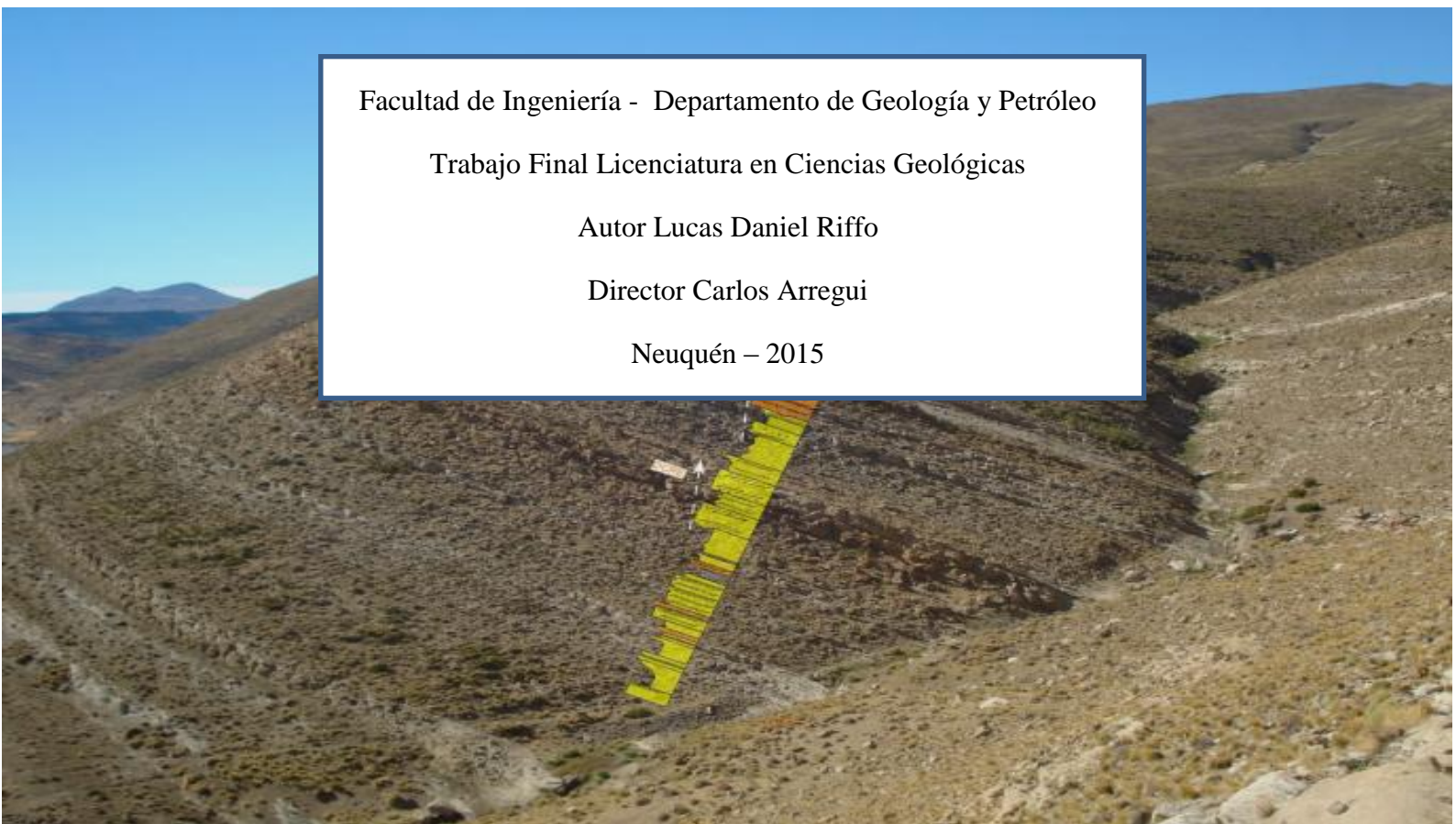


Descripción de Facies y Evolución Estratigráfica de la Fm. Lajas y su Transición a la Fm. Punta Rosada en los Pozos RN-1049 y 1066 (Río Neuquén). Contribución al Desarrollo del Campo.

Facultad de Ingeniería - Departamento de Geología y Petróleo  
 Trabajo Final Licenciatura en Ciencias Geológicas  
 Autor Lucas Daniel Riffo  
 Director Carlos Arregui  
 Neuquén – 2015



## Resumen

La Cuenca Neuquina es un depocentro subandino localizado en el margen occidental de Sudamérica, entre la Cordillera de los Andes y el antepaís patagónico, con aproximadamente 7000 m. de sedimentos jurásicos y cretácicos. Su historia tectosedimentaria comprende tres (3) estadios desde el Triásico Superior hasta el Cenozoico, reuniendo diferentes secuencias deposicionales (*rift, sag y foreland*), en ciclos regresivos-transgresivos de gran escala. Dentro de la zona oriental de la cuenca, en el denominado Engolfamiento Neuquino, se encuentra el Yacimiento Río Neuquén a 22km de la ciudad homónima. De los sistemas petroleros comprobados en el área se destaca el Sistema Petrolero Inferior (Fm. Los Molles – Lajas/Punta Rosada), el cual constituye uno de los yacimientos no convencionales más importantes de la cuenca, con hidrocarburos extraídos a partir de areniscas de baja permeabilidad (*tight*), de ambiente fluviodeltaico. Las formaciones analizadas en este trabajo (Lajas y Punta Rosada) se desarrollaron en un ambiente deltaico fluvial influenciado por mareas, con ciclos de alta frecuencia de somerización y profundización del sistema. A través de testigos coronas, perfiles eléctricos de pozo, electrofacies y afloramientos de superficie análogos, se correlacionaron estratigráficamente tres pozos de este yacimiento, RN-1049, RN-1066 y RN-1007, estableciendo cinco (5) secuencias de 4<sup>to</sup> orden y cincuenta y tres (53) superficies estratigráficas de ciclos de 5<sup>to</sup> orden según los criterios de clasificación establecidos por Embry (1993, 1996), Catuneanu (2006) y Raja Gabaglia *et al.* (2006). La reconstrucción paleogeográfica en planta de estos ciclos contribuye a un mejor entendimiento de la distribución espacial y del espesor de los cuerpos que conforman posibles reservorios, dentro de la Formación Lajas y su transición con la Fm. Punta Rosada; como así también aporta datos útiles al modelo deposicional del yacimiento.

## Abstract

The Neuquén Basin is a subandean depocentre located in the western margin of South America, between the Andes Range and the Patagonian foreland, with approximately 7000 m. of Jurassic and Cretaceous sediments. The tectosedimentary history comprises three (3) stages from the Upper Triassic to the Cenozoic, bringing together different tectonic stages (*rift, sag and foreland*), on transgressive-regressive cycles of large scale. The Río Neuquén field is located 22km north from the Neuquén city into the eastern part of the basin informally known as Neuquén Embayment. The Lower Petroleum System proved in this region (Los Molles - Lajas / Punta Rosada formations) is one of the most important unconventional reservoirs of the basin, with hydrocarbons produced from low permeability sandstones (*tight*) of fluviodeltaic origin. The formations analyzed in this paper (Lajas and Punta Rosada) were developed in a fluvial deltaic environment influenced by tides, and composed by high frequency transgressive-regressive cycles. The data base included cores, well logs, electrical images, and analogous surface outcrops. The RN-1049 and RN-1066 wells were stratigraphically correlated identifying five (5) 4<sup>th</sup> order sequences and fifty-three (53) 5<sup>th</sup> order ones according to the classification proposed by Embry (1993, 1996), Catuneanu (2006) and Raja Gabaglia *et al.* (2006). The paleogeographic reconstruction of these cycles contributes to a better understanding of the spatial distribution and thickness of the possible reservoirs within the Lajas Formation and the Punta Rosada Formation as well as providing useful data to the depositional model of these units.

