no se haya generalizado aún.

La distribución de los organismos está regida por una serie de factores tanto físicos como biológicos. Fisiológicamente cada organismo puede funcionar dentro de un estrecho rango ambiental que le permite al individuo mantener sus condiciones internas de manera constante. Entre las contribuciones más importantes de los estudios de trazas fósiles a la paleoecología, se destacan aquellas relacionadas con los factores ecológicos como temperatura, salinidad, tasa de sedimentación y estabilidad del sustrato, ya que los icnofósiles reflejan el comportamiento de los organismos en respuesta a estas variables.

### PARÁMETROS ECOLÓGICOS:

#### ENERGÍA

La energía es claramente un factor que influye en la distribución de los organismos y, de este modo, en la distribución de las trazas fósiles. Las asociaciones generadas en ambientes de alta y baja energía son claramente diferentes entre sí, estando las primeras do-

minadas por estructuras de habitación de organismos suspensívoros, generalmente con paredes constructivas. Estas estructuras reflejan la actividad de la biota estacionaria, tienen una disposición predominantemente vertical y presentan una baja diversidad. Por el contrario, las icnofaunas desarrolladas en depósitos de baja energía son generadas por organismos depositívoros y detritívoros móviles que se disponen preferentemente en el plano horizontal y presentan generalmente mayor diversidad (Pemberton *et al.*, 2001).

#### SUSTRATO

El sustrato constituye uno de los factores ecológicos que mayor control ejerce sobre la colonización, distribución y desarrollo de las comunidades bentónicas. De este modo, también afectan a las estructuras biogénicas construidas por los organismos. Existen cinco categorías que definen al sustrato según su consistencia: a- sustratos sotosos (*soupgrounds*); b- sustratos blandos (*softgrounds*); c- sustratos firmes (*firmgrounds*); d- sustratos duros (*hardgrounds*) y e- sustratos xílicos (*woodgrounds*). Entre los cuatro primeros la diferencia sustancial reside en el contenido de agua que poseen, estando los sustratos sotosos sobresaturados de agua, mientras que los sustratos duros están cementados. En los sustratos blandos el sedimento presenta el contenido de agua suficiente como para permitir la excavación de los organismos sin que se produzca el colapso de las estructuras. De este modo son los sustratos más aptos para la generación y preservación de las trazas fósiles. Los sustratos firmes se encuentran compactados y deshidratados y también se caracterizan por la presencia de estructuras biogénicas, aunque sus asociaciones son de menor diversidad que las desarrolladas en sustratos blandos. Por otro lado, los sustratos xílicos están formados por material carbonoso, son flexibles y se degradan rápidamente. Las perforaciones más comunes que presentan estos sustratos pertenecen a bivalvos e insectos.

Otra condición que hay que tener en cuenta al analizar el sustrato es la textura del sedimento, ya que este condiciona a su vez la profundidad y el modo de excavar de los organismos. Si se comparan sedimentos finos con sedimentos más gruesos, se ve que a medida que aumenta la profundidad, las condiciones físicas y

químicas cambian en ambos sedimentos. Sin embargo, la diferencia fundamental reside en la manera en que se produce este cambio. Por ejemplo, los cambios físico-químicos en sedimentos gruesos son graduales, mientras que dichos cambios son abruptos en depósitos con sedimentos finos. Estas diferencias se reflejan también en el contenido icnológico, ya que en los sedimentos gruesos, la disminución de las trazas fósiles es relativamente gradual a medida que se profundiza, mientras que en los depósitos de sedimentos finos, la disminución es abrupta, de la misma manera que los cambios físico-químicos.

## OXIGENACIÓN

El oxígeno es esencial para la vida de los organismos. En general los requerimientos de oxígeno aumentan con el tamaño y la actividad del organismo. En los sectores superiores del océano, la entrada de oxígeno se produce por solución desde la atmósfera (favorecida también por el oleaje) y por la actividad fotosintética del fitoplancton (Brenchley y Harper, 1998). Por debajo de la zona fótica, hay una disminución en la concentración de oxígeno debido a que los procesos de respiración y descomposición de la materia orgánica no son compensados por la entrada de oxígeno fotosintético. Sobre la base de estas diferentes concentraciones de oxígeno, el agua de mar se clasifica en: 1- aeróbica [completamente oxigenada] cuando la concentración

de oxígeno es superior a 1,0 ml/l de agua, 2- disaeróbica (pobremente oxigenada) cuando la concentración de oxígeno se encuentra entre 0,1 y 1,0 ml/l de agua, y 3- finalmente anaeróbica (sin oxígeno), cuando la concentración es inferior a 0,1 ml/l de agua. Los organismos bentónicos responden de distintas maneras a las diferentes concentraciones de oxígeno sobre la superficie del sedimento y dentro del mismo. En general, en los fondos bien oxigenados, los organismos construyen excavaciones profundas, oxigenando a su vez los sectores más profundos del sedimento. A medida que la concentración de oxígeno sobre la superficie del sedimento es menor, los organismos construyen excavaciones menos profundas, de menor tamaño y con un escalonamiento menos pronunciado. Finalmente, los depósitos anóxicos carecen en general de organismos y por lo tanto de estructuras biogénicas. En general se considera que a medida que disminuye la concentración de oxígeno dentro del sedimento, el tamaño y la diversidad de estructuras biogénicas también se hace menor (Buatois *et al.*, 2002).

Se han postulado varios modelos para describir la distribución de las trazas fósiles de acuerdo con la concentración de oxígeno. Uno de estos modelos propuesto por Ekdale y Mason (1988), distingue entre la concentración de oxígeno del agua que se encuentra dentro del sedimento y sobre la superficie del mismo, reconociendo cuatro categorías principales que se describen a continuación:

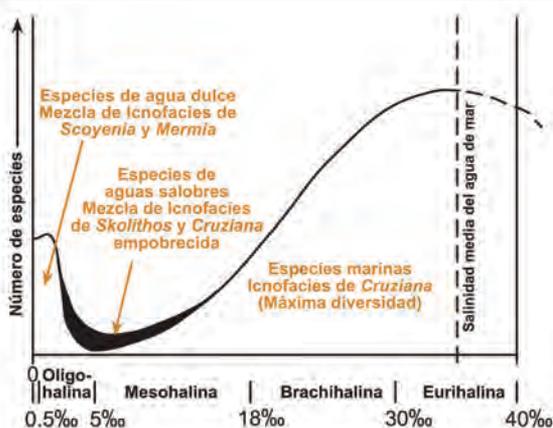
OXIGENACIÓN	ETOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS	OTRAS CARACTERÍSTICAS
▶ Agua intersticial: aeróbica Agua de fondo: anaeróbica	▶ Sin bioturbación	▶ Depósitos con laminación paralela
▶ Agua intersticial: anaeróbica Agua de fondo: disaeróbica-aeróbica	▶ Estructuras semipermanentes de alimentación de depositívoros ( <i>Fodinichnia</i> )	▶ Icnodiversidad baja. Generalmente las asociaciones son monoespecíficas y las estructuras tienen conexiones con el fondo oceánico
▶ Agua intersticial: disaeróbica Agua de fondo: disaeróbica-aeróbica	▶ Dominio de estructuras de pastoreo de depositívoros o detritívoros ( <i>Pascichnia</i> )	▶ Estructuras sin conexión con el fondo marino
▶ Agua intersticial: aeróbica Agua de fondo: aeróbica	▶ Estructuras permanentes de habitación ( <i>Domichnia</i> ) de organismos suspensívoros	▶ Otras etologías pueden estar representadas

## SALINIDAD

La salinidad es un importante factor de control sobre la distribución de la fauna, especialmente en los sectores marinos marginales, los que pueden ser salobres o hipersalinos. La fauna que ocupa estos ambientes debe estar adaptada para soportar amplios rangos de salinidad (eurihalinos) y desarrollar métodos efectivos para osmorregular. En general, a medida que disminuye o aumenta la salinidad también lo hace la diversidad de los organismos, aunque no siempre la abundancia, ya que se pueden presentar asociaciones monoespecíficas de organismos eurihalinos. En la Figura 8 se grafica una curva idealizada de la relación entre la diversidad de especies y los niveles de salinidad. Las faunas salobres y de agua dulce son en general de baja diversidad, mientras que las faunas marinas alcanzan el máximo de diversidad a los 35‰ aproximadamente (Remane y Schlieper, 1971). Esta misma relación ha sido observada a partir de los estudios de trazas fósiles, siendo uno de los logros más importantes de la icnología la distinción entre ambientes marinos, salobres y dulceacuícolas (Buatois *et al.*, 2002).

**FIGURA 8**

Niveles de salinidad, su relación con la diversidad de especies y con las diferentes icnofacies (basado en Buatois *et al.*, 2002). Nótese que los ambientes salobres presentan la menor diversidad de especies.



En general se considera que las icnofaunas desarrolladas en ambientes con salinidad normal presentan alta diversidad y abundancia, componentes epi e infaunales, con estructuras que reflejan la actividad de generalistas tróficos así como de especialistas, con dominio de estructuras horizontales de tamaños variables. Por el

contrario, las icnofaunas desarrolladas en ambientes salobres exhiben una baja diversidad y abundancia variable. Hay un dominio de trazas fósiles simples de organismos infaunales, especialmente de oportunistas tróficos (Mángano y Buatois, 2004). En general, los organismos experimentan una reducción de tamaño y hay un predominio de individuos de cuerpo blando frente a aquellos que poseen exoesqueletos (Pemberton *et al.*, 2001).

## TASA DE SEDIMENTACIÓN

La tasa de sedimentación constituye un factor de control sumamente importante en la regulación de la distribución de los organismos y de sus estructuras biogénicas. En general se considera que una tasa de sedimentación lenta y continua permite un completo retrabajo del sedimento, mientras que una tasa de sedimentación rápida y episódica, delimita diferentes niveles de bioturbación, restringiendo el retrabajo del sedimento al techo de los bancos recién depositados (Buatois *et al.*, 2002).

## NUTRIENTES

La disponibilidad de nutrientes constituye un parámetro fundamental ya que condiciona el tipo de estrategia alimenticia a adoptar por los organismos. Los organismos suspensívoros son los más frecuentes en ambientes con aguas agitadas y alimento particulado en suspensión, mientras que los organismos detritívoros y depositívoros dominan aquellos ambientes en los que hay acumulación de partículas alimenticias sobre la superficie y dentro del sedimento, respectivamente (Bromley, 1996).

En el caso de los ambientes marinos profundos, en los que hay poca disponibilidad de alimento tanto en la columna de agua como en el sedimento, los organismos desarrollan estrategias de alimentación muy especializadas para que la obtención de alimento sea lo más eficiente posible (Seilacher, 1974). Las estructuras biogénicas generadas bajo estas condiciones son características de la icnofacies de *Nereites* (ver apartado siguiente).

## BATIMETRÍA

Si bien las asociaciones de trazas fósiles no constituyen un parámetro batimétrico absoluto, permiten obtener una idea general de las condiciones locales

bajo las que se desarrollan. Estas condiciones locales se modifican en general de manera coordinada con la profundidad, estableciéndose de este modo una relación indirecta entre las asociaciones de trazas fósiles y las características batimétricas de los depósitos.

## Icnodiversidad y abundancia

Las trazas fósiles están relacionadas con la etología de los organismos, y conceptualmente son diferentes a los mismos. Por lo tanto, el concepto de icnodiversidad no debe confundirse con el de diversidad biológica (Bromley, 1996). La icnodiversidad se refiere al número de icnotaxones presentes en una asociación y constituye una de las características más relevantes para los análisis paleoecológicos de trazas fósiles.

La icnodiversidad va a depender de una serie de factores diferentes a los que controlan la diversidad biológica. Por ejemplo, la barrera de fosilización es diferente en uno y otro caso. Muchos tipos de comportamientos presentan mayores probabilidades de preservación que otros, como por ejemplo las galerías con paredes construccionales. También es importante tener en cuenta la profundidad a la cual se desarrolló cada una de las estructuras biogénicas, ya que aquellas trazas emplazadas a mayor profundidad presentan mayores posibilidades de preservarse que las estructuras superficiales, las que en general son obliteradas por estructuras posteriores (Bromley y Ekdale, 1986). Otros factores incluyen la naturaleza del sustrato y las condiciones físicas del medio de depositación (Bromley, 1996). Sin embargo, una vez evaluados los factores diferenciales que controlan la icnodiversidad y la diversidad biológica, se pueden evidenciar tendencias similares entre ambos atributos en respuesta a los parámetros ambientales comunes.

A su vez, el concepto de abundancia también difiere del concepto biológico de biomasa, ya que no es totalmente equivalente a la abundancia de organismos en el sustrato (Buatois *et al.*, 2002). La abundancia de organismos refleja en parte el grado de movilidad de los organismos dentro del sedimento. Si los organismos son altamente móviles, generan una considerable bioturbación del sedimento, produciendo depósitos con un alto índice de icnofábrica (ver más adelante). Por el contrario, los organismos que construyen exca-

vaciones permanentes no generan tanto disturbio de la fábrica sedimentaria, presentando un limitado grado de bioturbación. En ciertas ocasiones, una alta abundancia de estructuras biogénicas puede estar acompañada de una alta icnodiversidad, mientras que en otros casos, puede ser que una alta abundancia se corresponda con una baja icnodiversidad, especialmente en aquellos ambientes estresados en los que los pocos organismos que se adaptan a estas condiciones presentan un alto número de individuos.

## Estrategias poblacionales

Los organismos presentan diferentes estrategias poblacionales en relación a sus modos de vida y a la estabilidad de los ambientes en los cuales se desarrollan. Aquellas especies que maduran tempranamente, producen una gran cantidad de descendientes y tienen períodos de vida cortos se denominan **estrategas-r**. Los organismos con estrategia-r generalmente corresponden a especies pioneras que colonizan rápidamente un hábitat luego de un disturbio (*e.g.* un evento de tormenta), o bajo condiciones físicas estresantes (*e.g.* una playa con alta energía), o cuando hay deficiencia en los recursos alimenticios. Como se planteó antes, estos organismos presentan gran abundancia en ambientes de baja diversidad (Bromley, 1996). Por el contrario, los organismos que presentan bajas tasas reproductivas en ambientes denso-dependientes y que generalmente viven durante períodos de tiempo importantes, son denominados **estrategas-K**. Las especies de equilibrio o estrategias-K están mejor adaptados para vivir en ambientes estables y presentan tolerancias más estrechas. En general son organismos altamente especializados en el consumo de determinados recursos (es decir, ocupan nichos tróficos muy definidos) y son típicamente miembros de la comunidad clímax, en la cual la diversidad es alta, aunque la abundancia es equitativa entre las diferentes especies, sin organismos dominantes.

## Icnofaunas oportunistas e icnofaunas residentes

Las asociaciones de trazas fósiles de icnotaxones oportunistas presentan una baja diversidad y alta abundancia de

estructuras. A través de la información sedimentológica se pueden inferir las condiciones de depositación dominantes bajo las cuales se desarrollaron las estructuras biogénicas (Bromley, 1996). Por lo general, los organismos oportunistas colonizan rápidamente el sedimento disturbado, produciendo estructuras con alto potencial de preservación. Los organismos vermiformes son considerados los pioneros más comunes, y producen generalmente estructuras verticales similares a *Skolithos* (Bromley, 1996). Es importante destacar que si bien es relativamente sencillo identificar icnocenosis de oportunistas, no es conveniente identificar a taxones particulares como oportunistas, ya que los mismos pueden presentarse tanto en asociaciones de trazas fósiles pioneras como de clímax.

Las asociaciones de trazas fósiles que se establecen con posterioridad a la comunidad pionera, corresponden a organismos de la comunidad de clímax y se forman una vez que los disturbios cesan y el sedimento se estabiliza. En general estas trazas fósiles obliteran a la comunidad anterior, por lo cual es difícil tener preservadas ambas icnocenosis, excepto cuando la tasa de sedimentación es elevada y los horizontes donde cada comunidad se desarrolla están separados. Los icnotaxones de clímax ocurren en hábitats estables, con condiciones que cambian de manera gradual y predecible. Generalmente estas asociaciones son muy diversas y varios icnotaxones responden a la misma categoría trófica (Bromley, 1996), lo cual indica una alta especialización y partición de los nichos.

## Asociaciones de trazas fósiles y reconstrucciones paleoambientales

Como se describió anteriormente en este capítulo, los organismos responden de manera similar frente a condiciones ambientales semejantes, produciendo asociaciones de trazas fósiles que son recurrentes en el tiempo y que por lo tanto, permiten ser caracterizadas y reconocidas a lo largo del registro geológico. Seilacher (1964, 1967), introdujo el concepto de **icnofacies** para denominar a estas asociaciones y las relacionó de manera directa con el ambiente depositacional y con las facies sedimentarias en las que se encontraban. Según Bromley (1996), una icnofacies refleja en forma directa condiciones ambientales, tales como batimetría, salini-

dad y tipo de sustrato. Existen tres grupos principales de icnofacies: las marinas desarrolladas en sustratos blandos, las continentales y las sustrato-controladas. Las icnofacies marinas desarrolladas en sustratos blandos presentan una caracterización de acuerdo con el gradiente batimétrico. Dentro de este grupo de icnofacies se reconocen cinco categorías principales:

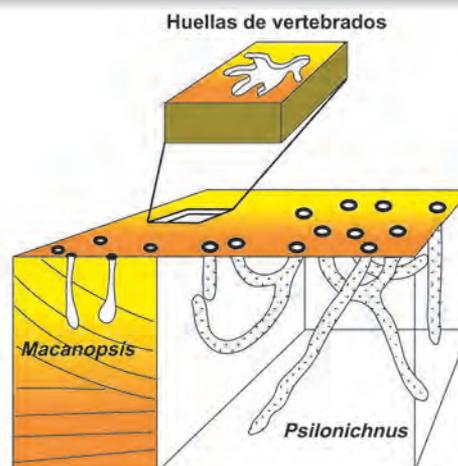
## Icnofacies marinas desarrolladas en sustratos blandos

### ICNOFACIES DE *PSILONICHNUS*

Esta asociación presenta una mezcla de condiciones marinas y continentales debido a su desarrollo en ambientes supramareales a intermareales superiores. La energía en general es media a baja, con influencia de condiciones tanto marinas como eólicas (Fig. 9).

**FIGURA 9**

Icnofacies de *Psilonichnus*: las trazas fósiles más características de esta asociación incluyen: *Psilonichnus* (estructuras de decápodos); *Macanopsis* y huellas de vertebrados (tomado de Pemberton et al., 1992).



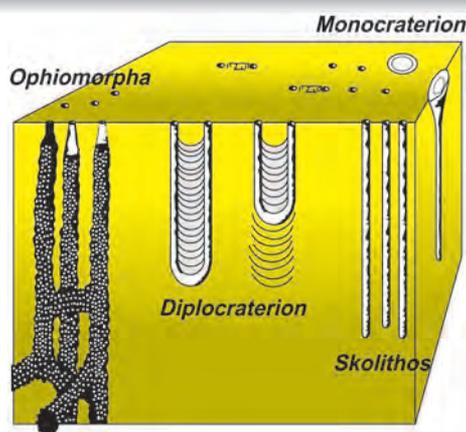
Las estructuras dominantes son excavaciones de decápodos utilizadas como domicilios. Morfológicamente se caracterizan por presentar un predominio de componentes verticales, en J, Y o U. También hay asociadas otras estructuras verticales con terminaciones bulbosas basales, huellas de vertebrados, estructuras de raíces y en algunos casos, tapetes algales. En general, la icnodiversidad y abundancia de las estructuras es baja (Fig. 9).

## ICNOFACIES DE SKOLITHOS

Esta asociación se desarrolla en ambientes intermareales a submareales superiores, sobre sustratos arenosos predominantemente y en general se asocia a condiciones de energía moderada a alta. Las estructuras biogénicas características de esta icnofacies comprenden excavaciones verticales cilíndricas o en forma de U (especialmente *domichnia*) y pocas trazas horizontales. En general las estructuras corresponden a organismos suspensívoros (Figs. 10, 11 y 12).

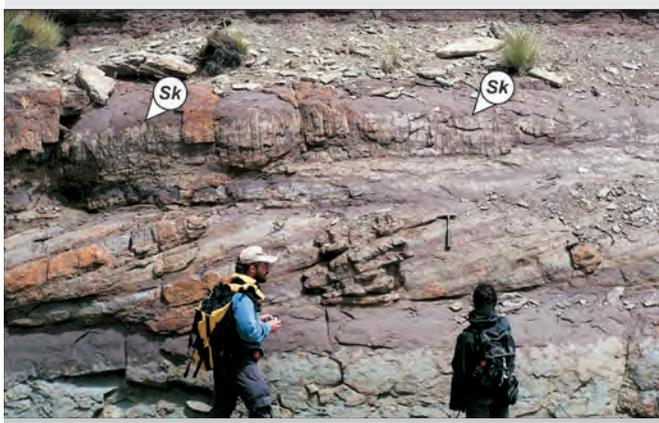
**FIGURA 10**

Icnofacies de *Skolithos*: las estructuras más comunes de esta asociación comprenden *Ophiomorpha* (excavaciones de decápodos); *Diplocraterion* (estructuras en U de organismos vermiformes y pequeños crustáceos), *Skolithos* y *Monocraterion* (tubos verticales de habitación y alimentación de organismos vermiformes) (modificado de Frey y Pemberton, 1984).



**FIGURA 11**

Sistema de barras arenosas con tubos verticales de habitación y alimentación de organismos vermiformes asignados a *Skolithos* (Sk). Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



Bromley (1996) considera a la icnofacies de *Skolithos* una tafofacies, ya que la mayoría de las veces sólo

quedan preservadas las estructuras biogénicas construidas a mayor profundidad dentro del sustrato, debido a que las más superficiales en general no se preservan. De este modo, la baja icnodiversidad que caracteriza a esta icnofacies sería aparente, faltando las estructuras generadas por los organismos que habitan los sectores menos profundos dentro del sustrato.

**FIGURA 12**

Detalle de una barra deltaica con estructuras biogénicas asignadas a *Ophiomorpha* (Op). Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.

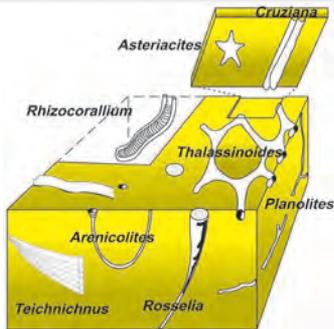


## ICNOFACIES DE CRUZIANA

Esta icnofacies es característica de ambientes submareales de baja energía, comprendidos en general entre el nivel de base de ola de buen tiempo y el nivel de base de ola de tormenta. Comúnmente el sedimento es arenoso, arenoso-pelítico o pelítico (Figs. 13, 14 y 15). Esta icnofacies presenta un mayor contenido de estructuras horizontales generadas por organismos depositívoros y detritívoros (Figs. 14 y 15), aunque también hay estructuras generadas por organismos suspensívoros. De este modo, la diversidad de las estructuras así como de patrones etológicos es mayor en esta asociación que en las vistas anteriormente. Dentro de las categorías etológicas reconocidas en esta icnofacies se pueden citar *cubicnias*, *repicnias*, *fodinicnias* y *domicnias*.

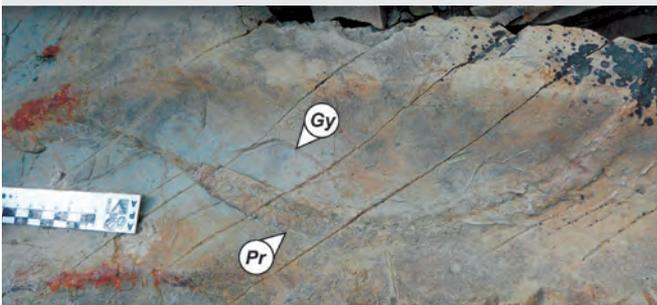
**FIGURA 13**

ICNOFACIES DE *Cruziana*. Trazas fósiles comunes en esta asociación: *Asteriacites* (traza de descanso de asteroideos), *Cruziana* (trazas de locomoción atribuidas a trilobites), *Thalassinoides* (excavaciones asignadas a decápodos), *Teichichnus*, *Rosselia*, *Arenicolites*, *Planolites* y *Rhizocoralium* (estructuras que representan diversos patrones etológicos asociados con organismos vermiformes principalmente) (modificado de Frey y Pemberton, 1984).



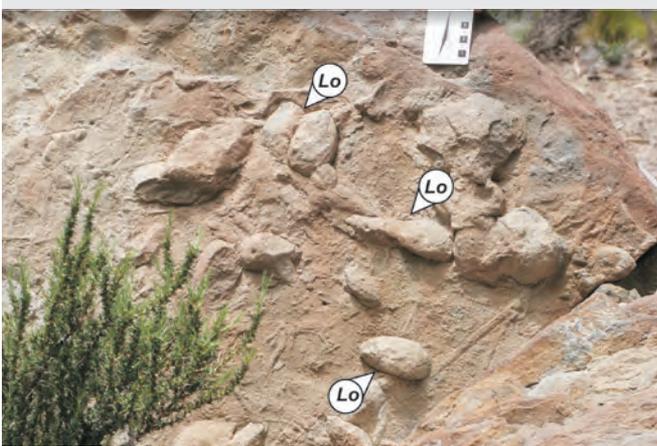
**FIGURA 14**

Vista en planta de niveles de areniscas carbonáticas con ejemplares de *Protovirgularia* (Pr) y *Gyrochorte* (Gy). Formación Agrio (Mb superior), Bajada del Agrio.



**FIGURA 15**

Vista basal de niveles de areniscas afectados por oleaje con trazas de descanso de bivalvos asignadas a *Lockeia* (Lo) asociadas a estructuras de locomoción. Formación Mulichinco, Puerta Curaco.

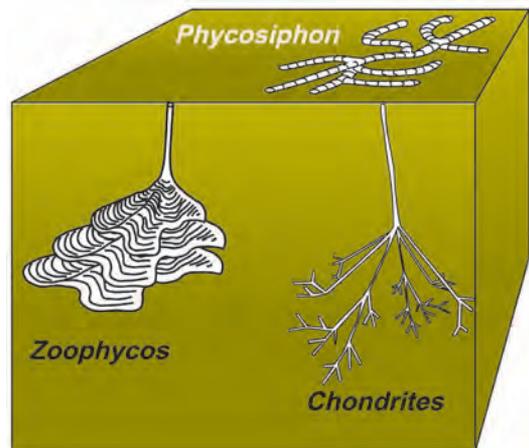


## ICNOFACIES DE *ZOOPHYCOS*

Generalmente se consideró que esta icnofacies se desarrollaba especialmente en relación con los ambientes de talud continental, en sectores por debajo de la influencia del oleaje y sin la acción de turbiditas (Seilacher, 1967). Sin embargo, el rango ambiental del icnogénero *Zoophycos* es bastante amplio (puede encontrarse tanto en ambientes marinos profundos como someros), razón por la cual, el valor de esta asociación como indicador paleobatimétrico es muy controvertido (Pemberton *et al.*, 2001). Los principales parámetros de control sobre esta asociación son un bajo contenido de oxígeno junto a una alta cantidad de materia orgánica disponible para ser consumida por los organismos, lo cual se asocia además de manera directa con una baja energía ambiental. Es decir, más allá del factor estrictamente batimétrico, la presencia de la icnofacies de *Zoophycos* va a estar favorecida en aquellos ambientes estresados, anóxicos y de baja energía (Fig. 16).

**FIGURA 16**

ICNOFACIES DE *ZOOPHYCOS*. Las trazas fósiles que caracterizan esta asociación corresponden a estructuras generadas principalmente por organismos vermiformes depositívoros (modificado de Frey y Pemberton, 1984).



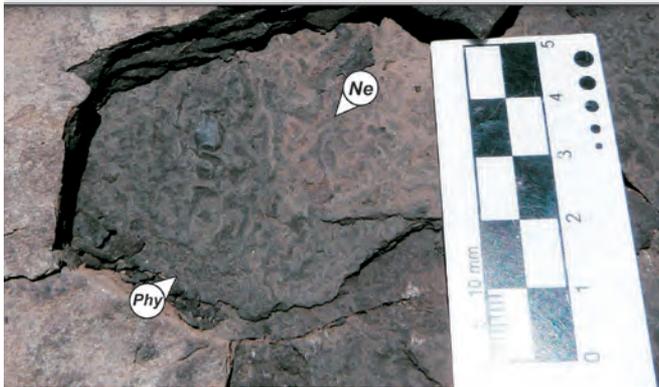
Las estructuras biogénicas de esta icnofacies se caracterizan por ser poco diversas aunque muy abundantes (los sedimentos muestran en general una bioturbación muy intensa). Los patrones etológicos son relativamente complejos, siendo dominantes las estructuras de depositívoros (Fig. 17).

## ICNOFACIES DE NEREITES

Esta asociación se presenta en ambientes marinos batiales a abisales, oxigenados y localmente afectados por corrientes de fondo o flujos gravitatorios, especialmente corrientes de turbidez. Las estructuras biogénicas que caracterizan esta asociación son muy someras a subsuperficiales, generalmente rellenadas durante el evento turbidítico, lo que favorece la preservación de las mismas (Fig. 18).

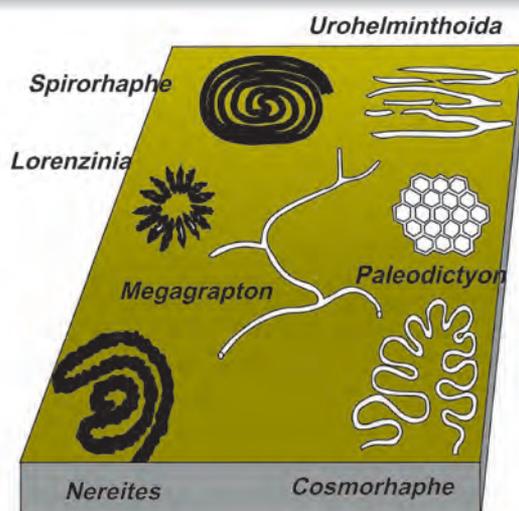
**FIGURA 17**

Vista en planta de trazas fósiles asignadas a organismos depositívoros como *Nereites* (Ne) y *Phycosiphon* (Phy). Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional N° 40.



**FIGURA 18**

ICNOFACIES DE *Nereites*: las trazas fósiles que caracterizan esta asociación muestran patrones complejos de pastoreo y las estructuras de alimentación-habitación reflejan un comportamiento altamente especializado (tomado de Frey y Pemberton, 1984).



Las características etológicas de los organismos que dominan esta asociación responden principalmente a una escasez de alimento en comparación con ambientes más someros y una interrupción periódica producto de los flujos y corrientes a los que están sujetos estos ambientes. La diversidad de trazas fósiles es moderada a alta, aunque la abundancia es en general baja. Los patrones de pastoreo son altamente organizados y complejos (debido a la falta de alimento). Se registran también estructuras de cultivo y trampa para microorganismos, así como trazas de pastoreo.

## ICNOFACIES MARINAS SUSTRATO-CONTROLADAS

Dentro de las icnofacies sustrato-controladas se reconocen cuatro asociaciones principales: la icnofacies de *Glossifungites* (desarrollada en sustratos firmes), la icnofacies de *Teredolites* (en sustratos de madera o carbón), la icnofacies de *Gnathichnus* (desarrollada sobre conchillas) y la icnofacies de *Trypanites* (desarrolladas en sustratos duros y rocosos) (Ekdale *et al.*, 1984, Buatois y Mángano, 2011).

## ICNOFACIES DE GLOSSIFUNGITES

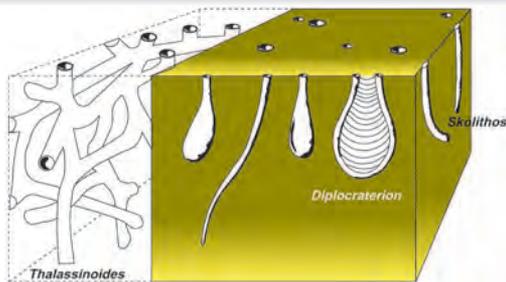
Esta icnofacies se desarrolla sobre sustratos firmes, no litificados, generalmente en sedimentos que han sufrido procesos de compactación y exhumación erosiva. Está caracterizada por el dominio de estructuras verticales a subverticales de organismos suspensívoros (Fig. 19). Al estar desarrollada sobre sustratos con cierta consistencia, los márgenes de los icnofósiles son netos, bien definidos, llegando en algunos casos a preservarse las marcas de los apéndices constructores (Figs. 20 y 21). El relleno estrictamente pasivo de estas estructuras indica que permanecieron abiertas posteriormente al abandono de las mismas. En general, la abundancia de trazas es alta, aunque la diversidad es relativamente baja. Algunas de las estructuras pueden presentar *spreiten* protrusivo que refleja el crecimiento del organismo productor.

En los últimos años, los estudios sobre icnofacies sustrato-controladas, en especial los trabajos relacionados con la icnofacies de *Glossifungites*, han tenido un gran

desarrollo, especialmente aquellos en los que estas asociaciones se utilizan como herramientas para los análisis estratigráfico-secuenciales. Esto se debe a su utilidad en el reconocimiento de superficies de discontinuidad y en la interpretación genética de los mecanismos que las producen.

**FIGURA 19**

ICnofacies de *Glossifungites*. Esta asociación está compuesta principalmente por estructuras de habitación de organismos suspensivos, con componentes verticales, cilíndricos, en forma de gota o U (modificado de Frey y Pemberton, 1984).



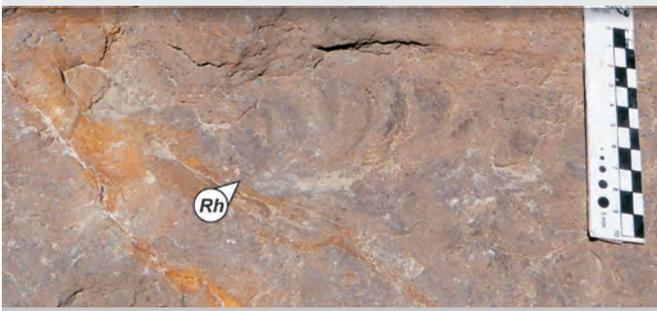
**FIGURA 20**

Vista en planta de una icnofacies de *Glossifungites* desarrollada en niveles de calizas oolíticas donde se reconocen ejemplares de *Thalassinoides* (Th). Formación Mulichinco, Ruta Nacional N° 40.



**FIGURA 21**

Vista en planta de niveles de calizas con desarrollo de una icnofacies de *Glossifungites*, donde se reconocen ejemplares de *Rhizocorallium* (Rh). Formación Agrio (Miembro Superior), Bajada del Agrio.

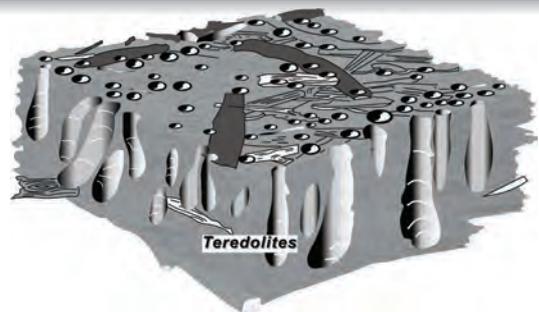


### ICNOFACIES DE TEREDOLITES

Esta icnofacies se desarrolla sobre sustratos xílicos o con alto contenido carbonoso (Pemberton *et al.*, 2001). Las trazas fósiles que caracterizan esta icnofacies (Fig. 22) consisten en perforaciones en forma de clava, asignadas a la actividad de bivalvos perforantes (Bromley *et al.*, 1984). Si bien estas estructuras (denominadas *Teredolites*) son las dominantes, otras estructuras (e.g. *Thalassinoides*) pueden estar presentes (Lavigne *et al.*, 1998). Los sustratos xílicos se caracterizan por ser flexibles, están compuestos por materia orgánica en vez de minerales como en el caso de los sustratos líticos y, además, se degradan con rapidez (Bromley *et al.*, 1984). Estas condiciones son las que determinan las diferencias en las asociaciones de estructuras biogénicas presentes en sustratos xílicos y sustratos líticos. Debido a que estos sustratos pueden ser fácilmente retransportados por las corrientes, es necesario tener en cuenta si las perforaciones son autóctonas o alóctonas, ya que sólo las formas autóctonas son consideradas como parte de la icnofacies de *Teredolites* (Pemberton *et al.*, 2001).

**FIGURA 22**

ICnofacies de *Teredolites*: trazas fósiles características (modificado de Ekdale *et al.*, 1984).



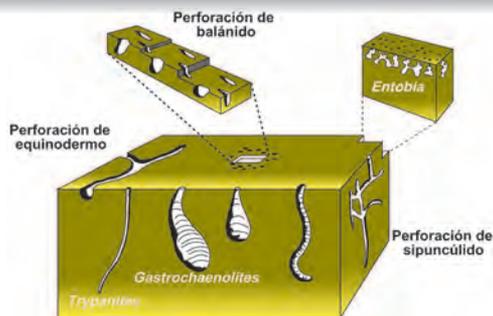
### ICNOFACIES DE TRYPANITES

Esta asociación se desarrolla sobre superficies de omisión consolidadas (e.g. en costas rocosas, *hardgrounds*), en arrecifes o también en sustratos constituidos por material orgánico como acumulaciones de huesos, conchillas o coquinas (Pemberton y MacEachern, 1995). Las perforaciones asociadas con esta icnofacies se ca-

racterizan por ser cilíndricas, en forma de vaso, de gota o en U, aunque también pueden presentar una morfología irregular (Figs. 23 y 24). Generalmente se disponen en forma perpendicular al sustrato y representan domicilios de organismos suspensívoros o predadores profundos (Frey y Pemberton, 1984, 1985). Esta icnofacies implica la existencia de largos períodos de actividad bioerosiva sin sedimentación, estando directamente asociada a diferentes tipos de discordancias (Buatois y Mángano, 2011). Los organismos dominantes son bivalvos y esponjas y por lo general son característicos de acantilados o sustratos duros de tipo hambrientos (Buatois *et al.*, 2002).

**FIGURA 23**

Icnofacies de *Trypanites*. Esquema con sus principales estructuras de bioerosión (modificado de Pemberton *et al.*, 1992).



**FIGURA 24**

Ejemplo de la icnofacies de *Trypanites*, con ejemplares de *Gastrochaenolites* (Ga). Formación La Manga, Sierra de la Vaca Muerta.