**Palabras claves:** Cuenca Neuquina-Río Neuquén-Secuencia estratigráfica-Jerarquía

## **Agradecimientos**

A Dios, mi amigo más fiel, por haberme dado la vida y darme fuerzas cada día para seguir. A Él sea la Gloria.

A mi familia, a los cuales amo enormemente, por sostenerme y ayudarme en especial en estos últimos años, enseñándome que todas las cosas me ayudan a bien y que cada día es una oportunidad para mejorar en la vida.

A mi novia Naty, por el amor y la paciencia que me tiene, por apoyarme en todos los sueños que tengo, por aceptarme como compañero y elegirme para construir una vida juntos. Te Amo!!

A Petrobras S.A., por la permitirme realizar el trabajo final de licenciatura con información del Yacimiento. Por permitirme realizar los viajes de capacitación de la empresa para analizar la estratigrafía secuencial de la Fm. Lajas. Muchas Gracias!!

A Baker Hughes S.A., y a su equipo de geólogos, por permitirme realizar el análisis de perfiles en sus instalaciones, y por el tiempo dedicado en ayudarme y capacitarme.

Al Doctor Carlos Arregui, por aceptar ser mi director de tesis, por el tiempo y la disposición en ayudarme, corregirme, orientarme y ser un ejemplo para mí como persona, como profesor y como profesional. Gracias por la paciencia.

A la Universidad Nacional del Comahue, y mis compañeros de geología, grandes personas con las cuales compartí tiempo, estudio, esfuerzo, viajes y comidas. Gracias por bancarme tantas cosas y atravesar esta etapa conmigo.

## ÍNDICE GENERAL

<b>1. INTRODUCCIÓN, PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS .....</b>	<b>1</b>
<b>2. MÉTODO DE TRABAJO E INFORMACIÓN UTILIZADA .....</b>	<b>4</b>
<b>3. CONTEXTO TECTONOSEDIMENTARIO DE LA CUENCA NEUQUINA.....</b>	<b>8</b>
3a. Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. ....	16
3b. Formación Lajas (Jurásico Inferior – Medio).....	20
3c. Formación Challacó / Punta Rosada (Jurásico Inferior – Medio). ....	24
<b>4. ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS. GENERALIDADES Y APLICACIONES ..</b>	<b>25</b>
4a. Historia de la Estratigrafía de Secuencias .....	25
4b. Conceptos.....	30
4c. Jerarquía de Secuencias.....	36
<b>5. YACIMIENTO RÍO NEUQUÉN .....</b>	<b>40</b>
<b>6. CARACTERIZACION AMBIENTAL Y SU ANALISIS A TRAVES DE PERFILES DE POZO.....</b>	<b>46</b>
6a. Conceptos generales .....	46
6b. Perfiles de pozo. ....	51
<b>7. ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS.....</b>	<b>57</b>
Hipótesis I (acuñamiento de secuencias).....	69
Hipótesis II (sin acuñamiento de secuencias).....	74
<b>8. CONCLUSIÓN.....</b>	<b>80</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>82</b>
<b>APÉNDICE DE IMÁGENES.....</b>	<b>86</b>

## **1. INTRODUCCIÓN, PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS**

El “Yacimiento Río Neuquén” se encuentra a 22km al norte de la ciudad de Neuquén, en provincia homónima (Fig. 1). Su descubrimiento se efectuó en el año 1971, mediante la prospección de una estructura positiva detectada por sísmica de reflexión dentro de las formaciones jurásicas-cretácicas Sierras Blancas (Digregorio 1972), Lotena (Weaver 1931) y Quintuco (Weaver 1931). Los primeros sondeos en Río Neuquén-Campo Grande fueron dirigidos por la empresa YPF S.A. (YPF.RN.CG.x-1, YPF.RN.x-1 y YPF.RN.x-2), entre el año antes mencionado y 1972. Hacia 1976 se realizó una perforación profunda correspondiente al pozo RN xp-58, que descubrió la existencia de gas en niveles de las formaciones jurásicas (Aaleniano-Calloviano) Punta Rosada (Digregorio 1972) y Lajas (Weaver 1931) dentro de reservorios de baja permeabilidad. El desarrollo de esta acumulación se inició de forma gradual en el año 2000 utilizando diferentes técnicas de terminación hasta encontrar resultados satisfactorios en los últimos años.

La complejidad propia del ambiente sedimentario de la Fm. Lajas y su transición a la Fm. Punta Rosada produce importantes cambios laterales tanto en los espesores como en la calidad de los reservorios. Por esta razón, la descripción e interpretación de detalle de las características sedimentológicas y la definición de la evolución estratigráfica en los pozos que poseen el máximo volumen de datos (perfiles y coronas) es de crucial importancia, para la construcción del modelo geológico. Así mismo, es importante la utilización de nuevas técnicas y estrategias que permitan seleccionar reservorios de menor escala, importantes en esta etapa de desarrollo del yacimiento. El avance de la estratigrafía secuencial de alta resolución, metodología aún en desarrollo, brinda una visión más detallada de los intervalos seleccionados como posibles productores de hidrocarburos y de los posibles sellos de menor jerarquía estratigráfica.

Con el pasar de los años estas técnicas de mayor resolución serán cruciales para el entendimiento de los yacimientos hidrocarburíferos, además de representar una evolución en la forma de entender los procesos que pudieron dar origen al ambiente geológico donde se acumulan estos hidrocarburos. En este trabajo se analiza la geología del subsuelo desde un punto de vista estratigráfico secuencial y sedimentológico, pasando por alto los límites litoestratigráficos, utilizados a lo largo del tiempo. En yacimientos no convencionales y de litologías complejas, es importante comprender la necesidad de desarrollar nuevas formas de análisis que faciliten el conocimiento de estos campos.

Los sondeos RN-1049 y RN-1066 realizados por Petrobras S.A., empresa que opera actualmente el área, se ubican en el sector central del yacimiento y distantes 1566 metros entre sí. Los mismos cuentan con un set completo de perfiles, incluyendo una imagen de pozo microresistiva, y coronas en el RN-1049, constituyendo un punto de

partida relevante tanto para el desarrollo de este trabajo, como para la construcción del modelo geológico.

Adicionalmente se realizaron observaciones y descripciones de perfiles en secciones aflorantes análogas, localizadas en el sector precordillerano en el oeste de Neuquén (Fig. 1) donde las formaciones jurásicas (Pliensbachiano-Calloviano) Molles (Weaver 1931), Lajas y Challacó-Punta Rosada poseen extensas exposiciones que permiten reconocer los tipos de rocas, inferir sus ambientes de depositación y describir geometrías depositacionales. Los perfiles sedimentológicos levantados se encuentran sobre el flanco norte (pasivo) y sur (activo) del anticlinal de Picún Leufú, localizado en la intersección de la Ruta Nacional N° 40 y el arroyo homónimo, como así también en la zona de Lohán Mahuida, sobre la ruta N° 46 y su intersección con el mismo arroyo, al sudoeste de la localidad de Zapala (Fig. 1). En ambos casos se pueden establecer ciclos estratigráficos de diferentes órdenes de jerarquía, que abarcan desde la base de la Fm. Lajas y su evolución vertical hacia la Fm. Punta Rosada – Challacó.

El patrón de apilamiento de los afloramientos análogos a los del subsuelo, que pertenecen a la misma unidad geológica y se hallan en ambientes tectónicos y situaciones paleogeográficas y estratigráficas equivalentes, refleja la transición de un ambiente de plataforma distal y mar profundo (Fm. Los Molles) a depósitos deltaicos fluviales con influencia de mareas en situaciones más proximales (fms. Lajas – Punta Rosada) y finalmente a fluviales meandrosos (Fm. Challacó).

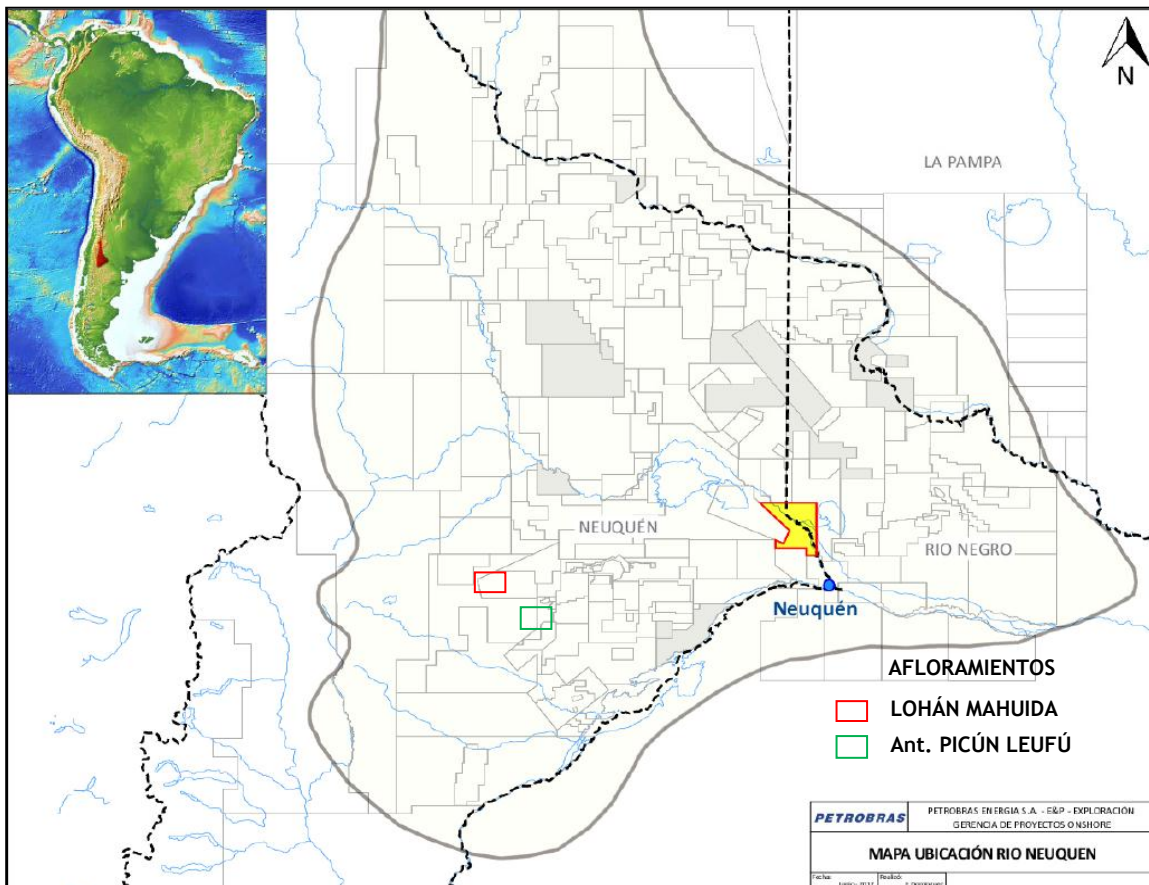


Fig. 1: Ubicación del área de estudio, en el engolfamiento de la Cuenca Neuquina, al suroeste de Sudamérica. El Yacimiento Río Neuquén en amarillo y los perfiles sedimentológicos levantados en Lohán Mahuida y Picún Leufú en el sector suroccidental de la cuenca (modificado de Petrobras S.A.).

A partir de lo planteado anteriormente, el objetivo final del trabajo es realizar un aporte al desarrollo del modelo geológico del yacimiento, a través de técnicas que faciliten la ubicación de potenciales reservorios, aún en etapas tardías de producción. El análisis sedimentológico y estratigráfico se ha realizado a través de datos de subsuelo, principalmente perfiles eléctricos de pozo, los cuales han sido útiles para la construcción del apilamiento rocoso según los criterios de la estratigrafía secuencial. Además se ha llevado a cabo una posible correlación entre los pozos RN-1049 y RN-1066 definiendo litologías, electrofacies, estructuras sedimentarias, contactos entre cuerpos, paleocorrientes y cualquier otro rasgo que sirva para la interpretación de la evolución estratigráfica vertical. Cabe destacar el énfasis en las superficies estratigráficas límites que permitan inferir órdenes de jerarquía, en ciclos de 5<sup>to</sup> y 4<sup>to</sup> orden.

Finalmente, los ciclos estratigráficos de 4<sup>to</sup> orden son representados en planta, con el fin de plantear posibles hipótesis de la evolución de este sistema deltaico, teniendo en cuenta la amplitud de incertidumbre que conlleva no poseer datos entre los sondeos.

## 2. MÉTODO DE TRABAJO E INFORMACIÓN UTILIZADA

La metodología de trabajo se basó en el análisis e interpretación estratigráfica secuencial de la sucesión vertical rocosa correspondiente al intervalo Aaleniano-Calloviano, en los pozos RN-1066 y RN-1049 ubicados en el centro del yacimiento Río Neuquén (Fig. 2.1) a través de un conjunto de datos provistos por la empresa Petrobras S.A. Se utilizaron testigos coronas, perfiles eléctricos convencionales, registros de imágenes micro-resistivas y perfiles sedimentológicos de campo para realizar el presente trabajo.

El intervalo estratigráfico analizado en este trabajo consta de un espesor aproximado de 200m. (de los más de 1000m. que integran todo el ciclo Cuyano) que comprende la transición entre las fms. Molles y Lajas y Lajas - Punta Rosada donde se producen cambios litológicos que hasta el momento sólo han sido definidos con criterios litoestratigráficos.