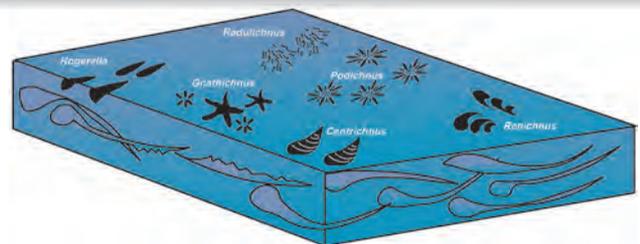
### ICNOFACIES DE GNATHICHNUS

Esta icnofacies se encuentra dominada por estructuras de pastoreo someras a muy someras, siendo los organismos dominantes los quitones, gasterópodos y

equinodermos regulares. En esta icnofacies también se encuentran registradas otras categorías etológicas como domicinia, fixicnia y praedicnia, con moderada a baja icnodiversidad y alta abundancia. Esta asociación caracteriza aquellos sustratos en los que la actividad bioerosiva es interrumpida por eventos de sedimentación, lo cual evita la destrucción de las estructuras superficiales (Bromley y Asgaard, 1993). Las estructuras más comunes de esta icnofacies incluyen a *Gnathichnus*, *Radulichnus*, *Renichnus*, *Podichnus* y *Centrichnus* (Fig. 25). Se produce con frecuencia en sustratos móviles integrados por bioclastos formados bajo condiciones de moderada energía (Gibert *et al.*, 2007).

**FIGURA 25**

Icnofacies de *Gnathichnus*. Esquema con sus principales estructuras de bioerosión (modificado de Bromley y Asgaard, 1993).



## Icnofacies continentales

Finalmente, las icnofacies continentales también presentan una subdivisión en seis diferentes tipos de asociaciones: las icnofacies de *Coprinisphaera*, *Scoyenia*, *Mermia*, *Termitichnus*, *Celliforma* y *Octopodichnus-Entradichnus*.

### ICNOFACIES DE COPRINISPHAERA

Esta icnofacies se desarrolla en paleosuelos de ecosistemas herbáceos (e.g. sabanas, praderas), tanto de climas fríos y secos como cálidos-templados y húmedos (Genise *et al.*, 2000; Buatois *et al.*, 2002). En este sentido, la evaluación de la abundancia relativa de las diferentes trazas fósiles permite refinar las condiciones paleoclimáticas dominantes durante el desarrollo de las paleocomunidades (Genise *et al.*, 2000; Buatois y Mángano, 2011).

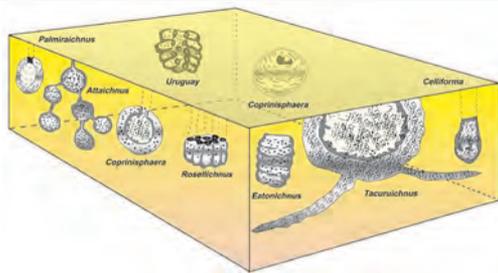
Los ambientes sedimentarios en los que se puede

encontrar esta icnofacies incluyen planicies aluviales, planicies de inundación desecadas, barras fluviales abandonadas, albardones y depósitos eólicos vegetados (Genise *et al.*, 2000).

Las estructuras características de esta icnofacies incluyen especialmente nidos de invertebrados (Fig. 26) y, en menor medida, estructuras de alimentación. Son comunes las estructuras de insectos sociales y de otros artrópodos, las estructuras de vertebrados y las marcas de raíces. La diversidad es moderada a alta, mientras que la abundancia es generalmente alta.

**FIGURA 26**

Icnofacies de *Coprinisphaera* integrada por nidos de escarabajos coprófagos (*Coprinisphaera*); nidos y celdillas de abejas (*Celliforma*, *Uruguay*, *Rosellichnus*, *Palmiraichnus*); nidos de hormigas (*Attaichnus*); nidos de termitas (*Tacuruichnus*) (modificado de Buatois *et al.*, 2002).



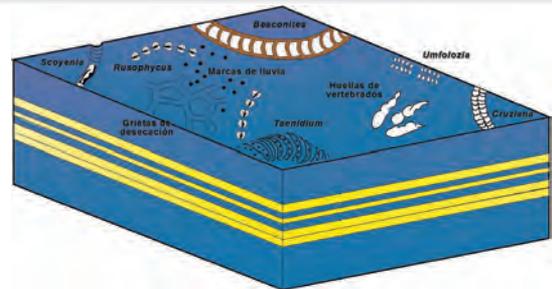
### ICNOFACIES DE SCOYENIA

Esta asociación es característica de sustratos subaéreos con inundaciones periódicas así como sedimentos subácueos con emersiones ocasionales. Esta asociación se relaciona especialmente con ambientes transicionales fluvio-lacustres, como planicies de inundación, estanques, márgenes de lagos, lagos efímeros e interdunas húmedas (Buatois *et al.*, 2002).

Las estructuras biogénicas que caracterizan a esta icnofacies comprenden trazas de desplazamiento, estructuras horizontales de alimentación meniscadas, trazas de locomoción continuas y tubos verticales, baja a moderada icnodiversidad, y alta abundancia de manera local (Figs. 27 y 28). El dominio de estructuras horizontales de organismos depositívoros sugiere su desarrollo en ambientes de baja energía (Buatois y Mángano, 2011).

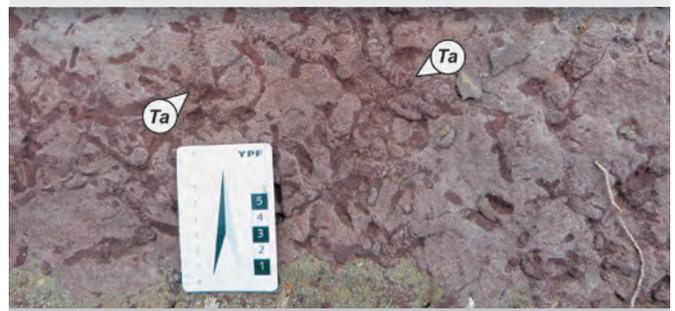
**FIGURA 27**

Icnofacies de *Scoyenia*. Las estructuras características de esta icnofacies comprenden trazas meniscadas de alimentación (e.g. *Scoyenia*, *Taenidium*), huellas de vertebrados, trazas de locomoción (e.g. *Cruziana*) y huellas de artrópodos (e.g. *Umfolozia*) (modificado de Buatois y Mángano, 1996).



**FIGURA 28**

Vista en planta de niveles de areniscas que muestra la icnofacies de *Scoyenia*, note la presencia de trazas meniscadas de alimentación asignadas a *Taenidium* (*Ta*). Formación Rayoso, El Portón.



### ICNOFACIES DE MERMIA

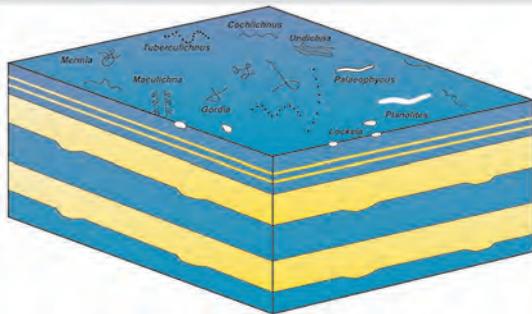
Esta icnofacies se desarrolla en ambientes permanentemente subácueos, especialmente en sedimentos lacustres de grano fino, bien oxigenados y con baja energía (Fig. 29). Pueden ser ambientes sometidos a corrientes de turbidez periódicas (Buatois *et al.*, 2002). Esta icnofacies se presenta comúnmente en sistemas lacustres perennes siliciclásticos, aunque también ha sido registrada en lagos carbonáticos (Gibert *et al.*, 2000; Buatois *et al.*, 2000; Genise *et al.*, 2010).

Esta icnofacies se caracteriza por la presencia de trazas de pastoreo horizontales a subhorizontales producidas por organismos detritívoros, con patrones poco especializados. También son comunes las trazas de locomoción, aunque se encuentran menos representadas. La icnodiversidad de estructuras es generalmente alta a moderada. Si bien hay un dominio de estructuras horizontales, registros de la icnofacies de *Mermia* desarrollados a partir del Mesozoico presen-

tan algunas estructuras de organismos infaunales (Buatois y Mángano, 1998).

**FIGURA 29**

ICnofacies de *Mermia*: esta icnofacies se caracteriza por trazas de pastoreo simples, con pistas que se entrecruzan (*Gordia*, *Mermia*), algunas con patrones sinusoidales (*Cochlichnus*) o con geometría en zig-zag (*Treptichnus*). También se pueden preservar trazas de peces (*Undichna*) o bivalvos [*Lockeia*] (modificado de Buatois y Mángano, 1996).

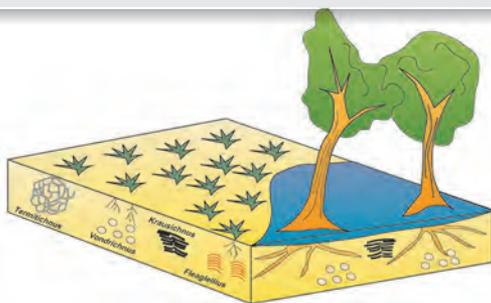


### ICNOFACIES DE TERMITICHNUS

Esta icnofacies se caracteriza por el dominio de trazas de termitas, una baja icnodiversidad y una alta abundancia (Fig. 30). Es característica de paleosuelos desarrollados en bosques cerrados, en climas cálidos y húmedos (Genise *et al.*, 2000; 2004, 2010).

**FIGURA 30**

ICnofacies de *Termitichnus* caracterizada por el dominio de trazas de termitas, una baja icnodiversidad y una alta abundancia (modificado de Buatois y Mángano, 2011).



### ICNOFACIES DE CELLIFORMA

Esta icnofacies fue definida por Genise *et al.* (2010) para incluir aquellas asociaciones de trazas fósiles desarrolladas en paleosuelos ricos en carbonatos. Se caracteriza por el desarrollo de nidos de abejas, la presencia de restos fósiles de gasterópodos de agua dulce y terres-

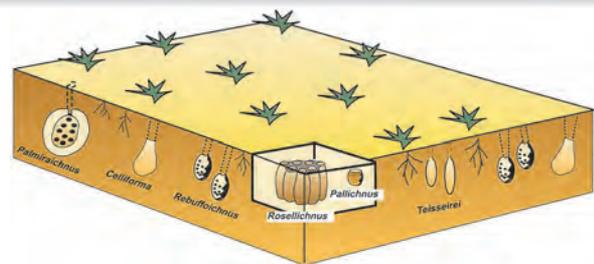
tres, dominio de *callichnia*, presencia de *pupichnia*, moderada icnodiversidad y alta abundancia (Genise, 2004; Genise *et al.*, 2010; Buatois y Mángano, 2011) (Fig. 31). La mayoría de los ejemplos de esta icnofacies corresponden a ambientes desarrollados bajo condiciones palustres, aunque también se han registrado en calcretes, y sería indicativa de condiciones climáticas más áridas que la icnofacies de *Coprinisphaera* (Genise *et al.*, 2010).

### ICNOFACIES DE OCTOPODICHNUS-ENTRADICHNUS

Esta icnofacies es característica de ambientes eólicos y fue definida en dos estudios independientes. Hunt y Lucas (2007) definieron a la icnofacies de *Octopodichnus* (dominada por trazas de artrópodos), mientras que Ekdale *et al.* (2007) propusieron la icnofacies de *Entradichnus* (dominada por trazas someras de artrópodos, domicilios verticales y trazas meniscadas), ambas para incluir las icnoasociaciones desarrolladas en ambientes de dunas eólicas (Fig. 32).

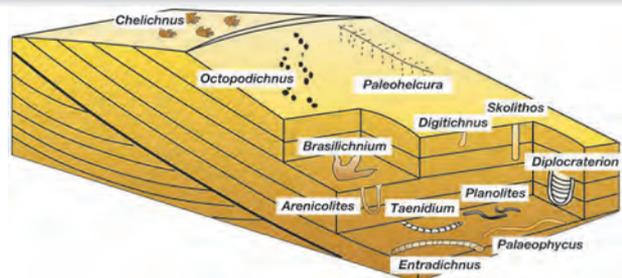
**FIGURA 31**

ICnofacies de *Celliforma* que incluye a las asociaciones de trazas fósiles desarrolladas en paleosuelos ricos en carbonatos, con dominio de nidos de abejas, moderada icnodiversidad y alta abundancia (tomado y modificado de Buatois y Mángano, 2011).



**FIGURA 32**

ICnofacies de *Octopodichnus-Entradichnus* característica de ambientes eólicos (tomado y modificado de Buatois y Mángano, 2011).



Estas diferencias se deben principalmente a que en ambos estudios se utilizaron ejemplos distintos; uno se basó en dunas eólicas pérmicas (icnofacies de *Octopodichnus*), mientras que el otro estudio se basó principalmente en ejemplos jurásicos (icnofacies de *Entradichnus*) (Buatois y Mángano, 2011). En este sentido es interesante notar que las diferencias registradas en ambos estudios se deben al hecho de que los cambios en las icnofaunas eólicas se habrían producido durante la transición Permo-Triásico, con el aumento en el número de organismos infaunales y la aparición de patrones etológicos más variados (Buatois y Mángano, 2011).

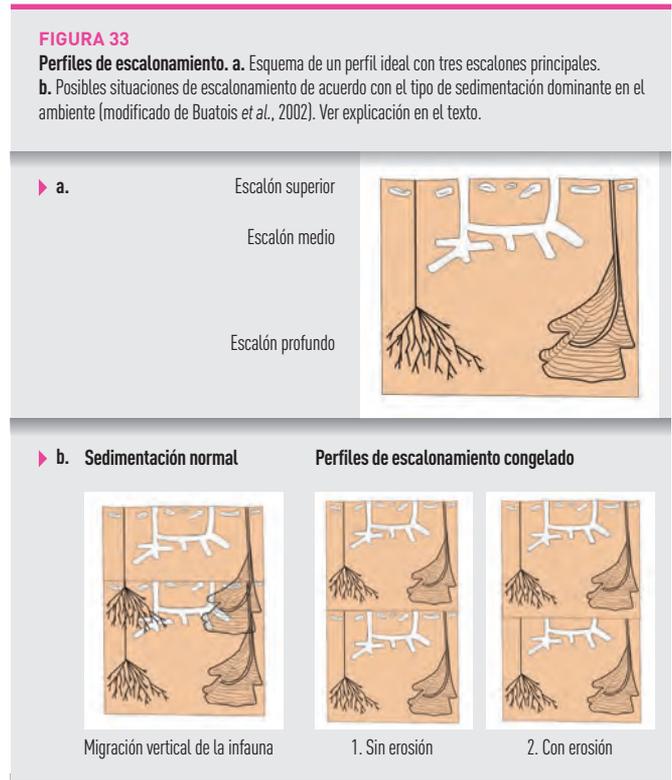
## Análisis de escalonamiento, icnocolectividades e icnofábricas

De la misma manera que se reconocen zonaciones faunísticas a lo largo de un gradiente horizontal en los ambientes marinos (que se producen principalmente debido a los cambios batimétricos), también es posible identificar zonaciones de organismos dentro del sedimento. Esta zonación vertical responde a las variaciones que experimentan las condiciones físicas, químicas y biológicas a medida que aumenta la profundidad dentro del sedimento. Esta organización vertical de los organismos se denomina escalonamiento o *tiering* y su análisis permite una mejor comprensión de las relaciones de los organismos epi y endobentónicos con el sustrato. En la Figura 33a, se representa una asociación ideal de estructuras biogénicas y sus posiciones dentro del sustrato. En este caso se pueden definir tres escalones principales, uno superior, uno medio y otro profundo. Sin embargo, en el esquema inferior (Fig. 33b) se representan tres situaciones posibles que se pueden encontrar en el afloramiento. En el primer caso, en el cual la sedimentación es normal y la agradación del sedimento es continua y lenta, la fauna experimenta una migración vertical hacia arriba, de manera tal que las estructuras más profundas cortan a las más someras y los escalones se superponen. En el segundo recuadro, la sedimentación no es lenta y gradual, sino que es episódica, produciéndose el soterramiento instantáneo de los estratos. Si las estructuras más someras se preservan (caso 1), significa que la depositación se produjo sin que ocurriera erosión previa del depósito; si en cambio faltan los escalones más

superficiales (caso 2), significa que éstos se erosionaron antes de que se produjera la depositación.

Otro concepto que debe definirse es el de icnocolectividades o *ichnoguilds* que, al igual que el concepto de escalonamiento, fueron tomados de la literatura ecológica y adaptados para describir ciertos patrones encontrados en los estudios icnológicos. El concepto de icnocolectividad se utiliza para referirse a estructuras biogénicas con características recurrentes como posición vertical de las estructuras dentro del sustrato (es decir el escalonamiento), tipo trófico (suspensívoros, depositívoros, etc.), permanencia o estabilidad de las estructuras (Bromley, 1996). Este concepto permite describir de una manera sencilla la estructura ecológica de las comunidades, facilitando la caracterización de los principales grupos funcionales dentro de las paleoasociaciones.

A partir de estos estudios en los que se utilizan los icnofósiles no solamente desde el punto de vista ambiental, sino también desde una perspectiva centrada en la relación ecológica de los icnofósiles con el sustrato, se desarrolló el concepto de icnofábrica.



Este concepto se utiliza para describir la textura y estructura interna del sedimento, producto de la bioturbación y bioerosión a distintas escalas (Ekdale y Bromley,

1984; Bromley y Ekdale, 1986). Según Taylor y Goldring (1993), los análisis de icnofábricas consisten en el registro de las condiciones de sedimentación primarias, de las estructuras de la comunidad endobentónicas y de la subsiguiente historia tafonómica de una o más fases de actividad biogénica.

Una de las mayores ventajas que presenta este tipo de estudio es que permite evaluar las relaciones de corte entre las trazas fósiles y los escalonamientos o posiciones que cada una presenta verticalmente. Otra ventaja que presentan estos estudios es la posibilidad de incorporar en los análisis de trazas fósiles a todas aquellas estructuras de difícil asignación taxonómica (Buatois *et al.*, 2002). Es importante destacar que el tipo de información obtenida a partir de los análisis de icnofábricas constituye un complemento para los estudios tradicionales de icnofacies, ya que ambos tipos de análisis se diferencian en la escala con la que se aborda el estudio de las estructuras biogénicas. Esta concepción integradora debe ser la que dirija los trabajos icnológicos, permitiendo una visión más completa y tridimensional de la comunidad bentónica.

## Icnología y estratigrafía secuencial

En los últimos años se produjo un importante aporte de la icnología a los análisis estratigráfico-secuenciales, debido especialmente a la utilidad de las trazas fósiles en el reconocimiento de superficies de discontinuidad estratigráfica y en la interpretación genética de las mismas. Este tipo de información permite identificar los tipos de controles dominantes en los sistemas depositacionales (por ejemplo, fluctuaciones en el nivel del mar). Según Pemberton *et al.* (2001), las trazas fósiles pueden ayudar al entendimiento de las superficies con significado estratigráfico de dos maneras diferentes: por un lado, las icnofacies sustrato-controladas que marcan discontinuidades y, por otro lado, a través del análisis detallado de las sucesiones icnológicas desarrolladas en sedimentos blandos. En el primer caso, la icnofacies de *Glossifungites* (desarrollada sobre sustratos firmes) es la asociación que mayor cantidad de datos ha aportado a este tipo de análisis.

A su vez, las trazas fósiles permiten reconocer para-secuencias (debido a que las asociaciones icnológicas varían de acuerdo con las condiciones batimétricas) y

también pueden ayudar en la identificación de tendencias transgresivas y regresivas (por medio de los análisis a escala de sets de para-secuencias) (Buatois *et al.*, 2002).

### Agradecimientos

Se agradece al Dr. Silvio Casadío por la lectura crítica y sugerencias realizadas al manuscrito. También se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el apoyo económico brindado a través del proyecto PIP 417 y a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por su apoyo a través de los proyectos PICT-2011 1373 y PICTO-UNRN 0199. Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y a la Fundación YPF por el apoyo brindado en las tareas de campo. A Daniel Drittanti, Daniela Olivera, Constanza Bournod, Marcelo Martínez y Martín Parada se agradece la colaboración y enriquecedoras discusiones realizadas en los afloramientos. Finalmente, queremos agradecer a Marta Villegas (directora de la Escuela de la Bajada de Los Molles) por permitirnos utilizar las instalaciones de la institución.

### Referencias

- Brenchley, P.J. y Harper, D.A.T. 1998. *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London. 402 pp.
- Bromley, R.G. 1990. *Trace Fossil. Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman. Londres, 280 pp.
- Bromley, R.G. 1996. *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications*. Chapman & Hall, Londres. 361 pp.
- Bromley, R.G. y Ekdale, A.A. 1986. *Composite ichnofabrics and tiering of burrows*. *Geological Magazine*. 123: 59-65.
- Bromley, R.G. y Asgaard, U. 1993. *Two bioerosión ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change*. *Geologische Rundschau*. 82: 276-280.
- Bromley, R.G., Pemberton, S.G. y Rahamani, R.A. 1984. *A Cretaceous woodground: The Teredolites Ichnofacies*. *Journal of Paleontology*. 58: 488-498.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1996. *Icnología de ambientes continentales: problemas y perspectivas*. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*. 4: 5-30.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1998. *Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-*

cology. 140: 367-382.

Buatois, L.A., Mángano, M.G., Fregenal-Martinez, M.A. y de Gibert, J.M. 2000. Short-term colonization trace-fossil assemblages in a carbonate lacustrine konservat-lagerstätte (Las Hoyas fossil site, Lower Cretaceous, Cuenca, central Spain). *Facies* 43: 145-156.

Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Aceñolaza, F.G. 2002. Trazas Fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. *Publicación del Museo Egidio Feruglio*. 382 pp.

Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism-Substrate interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. 358 pp.

Ekdale, A.A. 1985. Paleoeology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 50: 63-81.

Ekdale, A.A. y Bromley, R.G. 1984. Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. *Journal of Paleontology*. 58: 323-332.

Ekdale, A.A. y Mason, T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*. 16: 720-723.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. y Pemberton, S.G. 1984. *Ichnology, trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course. 15: 317 p.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. y Loope, D.B. 2007. Ichnofacies of an Ancient Erg: A climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. En: W. Miller III (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*, Amsterdam. Elsevier. 562-564.

Frey, R.W. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*. 43: 6-19.

Frey, R.W. 1975. The realm of ichnology, its strengths and limitations. En: R.W. Frey (ed.), *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin. 13-38 pp.

Frey, R.W. y Pemberton, G. 1984. Trace Fossils Facies Models. En: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models, 2nd Edition*, Geoscience Canada Reprint Series. 189-207 pp.

Frey, R.W. y Pemberton, G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. I. approaches to ichnology. *Bulletin Of Canadian Petroleum Geology*. 33: 72-115.

Genise, J.F. 2004. Ichnotaxonomy and ichnostratigraphy of chambered trace fossils in palaeosols attributed to coleopterans, ants and termites. En: D. McIlroy (ed.), *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*, Geological Society Special Publication 228: 419-453.

Genise, J.F. y Bown, T.M. 1994. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, Patagonian. *Argentina. Ichnos*. 3: 107-117.

Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J.H. y Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: The *Coprinisphaera* Ichnofacies. *Palaios*. 15: 49-64.

Genise, J.F., Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 2004. Ichnology moving out of the water: a model for terrestrial ichnofacies. En: Buatois, L. A. y Mángano, M. G. (eds.), *First International Congress on Ichnology*, Trelew, Argentina, Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Abstract Book, 38.

Genise, J.F., Melchor, R.N., Bellosi, E.S., Gonzalez, M.G. y Krause, M. 2007. New insect pupation chambers (*Pupichnia*) from the Upper Cretaceous of Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*. 28: 545-559.

Genise, J.F., Melchor R.N., Bellosi, E.S. y Verde. 2010. Invertebrate and Vertebrate Trace Fossils from Continental Carbonates. En: Alonso-Zarza, A. M. y Tanner, L. (eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*, *Developments in Sedimentology*. 61: 319-369.

Gibert, J.M. de, Fregenal-Martinez, M.A., Buatois, L.A. y Mángano, M.G. (2000). Trace fossils and their palaeoecological significance in Lower Cretaceous lacustrine conservation deposits, El Montsec, Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*. 156: 89-101.

Gibert, J.M., Domènech, R. y Martinell, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, *Fixichnia*. *Lethaia*. 37: 429-437.

Gibert, J.M. de, Domènech, R. y Martinell, J. 2007. Bioerosion in shell beds from the Pliocene Roussillon Basin, France: implications for the (macro)-bioerosion ichnofacies model. *Acta Palaeontologica Polonica*. 52: 783-798.

Hunt, A.P. y Lucas, S.G. 2007. Tetrapod ichnofacies: a new paradigm. *Ichnos*. 14: 59-68.

Lavigne, J.M., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. y Eberth, D.A. 1998. Woodgrounds, log grounds and the *Teredolites* Ichnofacies. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Meeting (Salt Lake City)*, Expanded Abstracts, A384.

Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e ienología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico Inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 59: 273-280.

Martinsson, A. 1970. Toponymy of Trace Fossils. En: Crimes, T.P. y Harper, J.C. (eds.), *Trace Fossils. Geological Journal Special Issue 3*: 323-330.

Pemberton, S.G. y MacEachern, J.A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. En: Van Wagoner, J.C. y Bertram, G. (eds.), *Sequence Stratigraphy of the Foreland Basin Deposits - outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America*, AAPG Memoir 64: 429-475.

Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M.J. y MacEachern, J.A. 1992.

*The conceptual framework of ichnology. En: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of ichnology to petroleum exploration – a core workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17: 1-32.*

*Pemberton, S.G., Spilla, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. y Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. Geological Association Of Canada. Short Course Volume 15. 343pp.*

*Reise, K. 2002. Sediment mediated species interactions in coastal waters. Journal of Sea Research 48: 127-141.*

*Remane, A. y Schlieper, C. 1971. Biology of brackish water. Wiley-Interscience. New York. 372 pp.*

*Seilacher, A. 1953. Studien Zur Palichnologie. I. Über Die Methoden Der Palichnologie. Neues Jahrbuch Für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 96: 421-452.*

*Seilacher, A. 1964. Biogenic sedimentary structures. En: Imbrie, J. y Newell, N.D. (eds.), Approaches to Paleocology. New York, John Wiley. 296-316.*

*Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. Marine Geology. 5: 413-428.*

*Seilacher, A. 1974. Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie. Monatshefte. 233-245.*

*Tapanila, L. 2005. Palaeoecology and diversity of endosymbionts in Palaeozoic marine invertebrates: trace fossil evidence. Lethaia. 38: 89-99.*

*Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. Journal of The Geological Society, London 150: 141-148.*

# LOS MEGAINVERTEBRADOS DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO

Silvio Casadio<sup>1</sup>

## Los invertebrados del Jurásico

Este texto resume parte de la información que, de manera completa, se puede consultar en las seminales contribuciones de Riccardi *et al.* (2011) y Damborenea *et al.* (2012) que sintetizan el conocimiento de los invertebrados del Jurásico de la cuenca Neuquina.

Entre los cefalópodos se han registrado representantes de nautiloideos, amonoideos y coleoideos. Por su abundancia e importancia bioestratigráfica, los amonoideos son los más importantes y los que han sido objeto de estudios más detallados. Sin embargo, debido a las discontinuidades y a los cambios paleoambientales registrados durante el Jurásico en la cuenca Neuquina, el conocimiento de las faunas del Aaleniano superior-Bajociano inferior, Bathoniano superior-Calloviano inferior y Tithoniano es mayor al correspondiente para los intervalos Pliensbachiano, Toarciano superior-Aaleniano inferior, Bajociano superior-Bathoniano inferior y Calloviano superior-Oxfordiano (Riccardi *et al.*, 2011).

Para el Pliensbachiano en la cuenca Neuquina se encuentran representadas las Zonas de Asociación de *Austromorphites behrendseni* (Pliensbachiano temprano) con registros en los afloramientos de Arroyo Lapa, Espinazo del Zorro, río Catán Lil y arroyo Ñireco, entre otros (Riccardi *et al.*, 2011). La Zona de Asociación de *Fanninoceras fannini* (parte final del Pliensbachiano temprano y temprana del Pleinsbachiano tardío) está incluida en niveles expuestos en el arroyo Lapa y en Rajapalo. Finalmente, en el Pliensbachiano tardío, la Zona de Asociación de *Fanninoceras disciforme* se encuentra

presente en el afloramiento del arroyo Lapa y río Catán Lil, entre otros (Riccardi *et al.*, 2011).

Las zonas reconocidas para el Toarciano temprano son la Estándar de *Tenuicostatum* y la de Asociación de *Dactylioceras hoelderi* en las exposiciones del río Catán Lil y de los arroyos Lapa y Ñiraico. Por su parte el Toarciano temprano tardío-Tardío temprano está representado por la Zona de Asociación de *Peronoceras largaense*, *P. pacificum* y *Collina chilensis* en rocas expuestas desde los arroyos La Jardinera y Lapa hasta Chacay Melehue y los arroyos Ñiraico y Tocuyo. El Toarciano tardío en capas aflorantes desde los arroyos La Jardinera y Lapa hasta Chacay Melehue y los arroyos Ñiraico y Los Baños está representado por la Zona de Asociación de *Phymatoceras*, la de *Phlyseogrammoceras tenuicostatum* (Riccardi *et al.*, 2011), mientras que por la de *Dumortieria* desde el cerro Granito y Chacaico hasta Chacay Melehue y arroyo Tocuyo.

La Zona de Asociación que señala el Aaleniano medio corresponde a la de *Westermanniceras groeberi* y ha sido documentada en las localidades de los arroyos La Jardinera, Lapa, Los Molles y Granito, mientras que el Aaleniano tardío a Bajociano inicial por la Zona Estándar de *Malarguensis* en los arroyos La Jardinera, Los Molles y Picún Leufú, Morro del Águila, cerro Granito y en el subsuelo de Plaza Huinca, hasta los arroyos Radales y Los Baños.

El Bajociano temprano está representado por las zonas estándar de *Singularis* y *Giebeli* presentes, entre otras, en las localidades de La Jardinera, Picún Leufú y Los Molles. La parte superior del Bajociano temprano se documenta por la presencia de representantes de *Stephanoceras*, *Duashnoceras* y *Dorsetensia* en localidades como Chacay Melehue entre otras (Riccardi *et al.*, 2011). También en esta última localidad, se han registrado especies que permiten documentar el Bajociano tardío. Para el Bathoniano tardío, Riccardi *et al.* (1994)

1. Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

scasadio@unrn.edu.ar

definieron la Zona Estándar de Steinmanni en la localidad de Chacay Melehue.

El Calloviano temprano se halla representado por las Zonas Estándar de Vergarensis, Bodenbenderi y Proximum definidas en el área de Chacay Melehue (Riccardi *et al.*, 2011).

Los amonoideos del Oxfordiano temprano se han registrado, entre otras localidades, en Fortín Primero de Mayo y Campana Mahuida, correspondiendo a representantes de *Peltoceratoides* y *Parawedekindia*. Por su parte, el Oxfordiano temprano final a Oxfordiano medio está muy bien representado en la cuenca Neuquina por la Zona de Asociación de *Perisphinctes-Araucanites* que se ha documentado en numerosas localidades, entre las que se pueden mencionar Mallín del Rubio, Mallín Quemado y Vega de la Veranada.

El Tithoniano de la base del Grupo Mendoza contiene una abundante y diversa fauna de amonoideos. Su estudio ha permitido el establecimiento de un detallado esquema de biozonas que incluyen las Zonas de Asociación de *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithoniano temprano tardío a Tithoniano medio temprano), característica de los niveles más bajos de la Formación Vaca Muerta, la de *Pseudolissoceras zitteli* (Tithoniano medio temprano) y *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano medio tardío) en la parte inferior de la Formación Vaca Muerta. El Tithoniano tardío está representado por las zonas de asociación de *Windhausenicerias internispinosum*, *Coronogoceras alternans* y *Substeuoceras koeneni*.

Tanto los bivalvos como los braquiópodos son muy comunes y diversos en los depósitos jurásicos de la cuenca Neuquina. Basado en el conocimiento de su distribución se han reconocido unidades bioestratigráficas que han facilitado la correlación de diferentes niveles en el orden regional. Asimismo, sobre la base de su distribución geográfica, han permitido inferir conexiones marinas con otras regiones del mundo (Manceñido, 2002; Damborenea *et al.*, 2012).

## Los invertebrados del Cretácico Inferior

Los invertebrados marinos del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina fueron estudiados especialmente en el intervalo Valanginiano-Hauteriviano dada su abundancia

e importancia bioestratigráfica, como también por su utilidad en la determinación de los ambientes sedimentarios. Dicho intervalo posee un excepcional registro fósil de invertebrados marinos, en términos de abundancia y diversidad y comprende uno de los registros fósiles más completos de ese momento a nivel mundial.

Los cefalópodos se hallan representados por nautilídeos y amonoideos. Entre los nautilídeos, *Cymatoceras perstriatum* se registra en el Tithoniano-Hauteriviano superior de la cuenca Neuquina y en rocas de edad tithoniana superior-berriasiana inferior en la plataforma del Aconcagua (Formación Lo Valdés) (Corvalán, 1959; Biró-Bagóczy, 1964). También fue citada su presencia en las formaciones Abundancia (Valanginiano superior-Hauteriviano inferior) (Segerstrom, 1960) y Pabellón (Hofstetter *et al.*, 1957) de edad barremiana tardía-albiana temprana en la cuenca de Chañarcillo (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

A diferencia de lo que ocurre con los nautilídeos, los amonoideos del Cretácico Inferior comprenden 20 géneros/subgéneros agrupados en seis familias, todas de afinidades con formas del Reino Tethyano (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008). Esta fauna se distingue por la ausencia de taxones interpretados como de hábitos pelágicos (órdenes Lytoceratina y Phylloceratina) y que probablemente no pudieron ingresar ni habitar el relativamente somero "engolfamiento Neuquino". Otra peculiaridad es su baja diversidad relativa con respecto a otras regiones como el Tethys, ya que raramente se encuentra más de un género en un determinado nivel. Otra característica distintiva es la alternancia y reemplazo de representantes de distintas familias a lo largo del tiempo (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008). Estas modificaciones en la composición de la fauna de amonoideos se han asociado a eventos de inmigración. En algunos niveles se reconoce el ingreso de taxones andinos mientras que en otros los inmigrantes son especies pandémicas y en varios casos representantes muy similares o idénticos de géneros tethyanos como *Karakaschiceras*, *Olcostephanus*, *Spitidiscus* y *Crioceras* (Rawson, 1999), los cuales constituyen excelentes fósiles guías para la correlación de las rocas portadoras a nivel global, facilitando las vinculaciones con las zonaciones de la provincia del Mediterráneo Occidental (Aguirre-Urreta *et al.*, 2005, 2007). Los amonoideos del intervalo analizado presentan semejanzas con los

registrados en sucesiones equivalentes de otras cuencas andinas, especialmente la de Chañarcillo (Aguirre-Urreta *et al.*, 2007).

La fauna de “*Thurmanniceras*”, presente en los niveles Valanginiano inferiores de la Formación Vaca Muerta junto con especies de “*Neocomites*”, derivarían de neocomítidos berriasianos que ya se encontraban en la cuenca (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008). La aparición de *Valanginites argentinus* es un horizonte de inmigración importante. Los representantes de *Lissonia* y *Acantholissonia* que caracterizan la parte superior de la Formación Vaca Muerta son reemplazados por *Olcostephanus atherstoni*, una especie con una distribución cosmopolita que se registra en el techo de la Formación Vaca Muerta, en la Formación Mulichinco, en la Formación Chachao o en la base de la Formación Agrio, dependiendo de su ubicación en la cuenca (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

En los últimos niveles portadores de *Olcostephanus atherstoni* se registra un nuevo conjunto de inmigrantes donde se reconocen representantes de *Karakaschiceras* y *Neohoploceras*. Estos registros permiten una correlación con el Valanginiano medio de Europa (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

En la base del Valanginiano superior, *Viluceras* reemplaza a *Karakaschiceras*. Dentro del Valanginiano tardío se produce otro recambio faunístico importante, donde los neocomítidos reemplazan completamente a los olcostefánidos hasta el final del piso mencionado.

La base del Hauteriviano inferior está marcada por el reemplazo de los neocomítidos mencionados por los primeros holcodiscidos (Fig. 1) que arriban a la cuenca y que se hallan representados por *Holcoptychites* (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

Una rápida invasión y un breve registro de *Oosterella*, un género típicamente mediterráneo, acompaña a los últimos neocomítidos representados por el género endémico *Decliveites* y los primeros *Holcoptychites* (Aguirre-Urreta y Rawson, 1996, 2003, 2010) este último género es reemplazado por los olcostefánidos que vuelven a registrarse en la cuenca.

El siguiente recambio faunístico es el reemplazo de *Olcostephanus* nuevamente por un neocomítido, *Hoplitocrioceras*, durante el Hauteriviano inferior tardío (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

El primer registro en la cuenca Neuquina de *Weavericeras*, desmocerátido que reemplaza a *Hoplitocrioceras*,

es un evento de importancia ya que marca un cambio singular en la composición de los amonoideos. Por debajo de estos niveles del Hauteriviano inferior, con la excepción de *Holcoptychites*, las faunas de amonoideos consistían en una alternancia de olcostefánidos y neocomítidos. Con el arribo de *Weavericeras*, que caracteriza al techo del Miembro Pilmatuú de la Formación Agrio, los amonoideos están representados por desmocerátidos, holcodiscidos, ancylocerátidos y douvallicerátidos (Rawson, 2007).

Coincidiendo con la transgresión que puso fin a los ambientes continentales que dominaron en la cuenca durante la depositación del Miembro Avilé se registra, en la base del Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano superior), la llegada de *Spitidiscus* (Fig. 2), de afinidades tethyanas. Las especies neuquinas de este género son muy similares a las especies europeas coetáneas y proveen uno de los puntos de correlación más fuertes de todo el Cretácico Inferior (Rawson y Aguirre-Urreta, 2012).

En el resto del Miembro Agua de la Mula son comunes los representantes de *Crioceratites* asociados a *Paraspiticeras*. La presencia del género *Sabaudiella* por encima de la fauna de *Paraspiticeras* señalaría para los últimos niveles de la Formación Agrio una edad hauteriviana terminal, quizás llegando a barremiana basal (Aguirre-Urreta y Rawson, 2012).

Las faunas de bivalvos del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina están muy bien representadas en distintas unidades y son el grupo bentónico más abundante de las formaciones Picún Leufú, Quintuco, Mulichinco, Chachao y Agrio. Hasta el momento fueron revisadas las faunas del Miembro Pilmatuú de la Formación Agrio y del Miembro La Tosca de la Formación Huitrín. Los bivalvos además conforman el grueso de las coquinas que tan comúnmente se registran en facies marinas del Grupo Mendoza. Otros grupos bentónicos como los corales, serpúlidos, decápodos, esponjas, equinoideos y gastrópodos son abundantes sólo en forma local y en algunos intervalos estratigráficos particulares (Lazo, 2006).

En el Miembro Pilmatuú de la Formación Agrio se registraron 31 taxones de bivalvos representados por 24 géneros (Lazo *et al.*, 2009). Sólo 18 de ellos pudieron identificarse a nivel específico quedando el resto en nomenclatura abierta (Lazo, 2007). Diez (32%) de los taxones identificados corresponden a formas de distribución cosmopolita. Ejemplos de formas cosmopolitas

**FIGURA 1**  
Zonas de amonoideos para Valanginiano tardío-Hauteriviano temprano de la cuenca Neuquina (tomado y modificado de Lazo et al., 2009)

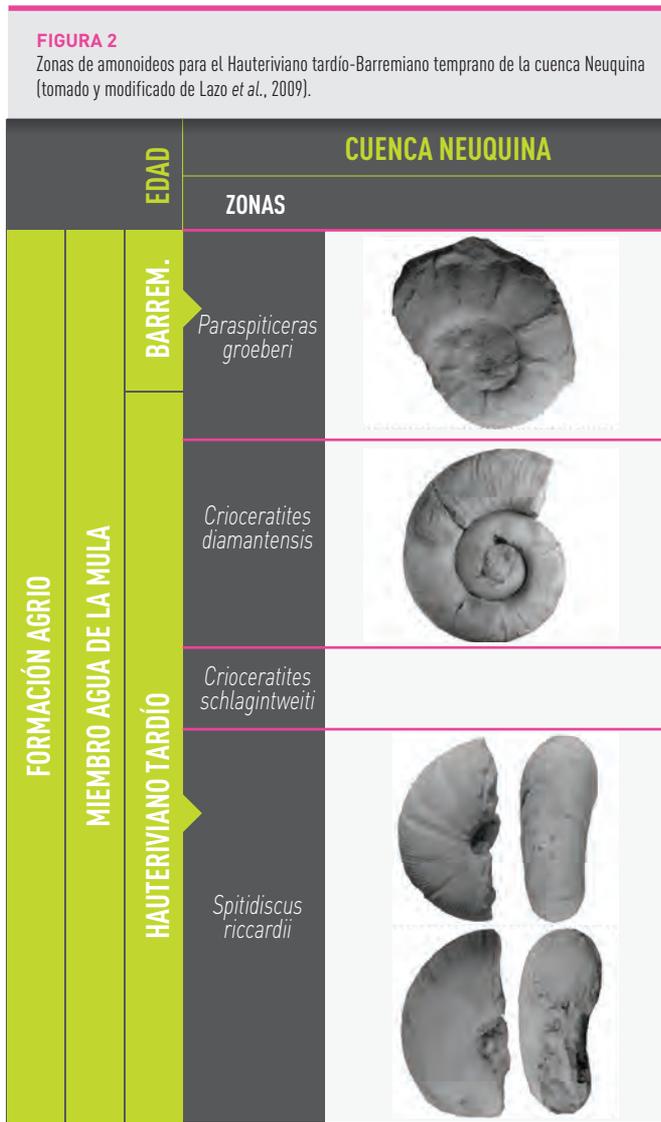
		CUENCA NEUQUINA			
		ZONAS	SUBZONAS		
FORMACIÓN AGRIO	MIEMBRO PILMATUÉ	HAUTERIVIANO TEMPRANO	<i>Weavericeras vacaense</i>		
			<i>Hoplitocrioceras gentili</i>	<i>Hoplitocrioceras gentili</i>	
	<i>Hoplitocrioceras giovinei</i>				
	VLANGINIANO TARDÍO		<i>Holcoptychites neuquensis</i>	<i>Olcostephanus (O.) laticosta</i>	
				<i>Holcoptychites agrioensis</i>	
				<i>Holcoptychites neuquensis</i>	
				"Neocomites" spp.	
				<i>Chacantuceras ornatum</i>	
			<i>Pseudofavrella angulatiformis</i>		

son: *Cucullaea (Noramya) gabrielis*, *Modiolus subsimplex*, *Pinna (Pinna) robinaldina*, *Gervillia aviculoides*, *Trigonia carinata* y *Pholadomya gigantea*. Algunas formas incluso llegan hasta Japón: *Isognomon (Isognomon) ricordeanus*, *Mimachlamys robinaldina* y *Panopea gurgitis*. *Gervillaria alator* es una especie algo más restringida en su distribución ya que se la encuentra en Argentina, México y posiblemente Europa.

Otros ocho taxones (26%) son endémicos de la cuenca Neuquina aunque posiblemente también se encuentren en otras cuencas andinas como la de Chañarcillo. Ejemplos de estas formas son: *Isognomon (I.) lotenoen-*

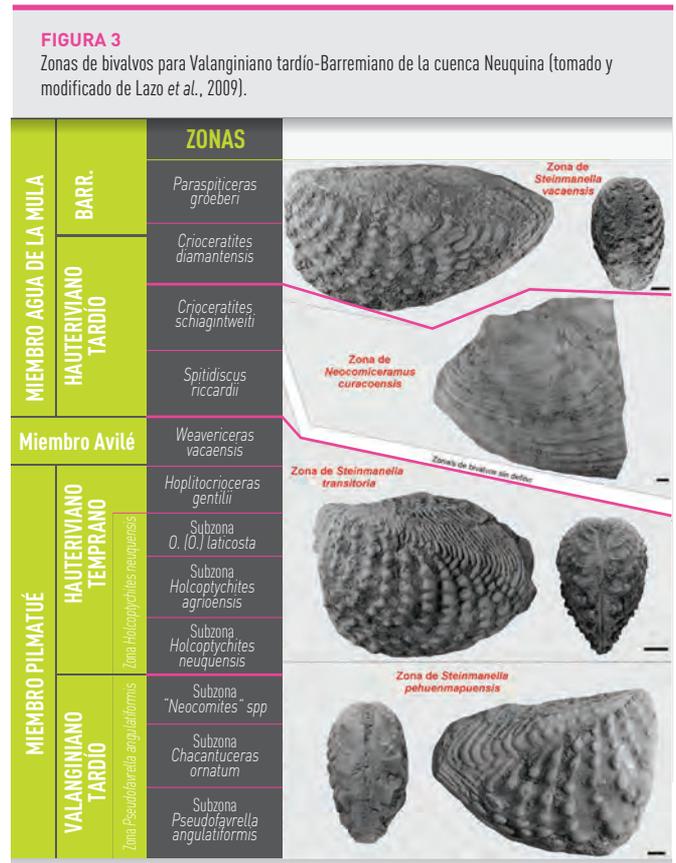
*sis*, *Steinmanella pehuenmapuensis*, *S. transitoria*, (Fig. 3) *Sphaera koeneni*, *Myoconcha transatlantica*, *Eriphyla argentina*, *Ptychomya koeneni* y *Aphrodina (Aphrodina) quintucoensis*. El resto de los taxones (13, 42%) han quedado en nomenclatura abierta (Aguirre-Urreta et al., 2008). Sobre la base del esquema paleobiogeográfico propuesto por Kauffman (1973) se puede ver que la fauna de Neuquén comparte muchas similitudes con la fauna de bivalvos del Reino Tethyano y con la Provincia de Europa del Norte del Reino Templado del Norte. Sin embargo, en Argentina no se registran rudistas, los cuales son muy comunes en el Tethys. En parti-

cular, la fauna descrita posee muchas similitudes con aquellas del Cretácico Inferior de Francia, Inglaterra, Sardinia, Suiza, Bulgaria, región del Cáucaso, Turkmenistán, norte de África, México, Colombia y Chile. Cabe resaltar que hasta el momento no se han encontrado similitudes faunísticas entre la cuenca Neuquina y otras faunas australes salvo algunos géneros compartidos con la cuenca Austral.



La migración de las especies cosmopolitas se habría producido fundamentalmente durante la fase larval (planctónica). Las larvas habrían sido transportadas por las corrientes y arribaron a la cuenca Neuquina a través de las discontinuidades que habría presentado el arco volcánico, las que conectaban a la cuenca con el océano abierto (Aguirre-Urreta et al., 2008).

Los crustáceos decápodos del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina comprenden representantes de Astacidea, Palinura y Thalassinidea.



Los Astacidea están representados por erymidos y neprópodos. *Eryma* sp. se registra saltuariamente en la Formación Mulichinco y en la parte media del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, mientras que *Hoplopatria* se reconoce en numerosos niveles de la Formación Agrio, mayormente representada por quelípedos aislados, lo que imposibilita su asignación específica. Otra especie, *Palaeohomarus pacificus*, se restringe a la parte cuspidal del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio de edad hauteriviana tardía-barremiana temprana (Aguirre-Urreta et al., 2012).

Los Palinura están representados por tres géneros: *Meyerella*, *Astacodes* y *Glyphaea*. El primero de ellos se conoce por la especie *Meyerella rapax* procedente de niveles de la Formación Chachao y del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio de edad valanginiana tardía (Aguirre-Urreta et al., 2008).

*Glyphaea* sp., otro palinúrido, se ha registrado en la parte superior del Miembro Agua de la Mula de la

Formación Agrio, mientras que *Astacodes falcifer* está presente en los niveles superiores de la Formación Agrio, de edad hauteriviana tardía-barremiana temprana (Aguirre-Urreta *et al.*, 2012).

Los Thalassinidea son los crustáceos decápodos más abundantes de la Formación Agrio, aunque no han sido estudiados en detalle y permanecen aún en nomenclatura abierta.

Según Aguirre-Urreta *et al.* (2008), los equinoideos del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina comprenden representantes de siete géneros de variada distribución geográfica. Entre los taxones correspondientes al grupo de los equinoideos regulares se registran *Codechinus* (Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, Hauteriviano tardío) y *Leptosalenia* (Miembro Agua de La Mula de la Formación Agrio, Hauteriviano tardío-Barremiano temprano), mientras que los irregulares corresponden a *Coenholectypus* (formaciones Mulichinco y Agrio, Valanginiano temprano al Barremiano temprano), *Pygurus* (Tithoniano y Berriasiano tardío a Valanginiano en la Formación Chachao), *Pygopyrina* (Valanginiano tardío-Hauteriviano temprano), *Clypeopygus* (Valanginiano tardío-Hauteriviano) y *Pygorhynchus* (Hauteriviano tardío-Barremiano temprano).

Los invertebrados del Barremiano en niveles que suprayacen a la Formación Agrio son escasos y se restringen al Miembro La Tosca de la Formación Huitrín y a la Formación La Amarga (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). En el Miembro La Tosca se han registrado serpúlidos, gasterópodos y bivalvos. Lazo y Damborenea (2011) señalaron que la fauna de bivalvos está representada por cinco taxones, tres del Orden Pterioidea y dos del Orden Veneroidea. Esta fauna de bivalvos corresponde a un ambiente marino marginal, dado que se trata de una fauna de baja diversidad con individuos adultos de pequeño tamaño, compuesta por taxones euritípicos como *Isognomon*, *Phelopteria* y *Placunopsis*.

## Los invertebrados del Cretácico Superior

La fauna de moluscos del Cretácico Superior de la cuenca Neuquina presenta elementos de la Provincia Weddelliana; entre éstos se destacan bivalvos representantes de *Neilo*, *Australoneilo*, *Cucullaea*, *Lahillia*, *Austrotrigonia*

y *Pacitrigonia*. Por otra parte, es llamativa la ausencia de amonites kossmaticerátidos, los que están presentes en niveles de igual edad expuestos en la isla Quiriquina (Chile). Este patrón de distribución podría explicarse, tal como sostuvo Macellari (1985), como una consecuencia de factores oceanográficos particulares relacionados con condiciones de mar más abierto y la existencia de aguas más frías en el margen pacífico donde se ubica la localidad chilena. A partir del Maastrichtiano tardío y más claramente en el Daniano temprano, esta fauna weddelliana fue reemplazada en el norte de la Patagonia por taxones de aguas cálidas, que manifiestan una clara afinidad con otros de igual edad presentes en el norte de Brasil, Caribe y norte de África.

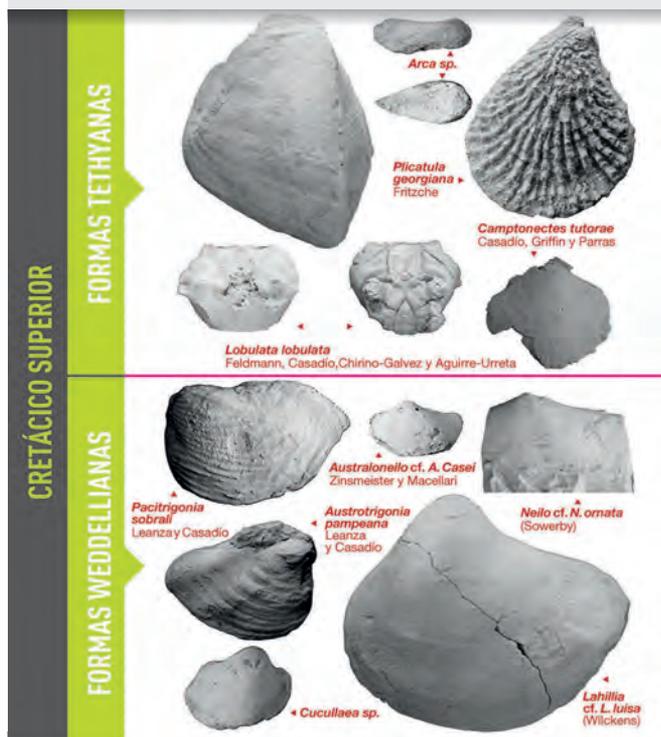
Para comprender las modificaciones paleobiogeográficas registradas durante la transición Cretácico-Paleógeno y su relación con los cambios paleoambientales es necesario poner mayor detalle en el análisis de la sucesión que incluye a las formaciones Jagüel y Roca. En este sentido, se percibe que durante el Maastrichtiano tardío (Zona CC26) la presencia de especies de géneros australes en la cuenca Neuquina coincidió con el registro de nanofósiles calcáreos típicos de altas latitudes (Concheyro y Villa, 1996).

El desplazamiento de especies de altas latitudes hacia latitudes medias pudo estar relacionado con el período de enfriamiento de las aguas marinas tanto profundas como superficiales registrado durante el intervalo Campaniano-Maastrichtiano (Barrera *et al.*, 1987; Barrera y Huber, 1990; D`Hondt y Arthur, 1996).

Los análisis isotópicos sobre foraminíferos planctónicos y bentónicos de diferentes localidades del mundo indican que las aguas oceánicas se enfriaron entre los 75 y 65,4 Ma. Li y Keller (1998) calcularon para el Sitio ODP 690 un enfriamiento de 5°C del agua superficial para el intervalo que va entre los 70 y los 67 Ma. Este período de enfriamiento terminó rápidamente a los 65,4 Ma, momento en el que se registra un incremento global de la temperatura de las aguas oceánicas de aproximadamente 2°C (Barrera y Savin, 1999). Esto coincide con lo expuesto por Li y Keller (1999) quienes señalaron un enfriamiento de las latitudes medias del Atlántico Sur durante los últimos dos millones de años del Maastrichtiano que se interrumpió por un calentamiento rápido de las aguas de aproximadamente 3°C al comienzo del Cron 29R (65,4 Ma).

FIGURA 4

Representantes weddelianos y tethyanos presentes en el Cretácico Superior de la cuenca Neuquina (tomado y modificado de Aguirre-Urreta et al., 2008).



En la cuenca Neuquina, al final del Cron 30N (aprox. 66 Ma), asociadas con especies de afinidades australes se registran algunas formas endémicas entre las que se encuentran los representantes más antiguos de las ostras *Cubitostrea* Sacco y *Turkostrea* Vyalov (Griffin et al., 2005). Al mismo tiempo, aparecen en la cuenca los primeros inmigrantes con afinidad al Reino Tethyano (Aguirre-Urreta et al., 2008). Este cambio en la fauna de invertebrados pudo estar relacionado con el incremento de la temperatura registrada a los 65,4 Ma y a un rápido ascenso relativo del nivel del mar que convirtió al extremo austral de América del Sur en un archipiélago durante el límite entre el Cron 30N y 29R.

Entre los inmigrantes de latitudes bajas Casadío et al. (2005) y Parma y Casadío (2005) mencionaron a representantes de los bivalvos *Arca*, *Atrina*, *Amphidonte*, *Gyrostrea*, *Roudairia*, *Plicatula* y *Camptonectes* (Fig. 4) y del equinodermo *Gomphechinus*. Entre los crustáceos decápodos, Feldmann et al. (1995) señalaron la presencia de especies de los géneros *Lobonotus* y *Xanthilites* bien representados en la región atlántica y tethyana del hemisferio norte. A partir del Daniano temprano, la fauna de moluscos

de la cuenca Neuquina estuvo dominada por especies de aguas cálidas de estrechas afinidades con formas coetáneas del norte de Brasil y el norte de África (Casadío et al., 1999; 2005). Asimismo, Baron-Szabo et al. (2003) describieron un arrecife de corales escleractínicos en niveles inferiores de la Formación Roca (Daniano temprano) expuestos en el oeste de La Pampa. Otra evidencia de aguas cálidas la constituye la presencia de cangrejos asignados a los géneros *Thaumastoplax* y *Costacopluma* (Feldmann et al., 1995).

#### Agradecimientos

A Beatriz Aguirre-Urreta y a Darío Lazo por los comentarios y sugerencias sobre el contenido de este trabajo. A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, al CONICET, la Universidad Nacional de La Pampa y la Universidad Nacional de Río Negro que mediante diferentes proyectos financiaron partes de este trabajo.

#### Referencias

- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1996. *Oosterella* (Ammonoidea, Early Cretaceous) from the Neuquén basin, Argentina. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Monatshefte*, H.8: 453-460.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2003. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Holcoptychites*. *Cretaceous Research*. 24: 589-613.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2010. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the neocomitids of the *Pseudofavrella angulatififormis* Zone (Upper Valanginian). *Cretaceous Research*. 31: 321-343.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson P.F., Concheyro G.A., Bown P.R. y Ottone E.G. 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society of London, Special Publication 252: 57-81.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, F.A., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*. 42: 143-173.
- Aguirre-Urreta, M.B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D.G. y Rodríguez, D.L. 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la cuenca Neuquina. *Ameghiniana*. 45: 593-613.
- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R. y Luci, L. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. 465-488.

- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G. y Rawson, P.F. 2012. Decapod Crustacea from the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeontology*. 55: 1091-1103.
- Baron-Szabo, R.C., Casadio, S. y Parras, A. 2003. First shallow water scleractinian coral reef from the Danian, northern Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*. 40: 79R.
- Barrera, E. y Huber, B.T. 1990. Evolution of Antarctic waters during the Maestrichtian: foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, ODP Leg 113. En: Barker, P.F. y Kennett J.P. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 113: 813-827.
- Barrera, E. y Savin, S.M. 1999. Evolution of late Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans. En: E. Barrera y C.C. Johnson (eds.), *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*. Geological Society of America, *Special Paper*. 332: 245-282.
- Barrera, E., Huber, B.T., Savin, S.M. y Webb, P.N. 1987. Antarctic marine temperatures; Late Campanian through early Paleocene. *Paleoceanography*. 2: 21-47.
- Biró-Bagóczy, L. 1964. Estudio sobre el límite entre el Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a Ammonoideos. Universidad de Chile, Escuela de Geología, Memoria de Título (inédito): 118p.
- Casadio S., Griffin, M. y Parras, A. 2005. *Plicatula* and *Camptonectes* (Bivalvia: Pteriomorpha) from the late Maastrichtian of Northern Patagonia: Palaeobiogeographic implications. *Cretaceous Research*. 26: 507-524.
- Casadio, S., Rodriguez, M.F., Reichler, V.A. y Camacho, H.H. 1999. Tertiary nautiloids from Patagonia, southern Argentina. *Ameghiniana*. 36: 182-202.
- Concheyro, A. y Villa, G. 1996. Maastrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section, Northern Patagonia, Argentina. *Palaeopelagos*. 6: 281-297.
- Corvalán, J. 1959. El Titoniano de Río Leñas, Provincia de O'Higgins. Con una revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Boletín* 3: 1-65.
- Damborenea, S.E., Echevarria, J. y Ros-Franch, S. 2012. Southern Hemisphere Palaeobiogeography of Triassic-Jurassic Marine Bivalves. *Springer Briefs Seaways and Landbridges: Southern Hemisphere Biogeographic Connections Through Time*. 139 pp.
- D'Hondt, S. y Arthur, M.A. 1996. Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox. *Science*. 271: 1838-1841.
- Feldmann, R.M., Casadio, S., Chirino-Gálvez, L. y Aguirre-Urreta, M.B. 1995. Fossil decapod crustaceans from the Jaguel and Roca Formations (Maastrichtian-Danian) of the Neuquén Basin, Argentina. *The Paleontological Society Memoir* 43: 1-22.
- Griffin, M., Casadio, S. y Parras, A. 2005. Maastrichtian and Danian species of *Turkotreini* (Ostreidae, Crassostreinae) from the Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana*. 42: 257-276.
- Hoffstetter, R., Fuenzalida, H. y Cecioni, G. 1957. Chile-Chili. *Lexique Stratigraphique International*. 7: 1-144. Commission International de Stratigraphie.
- Kauffman, E.G. 1973. Cretaceous Bivalves. En: Hallam, A. (ed.), *Atlas of Palaeobiogeography*, Elsevier, Amsterdam. 353-383.
- Lazo, D.G. 2006. Análisis tafonómico e inferencia del grado de mezcla temporal y espacial de la macrofauna del Miembro Pilmatú de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina. *Ameghiniana*. 43: 311-326.
- Lazo, D.G. 2007. Early Cretaceous bivalves of the Neuquén Basin, west-central Argentina: notes on taxonomy, palaeobiogeography and palaeoecology. *Geological Journal*. 42: 127-142.
- Lazo, D.G. Concheyro, G.A., Ottone, E.G., Guler, M.V. y Aguirre-Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 65: 322-341.
- Lazo, D.G. y Damborenea, S.E. 2011. Barremian bivalves from the Huitrín Formation, westcentral Argentina: taxonomy and paleoecology of a restricted marine association. *Journal of Paleontology*. 85: 721-749.
- Li, L. y Keller, G. 1998. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*. 26: 995-998.
- Li, L. y Keller, G. 1999. Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes. *Marine Geology*. 161: 171-190.
- Macellari, C.E. 1985. Paleobiogeografía y edad de la fauna de Maorites-Gunnarites (Amonoidea) de la Antártida y Patagonia. *Ameghiniana*. 21: 131-150.
- Manceñido, M.O. 2002. Paleobiogeography of Mesozoic brachiopod faunas from Andean-Patagonian areas in a global context. *Geobios*. 35: 176-192.
- Parma, S.G. y Casadio, S. 2005. Maastrichtian-Danian echinoids from northern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*. 79: 1072-1087.
- Rawson, P.F. 1999. Long-distance correlations in the Valanginian-Hauterivian: Argentina-Western Mediterranean-NW Europe. *Scripta Geologica. Special Issue* 3: 151-158.
- Rawson, P.F. 2007. Global relationships of Argentine (Neuquén Basin) Early Cretaceous ammonite faunas. *Geological Journal*. 42: 175-183.
- Rawson, P.F. y Aguirre-Urreta, B. 2012. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Spitidiscus*. *Cretaceous Research*. 33: 97-105.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1994. Middle Jurassic biostratigraphy of Argentina. *Geobios*. 17: 423-430.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.A. y Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*. 441-464.
- Seegerstrom, K. 1960. Cuadrángulo Quebrada Paipote, provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, *Carta Geológica de Chile* 2: 1-35.

# REPTILES MARINOS JURÁSICOS DE LA CUENCA NEUQUINA

Marianella Talevi<sup>1</sup>  
y Marta Fernández<sup>2</sup>

## Introducción

La historia de los estudios sobre reptiles marinos patagónicos puede dividirse en tres períodos. El primero comienza a fines de siglo XIX y se extiende hasta finales de la década de 1930. En esta etapa el estudio se basó en restos fragmentarios de dudosa procedencia estratigráfica, hallados fortuitamente y no como resultado de una búsqueda dirigida específicamente a esos reptiles. Durante este período se destacan los trabajos de Ameghino (1893), Dames (1893), Phillipi (1895), Weaver (1938) y Cabrera (1939). El segundo período comienza hacia fines de la década de 1930, en la cual se produjo una búsqueda sistematizada de estos reptiles, lo que permitió establecer la importancia de los yacimientos marinos jurásicos de la cuenca Neuquina, principalmente gracias a los aportes de Rusconi (1938, 1940, 1942, 1948a, 1948b 1949). Durante los años setenta se inicia el tercer período, de la mano de la Dra. Zulma Gasparini, quien desarrolla un nuevo proyecto de investigación, uno de cuyos objetivos era la búsqueda de reptiles marinos jurásicos en la cuenca Neuquina (Gasparini, 1985, 1992, 1997, 2007; Gasparini y Dellapé, 1976; Gasparini y Fernández, 1997, 2005, 2006; Gasparini e Iturralde-Vinent, 2001, 2006; Gasparini *et al.*, 1997, 1999, 2005, 2006). Este proyecto, que continúa en la actualidad, se ha extendido hacia reptiles marinos cretácicos de la Patagonia y de la Península Antártica. Gracias a estos estudios fue posible crear una colección importante de reptiles marinos patagónicos y antárticos. En este tercer período se inician

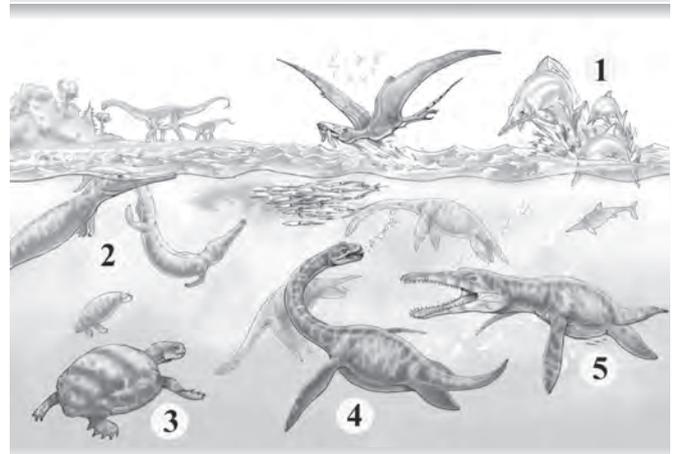
también estudios paleoecológicos y paleobiológicos de estos reptiles marinos, principalmente de ictiosaurios y cocodrilos marinos jurásicos de la cuenca Neuquina (Fernández y Gasparini, 2000, 2008; Fernández y Herrera, 2009; Fernández *et al.*, 2005; Fernández y Talevi 2013; Talevi y Fernández, 2012; Talevi *et al.*, 2012; Herrera *et al.*, 2013 a, 2013 b, 2013 c).

## Definición de reptiles marinos

Los reptiles marinos no constituyen un grupo monofilético, es decir, estos reptiles no tienen un ancestro común reciente y, por lo tanto, el nombre se utiliza de manera informal para incluir cualquier reptil capaz de crecer y alimentarse en un entorno marino (Hua y Buffetaut, 1997). Durante el Jurásico, tres linajes se desempeñaron como grandes predadores pelágicos: ictiosaurios, plesiosaurios (pliosáuridos y plesiosáuridos) y cocodrilos marinos; roles que en los mares y océanos actuales desempeñan los grandes tiburones y cetáceos. A estos linajes se suman las tortugas (Fig.1).

### FIGURA 1

Reconstrucción del mar Jurásico. 1. Ictiosaurios; 2. Cocodrilos; 3. Tortugas; 4. Plesiosaurio; 5. Pliosaurio. Tomado y modificado de Iturralde-Vinent (2004).



<sup>1</sup> CONICET-Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología Universidad Nacional de Río Negro, Isidro Lobo y Belgrano, (8332) General Roca, Río Negro, Argentina.  
mtalevi@unrn.edu.ar

<sup>2</sup> CONICET-División Paleontología Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata, Argentina.  
martafer@fenym.unlp.edu.ar

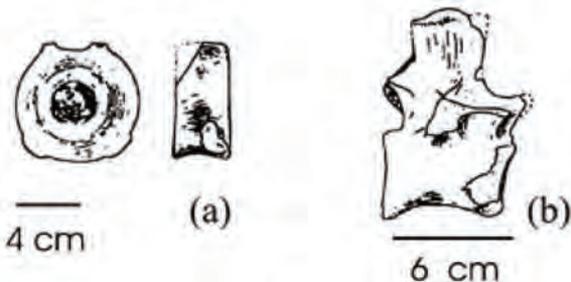
## Reptiles marinos jurásicos de la cuenca Neuquina

### JURÁSICO TEMPRANO

Los especímenes de reptiles marinos del Jurásico temprano de la cuenca Neuquina son incompletos y no tienen una procedencia geográfica y estratigráfica exacta; esto hace imposible identificarlos por debajo del nivel de orden. Se ha mencionado el hallazgo de vértebras de ictiosaurios (Fernández y Lane, 1999) provenientes de la Formación Puesto Araya, margen norte del río Atuel, al sur de la provincia de Mendoza (Fig. 2a). En el área de Portezuelo Ancho se hallaron dos vértebras (Fig. 2b) referibles a *Thalattosuchia* indet. (Cocodrilía) (Gasparini y Fernández, 2005).

**FIGURA 2**

Vértebras. (a) Ictiosaurio, (b) *Thalattosuchia* indeterminado (tomado y modificado de Gasparini y Fernández, 2005).



### JURÁSICO MEDIO

Hasta el presente, la localidad fosilífera más rica en cuanto a la calidad de restos es Chacaico Sur, donde la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas está bien expuesta. Se han descubierto Plesiosaurios pliosáuridos, siendo el más completo el *Maresaurus coccai* (Gasparini, 1997), que cuenta con un cráneo tridimensional (Fig. 3). En el mismo nivel se encontró una vértebra caudal de un cocodrilo *Thalattosuchia*, siendo este el primer registro de cocodrilos marinos del Jurásico Medio en Argentina (Gasparini y Fernández, 2005). Entre el intervalo Aaleniano-Bathoniano no se han registrado ictiosaurios fuera de la cuenca Neuquina. Fernández (2003) describe un ictiosaurio ophthalmosauriano del Aaleniano-Bajociano en el sur de Mendoza, siendo éste el registro más antiguo de este grupo a nivel mundial (Fig. 4).

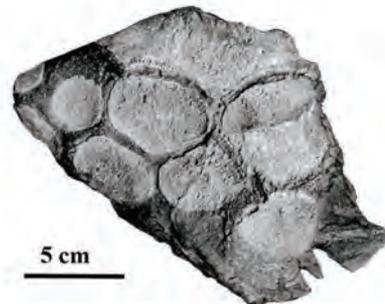
**FIGURA 3**

*Maresaurus coccai*. Tomado y modificado de Gasparini et al. (2007).



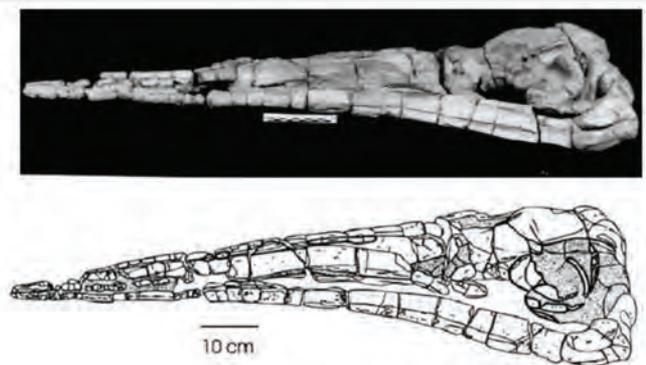
**FIGURA 4**

Fragmento de aleta de *Ophthalmosauria* indet. Tomado y modificado de Fernández (2003).



**FIGURA 5**

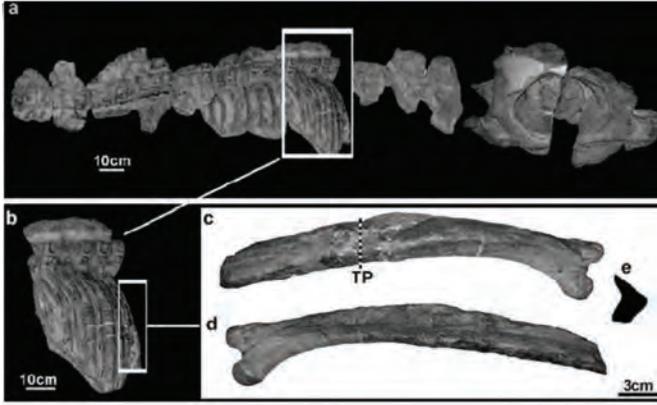
Cráneo de *Stenopterygius cayi*. Tomado y modificado de Fernández (1994).



Los primeros ictiosaurios Bajocianos en documentarse de la cuenca Neuquina se encuentra en Chacaico Sur-Charahuilla y fueron recuperados de la Formación Los Molles. Uno de estos taxones es *Stenopterygius cayi* (Fernández, 1994), un ictiosaurio longirostro (Fig. 5). El otro es *Mollesaurus periallus* (Fernández, 1999), un ophthalmosauriano con una órbita muy grande (Fig. 6).

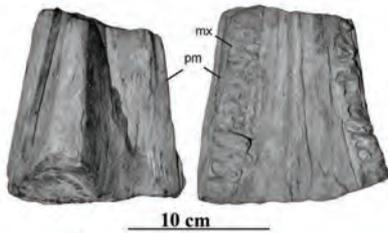
**FIGURA 6**

*Mollesaurus periallus*. a. Vista general. b. Detalle de vértebras y costillas dorsales. c. Costilla dorsal en vista anterior. d. Vista posterior. e. Esquema de sección transversal de la costilla. Tomado y modificado de Talevi y Fernández (2012).



**FIGURA 7**

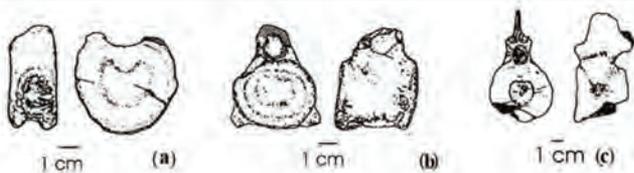
Ictiosauria. Tomado y modificado de Fernández y Talevi (2013).



En Charahuilla, una localidad cerca de Chacaico Sur, Cabrera (1939) describió un fragmento rostral de otro ictiosaurio (Fig. 7), que por su naturaleza fragmentaria no puede ser referido a niveles taxonómicos inferiores (Fernández y Talevi, 2013).

**FIGURA 8**

a. Vértebras de Plesiosaurios. b. *Muraenosaurus*. c. *Cryptoclidus*. Tomado y modificado de Gasparini (2007).

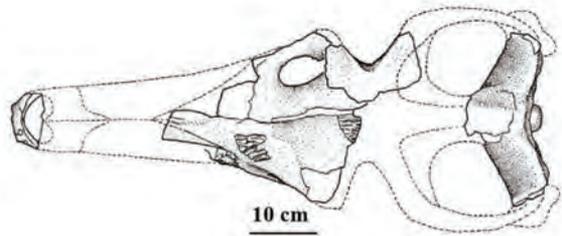


Asimismo, en la zona de Chacaico Sur, en niveles de la Formación Las Lajas referibles al Calloviano, se han encontrado restos de reptiles marinos, pero a diferencia de la buena conservación e incluso de la presencia de

especímenes articulados del Bajociano temprano, los fósiles encontrados corresponden a vertebrae aisladas y fragmentos post-craneales. Sobre la base de la morfología vertebral se han podido identificar Pliosaurios y Plesiosaurios (Fig. 8). Algunas vertebrae fueron referidas a eslamosáuridos (cf. *Muraenosaurus* sp.) y otras a cryptoclídidos (cf. *Cryptoclidus* sp.) (Gasparini y Spalletti, 1993). Por último, del Batoniano Superior (Formación Los Molles) en cercanías de la ciudad de Chos Malal, se recuperaron restos del esqueleto, mandíbula y centros vertebrales de *Metriorhynchus* aff. *Brachyrhynchus* (crocodiliformes) (Gasparini et al., 2005) (Fig. 9).

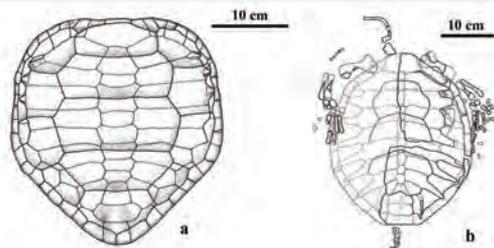
**FIGURA 9**

*Metriorhynchus* aff. *M. brachyrhynchus*. Tomado y modificado de Gasparini et al., 2007.



**FIGURA 10**

a. *Notoemys laticentralis*. b. *Neusticemys neuquina*. Tomado y modificado de Gasparini et al., (2007).



### JURÁSICO SUPERIOR (TITONIANO)

Todos los reptiles marinos del Jurásico Superior de la cuenca Neuquina fueron recuperados de la Formación Vaca Muerta. Cuatro localidades han sido, hasta el presente, las más ricas en términos fosilíferos: Cerro Lotena, Los Catutos, Arroyo Trincajuera y Yesera del Tromen-Pampa Tril.

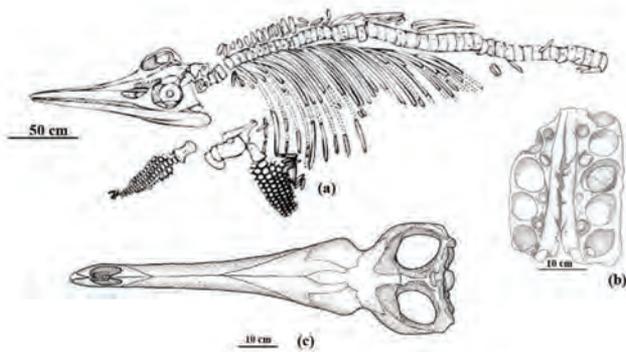
### CERRO LOTENA

Dentro de las localidades fosilíferas del Jurásico Supe-

rior, la mayor diversidad y cantidad de reptiles marinos se han encontrado en Cerro Lotena, en las rocas de la Formación Vaca Muerta. La herpetofauna marina recuperada incluye tortugas Cryptodiras (*Neusticemys neuquina*) y pleurodiras (*Notoemys laticentralis*) (Fig. 10), ictiosaurios, incluyendo el holotipo de *Caypullisaurus bonapartei*, pliosaurios (*Liopleurodon* sp.), y varios especímenes del metriorrínquido *Cricosaurus araucanensis* (incluyendo también el ejemplar tipo de esta especie) (Fig. 11).