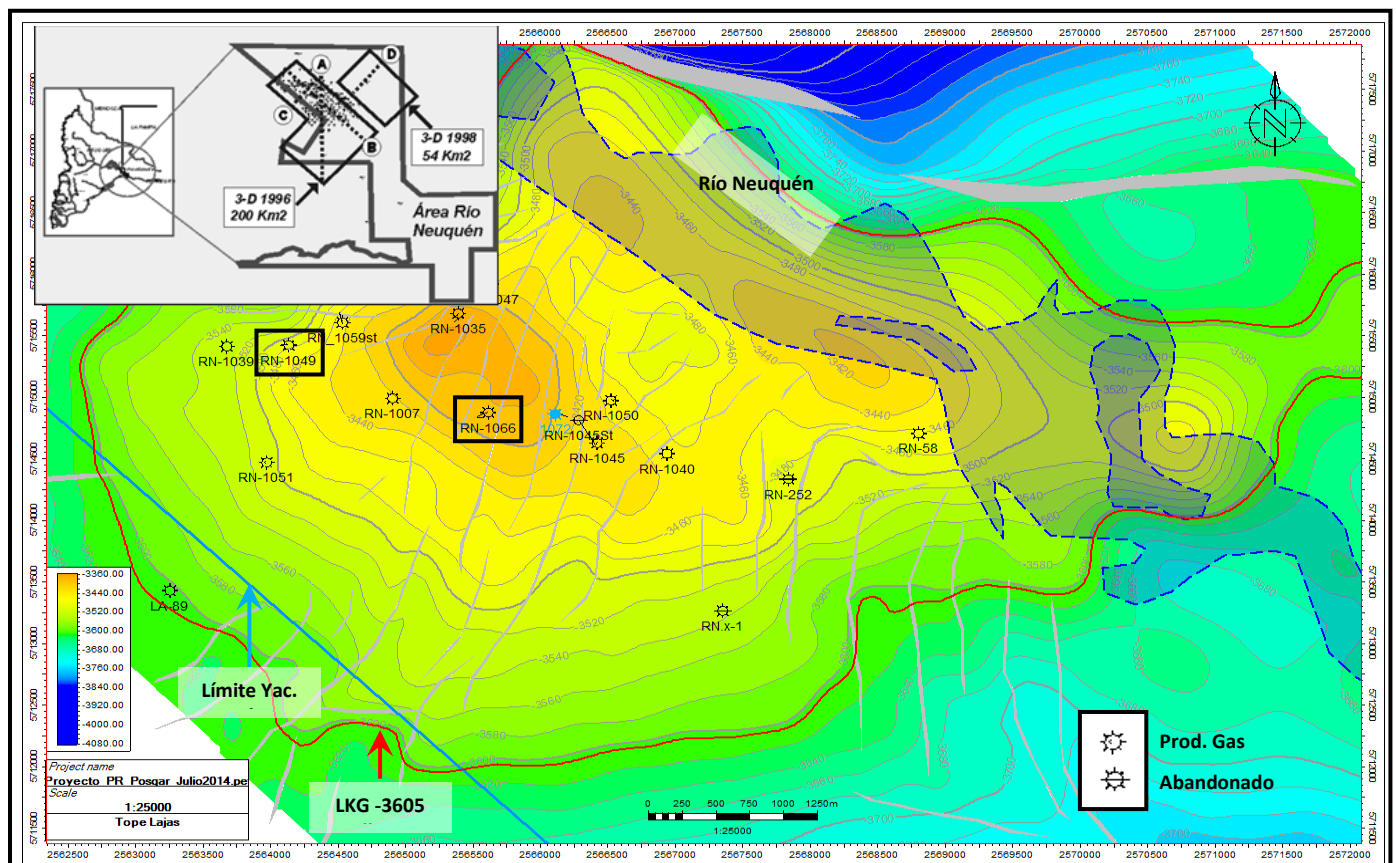
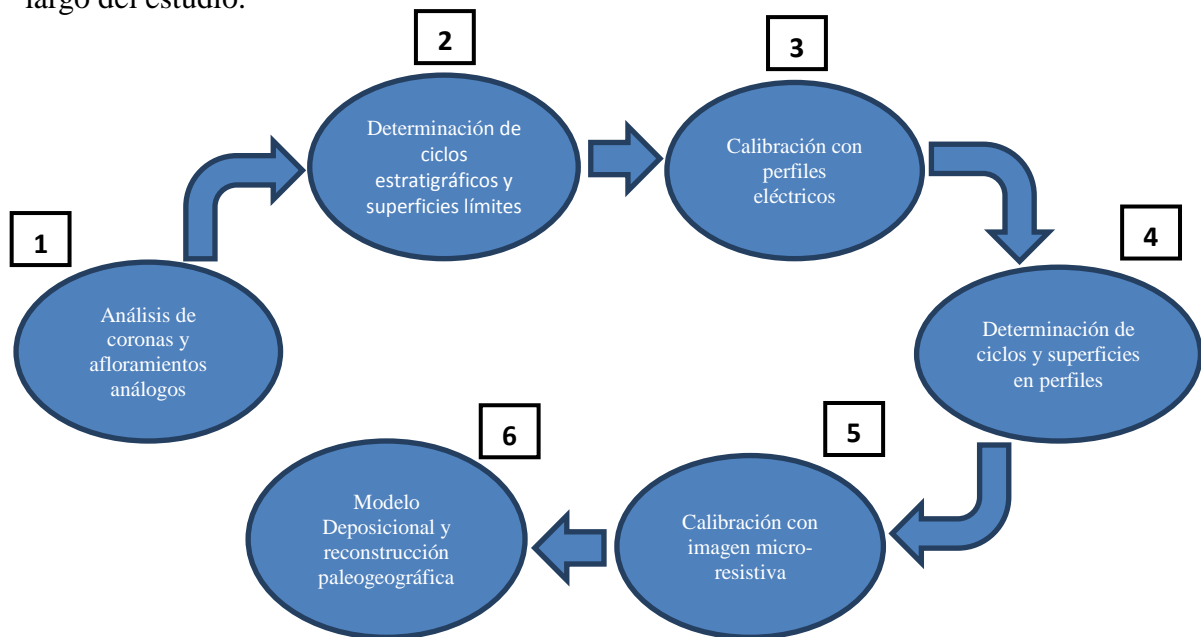


Fig. 2.1: Ubicación de los pozos RN-1066 y 1049, en el Yacimiento Río Neuquén, en el centro-este de la Cuenca Neuquina (modificado de Petrobras S.A.).



En el siguiente gráfico se muestra una síntesis del flujo de trabajo que se siguió a lo largo del estudio.



En primera instancia, se recorrieron los afloramientos pertenecientes a la Fm. Lajas en el flanco norte del anticlinal de Picún Leufú, y en las cercanías del arroyo homónimo en zona de Lohán Mahuida (ver Cap. 1, Fig. 1), interpretando el apilamiento sedimentario en términos de la estratigrafía secuencial. Se establecieron superficies estratigráficas que limitan ciclos de diferentes órdenes de jerarquía (4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup> orden), a través del contacto entre facies, asociaciones de facies y el patrón de apilamiento visible. La comprensión del sistema deposicional fue vital para establecer una posible analogía con los datos de subsuelo.

El estudio de los pozos antes mencionados comenzó a partir del análisis del informe sedimentológico de siete (7) coronas, pertenecientes a las fms. Lajas y Punta Rosada, en el sondeo RN-1049. La interpretación de estructuras sedimentarias, elementos arquitecturales y subambientes deposicionales, realizada por sedimentólogos de la empresa Petrobras S.A., fue tomada en cuenta para la determinación de electrofacies en los perfiles eléctricos (Fig. 2.2). Finalmente, se extrapoló la respuesta de los perfiles de los intervalos con corona a toda la secuencia de Lajas - Punta Rosada (200m.), clasificando las asociaciones de facies, ciclos y superficies estratigráficas, y subambientes del sistema deltaico.

El sondeo RN-1066 cuenta con un set básico de perfiles eléctricos, el cuál se utilizó para interpretar ciclos de alta frecuencia, con la ayuda de un registro de imagen micro-resistiva proporcionada por la empresa Weatherford S.A. Analizando la respuesta de las rocas a estos perfiles se clasificaron las electrofacies correspondientes a cada subambiente (ej., planicie deltaica, frente deltaico proximal, etc.), con el fin de correlacionar los pozos entre sí, para establecer ciclos de 5<sup>to</sup> y 4<sup>to</sup> orden. Para reducir la incertidumbre generada por la distancia entre el RN-1066 y RN-1049, la empresa

Petrobras S.A. proporcionó un nuevo pozo, RN-1007, con un conjunto de registros convencionales. Las curvas de los diferentes registros se visualizaron a través del Software Techlog Wellbore, desarrollado por Schlumberger, y utilizado en las instalaciones de la empresa Baker Hughes S.A.; en tanto que la confección de los ciclos estratigráficos en corte y en planta, se realizó a través de Microsoft Word.

En resumen la secuencia de trabajo fue la siguiente:

Etapa 1: Observación de facies en afloramientos análogos (Lohán Mahuida y anticlinal Picún Leufú) desarrollados en el sudoeste de la Cuenca Neuquina para comprender el ambiente deposicional, y análisis sedimentológico de coronas de subsuelo en el pozo RN-1049. Estos son los datos base y/o guía a partir de los cuales se desarrolla el trabajo.

Etapa 2: Análisis de las asociaciones de facies presentes en los afloramientos y coronas antes mencionados/as, y determinación de secuencias deposicionales (ciclos de profundización-somerización) visibles en las rocas. Interpretación paleoambiental de las unidades formacionales del subsuelo realizada por geólogos de Petrobras S.A.

Etapa 3: Definición de superficies estratigráficas y ciclos de diferentes órdenes de jerarquía basadas en patrones de apilamiento sedimentario, principalmente identificadas en las coronas (Fig. 2.2).

Etapa 4: Observación de la respuesta de las rocas a los perfiles eléctricos en intervalos con coronas del pozo RN-1049, determinación de superficies estratigráficas en los perfiles (Fig. 2.2) de 5<sup>to</sup> y 4<sup>to</sup> orden, a lo largo de los 200m. propuestos en el trabajo.

Etapa 5: Definición de electrofacies y subambientes deposicionales en el pozo RN-1049 y correlación con el sondeo RN-1066, a partir de la combinación de perfiles eléctricos.

Etapa 6: Determinación de paleocorrientes y contactos entre cuerpos en la imagen micro-resistiva perteneciente al pozo RN-1066, y caracterización de la evolución vertical en este sondeo. Caracterización de la dirección preferencial del sistema deltaico

Etapa 7: Establecimiento de ciclos estratigráficos y jerarquización de los mismos en ambos pozos, y correlación en corte entre de estos puntos de control.

Etapa 8: Generación de posibles reconstrucciones paleogeográficas en planta de ciclos de mayor jerarquía (4to) y evolución vertical dentro de las fms. Lajas y Punta Rosada. Planteo de hipótesis y reconstrucción del modelo evolutivo.

Etapa 9: Arribo a conclusiones y proyección de resultados.

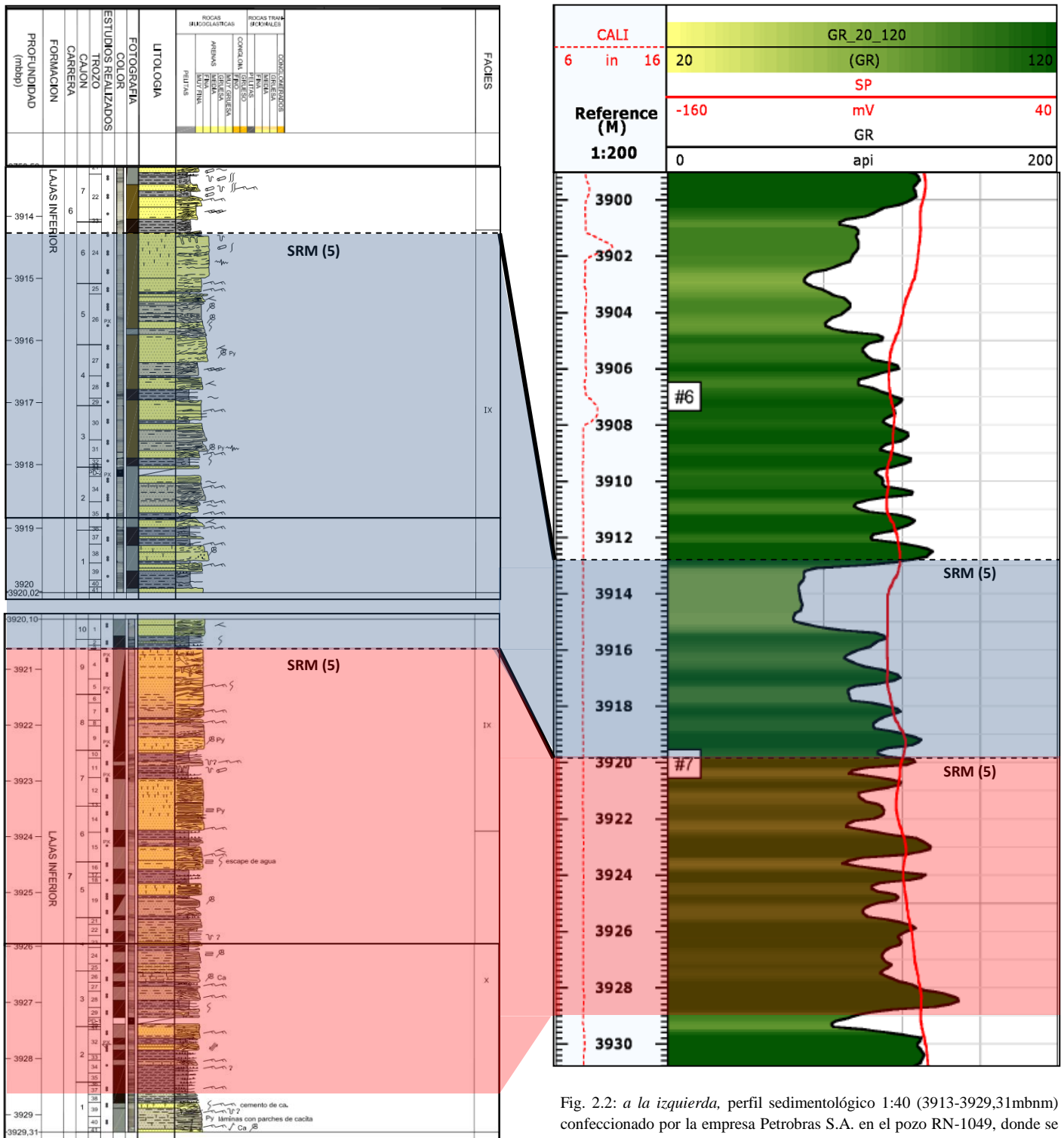


Fig. 2.2: a la izquierda, perfil sedimentológico 1:40 (3913-3929,31mbnm) confeccionado por la empresa Petrobras S.A. en el pozo RN-1049, donde se interpretaron dos ciclos de alta frecuencia de 5to orden y su superficie de regresión máxima (SRM) asociada; a la derecha, perfiles de rayos gamma y potencial espontáneo 1:200 (3899-3931mbnm) con los ciclos identificados en las coronas #6 y #7 (modificado de Informe Sedimentológico de coronas de la empresa Petrobras S.A).