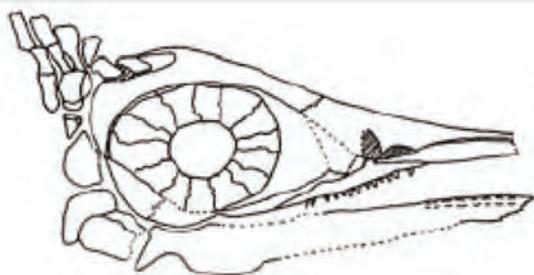
**FIGURA 11**

a. *Caypullisaurus bonapartei*. b. *Liopleurodon* sp. c. *Cricosaurus araucanensis*. Tomado y modificado de Fernández, 1997 y Gasparini et al. (2007).



**FIGURA 12**

Ophthalmosauriano juvenil. Tomado y modificado de Gasparini y Fernández (2006).



## LOS CATUTOS

Las calizas litográficas del Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta) en la localidad de Los Catutos y sus alrededores también son portadoras de estos reptiles incluyendo ictiosaurios, uno de los cuales es un ophthalmosauriano juvenil (Fig. 12), y otro referible a *Aegirosaurus* sp., ejemplares de las tortugas *Notoemys laticentralis* y *Neusticemys neuquina*, el metriorrínquido *Cricosaurus litographicus* (Fig. 13) y un diente de pliosaurio.

**FIGURA 13**

*Cricosaurus litographicus*. Tomado y modificado de Herrera et al. (2013a).

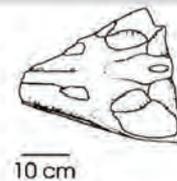


## ARROYO TRINCAJUERA

En esta localidad se han recolectado varios especímenes muy bien preservados, aunque incompletos, de ictiosaurios. También se recolectó un ejemplar adulto de *Neusticemys neuquina* y un fragmento de cráneo de un Pliosauridae (Fig. 14).

**FIGURA 14**

Pliosauridae. Tomado y modificado de Gasparini y Fernández (2006).

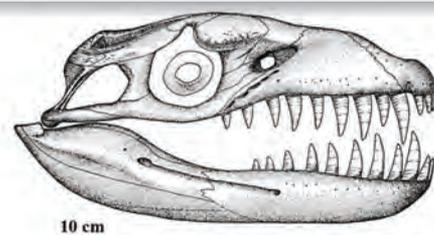


## YESERA DEL TROMEN-PAMPA TRIL

Finalmente, en la Yesera del área Tromen, cerca de Pampa Tril, hay una sucesión en la que predominan las fangolitas y las concreciones carbonáticas del Titoniano-Berriasiano. Quince esqueletos fueron exhumados en un área de 2,1 km<sup>2</sup>, incluyendo a *Caypullisaurus bonapartei*, *Liopleurodon* sp., *Dakosaurus* sp. (Fig. 15) y *Cricosaurus* sp.

**FIGURA 15**

*Dakosaurus andiniensis*. Tomado y modificado de Gasparini et al. (2007).



## CONCLUSIONES

En la cuenca Neuquina se encuentra el mejor registro de reptiles marinos jurásicos de Gondwana. Si bien los registros del Jurásico Medio son escasos, los hallazgos del Bajociano Temprano, Batoniano tardío y Calloviano sugieren una gran diversidad de ictiosaurios (e.g. Stenopterygidae: *Stenopterygius cayi*, Ophthalmosauridae: *Mollesaurus periallus*), plesiosaurios (Pliosauroida: *Maresaurus coccai*; Plesiosauroida: cf. *Muraenosaurus* sp.; cf. *Cryptoclidus* sp.), y la presencia de *Metriorhynchus* sp. Para el Titoniano y Berriasiano se encuentra el registro más rico de reptiles marinos de la cuenca Neuquina entre los que se pueden mencionar grandes ictiosaurios (*Caypullisaurus bonapartei*), pliosaurios (*Liopleurodon* sp.), cocodrilos (*Cricosaurus araucanensis* y *C. litographicus*, *Dakosaurus andiniensis*) y tortugas (*Neusticemys neuquina*). En cuanto a la paleobiología de los reptiles marinos jurásicos de la cuenca Neuquina, prácticamente todos eran pelágicos, siendo la excepción la tortuga *Notoemys*. Es probable que los reptiles pelágicos utilizaran la cuenca sólo durante algunas etapas de su ciclo vital, particularmente durante el período reproductivo.

### Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por los siguientes proyectos: UNRN (40-A-244); CONICET (PIP 0433).

### Referencias

- Ameghino, F. 1893. Sobre la presencia de vertebrados de aspecto mesozoico en la formación Santacruceña de Patagonia Austral. *Revistas del Jardín Zoológico de Buenos Aires*. 1: 75-84.
- Cabrera, A. 1939. Sobre un nuevo ictiosaurio del Neuquén. *Notas del Museo de La Plata*. 4: 485-491.
- Dames, W. 1893. Ueber das Vorkommen von Ichthyopterygiern im Tithon Argentiniens. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*. 45: 23-33.
- Fernández, M. 1994. A new long-snouted ichthyosaur from the Early Bajocian of Neuquen Basin (Argentina). *Ameghiniana*. 31: 291-297.
- Fernández, M. 1997. A new ichthyosaur from the Tithonian (Late Jurassic) of the Neuquén Basin, Northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*. 71: 479-484.
- Fernández, M. 1999. A new ichthyosaur from the Los Molles Formation (Early Bajocian), Neuquen Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*. 73: 677-681.
- Fernández, M. 2003. Ophthalmosauria (Ichthyosauria) forefin from the Aalenian-Bajocian boundary of Mendoza province, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*. 23: 691-694.
- Fernández, M. y Gasparini, Z. 2000. Salt glands in a Tithonian metriorhynchid crocodyliform and their physiological significance. *Lethaia*. 33: 269-276.
- Fernández, M. y Gasparini, Z. 2008. Salt glands in the Jurassic metriorhynchid *Geosaurus*: implications for the evolution of osmoregulation in Mesozoic marine crocodyliforms. *Naturwissenschaften*. 96: 79-84.
- Fernández, M. y Herrera, Y. 2009. Paranasal Sinus System of *Geosaurus araucanensis* and the Homology of the Antorbital Fenestra of Metriorhynchids (Thalattosuchia: Crocodylomorpha). *Journal of Vertebrate Paleontology*. 29: 702-714.
- Fernández, M. y Lane, S. 1999. Presencia de ictiosaurios en el Sinemuriano del Río Atuel, Cuenca Neuquina, Mendoza. *Ameghiniana*. 36, 100.
- Fernández, M., Archuby, F., Talevi, M. y Ebner, R. 2005. Ichthyosaurian eyes: paleobiological information content in the sclerotic ring of *Caypullisaurus* (Ichthyosauria, ophthalmosauria). *Journal of Vertebrate Paleontology*. 25: 330-337.
- Fernández M. y Talevi M. 2013. Ophthalmosaurian (Ichthyosauria) records from the Aalenian-Bajocian of Patagonia (Argentina): an overview. *Geological Magazine*, disponible en CJO2013. doi:10.1017/S0016756813000058.

- Gasparini, Z. 1985. Los reptiles marinos del Jurásico de América del Sur. *Ameghiniana*. 22: 23-34.
- Gasparini, Z. 1992. Marine reptiles of the Circum-Pacific region. En: G.E.G. Westermann (ed.), *The Jurassic of the Circum-Pacific*. World and Regional Geology 3. Cambridge University Press. 361-364.
- Gasparini, Z. 1997. A new pliosaur from the Bajocian of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeontology*. 40: 135-147.
- Gasparini, Z. 2007. Chapter 12. Plesiosauria. En: Z. Gasparini, L. Salgado y R. Coria (eds.), *Patagonian Mesozoic Reptiles*. Indiana University Press. Bloomington Indiana. 292-313.
- Gasparini, Z. y Dellapé, D. 1976. Un nuevo cocodrilo marino (*Thalattosuchia*, *Metriorhynchidae*) de la Formación Vaca Muerta (Jurásico, Tithoniano) de la provincia del Neuquén. 1º Congreso Geológico Chileno (Santiago). *Actas 1: C1-C21*.
- Gasparini, Z. y Fernández, M.S. 1997. Tithonian marine reptiles of the Eastern Pacific. En: J.M. Callaway y E.L. Nicholls (eds.), *Ancient marine reptiles*, Academic Press, San Diego. 435-440.
- Gasparini, Z. y Fernández, M. 2005. Jurassic marine reptiles in the Neuquen Basin. En: Veiga, Spalletti, Howell y Schwarz (eds.): *The Neuquen Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication. 252: 279-294.
- Gasparini, Z. y Fernández, M. 2006. Middle and Late Jurassic marine reptile faunas of the southeastern Pacific, based on discoveries in Argentina and Chile. *Paludicola*. 5: 230-241.
- Gasparini, Z. e Iturralde-Vinent, M. 2001. *Metriorhynchid crocodiles (Crocodyliformes) from the Oxfordian of western Cuba*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*. 9: 534-542.
- Gasparini, Z. e Iturralde-Vinent, M. 2006. *The Cuban Oxfordian herpetofauna in the Caribbean Seaway*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 240: 343-371.
- Gasparini, Z. y Spalletti, L. 1993. First Callovian *Plesiosaurus* from the Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana*. 30: 245-254.
- Gasparini, Z., Spalletti, L. y de la Fuente, M. 1997. Marine reptiles of a tithonian transgression, western Neuquen Basin, Argentina. *Facies and Palaeoenvironments*. *Geobios*. 30: 701-712.
- Gasparini, Z., Spalletti, L., Fernández, M. y de la Fuente, M. 1999. Tithonian marine reptiles from the Neuquén Basin: diversity and palaeoenvironments. *Revue de Paléobiologie*. 18: 333-345.
- Gasparini, Z., Cichowolski, M. y Lazo, D. 2005. First *Metriorhynchus* (*Metriorhynchidae: Crocodyliformes*) from the Bathonian (Middle Jurassic) of the Eastern Pacific. *Journal of Paleontology*. 79: 805-809.
- Gasparini, Z., Pol, D. y Spalletti, L., 2006. An unusual marine *Crocodyliform* from the Jurassic-Cretaceous boundary of Patagonia. *Science*. 311: 70-73.
- Gasparini, Z., Fernández, M. de la Fuente, M. y Salgado, L. 2007. *Reptiles marinos jurásicos y cretácicos de la Patagonia argentina: su aporte al conocimiento de la herpetofauna mesozoica*. *Publicación Especial 11 Ameghiniana 50º aniversario*. 125-136
- Herrera Y., Gasparini Z. y Fernández M.S. 2013a. A new Patagonian species of *Cricosaurus* (*Crocodyliformes, Thalattosuchia*): first evidence of *Cricosaurus* in Middle-Upper Tithonian lithographic limestones from Gondwana. *Palaeontology*. 56: 663-678.
- Herrera Y. Fernández M.S. y Gasparini Z. 2013b. The snout of *Cricosaurus araucanensis*: a case study in novel anatomy of the nasal region of metriorhynchids. *Lethaia*. 46: 331-340.
- Herrera, Y., Fernández, M.S. y Gasparini, Z. 2013c. Postcranial skeleton of *Cricosaurus araucanensis* (*Crocodyliformes: Thalattosuchia*): morphology and palaeobiological insights. *Alcheringa*. 37: 285-298.
- Hua, S. y Buffetaut, E. 1997. Part V: *Crocodylia*. En: Callaway, J. y Nicholls, E. (eds.), *Ancient Marine Reptiles*. Academic Press, New York. 357-374.
- Iturralde-Vinent, M.A. 2004. Origen y evolución del Caribe y sus biotas marinas y terrestres. Editorial Centro Nacional de Información Geológica, CD-ROM. ISBN 959-7117-14-2.
- Phillipi, R.A. 1895. *Ichthyosaurus immanis* Ph. una nueva especie sud-americana de este jenero (SIC). *Anales de la Universidad de Chile*. 90: 837-941.
- Rusconi, C. 1938. Restos de ictiosaurios del Jurásico Superior de Mendoza. *Boletín Paleontológico de Buenos Aires*. 10: 1-4.
- Rusconi, C. 1940. Nueva especie de ictiosaurio del Jurásico de Mendoza. *Boletín Paleontológico de Buenos Aires*. 11: 1-4.
- Rusconi, C. 1942. Nuevo género de ictiosaurio argentino. *Boletín Paleontológico de Buenos Aires*. 13: 1-2.
- Rusconi, C. 1948a. *Ictiosaurios del Jurásico de Mendoza (Argentina)*. *Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza*. 2: 17-160.
- Rusconi, C. 1948b. Nuevo plesiosaurio, pez y langosta del mar jurásico de Mendoza. *Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza*. 2: 3-12
- Rusconi, C. 1949. Presencia de ictiosaurios en el Liásico de San Juan. *Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza*. 3: 89-94.
- Talevi, M. y Fernández, M. 2012. Unexpected skeletal histology of an ichthyosaur from the Middle Jurassic of Patagonia: implications for evolution of bone microstructure among secondary aquatic tetrapods. *Naturwissenschaften*. 99: 241-244.
- Talevi, M., Fernández, M. S. y Salgado L. 2012. Variación en la histología ósea de *Caypullisaurus bonapartei* Fernández, 1997 (*Ichthyosauria: Ophthalmosauridae*). *Ameghiniana*. 49: 38-46.
- Weaver, C. 1938. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. *University of Washington Memories*. 1: 1-469.





SEGUNDA PARTE

REGISTRO ELÉCTRICO  
DE POZOS Y SÍSMICA

# RELACIÓN ROCA-REGISTRO ELÉCTRICO DE POZO: EL ROL DEL ESTUDIO DE LOS AFLORAMIENTOS

Aldo Omar Montagna <sup>1,2</sup>

## Introducción

Desde los comienzos de la interpretación de los registros eléctricos de pozo, el petrofísico o analista de perfiles ha buscado ajustar sus interpretaciones con los datos de roca disponibles. La naturaleza indirecta y subjetiva de los resultados obtenidos a partir del análisis de perfiles eléctricos hizo absolutamente necesario contar con una fuente de datos que les diera “sustento geológico” a dichas interpretaciones. En este sentido la información proveniente de los afloramientos y de los testigos corona constituyeron esas fuentes de datos. Adicionalmente, el estudio de recortes de perforación, testigos rotados y de impacto se transformó en una fuente alternativa para lograr el ajuste mencionado. El análisis de los afloramientos (análogos o semejantes) siempre fue una alternativa secundaria muy pocas veces utilizada para relacionar y ajustar, tanto las características y variaciones de los perfiles adquiridos en el pozo, como de los registros continuos de los parámetros petrofísicos obtenidos a partir de su interpretación en gabinete (Montagna *et al.*, 2007; 2010). Esta contribución pretende brindar los elementos, metodologías y técnicas necesarios para introducir y mejorar el vínculo perfil de pozo-afloramiento a partir de trabajar con conceptos como la resolución vertical de las herramientas, profundidad de investigación de los servicios de perfilaje, inferencias y simplificaciones utilizadas en los métodos y modelos de análisis de registros eléctricos y, especialmente, haciendo hincapié en la diferencia que existe entre la “información puntual” que

ofrece el dato del perfil, frente a la “información real” que obtenemos de los datos de afloramiento (Rice, 1977; Slatt *et al.*, 1992; Van Wagoner *et al.*, 1990; Rider, 2002; Pringle *et al.*, 2006; Veiga *et al.*, 2011; Zavala y Ponce, 2011). Para ello, el principal objetivo de este capítulo del libro es ofrecer un marco teórico que explique adecuadamente los procedimientos que se deben realizar para obtener un ajuste entre perfil y afloramiento a partir del reconocimiento de los diferentes afloramientos y su vinculación con los perfiles, estableciendo un nivel común y básico de comprensión de los principios físicos de las herramientas de perfiles convencionales más usados, y de la utilidad que los mismos brindan.

## Marco teórico

En este punto vamos a desarrollar los conceptos de semejanza y analogía desde la óptica del modelado de afloramientos. Asimismo, se desarrollan los distintos enfoques posibles desde los cuales se puede encarar un modelado de afloramientos que permita vincularlo con los registros eléctricos de pozo, tanto adquiridos como interpretados.

## Análisis de afloramientos

Para los análisis de afloramientos debemos introducir los conceptos de **afloramientos semejantes y análogos**. Desde la óptica del estudio de afloramiento, el caso de los **afloramientos semejantes** involucra “*examinar dos o más objetos o situaciones, definiendo aspectos y características semejantes*”. Se debe tener en cuenta que para determinar semejanza, la comparación debe ser “*directa*” y “*equivalente*”, especificando similitudes cualitativas y cuantitativas (Fig. 1).

1. YPF, Talero 360, Neuquén, Argentina.

2. Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

aldo.montagna@ypf.com

**FIGURA 1**

Condición de semejanza entre afloramiento y subsuelo establecida a partir de la comparación con un testigo corona.



Así podemos definir a un *afloramiento como semejante* a la roca representada por el perfil eléctrico, cuando la similitud geológica (paleoambiental, litológica, granulométrica, etc.) del mismo con la del subsuelo está dada por indicadores que si bien pueden ser cuantitativos y/o cualitativos, tienen que cumplir con la premisa de ser objetivos y concretos. De esta forma, sólo los datos de roca (testigos coronas rotados y de impacto) y los registros de imágenes de pozos (fundamentalmente microrresistivas), son los que nos permitirían determinar la semejanza que presenta con cierto grado de exactitud (Maretto y Zavala, 2005; Montagna y Larriestra, 2008).

En las Figuras 1 y 2 podemos observar el excelente grado de similitud o semejanza que muestran los afloramientos de la Formación Lajas en el sector sur de la cuenca Neuquina, con dos coronas del yacimiento Cupen Mahuida, ubicado en el sector de la Dorsal de Huincul (Montagna *et al.*, 2012). Esta semejanza también puede ser evidenciada a partir de utilizar un perfil de imágenes resistivas de pozo (Fig. 3).

En estos ejemplos no solamente se puede reconocer la correspondencia en cuanto a la alternancia granulométrica (básicamente conglomerados finos, areniscas me-

dias a gruesas y pelitas, fundamentalmente limolitas), sino también en los espesores y límites de cuerpos. El otro tipo de afloramiento que existe desde la óptica de su vínculo con la información de subsuelo son los denominados **afloramientos análogos**. Si definimos **analogía** como la “*comparación o relación entre dos o más elementos y contextos, apreciando y señalando características generales y particulares a partir de las cuales se generan razonamientos y conductas basadas en la existencia de las equivalencias entre unos y otros*”, podemos inferir que un afloramiento análogo es aquel que tiene cierta relación con una determinada unidad litoestratigráfica y la información de subsuelo que caracteriza a esa unidad, la cual generalmente es “indirecta y subjetiva”. Entonces, la analogía viene dada cuando a partir de la representación que logramos formarnos del afloramiento (netamente objetiva y concreta), realizamos una interpretación de los datos de subsuelo (íntegramente subjetiva y a veces no única), que nos permita obtener una representación del sistema analizado (Maretto *et al.*, 2005). A diferencia de los afloramientos semejantes, en los análogos existe una componente interpretativa en la relación superficie-subsuelo.

La Figura 4 intenta ejemplificar la definición dada. En ella podemos apreciar cómo partiendo de la identificación de arriba hacia abajo de los eventos evaporíticos, eólicos, fluviales y marinos observados en afloramientos, se obtuvo correspondencia con el subsuelo, a partir de la identificación de los mismos en función de la respuesta eléctrica de los perfiles de pozo.



Lo subjetivo y hermenéutico (y muchas veces no único) viene dado por el carácter interpretativo de la definición de electrofacies.

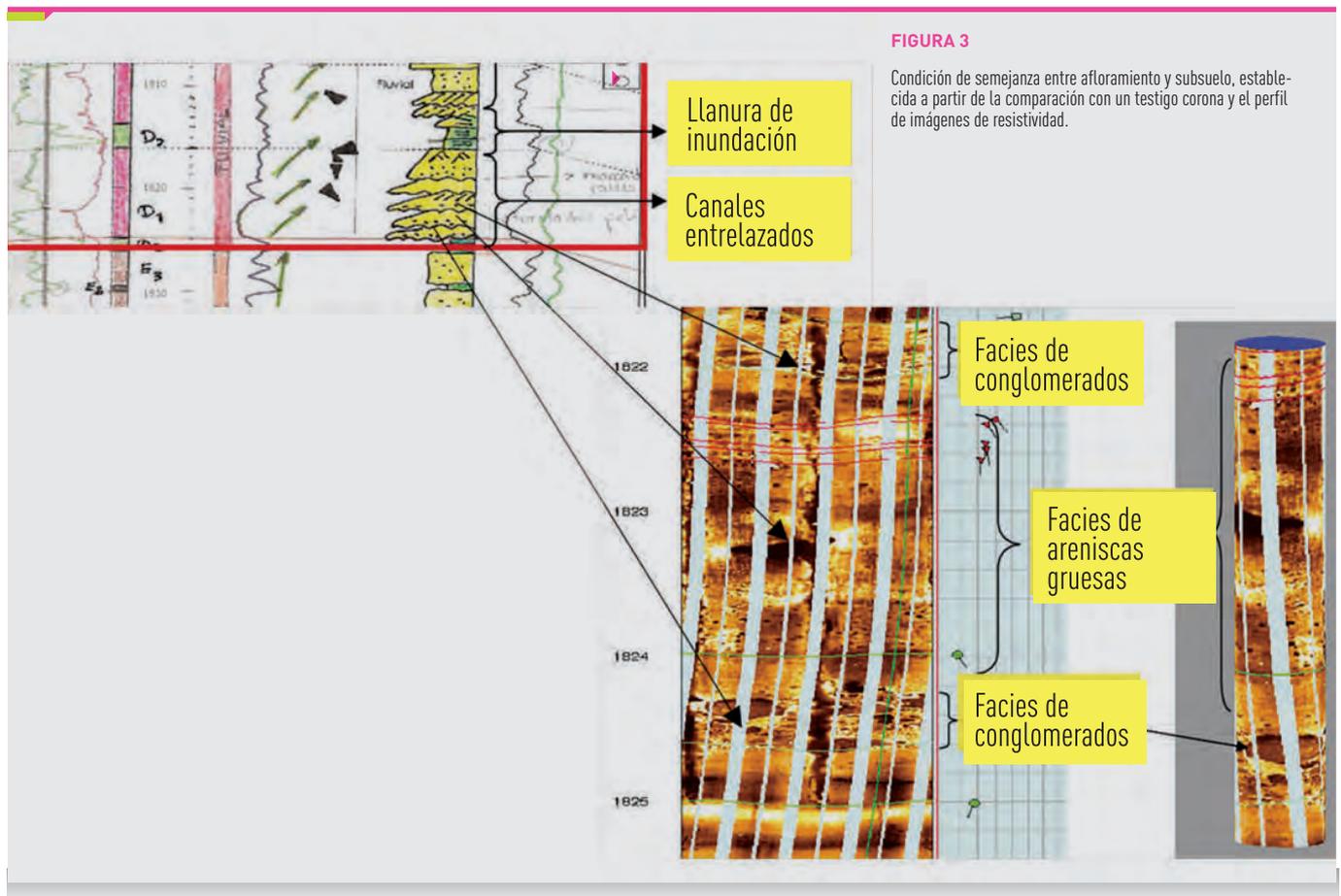
## Enfoques de estudio

En este apartado vamos a identificar y caracterizar los dos posibles tipos de estudios a realizar en un afloramiento. Este es un paso previo "sine qua non" para poder precisar la relación roca-perfil. Existen dos tipos de enfoques de estudios posibles, el cualitativo y el cuantitativo.

### 1. ENFOQUE CUALITATIVO:

Esta perspectiva se caracteriza por:

- A. Privilegiar la observación, descripción y análisis a una escala más regional y general, a partir de la construcción de perfiles y secciones a mano alzada.
- B. Hacer hincapié en la definición de formas, límites y relaciones entre cuerpos, arreglo interno de los mis-

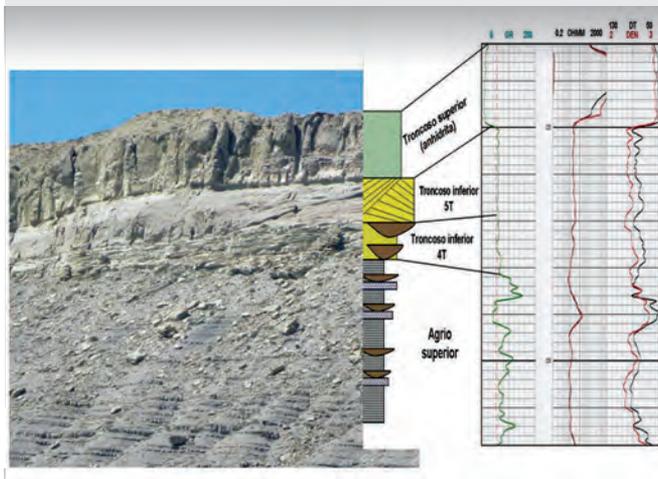


mos, variaciones laterales y verticales (de espesor, litológicas, granulométricas, petrofísicas, etc.) (Montagna *et al.*, 2007).

**C.** Definir y extraer los parámetros necesarios para la construcción de los escenarios estructurales y estratigráficos en un modelo geocelular 3D; así como para una primera analogía roca-perfil.

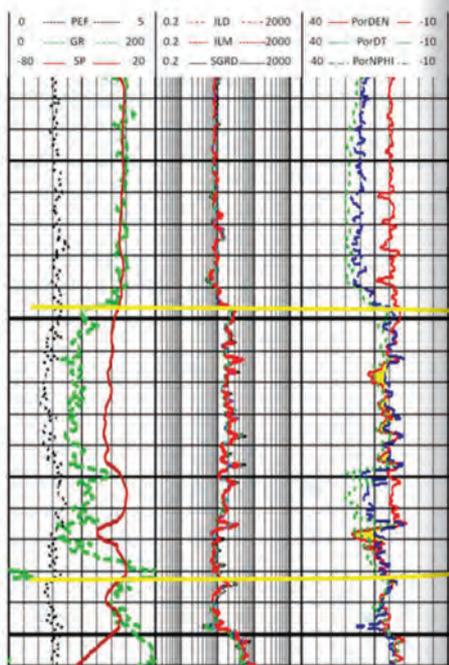
**FIGURA 4**

Condición de analogía entre afloramiento y subsuelo observada a partir del establecimiento de electrofacies basado en el análisis e interpretación de perfiles eléctricos de pozos (Tomado de Hechem, 2010).



### EJEMPLO 1 DE EVALUACIÓN CUALITATIVA DE AFLORAMIENTOS:

Se realizó un análisis del afloramiento Chachil en la zona de Morro del Águila (55 km al S de Zapala) y su comparación con perfiles de pozos del yacimiento Octógono. La problemática inicial estaba dada por: a- no tener ninguna corona de Chachil; b- por la respuesta de los perfiles eléctricos que no individualizaban espesores calcáreos en la base de la Formación Los Molles, y c- por la discontinuidad areal en el subsuelo de esta unidad. En el campo se realizó un perfil a mano alzada, priorizando las características petrofísicas y litológicas de la Caliza Chachil (Fig. 5). Del mencionado análisis se pudo determinar, entre otras cosas, el alto grado de silicificación de la unidad, así como la presencia de estructuras de disolución (estilolitas) y las variaciones laterales de espesor. La correlación de estos estudios con los perfiles de pozo nos permitió explicar el factor fotoeléctrico relativamente bajo tratándose de carbonatos (entre 2 y 3); la respuesta del perfil de rayos gamma (nunca tan “limpio” como es frecuente en calizas puras), y la posible causa del cruce densidad-neutrón en lugares donde la densidad de estilolitas se incrementaba notoriamente.



**FIGURA 5**

Determinación del ajuste roca-perfil a partir del estudio cualitativo de afloramiento de la Caliza Chachil en Morro del Águila.



## EJEMPLO 2 DE EVALUACIÓN CUALITATIVA DE AFLORAMIENTOS:

Se llevó a cabo un trabajo en el afloramiento de la Formación Agrio, en cercanías de la localidad de Bajada del Agrio (Fig. 6) y la comparación con la información de pozos de los yacimientos Chihuido/Lomita. El análisis cualitativo consistió en el levantamiento de 3 perfiles a mano alzada y 2 secciones sin escala (Fig. 6), con el objetivo de precisar formas, límites y relaciones entre los cuerpos, variaciones laterales y verticales y la analogía roca-perfil, tanto para ayudar en la definición de las secuencias, como en la correlación de éstas y la determinación de electrofacies. Otra meta fue apoyar la determinación de las litologías a partir de los perfiles en función de lo analizado en el afloramiento. Este estudio se planificó en función de la problemática que teníamos, a la que podemos resumir en la existencia de una sola corona; contar con pocos pozos con *cutting* y conjuntos de perfiles completos (los objetivos de estos yacimientos siempre fueron el Miembro Avilé y la Formación Troncoso); la alta heterogeneidad litológica y petrofísica (fundamentalmente en la vertical) y la imposibilidad de definir, por un

lado el marco estratigráfico para el modelo geocelular 3D y la determinación de la analogía roca-perfil (electrofacies). Estas secuencias se identificaron en los registros eléctricos de pozo (Fig. 7) y fueron el sustento para la correlación estratigráfica, la identificación de litologías en función de la respuesta eléctrica de los perfiles y el ajuste de ciertos parámetros en la interpretación petrofísica (densidad y tiempo de tránsito de matriz,  $m$ ,  $n$ , etc.).

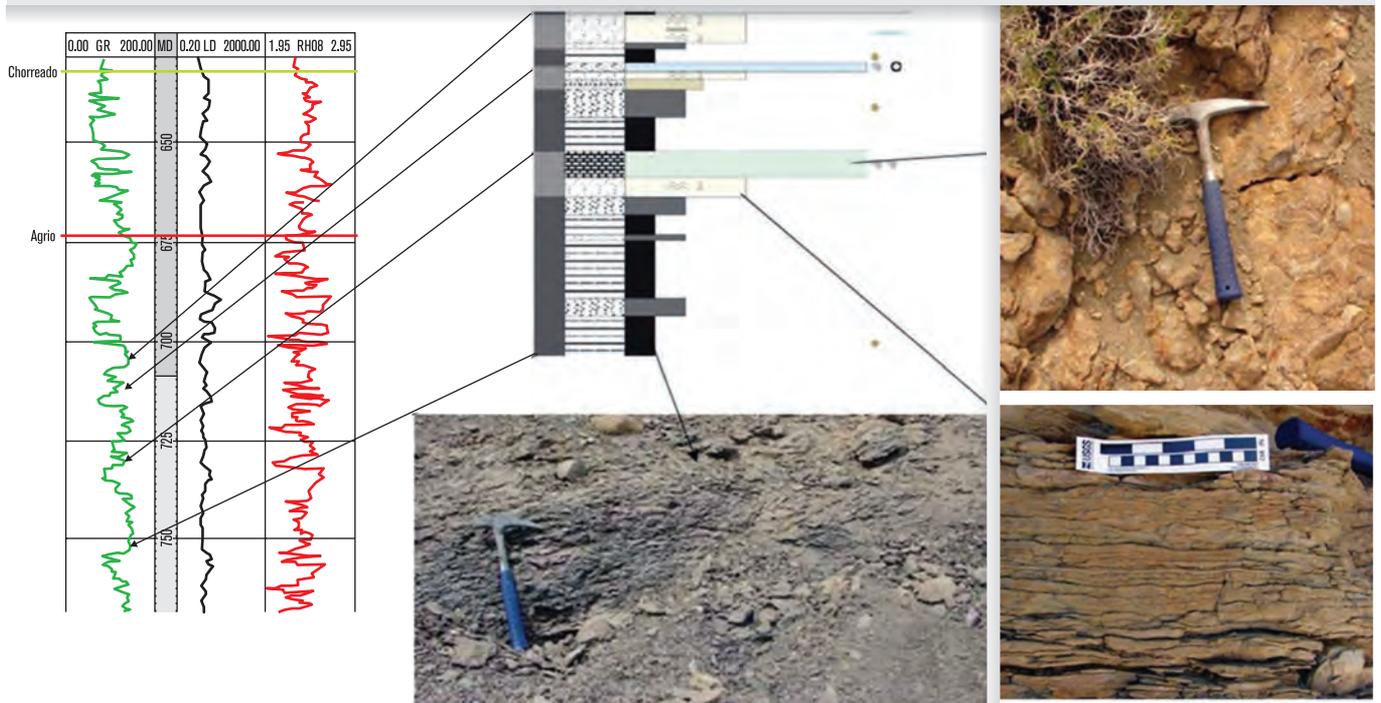
**FIGURA 6**

Determinación de litologías a partir del estudio cualitativo de afloramiento de la Formación Agrio (Mb Agua de la Mula), Bajada del Agrio.



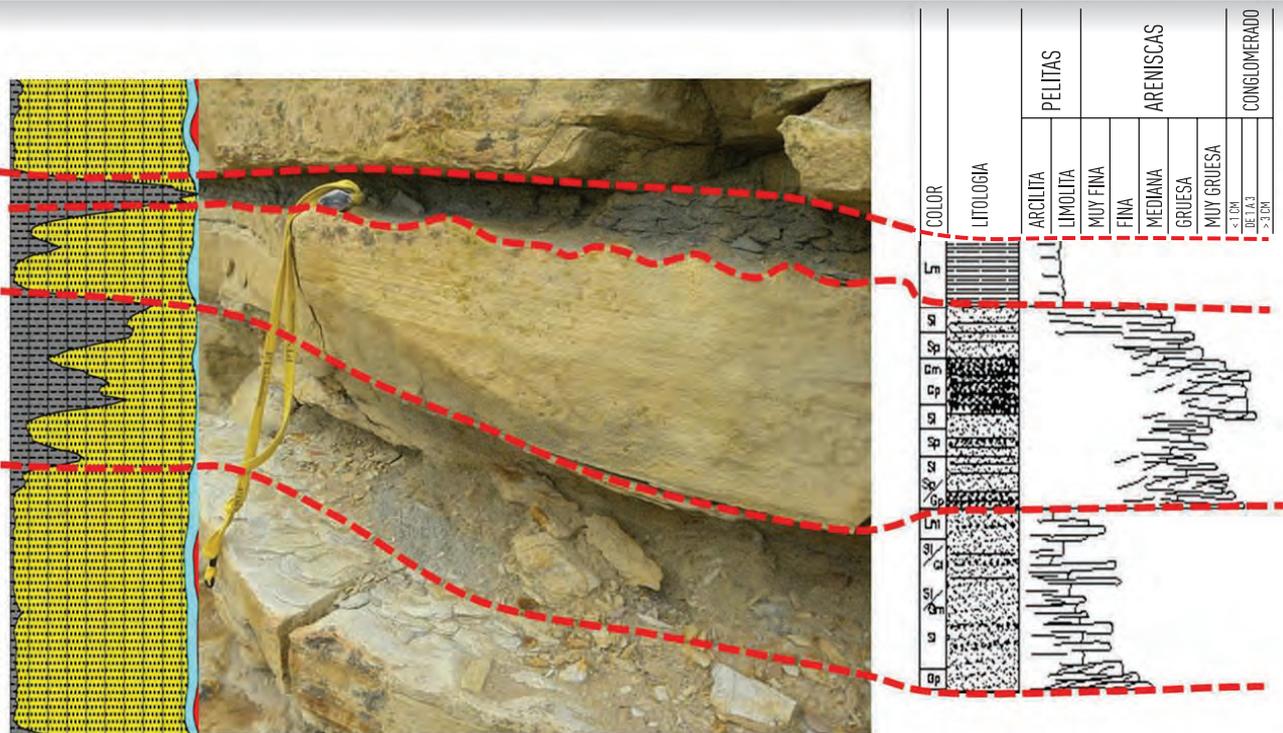
**FIGURA 7**

Ajuste roca-perfil a partir del estudio cualitativo de afloramiento de la Formación Agrio (Mb Agua de la Mula), Bajada del Agrio.



**FIGURA 8**

Ejemplo de un estudio cuantitativo del afloramiento de la Formación Lajas en Puesto Seguel.



## 2. ENFOQUE CUANTITATIVO:

Este tipo de estudio de afloramientos está caracterizado por:

- A.** Levantamiento de perfiles y secciones de detalle tendientes a medir y ponderar parámetros en forma precisa, no sólo para el marco estratigráfico, sino también para el modelo paleoambiental. El detalle contempla la medición de espesores, reconocimiento de estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, etc.
- B.** Determinación de parámetros que soporten una mejor confección de los modelos de facies (calidad de reservorios) y petrofísicos de los modelos geocelulares 3D, así como también para ajustar las interpretaciones (geológicas y petrofísicas) de los registros eléctricos de pozos.

### EJEMPLO 1

#### DE EVALUACIÓN CUANTITATIVA DE AFLORAMIENTOS:

En la Formación Lajas de Cupen Mahuida se aplicó esta perspectiva de estudio en la determinación del ajuste roca-perfil, específicamente en lo que era el volumen

de arcilla, a partir del análisis cuantitativo de un afloramiento semejante de Puesto Seguel, ubicado 40 km al SO de Zapala (Montagna *et al.*, 2012).

El objetivo de este trabajo fue verificar que los niveles arcillosos “puros” no eran comunes y que la fracción pelítica está esencialmente representada por términos limosos, tal cual se desprendía de la muy pobre información de pozo disponible (36 m de testigos corona en total y una treintena de testigos rotados, en 18 pozos que atravesaron los 1000 m de espesor promedio de la Formación Lajas). Al momento de calcular un volumen de arcilla, esta situación puede dar como resultado una suerte de “sobrestimación” del mismo, ya que los términos limolíticos no tienen una expresión de “finos convencionales”. Así, se identificó la presencia de importantes espesores del llamado “heterolítico”, conformado por una conjunción de limos y en menor medida arenitas muy finas, con importante cantidad de materia orgánica. Se pudo determinar que en ciertas situaciones (e.g. escasez de minerales radioactivos), estos niveles “heterolíticos” no presentan un gamma “sucio”, lo que redonda

en una mayor cuantificación del volumen de arena presente (Fig. 8).

Se puede apreciar claramente que, debido a un problema de resolución de las herramientas, se produce la sobrerrepresentación de los niveles pelíticos asociados a arcillas, mientras que los relacionados a limolitas, por estar interdigitados con arenitas muy finas, tampoco son registrados.