### 3. CONTEXTO TECTONOSEDIMENTARIO DE LA CUENCA NEUQUINA

Los marco conceptual de la Cuenca Neuquina expuesto en este estudio sigue los trabajos publicados por Legarreta y Gulisano (1989) y Arregui *et al.* (2011) principalmente.

La Cuenca Neuquina es un depocentro subandino localizado en el margen occidental de Sudamérica entre el arco cordillerano de Los Andes y el antepaís patagónico, con aproximadamente 7000 m. de sedimentos jurásicos y cretácicos. Se encuentra limitada al occidente por el arco magmático antes mencionado, al oriente por el Sistema de la Sierra Pintada y sobre el margen austral por el macizo Nordpatagónico (Legarreta y Gulisano, 1989). Según Arregui *et al.* (2011), su historia deposicional comprende una sucesión cíclica de eventos marinos que alternaron con etapas de continentalización. Esta cuenca se ha desarrollado en un contexto de margen de placas convergente, en la parte suroccidental de Gondwana, con conexión con el proto-océano Pacífico (Fig. 3.1a). Su historia deposicional comienza en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano y se extiende hasta el Cenozoico.

El basamento ígneo y metamórfico de la provincia de Neuquén está asociado a varios eventos de deformación producidos durante el Paleozoico medio-superior al Triásico, vinculados a la evolución de este margen de subducción, como así también a procesos de fusión, reciclaje cortical y colisiones de terrenos alóctonos y/o para-autóctonos. El adosamiento de estos microcontinentes paleozoicos (Fig. 3.1b) ha sido mencionado por autores como Bettini (1984), Ramos (1984), Ramos *et al.* (1986), Franzese y Spalletti (2001), Mosquera y Ramos (2005) y Mosquera *et al.* (2011), iniciando con el choque de Cuyania en el Ordovícico Medio – Tardío (Astini, 1996), Chilenia (Ramos *et al.*, 1986) en el Devónico Tardío, y finalmente Patagonia (Ramos 1984) durante el Carbonífero Tardío o Pérmico Temprano (Rapalini *et al.*, 2010) (Fig. 3.1b).

En el Pérmico tardío se produce la formación de la provincia magmática Choiyoi que forma parte del basamento de la Cuenca Neuquina, dando como resultado un vulcanismo bimodal sobre el margen continental activo de Gondwana. Este magmatismo se extiende hasta el Triásico Tardío y en el Jurásico Temprano se instaura en un contexto extensional, una etapa con depocentros aislados limitados por fallas, tipo hemigraben, denominada etapa de *rift*. El relleno de estos hemigrábenes es de carácter volcánico y volcanoclástico, que a su vez permiten el desarrollo aislado de sistemas lacustres y continentales arealmente restringidos (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

El ingreso del mar proveniente del oeste, en tiempos del Pliensbachiano – Toarciano es afectado por este diseño inicial de la cuenca, reflejado en sus espesores y distribución. Legarreta y Gulisano (1989) sugirieron, a partir de la distribución paleogeográfica y del arreglo interno de las secuencias deposicionales, que el factor principal que controló la evolución sería las variaciones relativas del nivel del mar. Sin

embargo, aún no hay un consenso generalizado de los factores principales que rigieron la acumulación de sedimentos y la evolución tectonosedimentaria de diferentes sectores de la cuenca (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

Muchos autores han dividido esta cubeta, con sus tres estadios tectonosedimentarios (*rift, sag y antepaís*), en secuencias de distintos órdenes de jerarquía, desde Secuencias Depositionales, Mesosecuencias a Supersecuencias (Legarreta y Gulisano, 1989). Una síntesis reciente sobre el análisis tectonosedimentario de la cuenca ha sido realizado por Arregui *et al.* (2011) y se expone a continuación. Cuatro (4) etapas son reconocidas tectónicamente desde el Triásico Tardío - Jurásico Temprano (*rift*), Jurásico Temprano - Cretácico Tardío (*subsistencia térmica*), Cretácico Tardío - Terciario Temprano (*subsistencia por carga tectónica*), hasta el Terciario Temprano -Cuaternario Temprano (Tectogénesis Andina) (Legarreta y Gulisano, 1989).

Esta depresión ha sido estudiada mediante métodos de análisis estratigráficos basados en secciones sísmicas desde la década del '70 conocidos como criterios sismoestratigráficos (Legarreta y Gulisano, 1989; Arregui *et al.*, 2011 y trabajos citados allí). A partir de estas propuestas el relleno de las cuencas sedimentarias sería interpretado en términos de unidades genéticas, definidas por las relaciones geométricas entre los estratos, cuya unidad fundamental es la secuencia deposicional (Mitchum *et al.* 1977, en Legarreta y Gulisano, 1989).

Publicaciones de diversos autores como Haq *et al.* (1987), Van Wagoner *et al.* (1987) y Vail (1987), enfatizaron la importancia de las variaciones relativas del nivel del mar (balance entre la subsidencia y el cambio eustático) en el desarrollo de las secuencias deposicionales y la relación directa que existe entre cada uno de los cortejos sedimentarios (*system tracts*) presentes en las mismas, y tramos específicos de la curva de variación del nivel del mar.

La columna estratigráfica de la cuenca (Fig. 3.2) podría ser dividida en tres conjuntos, el sustrato/basamento constituido por rocas volcánicas y plutónicas, metamórficas y sedimentarias desde el Paleozoico inferior hasta el Triásico Superior; el relleno sedimentario formado por rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas y piroclásticas del intervalo Triásico Superior - Paleógeno; y la cobertura Cenozoica de rocas volcánicas, intrusivos asociados y sedimentarias resultado de la Tectogénesis Andina (Legarreta y Gulisano, 1989).

Las secuencias deposicionales han sido agrupadas en Mesosecuencias y estas, a su vez, en entidades de mayor rango denominadas Supersecuencias. En la cubeta estas unidades fueron divididas en tres, llamadas Supersecuencia Inferior, Media y Superior, las cuales coinciden parcialmente con los Ciclos "Jurásico", "Ándico" y "Riograndico" de Groeber (1946) (Legarreta y Gulisano, 1989).