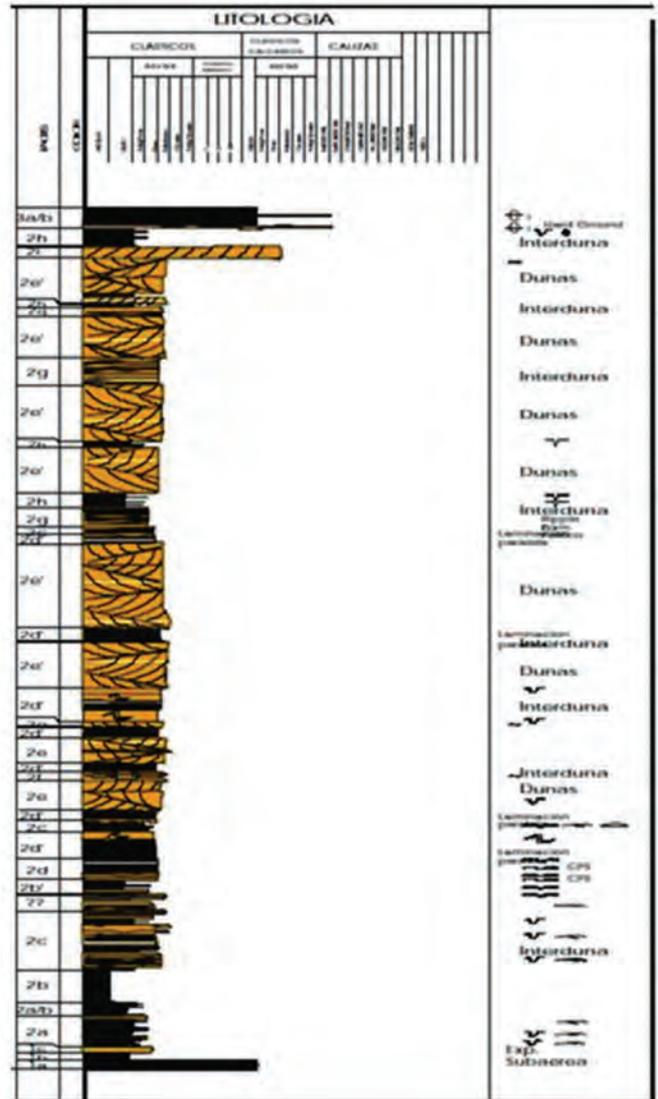
**EJEMPLO 2  
DE EVALUACIÓN CUANTITATIVA DE AFLORAMIENTOS:**

El Miembro Avilé aflora en Puesto Jara, en el área de Pampa de Tril y produce en la zona de Rincón de los Sauces, en los yacimientos Chihuido, Lomita, Puesto Hernández, entre otros. El estudio del vínculo roca-perfil a partir de un análisis cuantitativo de afloramiento se realizó para minimizar, fundamentalmente, dos puntos de la problemática: una discontinuidad vertical (de naturaleza petrofísica) que está en el límite de la resolución de las herramientas de perfilaje y la incertidumbre en la definición de la calidad de reservorios (facies) en el modelado geocelular 3D. El trabajo de campo consistió en el levantamiento de tres perfiles de detalle (Fig. 9).

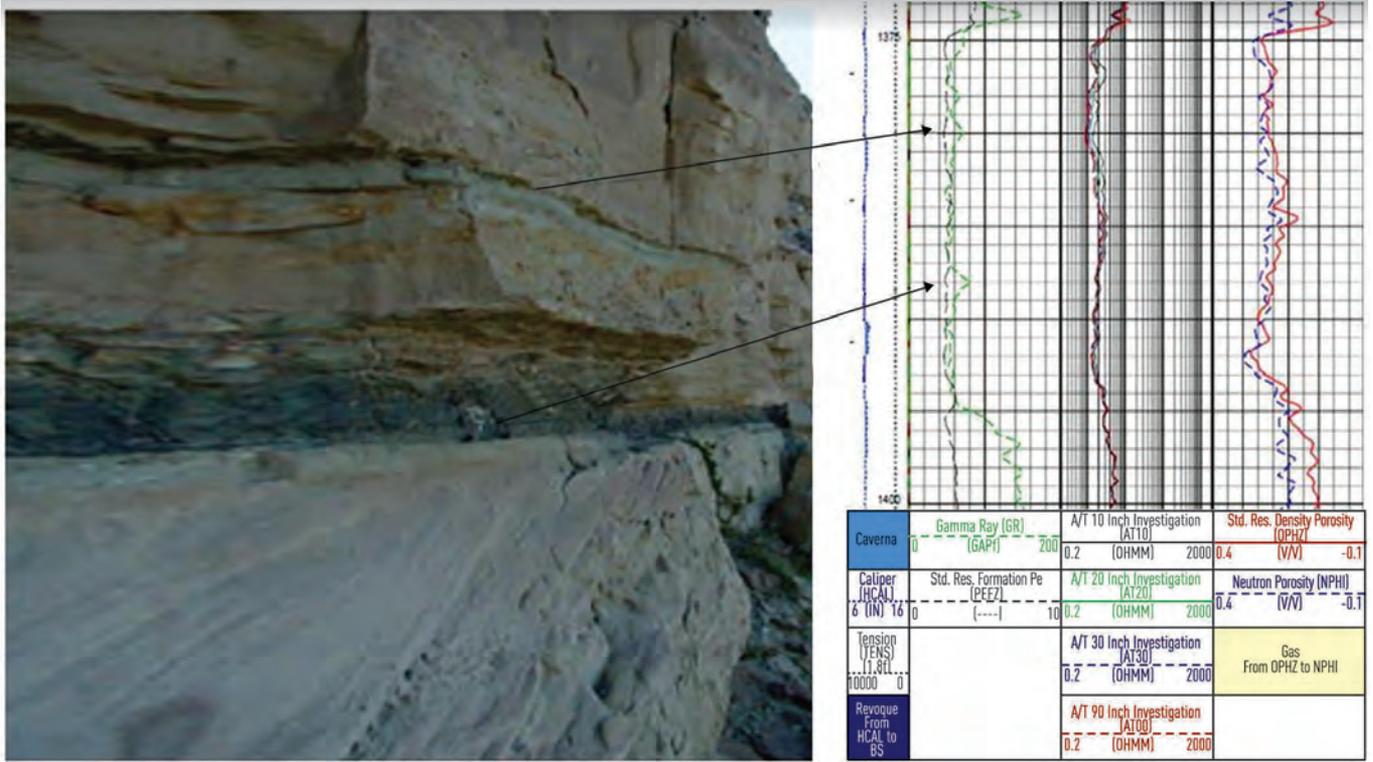
Al comparar estos perfiles con los registros eléctricos, fue evidente la pobre respuesta de los perfiles eléctricos para marcar las heterogeneidades faciales/petrofísicas de los sistemas eólicos (e.g. dunas, interduna húmeda, interduna seca). La Figura 10 muestra cómo estas heterogeneidades apenas se manifiestan como pequeñas inflexiones en los registros eléctricos convencionales.

En función de la identificación de estos niveles, se pudo realizar un trabajo de electrofacies tendiente a “optimizar” la resolución vertical de los perfiles, correlacionar *markers* internos, identificar discontinuidades areales y verticales y ajustar la interpretación petrofísica en función de las electrofacies (Fig. 11).

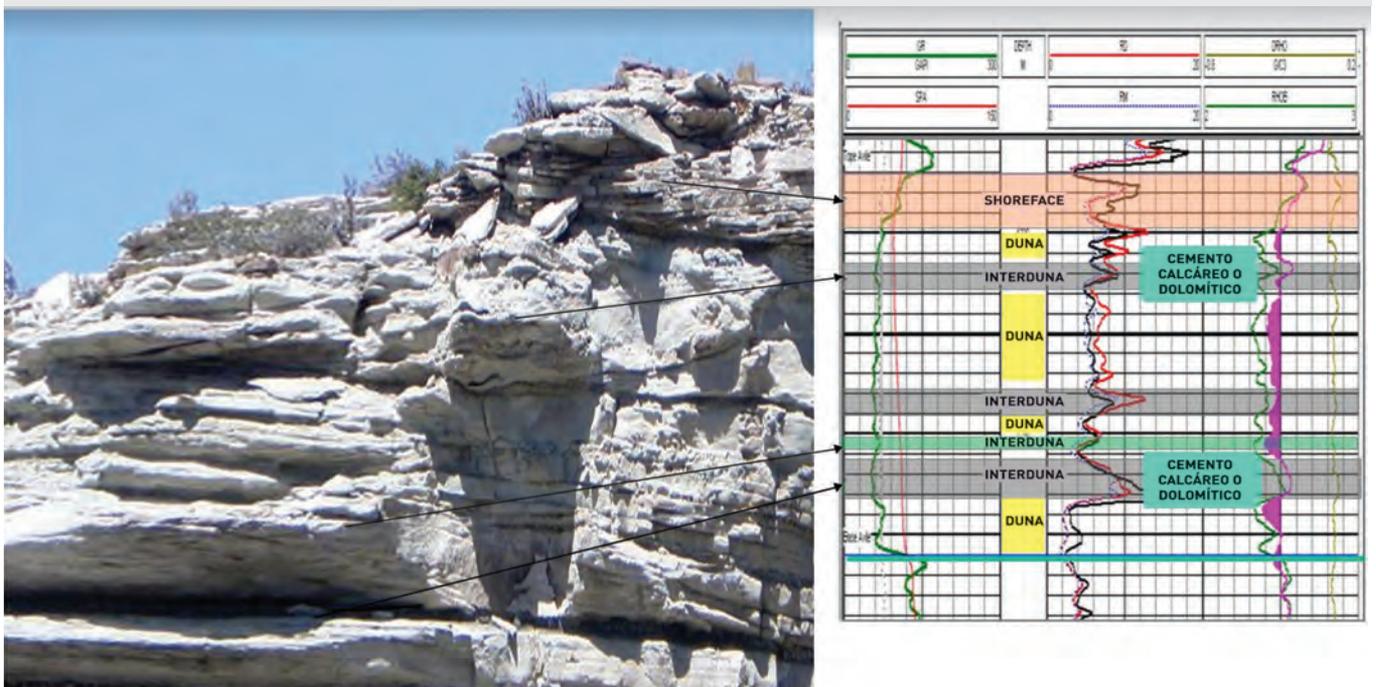
**FIGURA 9**  
Perfil de detalle del Miembro Avilé al oeste de Puesto Jara.



**FIGURA 10**  
Respuesta de las interdunas húmedas (espesores de 10 a 40 cm) en los perfiles eléctricos convencionales.



**FIGURA 11**  
Electrofácies definidas a partir del ajuste roca-perfil.



## CONCLUSIONES

- 1.** El modelado de afloramientos (semejantes o análogos) debería ser uno de los pilares obligatorios en el cual sustentar cualquier caracterización estática, se trate de interpretación petrofísica, interpretación sísmica o confección de un modelado geocelular 3D.
- 2.** Se destaca la necesidad de precisar el tipo de correlación entre el afloramiento y la correspondiente unidad litoestratigráfica en el subsuelo. En caso de ser un afloramiento análogo, hay que tener en claro que la componente interpretativa y subjetiva es la dominante.
- 3.** Si bien el enfoque cuantitativo de análisis de un afloramiento entrega información mucho más precisa y completa para ciertas tareas inherentes al modelado estructural y estratigráfico de un modelo geocelular 3D y para una primera etapa de vínculo roca-perfil, la realidad nos marca que un análisis cualitativo puede ser suficiente. Esta situación adquiere relevancia cuando se necesita realizar estudios rápidos o con escaso tiempo para su planificación y ejecución.
- 4.** Este tipo de estudios constituyen una excelente fuente de información para potenciar las distintas etapas dentro de un modelo geocelular 3D, fundamentalmente los modelados estratigráficos, de calidad de reservorio (facies) y petrofísica.
- 5.** Así, las formas, los límites y las relaciones entre cuerpos, el arreglo interno, las variaciones laterales y verticales, las dimensiones areales y verticales de las celdas, la definición de discontinuidades internas, etc., son muchas veces fácilmente definidas desde una comparación con los afloramientos.
- 6.** En cuanto a la analogía roca-perfil, no sólo aporta información que potencia la correlación estratigráfica, sino que también permite obtener el ajuste de la resolución de las herramientas, identificación de las electrofacies, variaciones laterales y, fundamentalmente, la determinación de la arquitectura secuencial en función de la respuesta eléctrica de los perfiles.
- 7.** Las comparaciones con los afloramientos tienen un costo relativamente bajo en relación con otras fuentes de información alternativas.
- 8.** Con el advenimiento de los softwares de modelado geocelular 3D, sumado a la necesidad de evaluar petrofísicamente reservorios cada vez menos convencionales, los estudios de afloramientos toman mayor relevancia y deberían dejar de ser potestad de los ámbitos de exploración para afianzarse definitivamente en los entornos de desarrollo.

---

**Agradecimientos:**

Un profundo agradecimiento y reconocimiento a los colegas y amigos Jorge Hechem, Mariano Bühler, Fabián Gutiérrez y Marcelo Marteau, por las invalorable discusiones y acertadas sugerencias. Asimismo, a los Drs. Juan José Ponce y Noelia Carmona mi reconocimiento por la lectura crítica del manuscrito. Por último, el agradecimiento de siempre a YPF S.A. por la confianza y el apoyo irrestricto en la organización y participación de estas actividades.

---

**Referencias**

Maretto, H. y Zavala C. 2005. Modelado de reservorios: los afloramientos como modelo base a utilizar en subsuelo, ejemplo en sedimentos eólicos de la Formación Tordillo. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata. 2005.

Maretto, H., Royo, J., Verzi, H., Verdur, H. y Larriestra, C. 2005. Caracterización de reservorios desde la corona a la sísmica: modelo geológico 3D integrado de la Formación Sierras Blancas en el yacimiento Loma La Lata. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata.

Montagna, A., Santiago, E. y Barros, S. 2007. Metodología de evaluación petrofísica aplicada al análisis de áreas exploratorias en la República Argentina. Congreso Geociencias 2007. Cuba.

Montagna, A. y Larriestra, C. 2008. Flujos de trabajo en la caracterización estática de reservorios. I Simposio de Modelado Geológico. VIII Congreso de Hidrocarburos. Mar del Plata, Argentina.

Montagna, A., Zardo, E. y Celentano, M. A. 2010. Caracterización petrofísica a partir de la integración de registros eléctricos y datos de roca de la Formación Mulichinco del yacimiento Rincón del Mangrullo, Neuquén, Argentina. Congreso de Producción del Bicentenario, IAPG, Salta.

Montagna, A., Licitra, D., Gutierrez, F. y Buhler, M. 2012. Análisis estratigráfico - sedimentológico, a partir de la integración de datos de subsuelo y superficie, de la Formación Lajas Inferior en el yacimiento Cupen Mahuida, Neuquén, Argentina. III Jornadas de Geociencias de YPF S.A. Comodoro Rivadavia.

Pringle, J., Howell, J., Hodgetts, D., Westerman, A. y Hodgson, D. 2006. Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. EAGE, First Break, Volume 24: 33-42.

Rider, M. 2002. The geological interpretation of well logs. Rider-French Consulting Ltda. 290 p.

Rice, D. 1977. Stratigraphic sections from well logs and outcrops of Cretaceous and Paleocene rocks, northern Great Plains, North Dakota and South Dakota. USGS Oil and Gas Investigation Chart: 72.

Slatt, R., Jordan, D., D'Agostino, A. y Gillespie, R. 1992. Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations. Geological Society, London, Special Publication. 65: 3-19.

Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K. y Rahmanian, V. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7: 55p.

Veiga, G., Schwarz, E. y Spalletti, L. 2011. Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. Andean Geology. 38: 171-197.

Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.) Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 205-222.

# CONCEPTOS BÁSICOS DE SÍSMICA: RELACIÓN CON AFLORAMIENTOS Y PERFILES ELÉCTRICOS

Mariano Bühler<sup>1</sup>

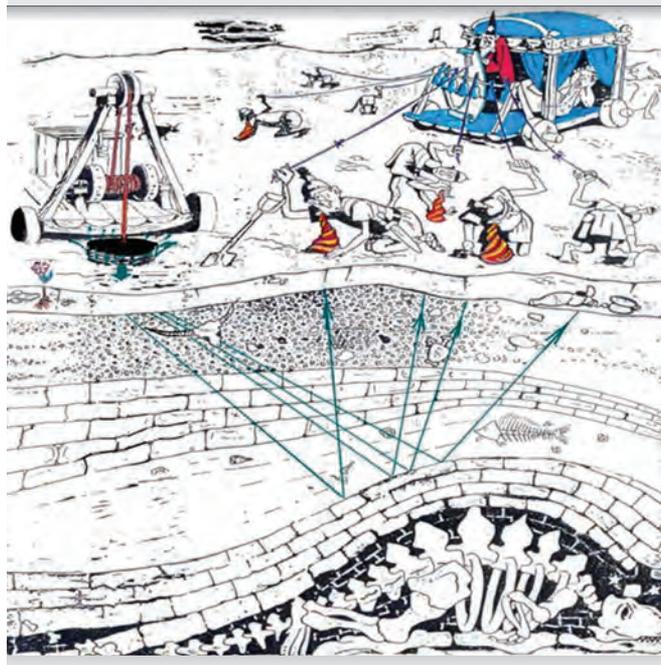
## Introducción

Si bien constantemente estamos relacionando los datos sísmicos con los datos de pozo e intentamos comprender e interpretar las implicancias que los mismos tienen desde el punto de vista geológico y, especialmente en lo referido a los reservorios, el manejo frecuente que tenemos de los datos en las computadoras muchas veces pueden hacernos perder de vista a qué escalas estamos trabajando. Usualmente trabajamos con datos en tiempo por lo que ya tenemos una escala vertical “distorsionada”, la que por cuestiones de interpretación generalmente exageramos. Lo mismo ocurre con las escalas horizontales, donde según el aumento con que estemos trabajando se pueden poner en la pantalla secciones con decenas, cientos de metros o decenas de kilómetros. Algo parecido ocurre con los espesores. Cuando trabajamos con el cubo de reflectividad se nos plantean preguntas tales como: ¿qué representan los picos y los valles, si en general nuestros datos no están en fase 0?, ¿qué espesores o capas podemos ver?, ¿qué representan las reflexiones que involucran cuerpos de menor tamaño?, ¿por qué algunos reflectores varían tanto lateralmente? A pesar de las obvias diferencias que existen, la sísmica comparte con los afloramientos el hecho de brindar un set de datos espaciales y temporales continuos. De este hecho podemos aprovecharnos para llevar a escala lo que diariamente vemos y manipulamos en la pantalla y, a partir de eso, quizás encontrar soluciones y respuestas a algunos de los problemas que se nos presentan en el trabajo cotidiano. La continuidad lateral que nos brinda la sísmica constituye un complemento a la información puntual que ofrecen los perfiles de pozos, los

cuales nos permiten obtener información detallada en el muestreo vertical del cual carece la sísmica. El principal objetivo de este capítulo es proveer algunos conceptos básicos que permitan a los participantes tomar dimensión de las escalas con las que trabajamos, pudiendo evaluar qué información geológica podemos llegar a extraer del dato sísmico, el cual constituye la información geofísica de uso más general y extendido en la industria petrolera (Fig. 1).

**FIGURA 1**

De las técnicas geofísicas, la sísmica es la que se emplea con mayor frecuencia (tomada de Curso Fundamentos de Geofísica, YPF).



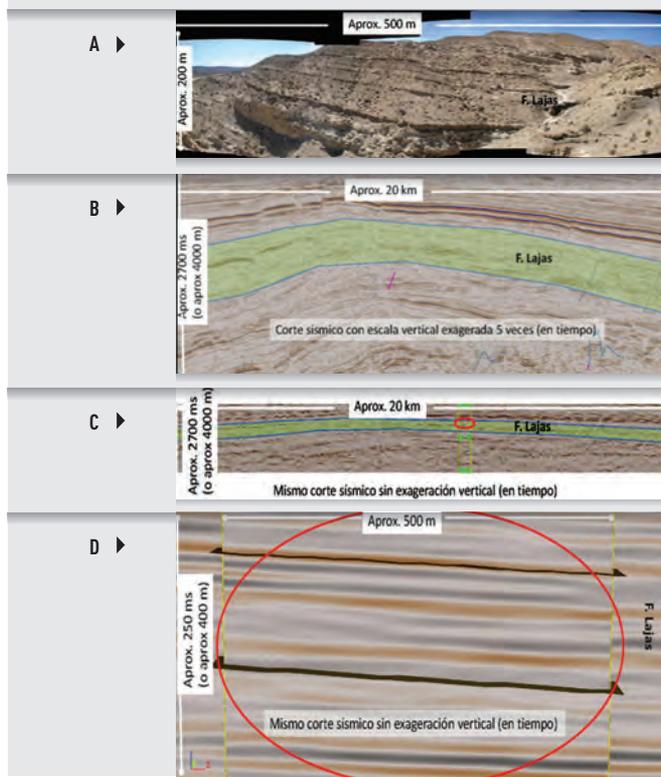
A modo de ejemplo, en la Figura 2 se muestra una imagen panorámica de la sección media de la Formación Lajas en la zona de Bajada de Los Molles, que abarca unos 500 m de extensión lateral e involucra aproximadamente unos 200 m de espesor. Esta panorámica está acompañada de cortes sísmicos a escalas diferentes y

1. YPF, Talero 360, Neuquén, Argentina.  
mariano.buhler@ypf.com

comparables con la del afloramiento. Este corte sísmico corresponde a una sección este-oeste de un cubo sísmico de la zona norte de la Dorsal de Huincul, donde se puede observar el espesor total de la Formación Lajas.

**FIGURA 2**

Imágenes comparativas entre afloramiento (A) y líneas sísmicas (B-D) de la Formación Lajas en zonas aledañas a la Bajada de Los Molles. Note la diferencia de escala que existe entre lo que vemos en los afloramientos (A) y a partir de las líneas sísmicas (C-D).



En los anteriores pares comparativos, primero quitamos las “distorsiones” por cambios de escala en la sísmica y, finalmente, extraemos la porción que representa una escala similar a la de los afloramientos (Fig. 2 D). Claramente se percibe que una pequeña porción de un cubo sísmico representa toda una panorámica de un afloramiento. A partir de estas comparaciones es más que evidente la necesidad de “escalar” el dato con el que trabajamos.

## Algunas consideraciones teóricas básicas

La sísmica de reflexión, que utilizamos diariamente para nuestro trabajo, se basa en los principios de propagación de ondas en medios de distintas carac-

terísticas. La propiedad de las rocas que nos permite “verlas” a través de la sísmica es la impedancia acústica, que se define como el producto entre la densidad de la roca y su velocidad. Como sabemos, la densidad es distinta en cada tipo de roca, de la misma manera que la velocidad, la cual además también está afectada por otras características, como son la porosidad, el/los tipo/s de fluidos contenido/os en los poros, la presión, etc.

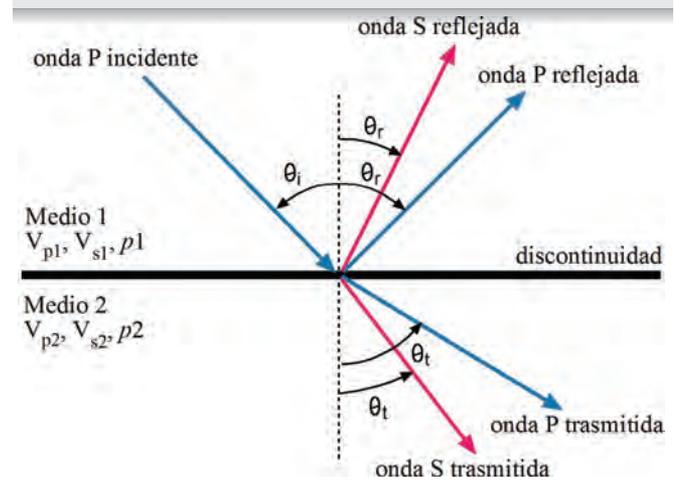
A partir de las diferencias en las impedancias acústicas de las rocas es que se generan las reflexiones de las ondas sísmicas. Estas diferencias de impedancias se representan como coeficientes de reflexión, que para el caso de incidencia normal de los rayos se expresa de la siguiente manera:

$$R = \frac{Z_1 - Z_0}{Z_1 + Z_0}$$

Donde  $Z_0$  y  $Z_1$  son las impedancias del primero y segundo medio respectivamente. Las reflexiones de las ondas sísmicas respecto al camino que estos rayos realizan se rigen por la ley de Snell (Fig. 3).

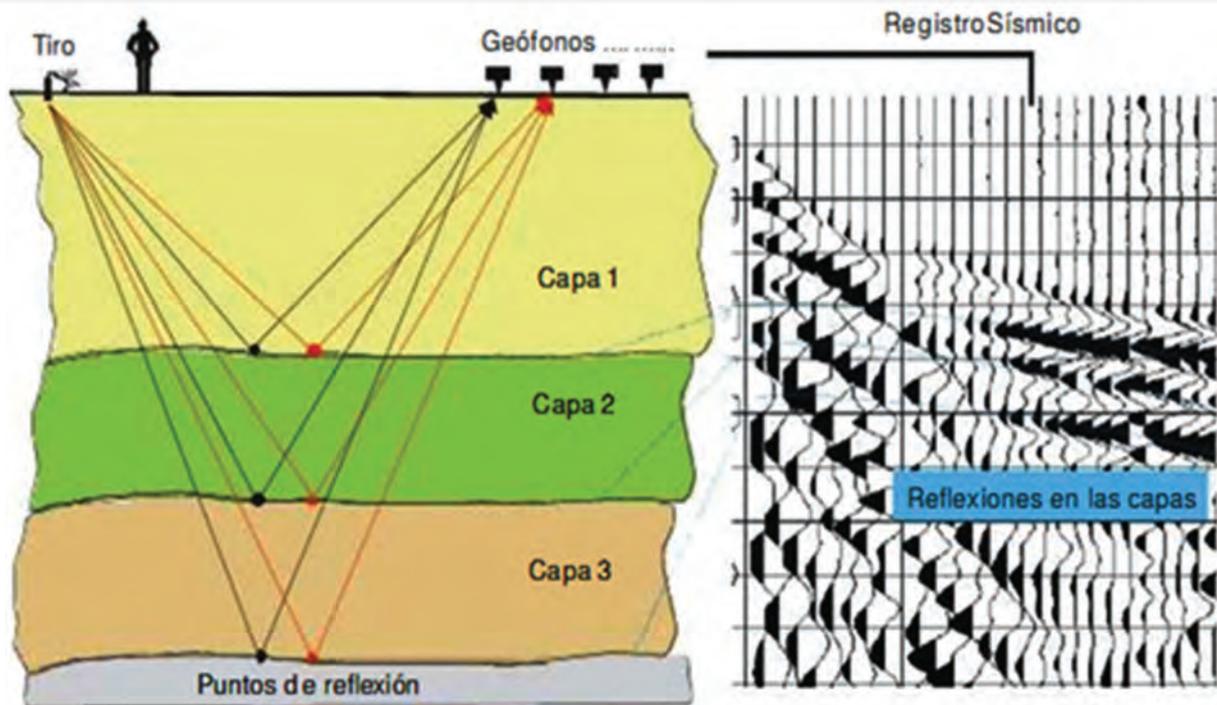
**FIGURA 3**

Tetrapartición de la energía de una onda P incidente en una discontinuidad horizontal.



La sísmica que utilizamos se adquiere a partir de la existencia de diferentes impedancias para distintas rocas y del hecho de conocer cómo es el recorrido de las ondas (o rayos) en medios de distinta impedancia. En el caso real de la sísmica que utilizamos habitualmente, la incidencia de los rayos es oblicua y en ese

**FIGURA 4**  
Esquema que muestra la adquisición de un registro sísmico.



caso las ecuaciones de Zoeppritz permiten calcular los coeficientes de reflexión. También en la Figura 3 se puede observar un hecho importante, ya que cuando generamos ondas sísmicas P (compresionales), además de refractarse y reflejarse, en cada interfase se descomponen apareciendo una componente de onda S (cizalla). Esto permite que puedan registrarse sísmicas multicomponentes a partir de ondas compresionales. Las ondas S pueden proveer de información muy importante a partir de procesos de inversión elástica, AVO y AVAZ (variación de la amplitud con el *offset* y con el azimut respectivamente), como por ejemplo diversas propiedades de las rocas, contenido de fluidos y presencia y densidad de fracturas naturales. El trabajo teórico que es fundamento de la técnica AVO también se lo debemos a las ecuaciones que Zoeppritz publicó en 1919. En la Figura 4 podemos ver un ejemplo sencillo de cómo sería una adquisición sobre un corte teórico, con un punto emisor (tiro o *shotpoint*), la trayectoria de los rayos que genera y su recepción en superficie por los geófonos, y a su lado, el registro sísmico correspondiente.

En las imágenes de la Figura 5 podemos observar parte del equipamiento que se utiliza en las adquisiciones, como son las cajas electrónicas (izquierda) que reciben la información captada por los geófonos (derecha).

**FIGURA 5**  
Imágenes de cajas electrónicas (izquierda) y geófonos (derecha).



En la Figura 6 podemos ver que la información sísmica puede ser adquirida en distintos terrenos, en todos los casos bajo los mismos conceptos, pero empleando distintas tecnologías según el caso.

**FIGURA 6**

Imágenes que muestran diferentes métodos de adquisición de la información sísmica.



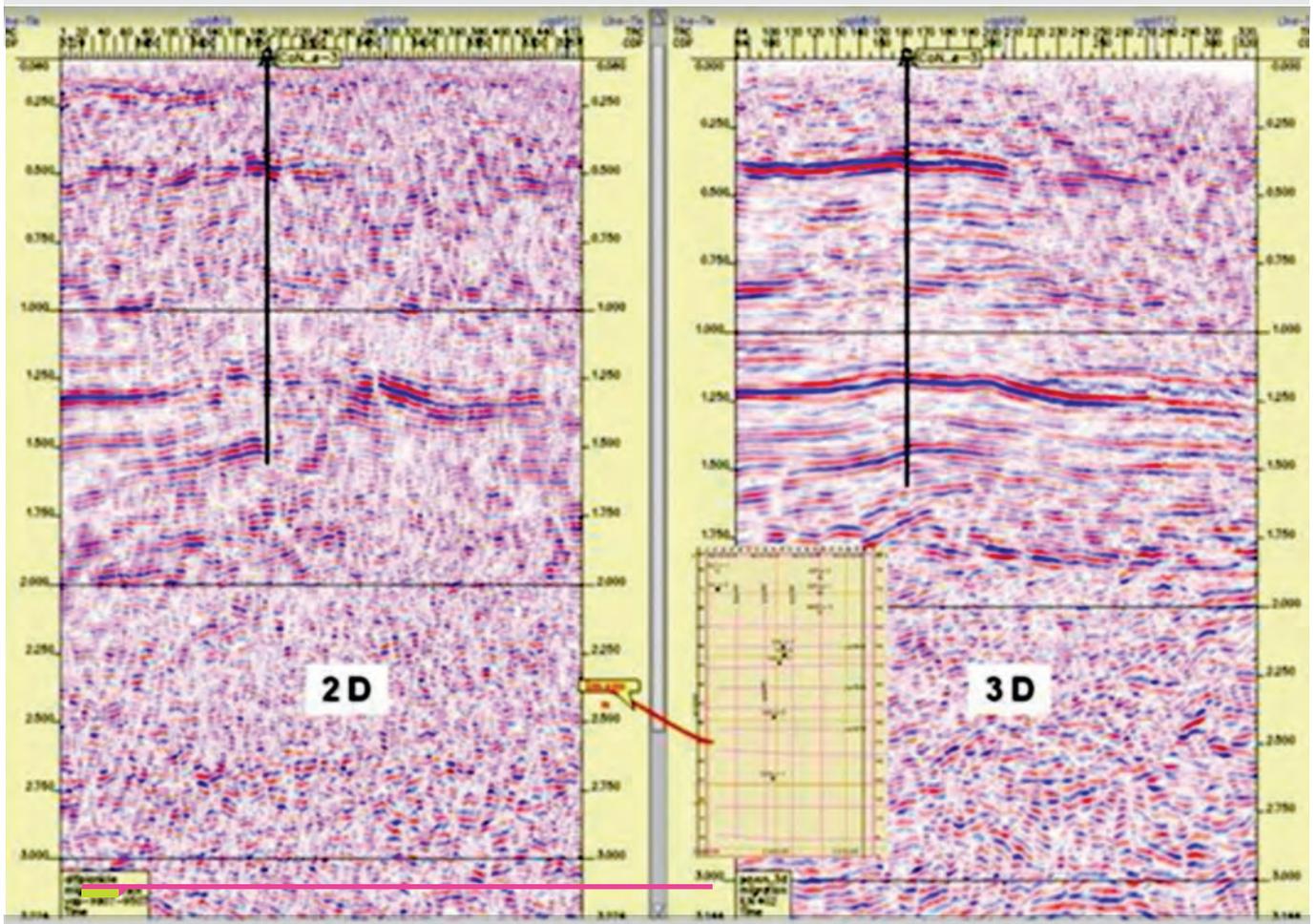
Así es que en tierra lo más común y económico es utilizar como fuentes los camiones vibradores, pero en casos especiales se deben usar explosivos; así como en el mar se utilizan cañones de aire como fuente y *streamers* para los geófonos.

La adquisición de información sísmica ha evolucionado mucho a través del tiempo y uno de los grandes avances logrados fue el paso de la adquisición 2D a la 3D.

En la Figura 7 podemos observar cómo en un mismo corte sísmico vertical se logra una imagen mucho mejor a partir de una adquisición 3D (Altiplanicie del Payún). De todas maneras, la sísmica 2D aún se sigue utilizando y adquiriendo principalmente en zonas que presentan extremas dificultades topográficas y/o en por ser más económica. En la Figura 8 se muestra un ejemplo de una línea sísmica 2D realizada en zonas con relieves muy abruptos y con mucha deformación estructural.

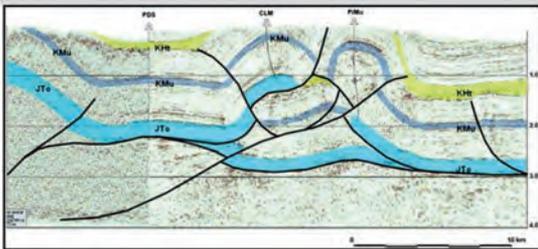
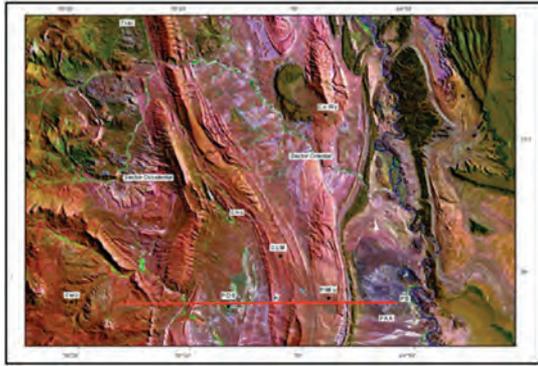
**FIGURA 7**

Imagen de un mismo corte sísmico, que muestra cómo se logra una mejor calidad de imagen a partir de una adquisición 3D.



**FIGURA 8**

Imagen satelital y sísmica 2D (línea roja en imagen superior) realizada en zonas con relieves muy abruptos e importante control estructural.



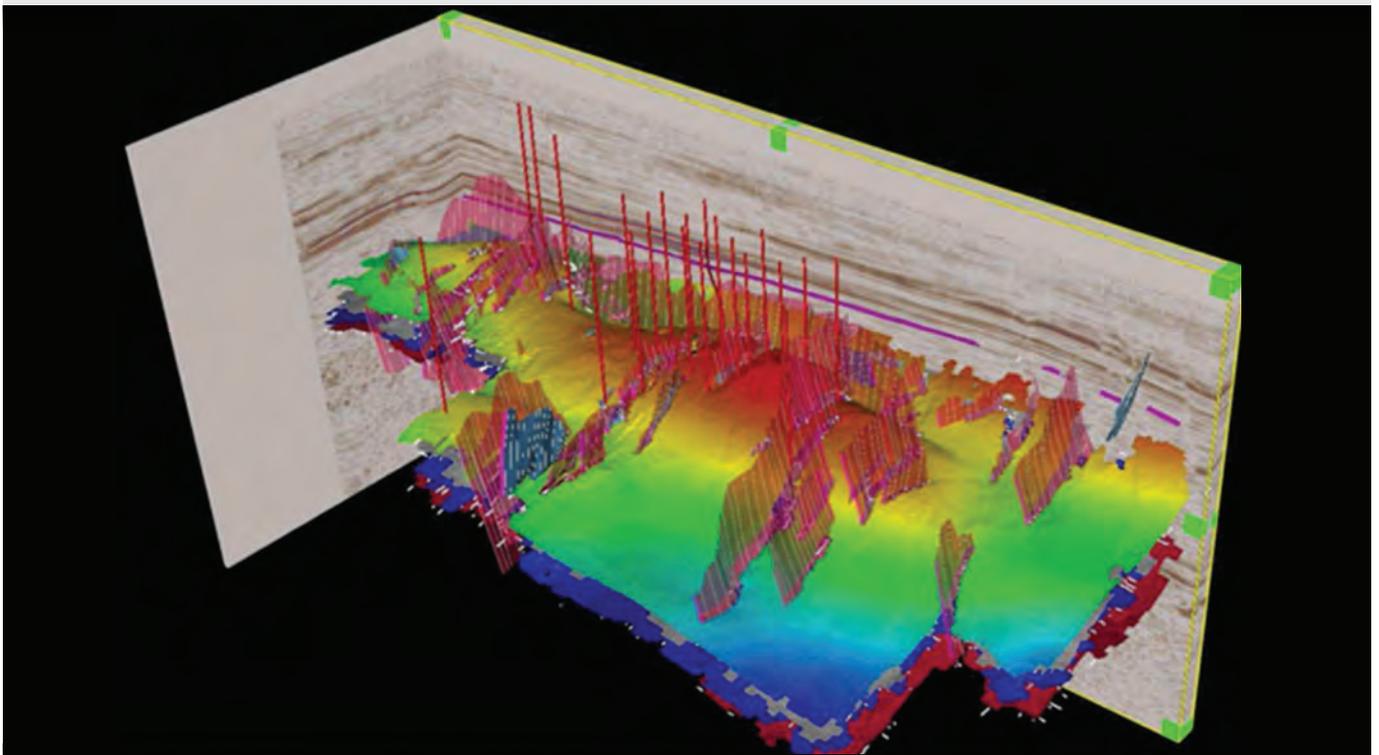
La definición y descripción de las estructuras es el primer producto que se genera al interpretar una línea sísmica. La interpretación de horizontes y fallas nos da la información fundamental y básica, ya sea para la exploración, definiendo distintos aspectos de los sistemas petroleros, como para discernir la presencia de trampas estructurales, estratigráficas o combinadas, vías de migración, así como también en las etapas de desarrollo, generando la “caja” para el armado de los modelos geocelulares, encontrando posibles compartimentalizaciones, acuñamientos, zonas más fracturadas, etc. En la Figura 9 se puede ver la interpretación estructural de un anticlinal asociado a la Dorsal de Huincul, con sus distintos horizontes y fallas involucradas.

## Resolución sísmica

El hecho de tener rocas con distintas impedancias que produzcan reflexiones no es condición suficiente para discriminar los distintos tipos de roca que componen las formaciones de nuestro interés. Si bien todas las interfa-

**FIGURA 9**

Imagen que muestra la interpretación estructural de un anticlinal asociado a la Dorsal de Huincul, con sus distintos horizontes y fallas involucradas.



ses contribuyen a la formación de la imagen sísmica, para ver topes y bases de capas representados por reflexiones, éstos deben tener espesores mínimos que dependen de la frecuencia dominante de la sísmica. Este razonamiento también es válido para las dimensiones laterales. Esto es lo que se denomina resolución sísmica vertical y horizontal. Estas se expresan de la siguiente manera:

### I - RESOLUCIÓN VERTICAL (POR PRINCIPIO DE RAYLEIGH):

$$\lambda/4$$

$\lambda$  = Longitud de onda

La longitud de onda se calcula por:

$$\lambda = V/F$$

F = Frecuencia sísmica (dominante)

V = Velocidad sísmica

### II - RESOLUCIÓN HORIZONTAL (RADIO DE FRESNEL):

La misma depende de si el dato es migrado o no, sin embargo, solo tomaremos el dato migrado que es con lo que normalmente contamos.

Como ejemplo de resolución vertical en cuenca Neuquina, para el caso de la Formación Lotena en el centro de la cuenca, la velocidad intervállica es ~4.500 m/s y la frecuencia dominante es ~40Hz, por lo que la resolución vertical  $R_v = 28\text{m}$ , mientras que si la frecuencia dominante fuera de 30 Hz, la resolución vertical sería de 37 m. Resoluciones verticales típicas para eventos someros, con velocidades intervállicas "bajas" (2.000 m/s) y frecuencias "altas" (50 Hz) da un límite de resolución de 10 metros. Por otro lado, debe distinguirse entre resolución y detección, ya que cuerpos de menor espesor a los de la resolución vertical pueden ser detectados debido al efecto de capa delgada. Esto significa que si bien no se puede resolver techo y base del cuerpo, estos pueden influir en las reflexiones sísmicas.

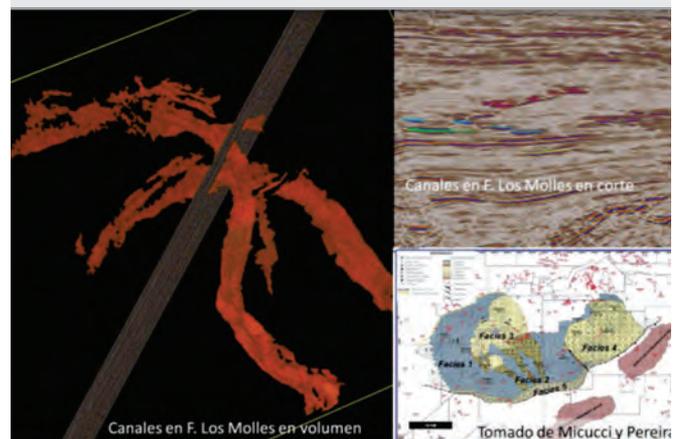
Para el caso de la resolución horizontal, un ejemplo para eventos someros (1 segundo) con velocidades intervállicas de 2.000 m/s y frecuencia de 50 Hz, el radio de Fresnel sería de 5 m, mientras que para eventos a 5 segundos de profundidad, velocidades intervállicas de 4.600 m/s y frecuencia de 20 Hz, el radio de Fresnel pasa a ser de 47,5 m. En general, podría decirse que la resolución horizontal luego de la migración se reduce a espaciamiento entre trazas (o en 3D, lo que es lo mismo, el tamaño del bin).

A modo de ejemplo, en la Figura 10 podemos observar

canales submarinos de alta sinuosidad desarrollados en la Formación Los Molles, integrados por areniscas y conglomerados con anchos de hasta 500 m y espesores del orden de 100 m.

**FIGURA 10**

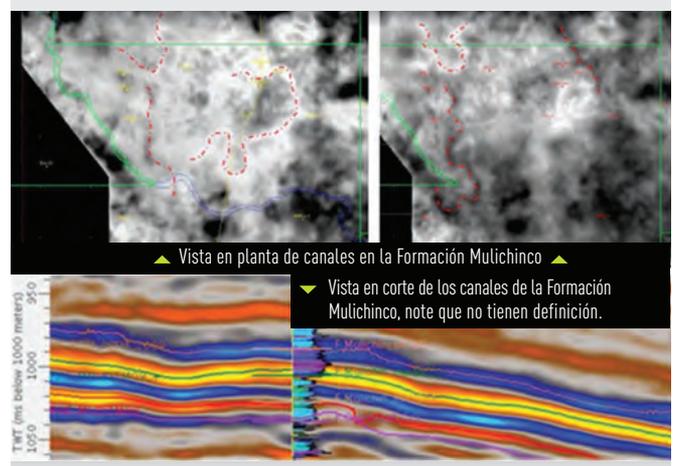
Canales submarinos de alta sinuosidad que muestran un ancho máximo de 500 m y espesores del orden de los 100 m desarrollados en la Formación Los Molles (tomado de Micucci y Pereira, 2006).



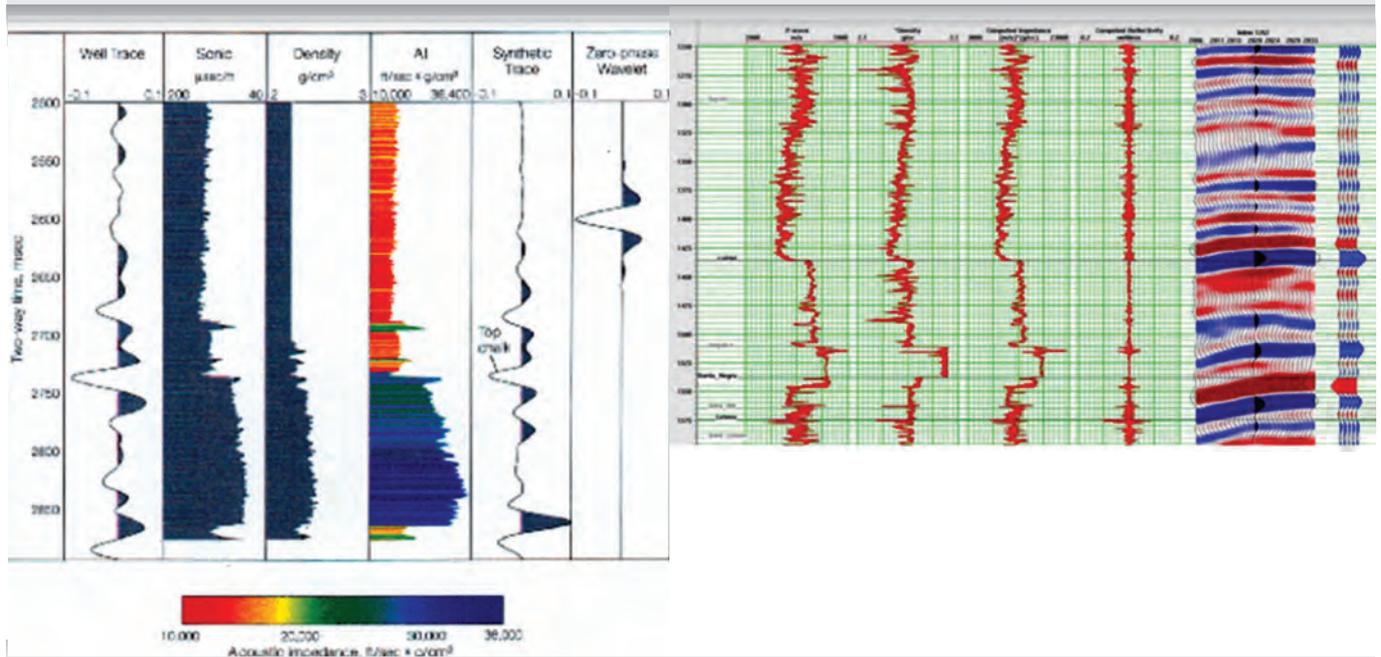
Estas dimensiones permiten tener una muy buena definición vertical y horizontal de estos cuerpos. Por el contrario el ejemplo de la Figura 11 nos muestra sistemas de canales de alta sinuosidad desarrollados en planicies deltaicas de la Formación Mulichinco. Estos canales tienen algunas decenas de metros de ancho y menos de 20 m de espesor. En este caso los canales solamente pueden ser reconocidos en la horizontal, ya que la resolución vertical de la línea sísmica no permite que se los observe.

**FIGURA 11**

Sistemas de canales de alta sinuosidad desarrollados en planicies deltaicas que tienen algunas decenas de metros de ancho y menos de 20 m de espesor, en la Formación Mulichinco (gentileza de Cláa, 2012).



**FIGURA 12**  
Ejemplos de perfiles de pozo y su relación con la sísmica.



## Relación básica con perfiles

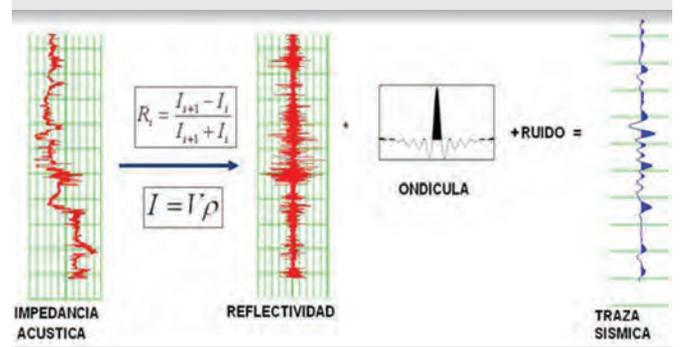
El primer vínculo de la sísmica con la geología “real” lo hacemos a través de los perfiles de pozo. Y esto, en su forma más básica, lo realizamos a través de los perfiles que nos permiten calcular las impedancias, como son los perfiles de densidad y sónicos. A partir de ellos es que calibramos la sísmica en tiempo con los datos en profundidad de los pozos mediante la generación de sismogramas sintéticos (Fig. 12).

A partir de esto también se puede vincular la sísmica y los distintos atributos que se pueden extraer de ella con otros perfiles de pozo y la interpretación a partir de ellos de propiedades petrofísicas. Uno de los procesos básicos para ello es la inversión sísmica, donde el efecto de la ondícula es extraído y los cubos resultantes pasan directamente a mostrar ya no techo y base a partir de las reflexiones, sino verdaderos cuerpos “geológicos”. El concepto de inversión sísmica se puede resumir como la construcción de un modelo de velocidad o impedancia acústica a partir de un volumen sísmico e información de velocidad y/o densidad en distintos pozos. Metodológicamente el primer paso es, entonces, calibrar los datos sísmicos con los de pozo mediante la construcción de

sismogramas sintéticos, luego se debe ajustar el procedimiento de cálculo y la selección de algoritmos en posiciones controladas por pozos (por ejemplo validación cruzada), para finalmente aplicar la estrategia de cálculo al volumen completo.

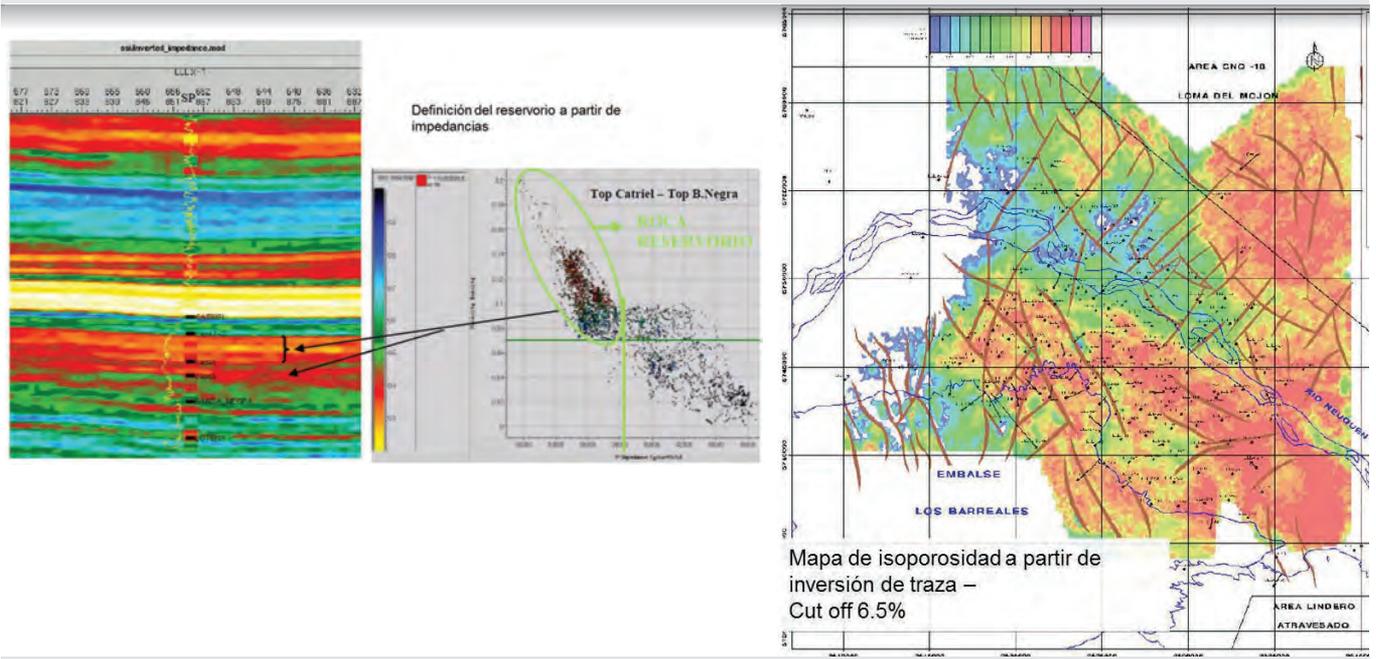
Dadas las condiciones de resolución y calidad de datos, la inversión de traza puede permitirnos discernir cuerpos reservorio y sus propiedades, como por ejemplo porosidad, como puede observarse en las areniscas eólicas de la Formación Sierras Blancas (Fig. 14).

**FIGURA 13**  
Ejemplo de generación de sismograma sintético.



**FIGURA 14**

Caracterización del reservorio a partir de impedancias en sucesiones eólicas de la Formación Sierras Blancas (tomado de Verzi, 2003).



## Consideraciones finales

La sísmica nos provee, a un costo relativamente bajo, información sumamente valiosa caracterizada por tener continuidad y gran extensión areal, aunque a expensas de la resolución vertical, resolución que sí nos dan los datos de pozos. Es por esto que para lograr una correcta valoración de los yacimientos es necesario trabajar de manera integral con ambos datos. Además de las técnicas brevemente mencionadas en este texto, existe una gran cantidad de otras técnicas (estudios de atributos post stack, propiedades geomecánicas, velocidades y geopresiones, entre otros) y trabajos que se pueden hacer con el dato sísmico en ayuda del entendimiento de los reservorios y sistemas petroleros. No queremos dejar de mencionar el invaluable aporte de la sísmica para las interpretaciones de estratigrafía secuencial a partir de la sismoestratigrafía, para lo cual en el campo nos serán de gran utilidad los cortes sísmicos regionales.

## Agradecimientos:

En primer lugar es imprescindible agradecer la invaluable colaboración de Eduardo Achem al inicio de la confección de este texto. También agradezco a Sergio Cersosimo, Rodrigo Cláa, Aldo Montagna, Juan Ponce, Noelia Carmona y Silvio Casadío por la lectura crítica y las sugerencias realizadas al texto.

## Referencias

- Micucci, E. y Pereira, M. 2006. *Análisis integrado del Grupo Cuyo inferior en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Workshop interno YPF.*
- Regazzoni, C.H. 2009. *Curso de Geofísica (ITBA).*
- Verzi, H. 2003. *Reporte geofísico Loma La Lata (anexo III Informe interno YPF).*

# CARACTERIZACIÓN DE LAS ROCAS DEL SISTEMA PETROLERO A PARTIR DE REGISTROS ELÉCTRICOS DE POZOS

Aldo Omar Montagna<sup>1,2</sup>  
Daniel Astesiano<sup>1</sup>

## Introducción

La caracterización de sistemas petroleros a partir de datos de subsuelo es uno de los grandes desafíos de los geocientistas, y tiene en los datos de muestras de roca extraídas en los pozos a la fuente de información de mayor calidad ("dato duro") para realizar esos estudios. Así, en forma general, testigos coronas, testigos laterales rotados, testigos laterales de impacto y recortes de perforación (*cutting*) adquieren suma relevancia en los flujos de trabajo seguidos.

Un análisis conjunto de estos datos de roca nos permitiría realizar una suerte de "escala de detalle y aplicabilidad", siguiendo el orden arriba mencionado. En un extremo, los datos de corona, sobre los que se pueden hacer las observaciones, descripciones, análisis e interpretaciones más completos y detallados, tanto sedimentológicos, mineralógicos, petrográficos, geoquímicos, petrofísicos, etc. Siguen los testigos rotados, cuyo tamaño y continuidad no permiten realizar la totalidad de los mencionados estudios en toda su dimensión y detalle pero son muy útiles para las mediciones petrofísicas y las descripciones litológicas, y luego los testigos laterales de impacto donde solo las descripciones son confiables. En el otro extremo de la escala quedan los recortes de perforación, sobre los cuales la cantidad y calidad de muchos de los estudios no se pueden realizar, pero son útiles a nivel cualitativo.

Indudablemente, el carácter puntual y discontinuo de los datos de roca es un elemento más que deja su impronta en la caracterización del sistema petrolero.

Ante esta situación, los registros eléctricos de pozo se presentan como una alternativa de "continuidad" en

cuanto a la distribución de información en el ámbito del pozo, con la marcada desventaja de ser una fuente de información "indirecta", puesto que no permite obtener datos directos (sedimentológicos, mineralógicos, petrográficos, geoquímicos, petrofísicos), sino que a partir de distintas propiedades físicas registradas de la columna litoestratigráfica perfilada, se computan y calculan esas propiedades.

Por ello, la relación roca-perfil trabajada en otro capítulo de este libro es fundamental para realizar este vínculo.

La recomendación será siempre la integración de datos disponibles partiendo de los registros eléctricos, omnipresentes en casi todos los pozos (con sus diferentes escalas, resolución vertical, profundidad de investigación, principio físico de medición, etc.) y su calibración con la información proveniente de las muestras de roca, donde los testigos coronas son el dato "duro" por excelencia.

En este capítulo vamos a desarrollar un marco conceptual general sobre la utilización de los registros de pozos más utilizados, tanto los llamados convencionales como los perfiles "especiales". Por ser los más modernos y de menor conocimiento, en estos últimos haremos un poco más de hincapié en lo que a principio de funcionamiento y utilidad se refiere.

## Rocas reservorios

En este tipo de rocas, la determinación de litología, la cuantificación y cualificación de minerales arcillosos, el cálculo de la capacidad de carga y flujo son esenciales para su identificación y caracterización; y para ello existen muchos perfiles de pozo que, a partir de diferentes medidas de fenómenos físicos, fisicoquímicos y electromagnéticos, nos ayudan a obtener gran solidez en los resultados. La solidez de estos resultados se incrementa

1. YPF. S.A.

2. Universidad Nacional de Río Negro

si se utilizan todos los registros eléctricos disponibles, ya que cada uno aportará desde su principio de funcionamiento importante información para la determinación de los tópicos mencionados.

## LITOLOGÍA

La determinación de la litología puede ser tan sencilla como solo discriminar entre reservorio y no reservorio, o tan compleja que incluya *crossplots*, factor fotoeléctrico, rayos gamma espectrales, relación carbono/oxígeno, etc. Esto dependerá de la complejidad litológica del reservorio y de cómo esa complejidad influye en los cálculos de volúmenes de hidrocarburos. La solución estará condicionada por la disponibilidad de registros. Una vez determinada la litología, se puede ajustar el/los valor/es de matriz que se usarán para el cálculo de la porosidad. En secuencias silicoclásticas, existen dos perfiles tradicionales que son utilizados para diferenciar pelitas de los términos clásticos más gruesos (básicamente, areniscas y conglomerados): 1- el registro de rayos gamma y 2- el perfil de potencial espontáneo. Ambos registros eléctricos comparten el hecho de ser herramientas de medición natural (es decir, no inducida).

En el caso del **perfil de rayos gamma (GR)**, el principio de medición está basado en el hecho de que la mayoría de los rayos gamma naturales de las rocas son generados por el decaimiento de cuatro isótopos radiactivos  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ , que se concentran mayoritariamente en las arcillas. Estos rayos gamma son contados por el detector instalado en la herramienta, son captados por un detector de centelleo que produce destellos de luz que luego son convertidos en pulsos eléctricos. Su resolución vertical fluctúa entre 30 y 90 cm (siendo su radio de investigación de 10 cm), por lo que debe ser utilizada con reservas en el caso de determinación litológica en secuencias delgadas tipo heterolítica.

Como se observa en la Figura 1, las altas radioactividades ("gamma sucio") se asocian a la presencia de bancos arcillosos (fangolitas) y/o depósitos piroclásticos (tobas, tufitas, etc.), quedando los valores bajos ("gamma limpio") para las demás litologías (arenas cuarzosas, calizas, evaporitas, etc.)

Para destacar, otros tipos de arenitas (líticas) y conglomerados presentarán valores de gamma de acuerdo con la composición de los clastos, mientras que las areniscas arcillosas y las arcosas (areniscas feldespáti-

cas) generarán altos valores de radioactividad. En todos estos casos se puede confundir la respuesta con bancos arcillosos y depósitos piroclásticos.

**FIGURA 1**

Registro de rayos gama (GR) "ideal", donde se pueden observar las lecturas "relativas" de radioactividad en función de las distintas litologías existentes.



Por su parte, el **perfil de potencial espontáneo (SP)** permite hacer una discriminación gruesa de litología, entre reservorio y no reservorio, que en secuencias silicoclásticas se puede asociar a arcillas / areniscas-conglomerados (Fig. 2).

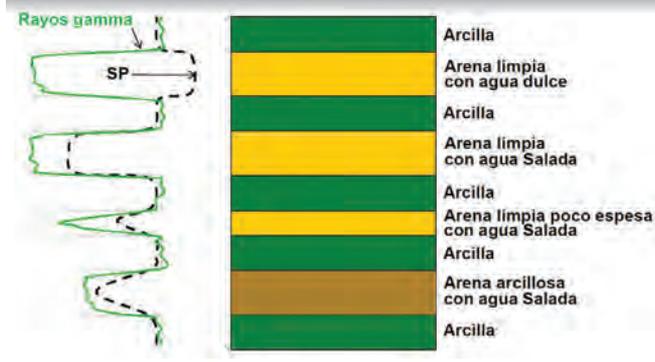
Básicamente, se trata de un electrodo de referencia ubicado en superficie y otro que se desplaza en el pozo, que miden pequeños voltajes generados por corrientes eléctricas que ocurren en el pozo, y que son causadas mayoritariamente por la diferencia de salinidad entre el agua de formación y el filtrado del lodo de perforación (el más importante componente electroquímico).

Si bien el SP se mide en milivolts, no tiene una escala definida y sus medidas son referenciadas a una línea base de las arcillas, que es elegida por el intérprete de perfiles. El sentido de las deflexiones dependerá de la relación de salinidad entre lodo de perforación y fluido de formación: si el fluido de perforación es menos salino que el agua de formación, la curva de SP se desplaza a la izquierda, pero si el fluido de perforación es más salino que el agua de formación la curva de SP se desplaza a la derecha (Fig. 2). En definitiva, las deflexiones se deben al contraste de salinidades que existen cerca de la pared del pozo en formaciones donde se produce el fenómeno de invasión (el filtrado del lodo entra en

los poros de la roca y desplaza a parte del fluido móvil existente), y esto solo puede ocurrir en un nivel con cierta permeabilidad; por lo tanto, el registro de SP es un excelente indicador de capas permeables. En consecuencia, se utiliza el perfil del SP para discriminar reservorio de no reservorio.

**FIGURA 2**

El perfil de potencial espontáneo (SP) permite diferenciar entre rocas reservorio y no reservorio al ser un indicador cualitativo de la permeabilidad de las formaciones. En caso de secuencias siliciclásticas permite diferenciar entre pelitas y psamiras/psefitas.



En el caso de reservorios mixtos conformados por litologías complejas, existen otros perfiles que aportan información para su determinación, tanto dentro de los perfiles convencionales como de los registros "especiales". Entre los primeros, se debe destacar el **registro de factor fotoeléctrico (PEF)**, sin dudas el perfil mineralógico convencional por excelencia. El factor fotoeléctrico PEF es la sección transversal de captura de la absorción fotoeléctrica. Se obtiene a partir del choque de rayos gamma de baja energía (fotones) en el contexto de adquisición del perfil de densidad, y responde principalmente a la matriz de la roca y, de manera secundaria, a la porosidad y al fluido presente en los poros. El PEF depende del número atómico del mineral, de acuerdo con la ecuación:

$$PEF = (Z/10)^{3.6}$$

La unidad en B/E (Barnio / Electrón),  
siendo 1 barnio =  $10^{-24} \text{ cm}^2$

Generalmente se lo grafica en escalas que van de 0 a 10 o de 0 a 20. Las distintas litologías puras presentan valores de factor fotoeléctrico característicos, como se observa en la Tabla 1.

**TABLA 1**

Valores de factor fotoeléctrico característicos para las distintas litologías "puras" existentes.

MINERAL	Factor Fotoeléctrico (PEF)
Cuarzo	1,81
Calcita	5,1
Dolomita	3,14
Feldespatos Potásicos	2,9
Feldespatos calcosódicos	1,7 - 3,1
Pirita	17
Anhidrita	4,7
Yeso	5,1
Sal	4,0
Carbón	0,18
Caolinita	1,8
Clorita	6,3
Illita	3,5
Montmorillonita	2,0

Otros perfiles convencionales que nos pueden ayudar a la determinación de litología de nuestras rocas reservorios son los **registros de porosidad: Densidad, Neutrón y Sónico**. Si bien vamos a dejar el desarrollo de sus principios de funcionamiento, presentación, escalas y características para cuando expongamos la determinación de la porosidad de las rocas reservorios, adelantamos que en la determinación de litología, se utilizan individualmente a partir de valores característicos para cada litología (Tabla 2, se destaca que los valores presentados corresponden a litologías puras y con 0% de porosidad), o a partir de gráficos de interrelación (*crossplots*).

Dentro de los perfiles "especiales", el **registro de espectroscopia elemental de pozo** (informalmente denominado **geoquímico** o **mineralógico**) ha comenzado a adquirir gran relevancia a partir de la caracterización de reservorios no convencionales tipo "shale".

La mencionada herramienta consta de una fuente pulsante de neutrones de alta energía que interactúa con los átomos de la formación de dos maneras: reacciones inelásticas y de captura de neutrones termalés (Pemper *et al.*, 2006). A partir de la conjunción de estas dos interacciones se pueden medir ocho elementos: aluminio, silicio, magnesio y carbono (del espectro inelástico), y calcio, titanio, hierro y azufre (de la reacción de captura) (Fig. 3).

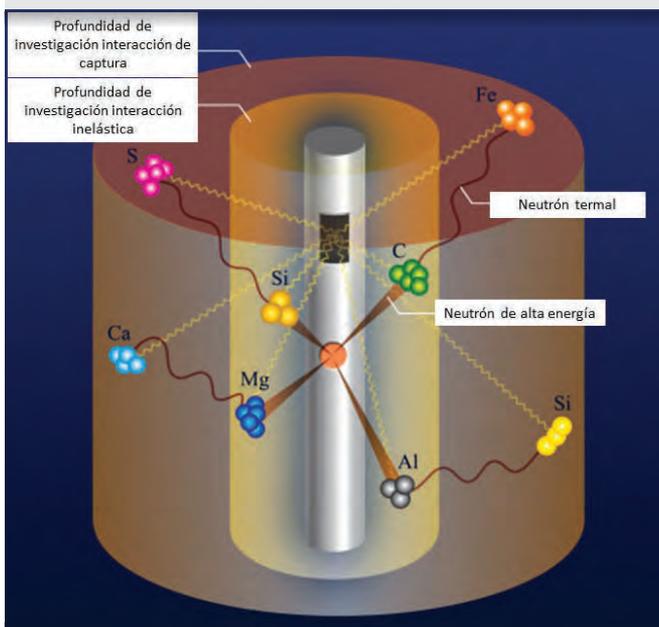
**TABLA 2**

Valores de densidad electrónica de formación y de tiempo de tránsito característicos para las distintas litologías "puras" existentes, considerando una porosidad del 0%.

MINERAL	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Tiempo de Tránsito (us/ft)
Cuarzo	2,65	55,5
Calcita	2,71	49
Dolomita	2,87	43
Feldespatos Potásicos	2,52	69
Feldespatos calcosódicos	2,59 - 2,74	49 - 45
Pirita	5,0	39
Anhidrita	2,96	50
Yeso	2,35	2,62
Sal	2,1	67
Carbón	1,2 - 1,5	120 - 160
Caolinita	2,41	
Clorita	2,76	
Illita	2,52	
Montmorillonita	2,12	

**FIGURA 3**

Esquema del principio de funcionamiento de la herramienta de espectroscopia elemental de pozo (informalmente denominada geoquímica o mineralógica)



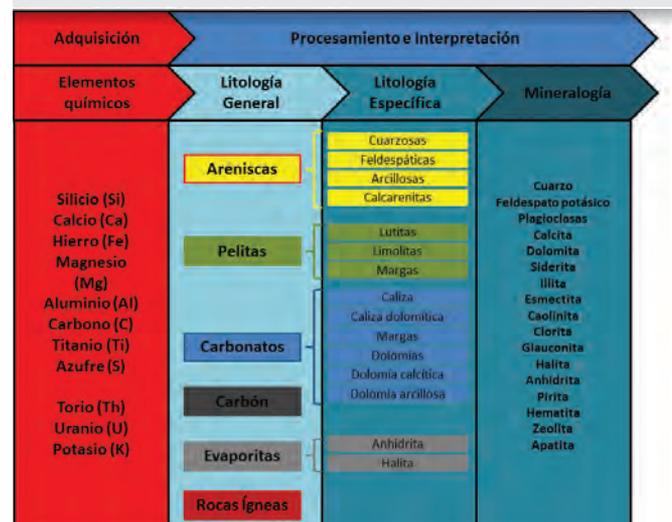
A estos ocho elementos se les suman las determinaciones de uranio, torio y potasio medidas con la herramienta de espectrometría de rayos gamma naturales

(gamma espectral), cuyo principio físico y utilidad serán desarrollados en el próximo apartado (Cualificación y cuantificación de volumen de arcilla).

La adquisición, entonces, es la medición de los pesos elementales de cada uno de los elementos mencionados, quedando para la etapa de procesamiento e interpretación, la transformación de estos elementos en litología (general y específica) y minerales. La Figura 4 no sólo muestra esta diferenciación y el flujo de trabajo desarrollado, sino los resultados en cada una de las etapas mencionadas.

**FIGURA 4**

Flujo de trabajo correspondiente a las etapas de adquisición, procesamiento e interpretación de la herramienta de espectroscopia elemental de pozo.



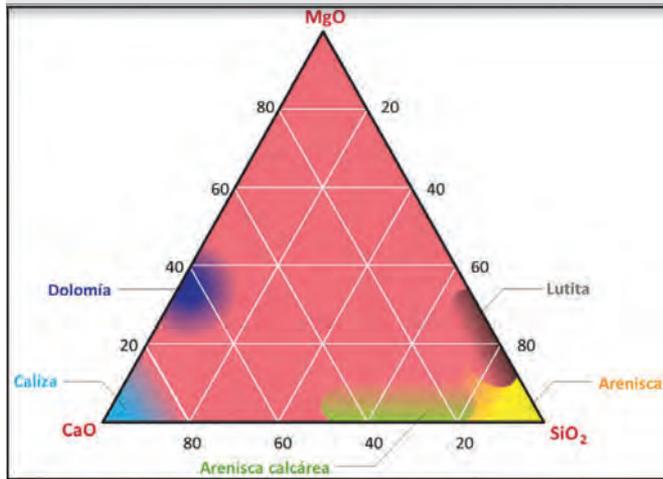
La etapa de procesamiento e interpretación se basa en la aplicación de un sinnúmero de diagramas ternarios, de acuerdo con lo desarrollado en el tema por varios autores (Herron, 1988; More *et al.*, 1970; Pettijhon *et al.*, 1987; Rollison, 1983; Wendlandt y Bhuyan, 1990), quienes han utilizado los pesos elementales en distintos diagramas ternarios para la identificación de litología. En este análisis secuencial, el primer paso es identificar la denominada litología general. Se diferencian seis categorías principales (areniscas, pelitas, carbón, carbonatos, evaporitas e ígneas), en función de diagramas ternarios (la Figura 5 es un ejemplo de uno de los mencionados diagramas, que involucra las relaciones entre CaO, MgO, y SiO<sub>2</sub>). Hay otros diagramas ternarios adicionales, finalizando la etapa con la utilización de CaO, S, y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Estas litologías generales pueden, a su vez, ser divididas en litologías específicas. La Figura 6 es un ejemplo de algunos de los diagramas ternarios utilizados (K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>),

( $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $SiO_2$ ) y ( $Fe_2O_3$ ,  $S$ , y  $CaO$ ), para el caso en que a la litología general de arenisca (que se podría dividir en cuatro litologías específicas: cuarzosa, feldespática, arcillosa y calcarenita, Fig. 4), la disociemos en silíceas y arcosas, en función de su contenido de feldespato potásico.

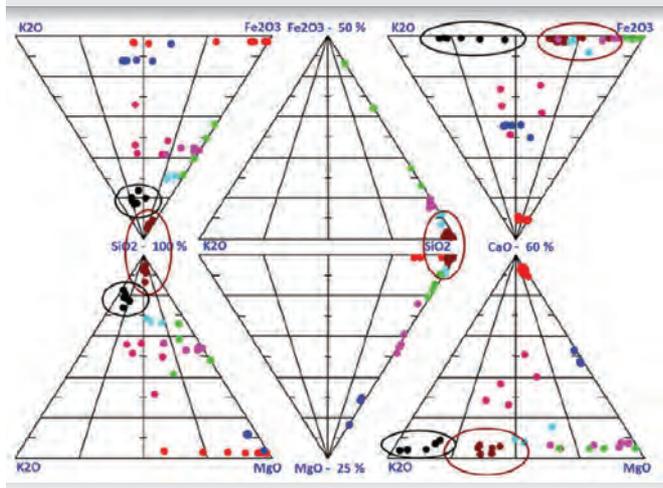
**FIGURA 5**

Ejemplo de diagrama ternario ( $CaO$ ,  $MgO$ , y  $SiO_2$ ), utilizado en las etapas de procesamiento de la herramienta de espectroscopia elemental de pozo, para obtener la litología general existente.



**FIGURA 6**

Ejemplo de diagrama ternario ( $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ ), ( $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $SiO_2$ ) y ( $Fe_2O_3$ ,  $S$  y  $CaO$ ), utilizado en las etapas de procesamiento de la herramienta de espectroscopia elemental de pozo para obtener la litología específica existente.

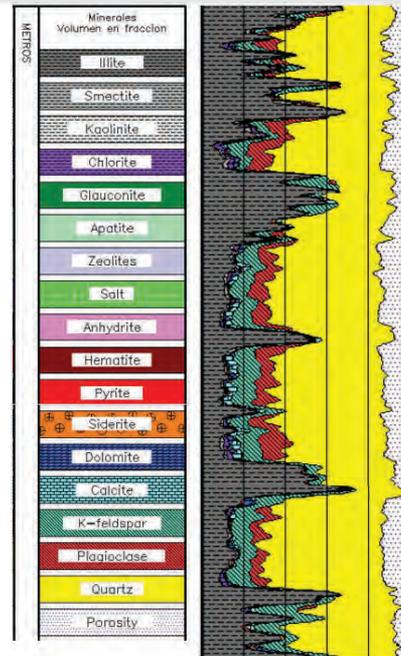


La última etapa de la interpretación es la cualificación y cuantificación de los minerales existentes. Para ello se recurre a modelados teóricos de la formación, que utilizan los porcentajes en peso de los elementos adquiridos (Al, Si, Mg, C, Ca, Si, Fe, S, K, Th y U), y a partir de los mismos producen no sólo el modelo mineral del reservorio, sino que también dan las característi-

cas petrofísicas del mismo (básicamente la porosidad efectiva), más consistentes con las propiedades mineralógicas de la roca reservorio calculadas a partir de las litologías generales y específicas determinadas. El resultado es un completo análisis litológico-mineralógico del tramo perfilado (Fig. 7). Por supuesto, como toda interpretación de perfiles de pozo basada en mediciones indirectas, el grado de certeza se incrementa mucho con el ajuste con datos de roca (análisis de difracción de rayos X, petrografía por estudio de microscopía electrónica, y refracción de rayos X, entre otros).

**FIGURA 7**

Perfil de espectroscopia elemental de pozo resultante que representa un completo análisis litológico-mineralógico de la columna perforada.



### CUALIFICACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE MINERALES ARCILLOSOS

Antes de entrar con las metodologías específicas, se quiere destacar la utilidad del perfil "caliper" para una primera determinación de espesores arcillosos. Es uno de los métodos más antiguos, simples y cualitativos, y permite relacionar la presencia de arcilitas con desmoronamientos o cavernas (zonas de "mal caliper"), debido al mayor o menor grado de hidratación que muchos de los minerales arcillosos presentan frente a soluciones acuosas. Normalmente se lo grafica en la pista 1 junto al SP y GR en escala de 10 pulgadas aumentado hacia la derecha.

En la Figura 8 se observa en la pista 1 la curva de calibre de pozo (línea azul llena) y la línea de diámetro "ideal" del pozo, en función del diámetro del trépano utilizado (BS, *Bit Size*, línea negra punteada), y la relación entre ellas: en caso de "revoque" el calibre medirá ligeramente menos que el *Bit Size* (es un efecto de "reducción" del diámetro del pozo en relación al diámetro del trépano, debido al fenómeno de invasión), mientras que en presencia de zonas de mal caliper, el perfil de calibre medirá significativamente más. Se puede apreciar cómo en el intervalo de la figura, en presencia de niveles arcillosos (valores de rayos gamma mayores a 120 °API), el caliper muestra notorios desmoronamientos.