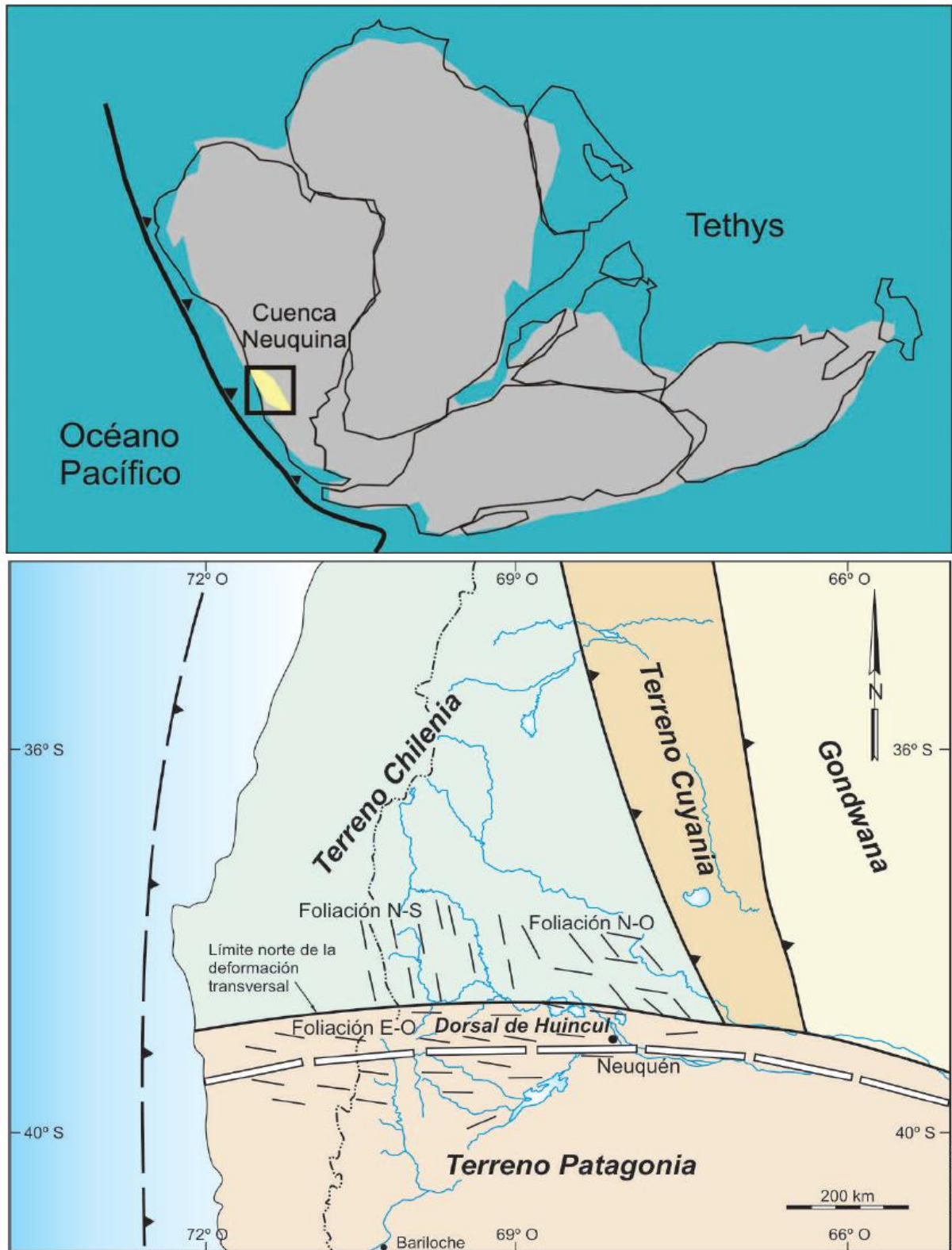


Fig. 3.1: En a, ubicación de la Cuenca Neuquina, en el margen occidental de Gondwana en el Jurásico Tardío. En b, terrenos alóctonos que conforman el basamento de la Cuenca Neuquina (extraído de Arregui *et al.*, 2011).

El primer ciclo sedimentario fue denominado Supersecuencia Inferior por Legarreta y Gulisano (1989) e integra los depósitos desarrollados entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior (144 Ma.). Estos autores propusieron tres subdivisiones en Mesosecuencias designadas como Precuyo, Cuyo y Lotena.

El Precuyo está conformado por sedimentos continentales de origen aluvial, como también fluviales, lacustres y barreales. El contenido piroclástico es abundante en esta secuencia y la geometría de los depósitos es marcadamente cuneiforme.

La Mesosecuencia Cuyo, equivalente al Grupo Cuyo que incluye las formaciones Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos, está desarrollada en la mayor parte de la cuenca entre el Pliensbachiano inferior y el Calloviano medio (154 Ma.), marcado por un estadio de inundación inicial (Fm. Los Molles) debido a un rápido ascenso del nivel relativo del mar y una expansión del mismo hacia el antepaís. En el centro y suroeste de la provincia del Neuquén, esta secuencia comienza con depósitos conglomerádicos continentales (abanicos aluviales hasta fluvial entrelazado), reemplazados lateralmente por calcarenitas litorales. Siguen hacia arriba pelitas oscuras marinas (*offshore*); son frecuentes niveles turbidíticos y el arreglo de esta secuencia es claramente progradante en estas latitudes, depositando facies arenosas marino - marginales de carácter deltaico dominado por ríos y mareas (Fm. Lajas), sobre las pelitas oscuras. Coronan la secuencia sedimentos continentales de origen fluvial (Fm. Challacó) y en algunos sectores evaporitas (Fm. Tábanos) de centro de cuenca asignadas al Calloviano medio (Legarreta y Gulisano, 1989).

La Mesosecuencia Lotena se desarrolla entre el Calloviano medio y el Oxfordiano superior - Kimmeridgiano (144 Ma.), integrado por facies clásticas marinas, continentales, carbonáticas y evaporíticas. Hacia el Oxfordiano se produce un cambio importante en el nivel relativo del mar, con una caída abrupta del mismo y depósitos evaporíticos restringidos y fluviales entrelazados. La Megasecuencia Lotena corresponde al Grupo homónimo y agrupa las fms. Lotena, La Manga y Auquilco (Legarreta y Gulisano, 1989).

Durante el Jurásico el sector sur de la cuenca se encuentra influenciado por la Dorsal de Huincul, área tectónicamente activa, donde un aporte anormal de sedimentos condicionó el Grupo Cuyo y sus progradaciones de depósitos proximales en el Jurásico Medio temprano. Al menos tres reactivaciones tectónicas han sido documentadas en este tiempo en la zona del anticlinal de Picún Leufú (Freije *et al.*, 2002 en Arregui *et al.* 2011).

El ciclo sedimentario correspondiente al Grupo Lotena, no tiene un gran desarrollo hacia la Dorsal debido a la tectónica Intracalloviana. La disminución del flujo de sedimentos clásticos permitió la instauración de una plataforma carbonática en la sección media de este grupo, para finalizar con un episodio evaporítico de gran espesor en la región central de la cuenca. La relación del espacio de acomodación y el aporte sedimentario pasa a ser positivo, a diferencia el ciclo anterior (Grupo Cuyo). La

presencia de niveles de yeso indica esta fuerte restricción del mar abierto (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

A partir de este momento se produce un cambio en el depocentro, a partir de la discordancia Intramálmica (tope del Grupo Lotena) y la depositación del Grupo Mendoza, documentado por numerosos autores como Groeber (1946) quien lo denomina Ciclo Ándico. Según Legarreta (1989) este es el inicio de la Supersecuencia Media, con depósitos desarrollados durante el Kimmeridgiano (144 Ma.) hasta el Cenomaniano medio (94 Ma.), abarcando las Mesosecuencias Mendoza Inferior, Mendoza Media y Mendoza Superior.