A partir de distintos tipos de herramientas (generalmente de patín) se puede obtener información sobre la geometría del pozo. La calidad de dicha información dependerá del número de brazos del dispositivo utilizado. Un ejemplo es la herramienta de cuatro brazos que miden simultáneamente dos calibres del pozo en planos ortogonales, por lo que se puede estimar la deformación del hueco, la presencia de *breakouts* y, en consecuencia, interpretar la dirección de los esfuerzos tectónicos. Asimismo, permite computar el volumen del pozo y, basándose en éste y en el diámetro del *casing*, obtener el volumen anular, dato fundamental para el cálculo de cemento necesario.

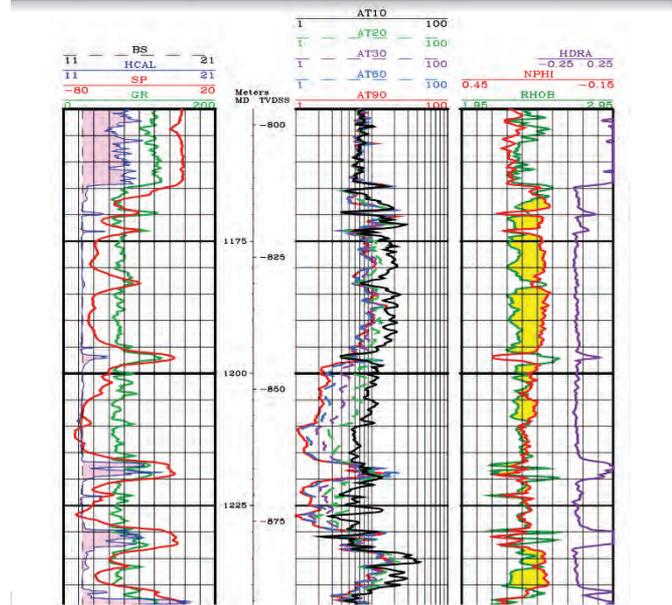
La mayor parte de los flujos de trabajo de caracterización estática de reservorios a partir de la interpretación de perfiles eléctricos de pozo, tiene al cálculo del **volumen de arcilla** como uno de los primeros pasos a realizar. Cabe señalar que ningún registro eléctrico mide arcillosidad directamente, por lo que se deberán utilizar "Indicadores de arcillosidad" para su evaluación. Históricamente, los ya mencionados registros de **rayos gamma (GR)** y **potencial espontáneo (SP)** ocupan un lugar preponderante en este cómputo. En caso de no contar con ninguno de esos registros (situación poco común, pero que puede darse en caso de rocas clásticas feldespáticas, con líticos félsicos, pozos perforados con lodo inverso, etc.), es común recurrir a los perfiles de **inducción** o a la combinación de los registros **densidad-neutrón** (cuyos principios físicos desarrollaremos en el siguiente tópico, porosidad).

Independientemente de cuál de estos indicadores de arcillosidad utilizemos, todos realizan el cálculo del volumen de arcilla en función de tres parámetros: valor del perfil utilizado y los valores de lectura en lo que a priori se identifica como "arena limpia" y "arcilla". Estos valores límites pue-

den ser el mismo para todo el intervalo en estudio o variar en profundidad, dependiendo del espesor de reservorios a analizar y su mayor o menor grado de heterogeneidad.

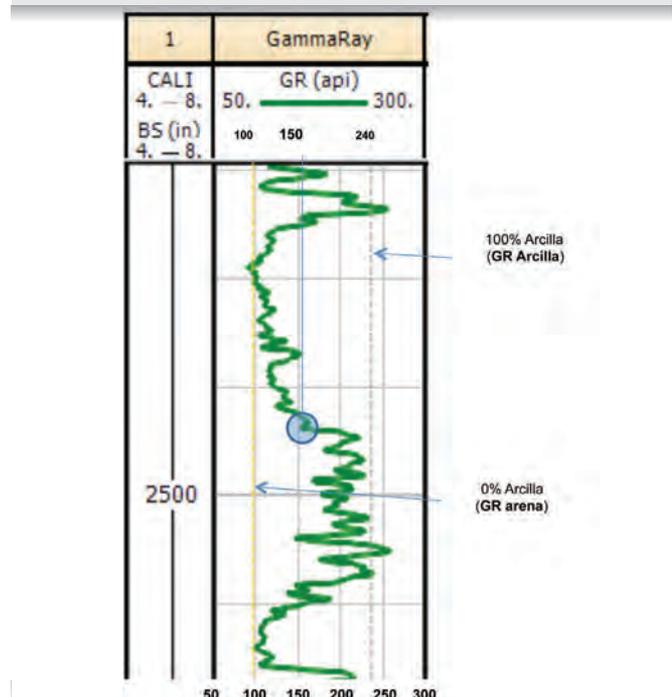
**FIGURA 8**

Ejemplo de utilización del perfil "caliper" como una primera determinación de espesores arcillosos (pista 1).



**FIGURA 9**

Cómputo de arcillosidad a partir del perfil de rayos gamma. Determinación de los valores de "arena limpia" y "arcilla".



Como ejemplo, desarrollaremos el caso de utilizar el perfil de rayos gamma. El algoritmo de cálculo sería:

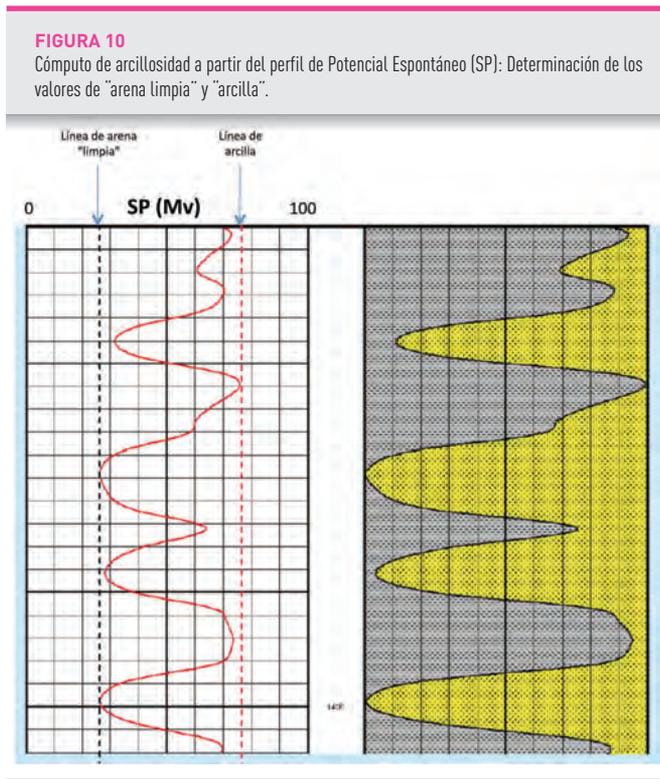
$$Vsh_{GR} = \frac{GR_{Log} - GR_{Arena}}{GR_{Arcilla} - GR_{Arena}}$$

Aplicado para la profundidad de 2494 m del tramo de perfil mostrado en la figura 9, el volumen de arcilla es:

$$Vsh_{GR} = \frac{150 - 100}{240 - 100} = 0.35 = 35\%$$

Esta es la relación lineal, a la que se le agregan varias relaciones no lineales (Steiber, Clavier, Larionov para rocas terciarias, Larionov para rocas más antiguas, etc.), cuyo uso dependerá de la información disponible. Todas las no lineales calculan menos volumen de arcilla que la lineal, la diferencia dependerá de los valores de la curva y de los valores de GR "limpio" y GR de arcilla. El mismo método y razonamiento es aplicado en el caso de utilizar el **perfil de SP**, como se muestra en la Figura 10, siendo la ecuación:

$$Vsh_{SP} = \frac{SP_{Log} - SP_{Arena}}{SP_{Arcilla} - SP_{Arena}}$$



Para finalizar con los perfiles convencionales, la relación entre el perfil de **densidad** y el perfil **neutrónico** es un buen indicador cualitativo, que puede transformarse fácilmente en cuantitativo.

El perfil **neutrónico** basa su funcionamiento en una fuente de amerilo/berilicio que emite neutrones de alta energía, los cuales ingresan a la formación y son desacelerados al chocar con los núcleos de los átomos de la roca. Las colisiones son elásticas (tipo "bolas de billar"), y en cada una de ellas el neutrón va perdiendo parte de su energía, pérdida que es proporcional a la masa relativa del núcleo impactado. Los neutrones tienen una masa muy similar a los núcleos de hidrógenos (que solo cuentan con un protón), por lo que en estos choques son los que más energía pierden, y ahí se produce la captura del neutrón por el núcleo de hidrógeno. En ese proceso de captura se emite un rayo gamma de alta energía que es registrado por los dos detectores de la herramienta. Cuando la formación es porosa, hay abundancia de H<sup>+</sup> en las inmediaciones del pozo, por lo que los neutrones pierden energía rápidamente cerca de la herramienta y hay elevada detección de rayos gamma. Por el contrario, cuando la formación tiene baja porosidad, hay pocos núcleos de H<sup>+</sup> y los neutrones viajan una distancia mayor, hasta que finalmente son capturados. En este caso, la detección de rayos gamma disminuye.

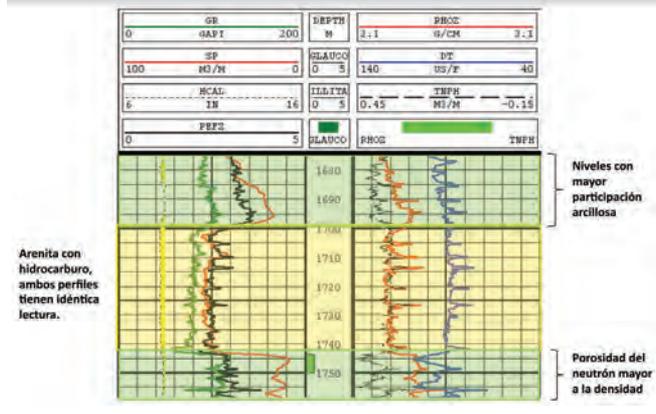
Dentro de este proceso, la presencia de arcillas impone una situación particular. Debido a los hidrógenos presentes tanto en las moléculas de agua que forman la estructura cristalina de muchos minerales arcillosos como en el CBW (*Clay Bound Water*), es decir al agua ligada por absorción, la porosidad neutrónica es muy alta; y éste es un elemento fundamental para usar este perfil como indicador de arcillosidad y que además mejora notablemente en combinación con el perfil de densidad.

Este perfil de **densidad** se origina tradicionalmente en una fuente de C<sub>137</sub> que emite rayos gamma de alta energía que ingresan a la formación e interactúan con los electrones de los elementos que componen la roca, perdiendo energía en cada choque. La herramienta tiene dos detectores que cuentan el número de rayos gamma que retornan, que será menor cuanto más densidad electrónica haya.

En definitiva, graficando en escalas compatibles ambos perfiles (por ejemplo 2 a 3 g/cm<sup>3</sup> la densidad, de 60 a 0 el neutrón; o de 1,95 a 2,95 g/cm<sup>3</sup> la densidad y

45 a -15 el neutrón), cuando el neutrón lee mayor porosidad que el perfil de densidad, se asocia a presencia de arcillas (Fig. 11).

**FIGURA 11**  
Combinación de los perfiles neutrón y densidad para el cálculo de porosidad.

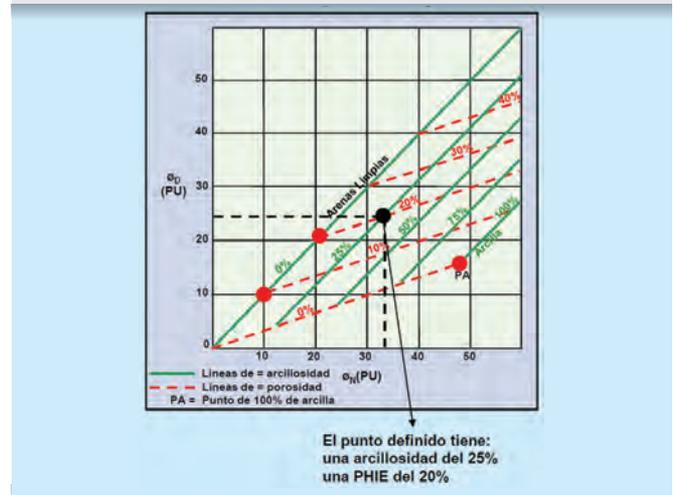


Este rasgo visual y cualitativo puede ser cuantificado a partir de la combinación del perfil neutrón y el perfil de densidad a través de gráficos de interrelación (*cross-plots*), que vinculan porosidad del neutrón (leída) versus la porosidad de la densidad (calculada) (Fig. 11). Es fundamental que ambas porosidades se hayan calculado con la misma matriz (arena o caliza); y la mecánica es muy sencilla: se define la línea de arena limpia (a partir de la elección de dos puntos de arena limpia) y el punto de arcilla. Paralelos a la línea de arena limpia se definen segmentos paralelos equidistantes, quedando así definido el *crossplots*, donde se graficarán los puntos y en función de su ubicación se determina el volumen de arcilla. En realidad, también se obtiene la porosidad, a partir de la línea de "cero porosidad" trazada entre el punto de arcilla y el origen de *crossplots* (cero porosidad de los perfiles neutrón y densidad), desde la cual se trazan rectas equidistantes (Fig. 12).

Dentro de los registros especiales, la **resonancia magnética nuclear (NMR)** (cuyo principio de funcionamiento y utilidad se desarrollará con un poco más de detalle en el próximo tópico, Porosidad), presenta una metodología de determinar el volumen de arcilla existente a partir de los espectros de  $T_2$  representativos de la cantidad de fluido contenido en los distintos tamaños porales. Por debajo de cierto valor de  $T_2$  (llamado comúnmente  $CBW_{cutoff}$ ), el volumen de agua es el ligado a las arcillas. El valor de  $CBW$  puede ser usado como indicador de arcilla.

En líneas generales e independientemente de los perfiles que se utilicen, este cálculo del volumen de arcilla es esencial para la determinación del espesor de arenas y corregir la porosidad total calculada, para obtener la porosidad efectiva en reservorios convencionales. Sin embargo, con el advenimiento de los reservorios no convencionales tipo *tight gas*, surgió la necesidad de caracterizar volúmenes pelíticos, cuyo mayor porcentaje estaba conformado por granulometría preponderantemente limo y arcillas terrígenas, de litología mayormente silícea, donde estas metodologías no representan fehacientemente el verdadero contenido fino del reservorio, ya que generalmente lo "sobrestiman".

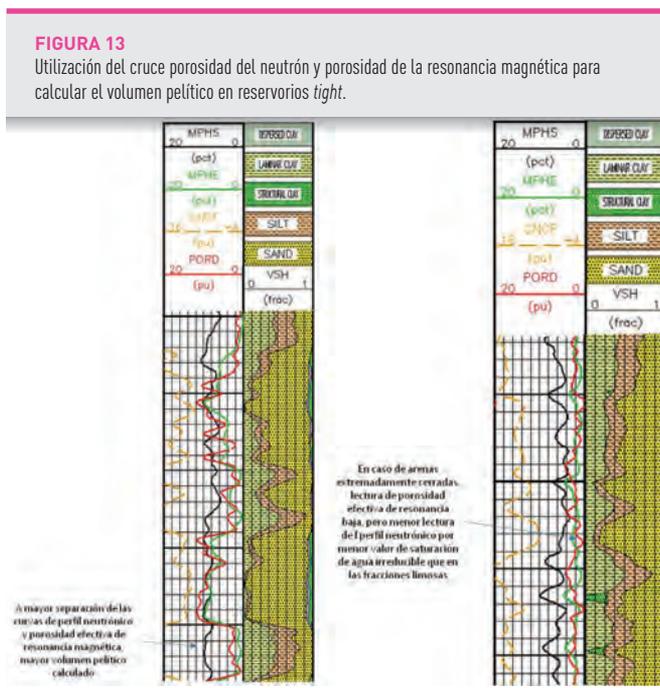
**FIGURA 12**  
Gráficos de interrelación (*crossplots*), que vinculan porosidad del neutrón y porosidad de la densidad para determinar litologías.



En esta situación, el cruce entre los perfiles neutrón y porosidad efectiva de la resonancia magnética es un excelente método que representa el volumen pelítico calculado al modelo de roca. Conceptualmente, ante la presencia de arcillas el registro del neutrón va a leer una porosidad alta, producto del alto índice de hidrógeno de los minerales arcillosos. Como ejemplo, se puede analizar el caso de la illita (el mineral arcilloso más abundante en los reservorios *tight*), cuya fórmula es  $(K,H_2O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, (H_2O)]$ , el agua presente en la estructura molecular afecta fuertemente la lectura del perfil de neutrones. Lo mismo sucede con la clorita y la caolinita. En el caso de limos, si bien no hay agua en la estructura cristalina, estos términos granulométricos presentan un alto valor de saturación irreducible, pro-

ducto del tamaño de nanoporos mayoritario que presenta la arquitectura poral. En definitiva, independientemente de la composición de la fracción pelítica (minerales arcillosos, arcilla terrígena o limos), siempre hay un porcentaje de agua (ligada o irreducible) que asegura una alta lectura del perfil neutrónico.

En esta misma fracción, la resonancia magnética mostrará un muy bajo valor de porosidad efectiva, producto de lo intrincado y tortuoso de la arquitectura poral debido al tamaño de clasto pelítico (Fig. 13).

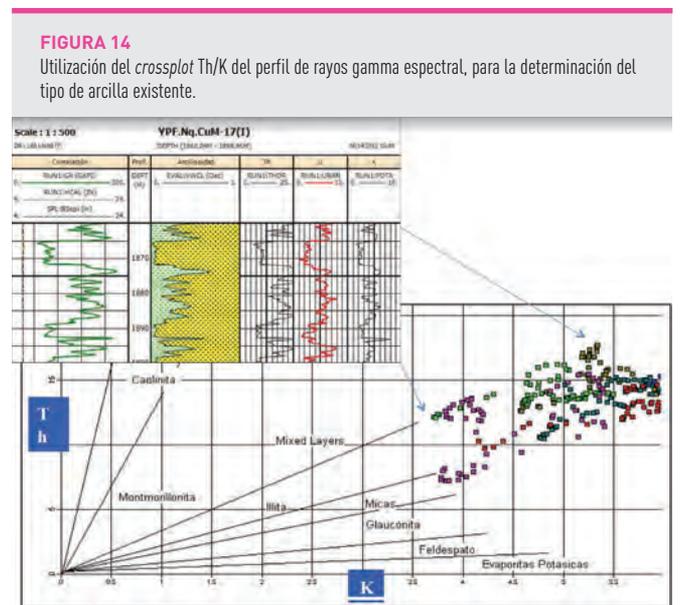


Otro elemento de relevancia en estos escenarios es la **determinación de los tipos de arcillas presentes, su porcentaje y su distribución.**

Una metodología muy utilizada es la determinación del **tipo de arcilla** a partir de la **relación Th/K del perfil de rayos gamma espectral** (Fig. 14). En el apartado anterior se destacó que el perfil de rayos gamma era generado por la detección de los rayos gamma naturales generados por la presencia de los elementos Th, U y K. Sucintamente, en el caso del registro de **rayos gamma espectral** además se mide la energía de cada rayo gamma; para lograrlo, el espectro de energía es dividido en ventanas de energía que indican qué elemento originó esa emisión de energía, de esa manera se discrimina entre potasio, uranio y torio. En el perfil los contenidos se presentan en partes por millón (ppm). Se destaca

que, en ocasiones, se pueden utilizar los gráficos de interrelación Th-PEF (**perfil fotoeléctrico**).

Otro perfil que está tomando cada vez más relevancia a la hora de determinar arcilla es el de **espectroscopia elemental del pozo**, presentado en el tópico de Litología. Por su parte, la importancia de precisar la **distribución de las arcillas (dispersas, laminares o estructurales)** está fundada en los estudios petrográficos existentes, que muestran cómo impactan diferencialmente en la disminución de la capacidad de carga y flujo de los reservorios no convencionales de baja porosidad y permeabilidad (*tight*).



Para ello, una forma muy utilizada de llegar a una clasificación es a partir de relacionar la porosidad efectiva obtenida de los registros de resonancia magnética nuclear, con el volumen de arcilla calculado en el modelo de Thomas-Steiber. Este modelo supone que la porosidad solamente depende de una porosidad máxima dada por la selección de granos, la presencia de arcilla o de cemento calcáreo y de la forma en que se encuentra depositada la arcilla (Fig. 15). El hecho de que la porosidad de la resonancia sea determinada independientemente de la matriz de la roca hace que sea la más correcta para utilizar en este método.



Un cálculo simple de porosidad total a partir del perfil de densidad se realiza en función del valor de lectura de la herramienta (densidad del log), la densidad de la matriz ( $D_{mat}$ , ver Tabla 2) y la densidad del fluido ( $D_f$ ), a partir de la siguiente ecuación:

$$\phi_{Densidad} = \frac{\rho_{log} - \rho_{mat}}{\rho_f - \rho_{mat}}$$

Como ya se expresó, se determina la porosidad total y para derivar una porosidad efectiva debe considerarse el volumen pelítico a partir de la ecuación:

$$\phi_{Densidad} = \left( \frac{\rho_{log} - \rho_{mat}}{\rho_f - \rho_{mat}} \right) - V_{sh} * \left( \frac{\rho_{Sh} - \rho_{mat}}{\rho_f - \rho_{mat}} \right)$$

Donde:

$\rho_{log}$  = Densidad de leída

$\rho_{mat}$  = Densidad de matriz

$\rho_f$  = Densidad de fluido

$\rho_{Sh}$  = Densidad de arcilla

Una forma muy habitual de calcular la porosidad es a partir del gráfico de interrelación entre porosidad del neutrón y los valores de densidad. Si el *crossplot* que se utiliza es combinando ambas porosidades, se debe controlar que las mismas se hayan calculado con la misma matriz (arena o caliza).

El tercer perfil de porosidad es el registro **sónico**, que se basa en una fuente que emite ondas acústicas y receptores, que registran el tiempo de propagación de las ondas de sonido en la formación. El tiempo entre el envío del pulso y el primer arribo del pulso en los receptores es procesado y genera la curva de tiempo compresional, comúnmente llamada DTco, que es la que se usa para calcular la porosidad.

El registro del perfil sónico puede hacerse a pozo abierto o entubado (centralizada en pozo abierto, con cualquier tipo de lodo; y descentralizada en entubado). La excepción la conforman los pozos perforados con aire o cualquier tipo de gas. La escala de presentación es generalmente de 140 a 40 us/ft y tiene una resolución vertical de 30 cm y una profundidad de investigación de 15 cm de la pared del pozo.

Con la entrada en escena de los reservorios no convencionales y la necesidad de tener de ellos una buena caracterización geomecánica, una variante del perfil sónico, el registro sónico de onda completa, adquiere cada vez más relevancia. Básicamente, el principio de medición es el mis-

mo pero con un arreglo de múltiples transmisores y receptores, donde es posible variar las frecuencias. Al registrar la onda completa se pueden obtener, además del tiempo compresional, el tiempo de la onda de cizalla (*shear*) y el de la Stoneley. En las herramientas de última generación, mediante el uso de dipolos cruzados, es posible distinguir las zonas más rápidas y las más lentas de la formación, y de esta manera medir la anisotropía de la misma.

Con respecto al cálculo de la porosidad total, una de las ecuaciones más utilizadas es la de Wyllie:

$$\phi_{Sónico} = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{mat}}{\Delta t_f - \Delta t_{mat}}$$

Y la porosidad efectiva:

$$\phi_{Sónico} = \left( \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{mat}}{\Delta t_f - \Delta t_{mat}} \right) - V_{sh} * \left( \frac{\Delta t_{Sh} - \Delta t_{mat}}{\Delta t_f - \Delta t_{mat}} \right) * \frac{1}{B_{cp}}$$

Donde:

$\Delta t_{log}$  = Tiempo de tránsito leído

$\Delta t_{mat}$  = Tiempo de tránsito de matriz

$\Delta t_f$  = Tiempo de tránsito de fluido

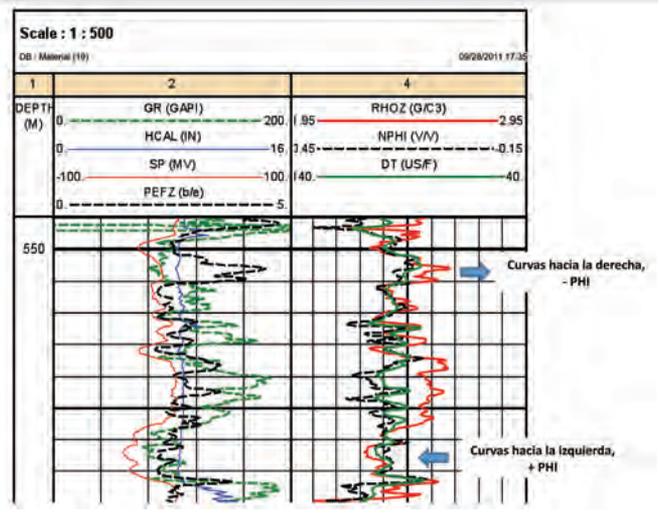
$\Delta t_{Sh}$  = Tiempo de tránsito de arcilla

$B_{cp}$  = Corrección por compactación

Los tres perfiles de porosidad pueden presentarse en el mismo *track* aumentando el valor de porosidad de derecha a izquierda, con escalas numéricas para que rápidamente en forma cualitativa se puedan determinar las mejores y/o peores condiciones de reservorio (Fig. 17).

**FIGURA 17**

Disposición y escala de los tres perfiles de porosidad para determinar rápidamente y en forma cualitativa las mejores y/o peores condiciones de reservorio.



Dentro de los perfiles especiales, el registro de **resonancia magnética nuclear (RMN)** es uno de los más utilizados en la actualidad, y tiene la gran ventaja de brindar un valor de porosidad independiente de la matriz (litología) de la roca.

El principio de medida está basado en excitar magnéticamente núcleos de hidrógeno y analizar las señales que éstos emiten. La amplitud de estas señales será proporcional a la cantidad de núcleos de hidrógeno presentes en la zona de medida y en consecuencia de la porosidad. Todas las mediciones de resonancia magnética nuclear (RMN) implican el uso de un campo magnético y de ondas electromagnéticas de amplitud, frecuencia y duración controladas (pulsos), que son emitidas por la antena de una herramienta de perfilaje.

En condiciones muy particulares, los núcleos de hidrógeno responden emitiendo también ondas electromagnéticas de la misma frecuencia que la antena emisora, las que se denominan ecos y son detectadas por la misma antena. Los datos primarios obtenidos en cada ciclo de medida son trenes de ecos, los cuales están caracterizados por su amplitud y por la variación de ésta con el tiempo. Estos dos factores son muy importantes, dado que la variación de la amplitud nos da una idea de la proveniencia de la señal (arcilla de la matriz o fluido neto en los poros); el valor de la amplitud a su vez depende del número de núcleos que pudo ser excitado en la zona de medida, el sistema está calibrado de manera que este valor se expresa en unidades de porosidad.

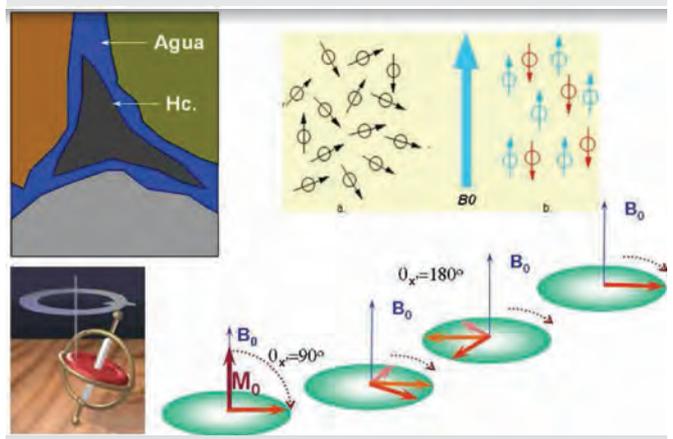
La amplitud de estas señales será proporcional a la cantidad de núcleos  $H^+$  en la zona de medida (y por ende a la porosidad). La concentración de  $H^+$  por unidad de volumen es muy similar, tanto en el agua como en los hidrocarburos líquidos de densidades normales. En arenas saturadas con gas o hidrocarburos livianos la concentración es menor y la porosidad será subestimada. En los fluidos, los momentos magnéticos (carga eléctrica rotada) de los núcleos de  $H^+$  se ordenan aleatoriamente, de manera que la suma de todos es nula. Se los ordena aplicando un campo magnético de modo que sus momentos magnéticos se sumen en alguna dirección preferencial, orientación que puede darse en dos direcciones: paralela y antiparalela al campo magnético externo aplicado. Los núcleos de  $H^+$  giran sobre sí mismos (como si fueran trompos), pero a su vez tienen un giro de precesión alrededor de un eje coincidente con la dirección del

campo magnético externo. Todas las componentes en el plano transversal se anulan entre sí, de manera que la magnetización resultante en el plano transversal es nula; y en este estado de magnetización estable se aplican los pulsos con la antena de la herramienta, los que tendrán una frecuencia (en realidad una banda de frecuencias) igual a la frecuencia (denominada de Larmor), a la cual es posible comunicar energía a los protones, fenómeno denominado resonancia magnética.

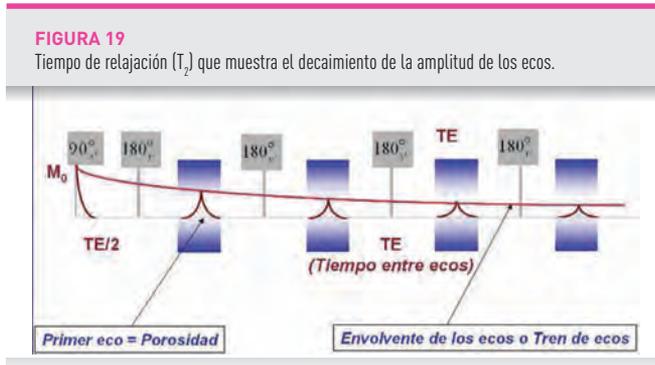
El efecto de estos pulsos es un giro del momento magnético proporcional a la energía del pulso; una vez finalizado este primer pulso (de  $90^\circ$ ), los momentos magnéticos se encuentran en el plano transversal girando a la frecuencia de Larmor. En el volumen investigado existe una banda de frecuencias de Larmor en lugar de una única, y esto hace que rápidamente los más veloces tomen distancia de los más lentos y se pierda la coherencia que permite detectarlos. En este punto se aplica un pulso con el doble de energía que el anterior (de  $180^\circ$ ), provocando un giro también de  $180^\circ$  en el plano transversal alrededor de un eje. Esto provocará que al cabo de cierto tiempo los más rápidos alcancen a los más lentos, y en un instante, todos los vectores pasen por el mismo lugar al mismo momento, emitiendo una señal electromagnética que es detectada por la antena de la herramienta (primer eco). Este primer eco tiene la información de la cantidad de protones que participaron del experimento de RMN y como ellos están contenidos en los fluidos, la amplitud de este eco es proporcional a la porosidad del medio que se está midiendo (Fig. 18).

**FIGURA 18**

Principio de funcionamiento del registro de resonancia magnética: obtención del tren de ecos.



En la secuencia descrita (un pulso de 90°, seguido de una secuencia de pulsos de 180°), se obtiene después de cada uno de ellos un eco. Estos ecos son proporcionales a la magnetización total que va quedando en el plano transversal, por lo que su amplitud va decayendo según una exponencial decreciente con una constante del tiempo de relajación, llamada  $T_2$  (tiempo de relajación en el plano transversal), diferente de  $T_1$  (tiempo de relajación en el plano vertical) (Fig. 19).



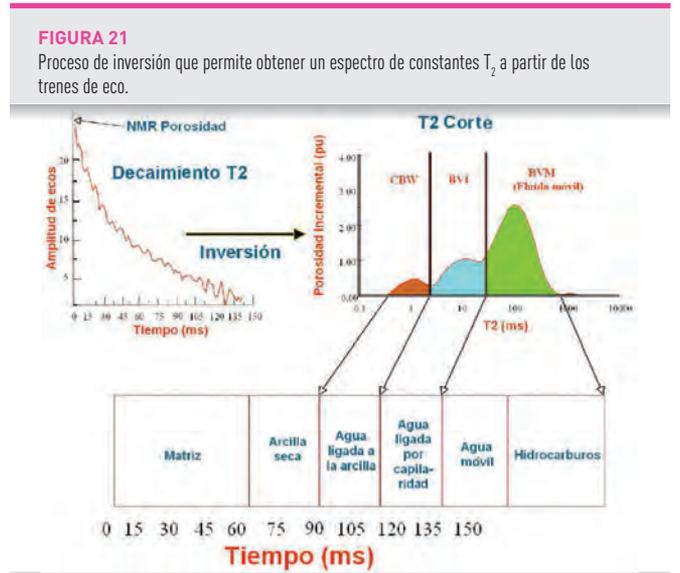
Este tren de ecos registrados (Fig. 18) es la información primaria obtenida con la herramienta de perfilaje. Pero en él no resultan evidentes los datos de utilidad práctica, que teóricamente se indican en la Figura 20.



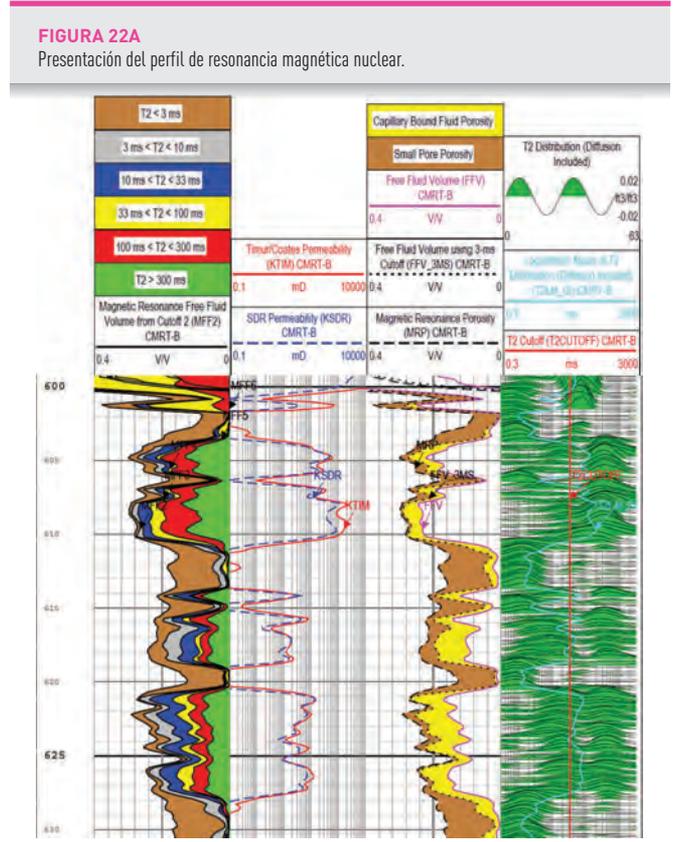
Es por esto que se realiza un proceso de inversión, que consiste en obtener un espectro de constantes  $T_2$  a partir de los trenes de eco obtenidos. A estos trenes se los conoce también como datos en el dominio del tiempo, y a los espectros de  $T_2$  como datos en el dominio de  $T_2$ . Es decir que en abscisas pasamos de unidades de tiempo a  $T_2$ , y en ordenadas de amplitud de ecos a unidades de incremento de la porosidad (Fig. 21).

En las mediciones de porosidad utilizando RMN se asocian los poros grandes a  $T_2$  grandes, y los poros pequeños a  $T_2$  chicos. Es posible fijar límites en el espectro de  $T_2$  de manera de dividir a la porosidad, que es el área del espectro de  $T_2$ , en porciones que representen muy

aproximadamente a las porosidades efectiva, irreducible y móvil, esto dependerá de una correcta elección del método de adquisición y de los valores  $T_2$  límite o de umbral o corte (*cutoffs*) elegidos.



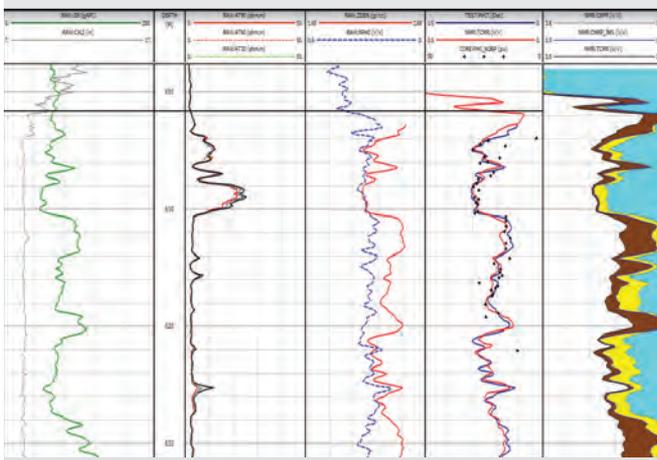
En la Figura 22A se presenta la respuesta de la resonancia magnética nuclear en un intervalo de alternancia arenisca fangolita (600 m-630 m).



En la Figura 22B se observa el mismo intervalo con algunos de los perfiles convencionales más información de NMR en la sexta pista (última a la derecha). Cabe señalar que en el track 5 se muestra la comparación entre la porosidad calculada a partir de perfiles (PHIT, color azul), con la porosidad de la RMN (TCMR color rojo) y calibrada con las mediciones de corona en laboratorio.

**FIGURA 22B**

Comparación entre la porosidad calculada a partir de perfiles (PHIT, color azul), con la porosidad de la RMN (TCMR color rojo) y calibrada con las mediciones de corona en laboratorio.



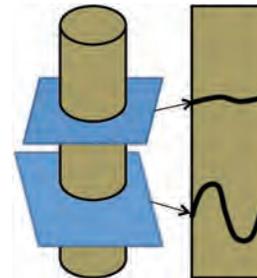
Para terminar el apartado de porosidad, se hará referencia a la caracterización de reservorios con porosidad secundaria, básicamente fracturamiento y disolución. Indudablemente los mejores perfiles son las **imágenes resistivas y acústicas de pozo**.

La herramienta de **imágenes microrresistivas** tiene cuatro patines donde hay numerosos electrodos de alta resolución que registran curvas independientes entre sí. Los patines van montados en brazos motorizados, que obligan a los electrodos a mantenerse en contacto con las paredes del pozo, que además brindan curvas de caliper.

Cualquier plano que no está perpendicular al eje del pozo es detectado por los electrodos a diferentes profundidades, según sea la inclinación de las capas. Las mediciones de las cuatro microrresistividades se correlacionan y se combinan con los datos de verticalidad mediante un software para calcular la inclinación y la dirección de las capas. Cabe aclarar que la imagen representa un cilindro desplegado, por lo que cualquier plano que atraviese ese cilindro aparecerá como una senoide, y ésta será más acuminada cuanto más alto sea el ángulo con el que el plano intercepta al cilindro (Fig. 23).

**FIGURA 23**

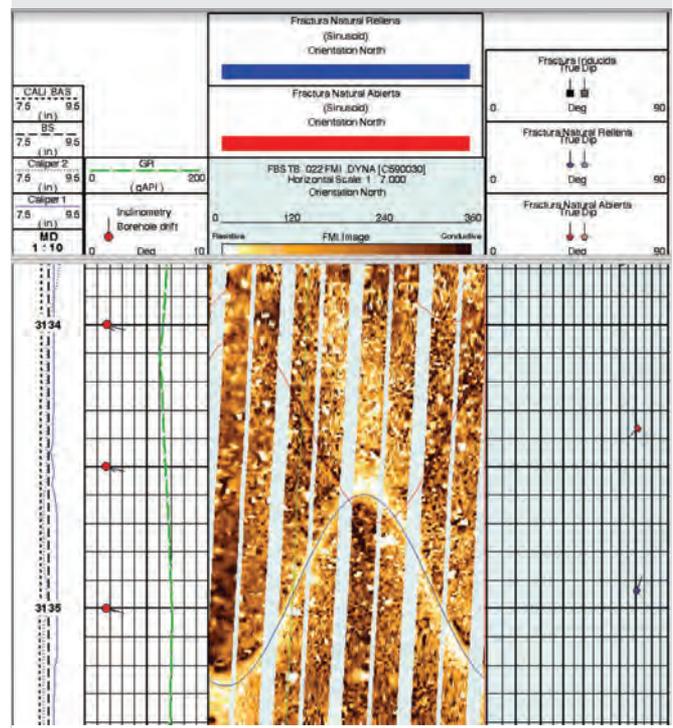
Respuesta de los planos (límites de capas, *cross bedding*, fracturas, etc.), que interceptan a un pozo, en función del ángulo del mismo (mayor senoide, más alto el ángulo de intersección).



Las imágenes tienen una escala de colores desde el amarillo al negro, cuanto más claro es el color más resistivos son los objetos, cuanto más oscuros más conductivos. Así, capas de areniscas o espesores calcáreos serán "vistas" con colores claros, al igual que las fracturas cerradas o rellenas; mientras que los niveles de arcillas o las fracturas abiertas serán representados con colores oscuros. La escala tiene un rango dinámico, esto quiere decir que se ajusta según los rangos de resistividad para que todos los objetos sean visibles, pero la escala no es fija (Fig. 24).

**FIGURA 24**

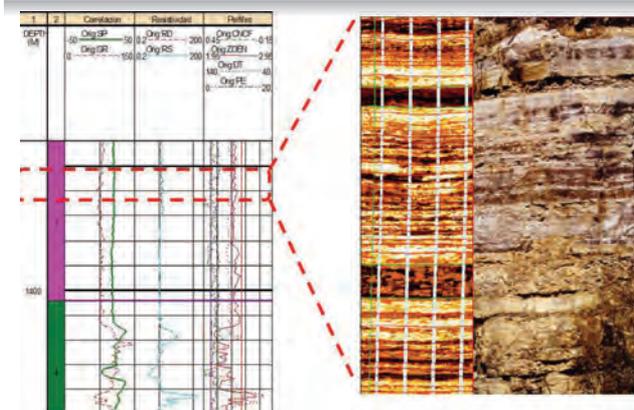
Escala dinámica: no es fija y los rangos de resistividad se ajustan para que todos los objetos sean visibles.



Estas herramientas leen muy cerca de la pared del pozo y tienen una altísima resolución vertical, las imágenes pueden identificar objetos de hasta 5 mm (Fig. 25).

**FIGURA 25**

La lectura de la herramienta de imagen microresistiva se realiza muy cerca de la pared del pozo y tiene una altísima resolución vertical (hasta 5 mm).

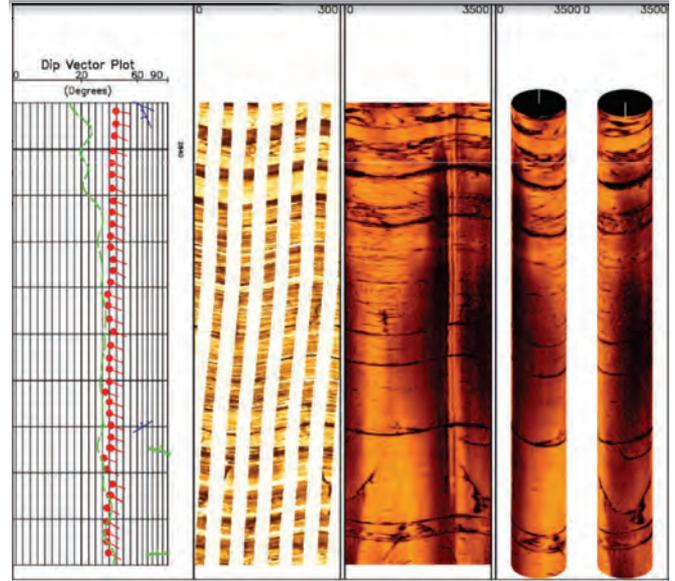


Por su parte, la herramienta de **imágenes acústicas** consta de un transductor que emite pulsos ultrasónicos, los cuales se reflejan en la pared del pozo. La señal reflejada y recibida tendrá una amplitud (producto de la impedancia acústica entre formación y lodo), y una atenuación (debida al lodo y al diámetro del pozo). La sonda gira 360° dándonos una imagen acimutal. En tiempo real se construyen dos imágenes: una de la amplitud reflejada y otra del doble tiempo de tránsito. Estas imágenes están orientadas con respecto al Norte y corregidas por la inclinación del pozo y las variaciones de la velocidad, a partir de los datos del magnetómetro y acelerómetro. Al igual que las imágenes microrresistivas, la escala de color va del amarillo al negro; cuanto más claras son las imágenes más alta es la amplitud reflejada y más rápido el tiempo de tránsito (arenas, calizas, fracturas cerradas, etc.). Por el contrario, colores más oscuros indican amplitudes más bajas y mayores tiempos de tránsito (pelitas, fracturas abiertas, etc.) (Fig. 26). Las imágenes acústicas tienen una cobertura total y completa de los 360°, a diferencia de las imágenes resistivas, que tienen bandas blancas verticales de distinto ancho (Figuras 24 y 25). Esto se debe a que las primeras registran en forma continua, mientras las segundas se van formando con la suma de las coberturas de cada patín, representando las bandas blancas zonas de no lectura. El ancho de las zonas dependerá de la relación entre diámetro del pozo y apertura máxima de los patines de la herramienta.

Generalmente, para un determinado diámetro la cobertura es total, disminuyendo a medida que el diámetro es mayor.

**FIGURA 26**

En los perfiles de imágenes acústicas los colores claros representan alta amplitud reflejada y tiempo de tránsito más rápido (arenas, calizas, fracturas cerradas, etc.). Los colores más oscuros indican amplitudes más bajas y mayores tiempos de tránsito (pelitas, fracturas abiertas, etc.).

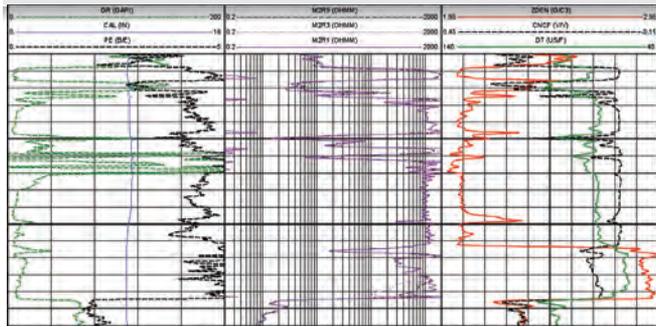


## Rocas sello

Considerando que las rocas sello más efectivas son las evaporitas, la mejor manera de caracterizarlas a partir de perfiles de pozo es con la combinación **rayos gamma, factor fotoeléctrico y perfiles de porosidad**. Si nos atenemos a los registros de GR y PEF, las evaporitas muestran muy baja radioactividad (muy bajos valores de rayos gamma, del orden de los 10-20° API), y un PEF que ronda de valor de 5 (Tabla 1). Para diferenciar entre ellas (e incluso de las calizas que tienen valores de GR y PEF similares a las evaporitas), se usa principalmente el perfil de densidad, y en menor medida, el registro sísmico (Tabla 2). Hay que destacar que, por el hecho de presentarse bastante puras y tener porosidad muy cercana a cero, las evaporitas registrarán valores de densidad y tiempo de tránsito muy cercanos a los valores testigos. La Figura 27 muestra la diferenciación entre los distintos tipos de evaporitas.

**FIGURA 27**

Diferenciación entre los distintos tipos de evaporitas a partir de la combinación rayos gamma, factor fotoeléctrico y perfiles de porosidad.



En la Figura 26, además de las respuestas características de GR y PEF y los valores distintivos de densidad y tiempo de tránsito, se observa claramente la respuesta que las evaporitas tienen en los **perfiles de inducción** debido a la alta resistividad de este tipo de roca.

En los registros de inducción se hace circular una corriente alterna constante por una bobina transmisora aislada. El campo magnético alterno de la bobina induce una corriente alterna en la formación la cual resulta en un campo magnético secundario que, a su vez, induce una corriente en una bobina receptora. La inversa de la resistividad medida es resultante de la contribución de cada zona en torno al pozo como en un circuito en paralelo (respectivamente inversas de las resistividades del lodo y zonas lavada, invadida y virgen, cada una afectada por un factor geométrico de contribución). Las bobinas receptoras censan la respuesta de la formación, tanto en magnitud como en fase. Esta respuesta es proporcional a la conductividad de la formación, que no es otra cosa que la inversa de la resistividad. La resolución de la herramienta de inducción tradicional es 60 cm para las inducciones largas y media, y de 45 cm la inducción cercana. Con respecto a la profundidad de investigación es de 2,3 m, 1 m y 45 cm para las inducciones profunda, media y cercana, respectivamente.

En la actualidad se usan múltiples transmisores y receptores tratando de minimizar los efectos de pozo y de invasión, entregando la herramienta de **inducción de alta resolución**, 5 curvas con profundidades de investigación de 10, 20, 30, 60 y 90 pulgadas.

El último desarrollo relacionado con los perfiles de inducción lo representa la herramienta de **inducción tridimensional**, que trabaja induciendo en la formación anillos de corriente ubicados en tres planos perpendiculares entre sí, y mide

las conductividades asociadas a cada uno de esos anillos o planos. Esta herramienta es esencial en la identificación y caracterización de niveles anisótropos. La herramienta conductiva convencional trabaja con un solo anillo de corriente ubicado en un plano horizontal que, por ser paralelo o subparalelo a los planos de estratificación, hace que las corrientes se concentren en las láminas más conductivas.

La presencia de arcilitas laminares en los cuerpos arenosos causa una caída de los valores de resistividad medida con cualquier herramienta inductiva convencional; a esa resistividad se la denomina resistividad horizontal por ser medida con anillos de corrientes horizontales. La herramienta, además de medir la resistividad horizontal también mide la resistividad vertical, para lo cual utiliza los anillos de corrientes verticales; esta resistividad no se ve tan afectada por la presencia de arcilitas laminares de baja resistividad porque las corrientes de medición, al ser verticales, deben atravesar tanto las láminas de arcilita como las de arenisca. Haciendo una analogía con los circuitos eléctricos, tanto la resistividad horizontal como la vertical, se pueden expresar en función de las resistividades de las láminas de arcilita y de arenisca y del volumen porcentual de arcilita laminar. La diferencia entre ambas es que la expresión de la resistividad horizontal es una ecuación que se asemeja a la de las resistencias en paralelo, mientras que la de la resistividad vertical se asemeja a la de las resistencias en serie.

Además de la utilidad de reconocer rocas sello por su alta resistividad (dada por la ausencia de poros con agua salada y la circulación de la corriente por la roca), y la de indicar movilidad de fluidos dentro de las rocas reservorios (por la separación de las curvas profunda, media y cercana), otras funcionalidades de estos perfiles son conocer la resistividad de la formación en la zona virgen; calcular la saturación de agua; detectar presiones anormales; determinar el diámetro de invasión y correlacionar capas entre distintos pozos.

## Rocas madre / Reservorios no convencionales tipo "shale"

La irrupción del concepto de no convencionales dentro del escenario de producción de hidrocarburos, dio lugar a una etapa de generación de conocimiento que hoy se está transitando. Indudablemente, la premisa teórica que gobierna este desarrollo proclama que "la

evaluación petrofísica de reservorios no convencionales (caracterizados por una marcada complejidad producto de sus condiciones geológicas y petrofísicas extremas), no puede ni debe realizarse con las metodologías de interpretación habituales (desarrolladas para otro tipo de reservorios), debiéndose recurrir a herramientas y técnicas de evaluación “especiales”, que se ajusten a las particularidades (fundamentalmente baja permeabilidad y porosidad) de este tipo de reservorios.

En el estado actual de conocimiento, además de la importancia de los registros eléctricos especiales, ya se ha comprobado la relevancia que los datos y ensayos de laboratorio tienen (geoquímicos, petrográficos, de petrofísica especial, etc.), y la necesidad de caracterizar elementos y parámetros que va más allá de la clásica determinación de litología, volumen de arcilla, porosidad y permeabilidad, tan necesarias en los estudios de reservorios convencionales.

Así, parámetros como contenido de materia orgánica (COT), presión poral, propiedades mecánicas, mineralogía de detalle, indicadores de stress, presencia de fracturas naturales y la determinación de heterogeneidades al máximo detalle posible, se adicionan a los parámetros clásicos mencionados. Sucintamente, se abordarán algunas de las metodologías y técnicas que hoy se están utilizando sobre los registros eléctricos de pozo para obtener algunos de los parámetros destacados arriba.

### CONTENIDO DE MATERIA ORGÁNICA (COT)

La primera técnica indirecta utilizando registros eléctricos de pozo para la determinación de COT fue el método de Passey, basado en la respuesta del **perfil sónico** y el **registro de inducción profunda**. Hoy, la estimación de materia orgánica a partir del perfil de espectroscopia elemental de pozo está adquiriendo preponderancia.

Independientemente de ello, para ambos métodos (fundamentalmente para el cómputo del contenido total de carbono orgánico a partir del perfil geoquímico), es importante determinar a priori un modelo de “reservorio”, en función de la matriz de roca, la materia orgánica sólida y los fluidos presentes en el escaso y tortuoso espacio poral de esa roca.

Estos modelos varían en función de la madurez de la roca madre, las que están en estado de inmadurez presentan una constitución de matriz de roca, materia orgánica sólida esquelética y agua (y en menor medida

gas), en el sistema poroso; y a medida que el proceso de generación avanza (madurez termal creciente), esa materia orgánica progresa hacia fases líquidas o gaseosas de hidrocarburos, que desplazan el agua y/o gas originalmente entrampados.

Esta variación en el porcentaje de materia orgánica puede ser visualizada en los registros de tiempo de tránsito y resistividad; para lo cual previamente se debe hacer un registro en los intervalos de roca no reservorio (desde la concepción de reservorios convencionales), en los que no hay materia orgánica, por lo que la calibración sería algo así como una “respuesta de ausencia”. Esta calibración se basa en el hecho de que en los espesores con ausencia de materia orgánica, la curva de inducción profunda y el registro sónico correspondiente a la onda compresional, fluctúan en forma similar “acompañándose” en su respuesta, situación totalmente opuesta frente a rocas con hidrocarburos o ricas en materia orgánica, en las que la respuesta de ambos registros difiere, “separándose” una de otra (*Track 2* en la Figura 28).

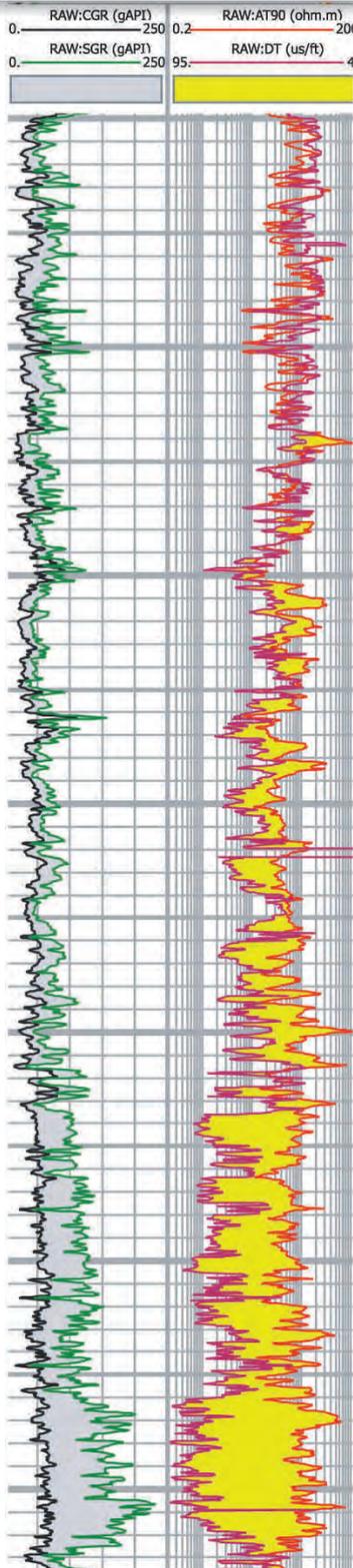
La explicación de esto es que la materia orgánica (caracterizada por la baja porosidad y la baja velocidad), hace que el sónico compresional muestre alto tiempo de tránsito (que incluso será afectado en el mismo sentido por la presencia de arcillas en este tipo de rocas), mientras que el perfil de inducción presenta altos valores de resistividad por el fluido poco salino presente. Este es el llamado “cruce de Passey” (*Track 2* en la Figura 28).

La Figura 29 muestra el ajuste logrado entre el COT computado a partir del método de Passey y los datos obtenidos en laboratorio (puntos negros en la pista 4). Otro método para estimar el contenido de materia orgánica es a partir del **perfil de rayos gamma espectral**. Para ello, se grafican conjuntamente los registros de TH-K y el uranio (U). En presencia de materia orgánica se tendrá una anomalía en exceso del elemento uranio (pista 1 de la Figura 28).

Al igual que con el método de Passey, la determinación cualitativa de COT a partir del cruce Th-K vs U se hace cuantitativa a partir del ajuste con los datos de laboratorio obtenidos a partir de análisis de roca.

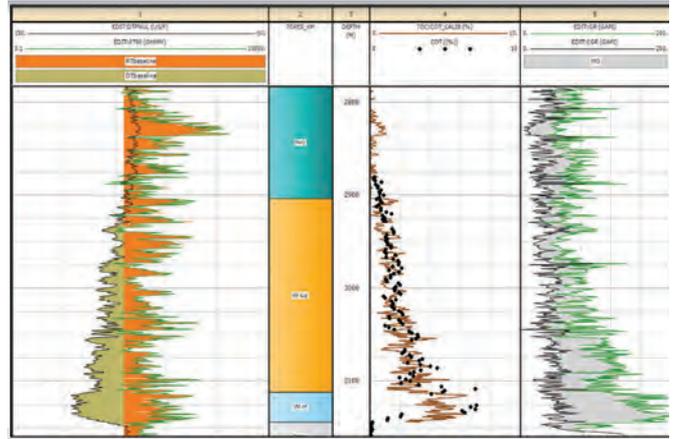
**FIGURA 28**

Determinación del contenido de materia orgánica (COT) a partir del método de Passey, basado en la respuesta del perfil sísmico y el registro de inducción profunda.



**FIGURA 29**

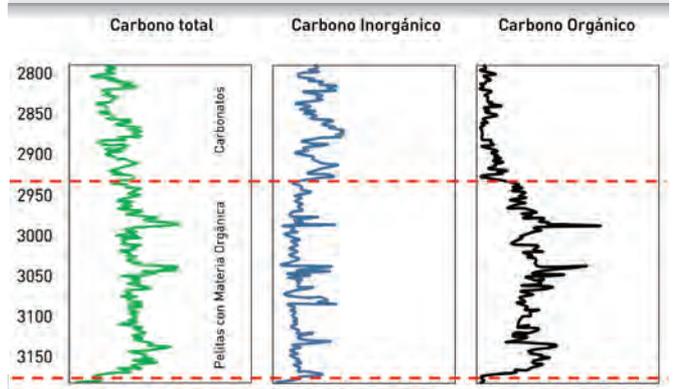
Ajuste logrado entre el COT computado a partir del método de Passey y los datos obtenidos en laboratorio (puntos negros en la pista 4).



Con respecto al **perfil geoquímico** (cuyo principio de funcionamiento fue explicado en el tópico Litología de Rocas reservorios), uno de los ocho elementos adquiridos es el carbono (C), que es la suma del carbono inorgánico (presente en minerales carbonáticos) y el carbono orgánico. Este carbono orgánico puede provenir de capas de carbón, de querógeno o de hidrocarburo alojado en los poros (por ejemplo, en la Formación Vaca Muerta, este carbono orgánico está constituido por querógeno y posiblemente hidrocarburos líquidos alojados en los nanoporos, y justamente es lo que se denomina TOC). Por el contrario, en la Formación Quintuco el carbono es usado mayormente para formar carbonatos (carbono inorgánico) (Fig. 30). Los datos así obtenidos son validados con datos medidos en laboratorio.

**FIGURA 30**

Determinación de carbono inorgánico (presente en minerales carbonáticos) y carbono orgánico (proveniente de capas de carbón, querógeno o de hidrocarburo), a partir del perfil de espectroscopia elemental de pozo.



La Tabla 3 muestra distintos métodos de cálculo de COT en función de los registros de pozos disponibles (SPE 131768).

**TABLA 3**

Distintos métodos de cálculo de COT en función de los registros de pozos disponibles.

Method	Description	Reference
Spectral GR - Uranium Enrichment	Linear relationship of Uranium (ppm) to Organic Carbon content for Appalachian Devonian black shales	Fertl and Rieke 1980, Fertl and Chilingir 1988, Guidry and Walsh 1993, GRI 950496
GR Intensity	Derivation of TOC volume from total GR intensity.	Fertl and Chilingir 1988
Bulk Density	Empirical relationship of Bulk Density to TOC weight %	Schmoker 1979, Schmoker and Hester 1983,
Gamma Ray Intensity - Formation Density	Derivation of a TOC volume from the relationship of GR intensity and formation density in a Devonian black shale of the Appalachian basin	Schmoker 1981
Delta Log R	Scaled porosity log - resistivity overlay method	Passey et al. 1990
Neural Networks	Usage of conventional well logs to predict TOC	Rezaee et al. 2007
Pulsed Neutron - Spectral GR	Pulsed-neutron mineralogy and Spectral Gamma Ray methodology used to discriminate excess carbon.	Pemper et al 2009

### MINERALOGÍA

Para la determinación mineralógica se utiliza la combinación del perfil de **espectroscopia elemental de pozo y el rayo gamma espectral**, en línea con lo explicitado en el apartado Litología de rocas reservorios. En el *Track 8* de la Figura 34 se muestra el resultado de la interpretación mineralógica obtenida a partir del uso de estos perfiles. Cabe destacar que al igual que con el COT, los datos provenientes de laboratorio sobre muestras de roca (análisis de Difracción de Rayos X, petrografía por microscopía electrónica, etc.), permiten calibrar y ajustar la respuesta obtenida.

Otros perfiles muy usados, sobre todo en la determinación de niveles de "beef" (*bedding-parallel veins of fibrous calcite*), bancos de material piroclástico diagenizado (ceniza volcánica) y concreciones, son los registros de imágenes de pozo, tanto microrresistivas como acústicas (Fig. 31).

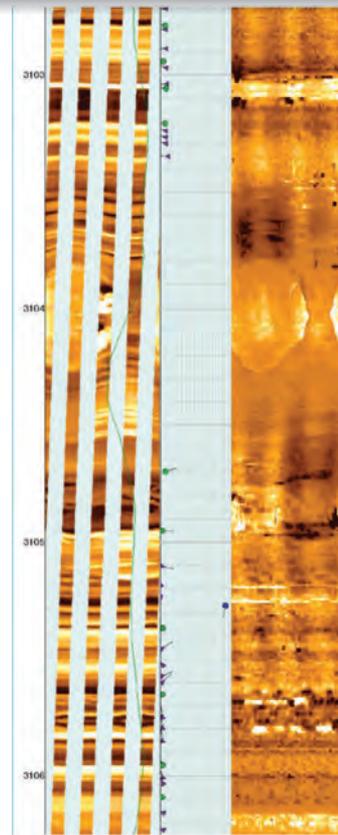
### POROSIDAD

En este punto, no existe aún una postura teórica única sobre el modelo de porosidad presente en los reservorios tipo *shale*, existiendo muchos puntos en común y pequeñas diferencias entre los tres modelos más usados (Eslinger y Prevear, 1988; Ambrose *et al.*, 2010; Handwerker *et al.*, 2012). La Figura 32 muestra los dos primeros. El perfil por excelencia para la determinación de porosidad en reservorios no convencionales tipo *shale* es el de **resonancia magnética nuclear**. Esto está sustentado en el hecho de que es muy difícil calcular porosidades en este tipo de reservorios utilizando perfiles convencionales (densidad, neutrón o sónico), debido a la alta heterogeneidad mineralógica y granulométrica que presentan.

Esta heterogeneidad se traduce en una gran variabilidad en los valores de matriz necesarios para el cómputo de porosidades (densidad de grano, tiempo de tránsito en la matriz, etc.). La mencionada heterogeneidad se puede observar claramente en la respuesta de las imágenes microrresistivas (Figuras 31-34).

**FIGURA 31**

Determinación de niveles de *beef*, bancos de material piroclástico diagenizado (ceniza volcánica) y concreciones a partir de perfiles de imágenes de pozo (microrresistivas y acústicas).

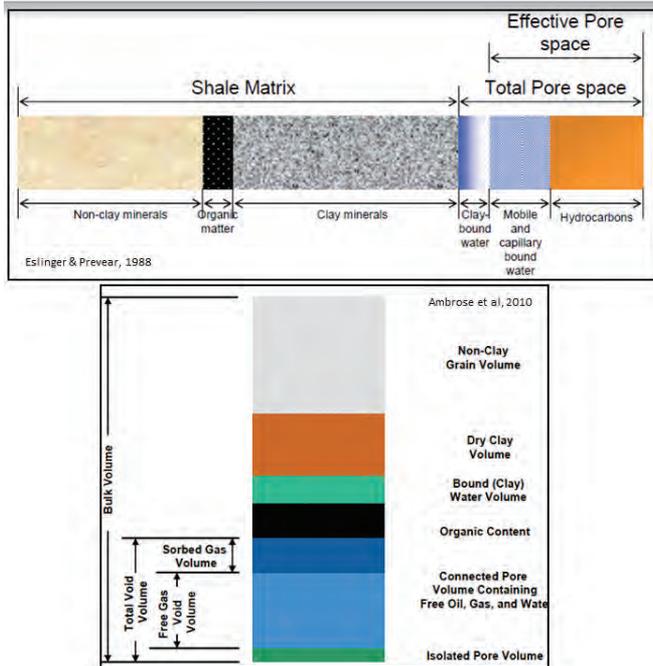


La posibilidad de obtener una densidad de grano variable que ofrece el perfil geoquímico, mitiga en algo la incertidumbre en el cálculo de la porosidad. Sin embargo, no llega a compensar la gran ventaja de la lectura de porosidad de la resonancia magnética que no depende de la litología.

En cuanto a la porosidad secundaria, producida por fracturas y microfracturas naturales, los registros de imágenes muestran la utilidad que tienen en la identificación, caracterización y cuantificación de estas estructuras (Fig. 33).

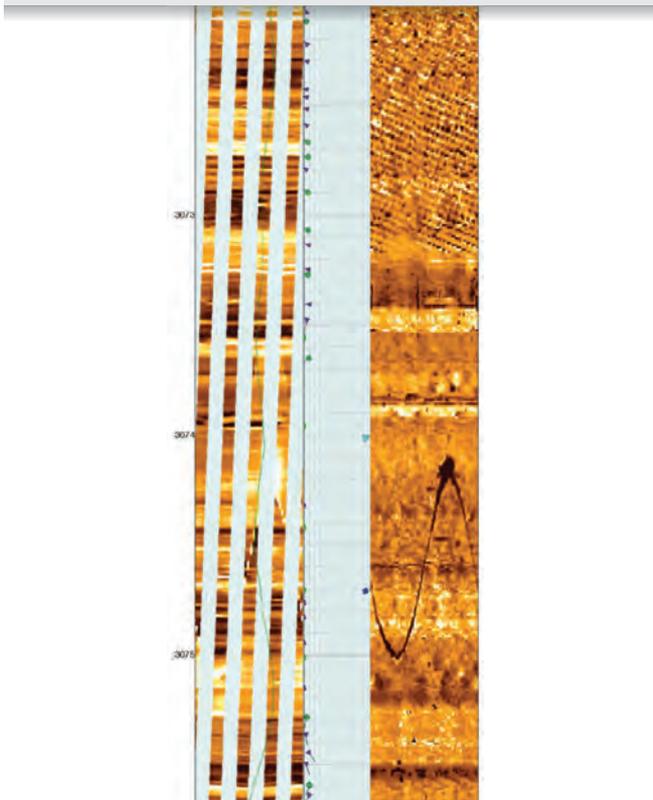
**FIGURA 32**

Algunos de los modelos de porosidad presente en los reservorios tipo *shale*.



**FIGURA 33**

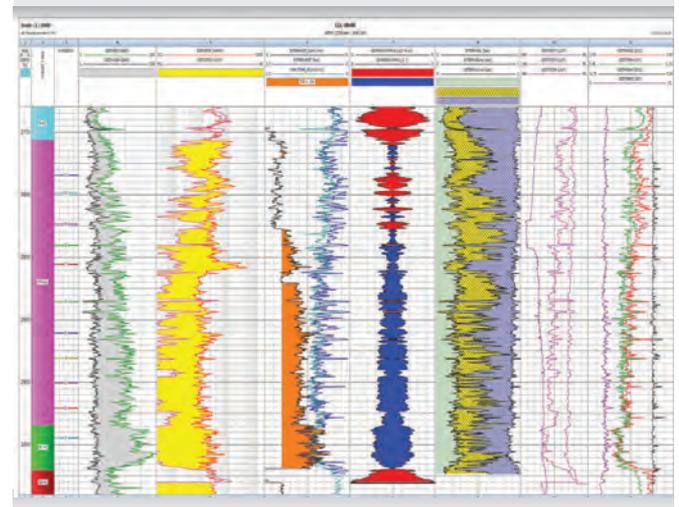
Registro de imagen mostrando la marcada heterogeneidad de los reservorios tipo *shale*.



La Figura 34 muestra el resultado de una interpretación petrofísica de reservorios *shale* a partir de la conjunción de perfiles de pozo convencionales y registros eléctricos especiales.

**FIGURA 34**

Resultado de una interpretación petrofísica de reservorios *shale* a partir de la conjunción de perfiles de pozo convencionales y registros eléctricos especiales.



Tal como se esbozó al principio de este tópico y al hablar de los modelos de porosidad, en lo que respecta a la caracterización de los reservorios *shale* a partir de la interpretación y evaluación de registros eléctricos de pozo, se están generando métodos y técnicas permanentemente, a partir de la gran cantidad de datos e información de subsuelo que se adquieren día a día, y en función de los avances tecnológicos que se producen. Esto, sumado al alto grado de heterogeneidad lateral y vertical que los *shale* presentan, hace que los flujos de trabajo sean dinámicos, ajustándose y mutando de acuerdo con el lugar de la cuenca donde se los caracterice.

## Consideración final

Si bien los registros eléctricos de pozos son una herramienta excelente para caracterizar las rocas que componen un sistema petrolero, no se debe perder de vista el hecho de que se basan en mediciones físicas de las rocas (radioactividad natural, densidad electrónica, resistencia que le oponen al paso de una corriente eléctrica, tiempo que tarda una onda acústica en atravesar

un pie de formación, etc.), que a partir de algoritmos, métodos y técnicas son transformadas en términos litológicos, propiedades pseudotexturales, y parámetros petrofísicos, entre otros.

Esta situación, por un lado, obliga a ser extremadamente cuidadoso en las conclusiones obtenidas, mientras que, por otra parte, hace imperioso ajustar y calibrar estos resultados con datos litológicos, granulométricos, geoquímicos y petrofísicos de roca (como son afloramientos análogos, testigos coronas, testigos laterales rotados y de impacto, y recortes de perforación); datos de reservorios (presiones, fluidos), y otras fuentes de información (sísmica 2D y 3D, quimioestratigrafía, etc.) Por último, es necesario destacar que el criterio seguido en la confección de este capítulo fue generalista, intentando dar una suerte de explicación básica del principio de funcionamiento de algunas herramientas de perfilaje (tanto convencionales como especiales), las características de los registros eléctricos resultantes y su aplicabilidad a la caracterización de las rocas reservorio, sello y madre. Indudablemente, se podrían dar muchos más detalles en cada uno de estos apartados, pero excede el propósito de este capítulo.

### Agradecimientos:

Los autores quieren dejar especial reconocimiento a YPF S.A. por buena parte de la información compartida; el apoyo dado para la confección del capítulo; y, fundamentalmente, por permitirnos ser parte de esta experiencia bibliográfica. A los Drs. Juan José Ponce y Noelia Carmona, agradecemos la lectura crítica del manuscrito.

### Bibliografía

Ambrose, R. J., Hartman, R. C., Diaz-Campos, M., Akkutla, I. Y. y Sondergeld, C. H. 2010. *New Pore Scale Considerations for Shale Gas in Place Calculations. Part I - New Pore-scale Considerations. SPE Journal. 17: 219-229.*

Asquith, G. y Gibson, C. 1982. *Basic Well Log Analysis for Geologists. AAPG. Methods in Exploration Series. 216 p.*

Astesiano, D. 2012. *Curso Interpretación de perfiles. YPF, Regional Neuquén - Río Negro.*

Astesiano, D., Godino, G. y Whitty, C. 2005. *Petrophysic Evaluation of the Loma Las Yeguas Sill. Apply to Aguilera Method. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.*

Astesiano, D., Bernhardt, C. y Ortiz, A. 2008. *Reservoir Characterization of Gas Bearing Mulichinco Sandstone Using NMR and Elemental*

*Capture Spectroscopy data. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.*

Astesiano, D., Whitty C., D'Angiola M. y Lopez R. 2008. *Petrophysic Characterization of a Deep Sill by Data Integration in Rincón Chico. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.*

Astesiano, D., Ortiz, A., Rodriguez, M. C. y Velez, E. 2013. *An Unconventional Approach to Determine the Presence of Natural Open Fractures from Open Hole Logs in the Quintuco – Vaca Muerta Unconventional Play, Loma La Lata Field, Neuquén Basin, Argentina. SPWLA, New Orleans, Louisiana.*

Halliburton. *Openhole Log Analysis end Formation Evaluation, 1991.*

Hammar, V. y Montagna, A. 2014. *Identificación de Facies a partir de coronas y perfiles. Fm Sierras Blancas. Yacimiento El Medanita. Provincia de Río Negro. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina. 212-243.*

Montagna, A., Zardo, E. y Celentano, MA. 2010. *Caracterización petrofísica a partir de la integración de registros eléctricos y datos de roca de la F. Mulichinco del yacimiento Rincón del Mangrullo, Neuquén, Argentina. Congreso de Producción del Bicentenario, IAPG, Salta.*

Montagna, A., Valenzuela, G. y Oviedo, E. 2011. *Caracterización petrofísica a partir de la integración de datos e información de roca, perfiles, ensayos de presión y producción de un reservorio mixto. Ejemplo de la F. Quintuco de Loma La Lata, Neuquén, Argentina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.*

Montagna, A., Licitra, D., Gutierrez, F., Grisolia, J., Crespo, G. y Arro R. 2013. *Metodología de caracterización petrofísica, con énfasis en la interpretación de registros eléctricos, aplicada a la evaluación de reservorios "tight" de la F. Lajas en Sierra Barrosa, Neuquén, Argentina. Congreso de Producción IAPG, Rosario, Argentina.*

Montagna, A., Otorola, N., Gutierrez, F., Grisolia, J. y López, A. 2014. *Algunas consideraciones sobre el ajuste roca – perfil a partir de los análisis de DRX y los perfiles de espectroscopia elemental de pozo. Caso de estudio: la Fm Lajas en el yacimiento Cupen Mahuida. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina.*

Passey, Q., Creaney, S., Kulla, J. Moretti, F. y Stroud, J. 1990. *A Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity Logs. American Association of Petroleum Geologists. 74:1777-1794.*

Passey, Q. R., Bohacs, K. M., Esch, W. L., Klimentidis, R. y Sinha, S. 2010. *From Oil-Prone Source Rock to Gas Producing Shale Reservoir – Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale-Gas Reservoirs (SPE 131350). 29 p.*

Schlumberger. 1989. *Log Interpretation. Principles / Applications.*

Sondergeld, C., Newsham, K., Comisky, J. y Rice, M. 2010. *Petrophysical Considerations in Evaluating and Producing Shale Gas (SPE 131768).*

Stinco, L. 2001. *Introducción a la Caracterización de Reservorios de Hidrocarburos. Empleo de Técnicas de Subsuelo en la Evaluación de Formaciones. Asociación Geológica Argentina. Serie B. 25. 128 p.*

Western Atlas. 1989. *Introducción al perfilaje.*

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R. y Gardner, G.H.F. 1958. *An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics. 23: 459-493.*



# GEOLOGÍA DE LA CUENCA NEUQUINA Y SUS SISTEMAS PETROLEROS

Este libro brinda una base conceptual sobre la geología de la Cuenca Neuquina desde la óptica de la exploración y el desarrollo de hidrocarburos.

Dentro de la importancia que esta cuenca tiene para el desafío energético de nuestro país, el texto está orientado a la divulgación del conocimiento teórico y la experiencia práctica generada a partir de las Escuelas de Campo de Geología.

Esta iniciativa es el resultado de un esfuerzo articulado entre profesionales de YPF, la Fundación YPF y la Universidad Nacional de Río Negro.

---

[www.fundacionypf.org.ar](http://www.fundacionypf.org.ar)