La primera está formada por una sucesión de sedimentos continentales de ambiente aluvial, lacustre, fluvial y eólico, de la Fm. Tordillo, sobre los cuales yacen en contacto abrupto facies marinas pelíticas y calcáreas, euxínicas del Tithoniano–Valanginiano temprano, de la Fm. Vaca Muerta y equivalentes. Se produce en este período la máxima expansión marina dentro del marco de un engolfamiento somero. Las secuencias depositacionales continúan con facies clásticas y carbonáticas de la Fm. Quintuco y facies continentales fluviales de la Fm. Bajada Colorada.

La Mesosecuencia Mendoza Media se extiende entre el Valanginiano inferior (129 Ma.) y el Hauteriviano inferior (117,5 Ma.), caracterizada en la zona de Neuquén por conglomerados y areniscas fluviales que hacia el centro de la cuenca se interdigitan con areniscas de plataforma, margas y calizas micríticas de plataforma y pelitas negras de la Fm. Mulichinco (Weaver, 1931). Hacia el tope se registra una extensa inundación representada por la Fm. Agrio (Weaver, 1931), entre el Valanginiano tardío y el Barremiano temprano, con un episodio breve de continentalización representado por el Mb. Avilé (Valanginiano superior-Hauteriviano inferior). Según Legarreta (1989) estos depósitos arenosos fluviales, lacustres y eólicos, marcarían el inicio de la Mesosecuencia Mendoza Superior (Hauteriviano inferior - Aptiano inferior).

Estos sedimentos continentales son cubiertos por una nueva inundación, caracterizada en esta región por pelitas negras, margas y calizas arcillosas de interior de cuenca, Mb. Superior de la Fm. Agrio. Sobre los depósitos finos progradan en el Engolfamiento Neuquino clásticos marinos marginales, y areniscas y conglomerados fluviales del Mb. Inferior de la Fm. Centenario (Hauteriviano inferior). Otra secuencia inicia en este punto con carbonatos en el margen de la plataforma que hacia el interior pasan a facies pelíticas (Mb. Chorreado).

La Mesosecuencia Huitrín inicia luego de una discontinuidad evidenciada en toda la cuenca, donde depósitos eólicos y fluviales sobreyacen abruptamente sobre las pelitas negras de la Fm. Agrio. Continúan tres secuencias deposicionales comprendidas entre en Aptiano inferior (112 Ma.) y el Aptiano superior (106 Ma.) y caracterizadas por evaporitas (anhidrita, halita y silvita), carbonatos y depósitos clásticos identificados como Fm. Huitrín y Fm. Rayoso (Grupo Bajada Colorada). La parte inferior está conformada por términos clásticos fluviales y evaporíticos del Mb. Troncoso (mar



hipersalino somero), que son retrabajados luego de un periodo de exposición, y finalmente cubiertos por carbonatos de rampa del Mb. La Tosca. Al tope de esta megasecuencia se evidencia una tendencia a la retracción del espacio disponible para la acumulación (Legarreta y Gulisano, 1989). La Mesosecuencia Rayoso, se extiende desde el Aptiano superior (106 Ma.) hasta el Cenomaniano medio (94 Ma.) y comprende depósitos clásticos continentales de color rojizo y evaporitas en un medio hipersalino con carbonatos subordinados.

En este punto se produce una nueva etapa en la historia de la cuenca, donde cesa el ingreso de transgresiones desde el Pacífico y su definitiva continentalización se hace evidente. La causa de esta evolución podría deberse al cambio de orientación del vector de convergencia de la placa oceánica, que a fines del Cretácico se orienta ortogonalmente y con un menor ángulo de inclinación de la loza subductada. Este momento marcaría el fin de la etapa de subsidencia térmica y el comienzo del alzamiento de la Cordillera de los Andes, con la instauración de una cuenca de antepaís (*foreland*) (Arregui *et al.* 2011 y referencias citadas allí)

Durante el Cretácico Tardío comienza la depositación de la denominada Supersecuencia Superior (Legarreta y Gulisano, 1989). Esta reúne los depósitos acumulados entre el Cenomaniano medio (94 Ma.) y el Paleoceno tardío (55 Ma.), pertenecientes a la Mesosecuencia Neuquén y su equivalente Grupo Neuquén y a la Mesosecuencia Malargüe (correspondiente al Grupo Malargüe).

La Mesosecuencia Neuquén (94 Ma. – 80 Ma.) comprende facies continentales, casi exclusivamente clásticas, asociadas a las formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado. En general predominan los sedimentos gruesos (psamitas y psamitas) sobre los finos, en sistemas esencialmente fluviales y lacustres subordinados. Por su parte la Mesosecuencia Malargüe comprende depósitos marinos y continentales desarrollados entre el Campaniano tardío (80 Ma.) y el Paleoceno tardío (55 Ma.). Inicia con sedimentos marinos mayormente clásticos, con calizas y evaporitas subordinadas, acumulados en un mar epiclástico proveniente del Atlántico y continúa con depósitos aluviales con mayor participación de material volcánico. El ingreso de este mar en el Maastrichtiano podría estar asociado al proceso de apertura y separación de África y Sudamérica, en una etapa de antepaís, donde la pendiente de la cuenca inclina hacia el este y se evidencia un ascenso eustático global (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

La evolución de la Cordillera de los Andes señala durante el Cenozoico etapas de extensión alternando con otras de convergencia donde se crearon rasgos topográficos, como la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.*, 2011 en Arregui *et al.* 2011), y los depocentros volcánicos y sedimentarios asociados.

La secuencia de eventos mesozoicos donde se produjeron variaciones cíclicas de la línea de costa alternando con sedimentación continental, sugieren una combinación de factores externos conjugados para su generación. Autores como Legarreta y Gulisano

(1989) y Legarreta *et al.* (1993) destacan las variaciones del nivel relativo del mar por sobre la tectónica, la cual regiría en el aporte sedimentario y en cambios locales en la cuenca. Sin embargo, zonas como la Dorsal de Huincul o el Dorso de Los Chihuidos destacan la tectónica, activa durante el Jurásico y Cretácico, y asociada a la sedimentación en varias escalas de jerarquía sugiriendo un control estructural no sólo en rasgos de primer orden (colisión de terrenos alóctonos), sino también en escalas más pequeñas (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

### **Síntesis de la evolución geodinámica de la cuenca**

Desde el Triásico tardío (Rhaetiano) hasta el Jurásico basal (Hettangiano inferior) la cuenca estuvo controlada por un sistema de fallas extensionales, en un estadio de *rift* incipiente generando depresiones aisladas de tipo hemigrábenes. En tiempos del Hettangiano - Oxfordiano se evidencia una subsidencia generalizada en la cubeta, aunque los rasgos estructurales iniciales modelaron el apilamiento sedimentario, en el Jurásico Superior (Kimmeridgiano) y el Cretácico Inferior la subsidencia térmica va atenuándose paulatinamente. Finalmente durante el Cretácico Superior alto y el Paleógeno se observa un efecto de carga de la losa siálica en el sector occidental de la cuenca, debido al marcado crecimiento y migración del arco volcánico (etapa de antepaís).

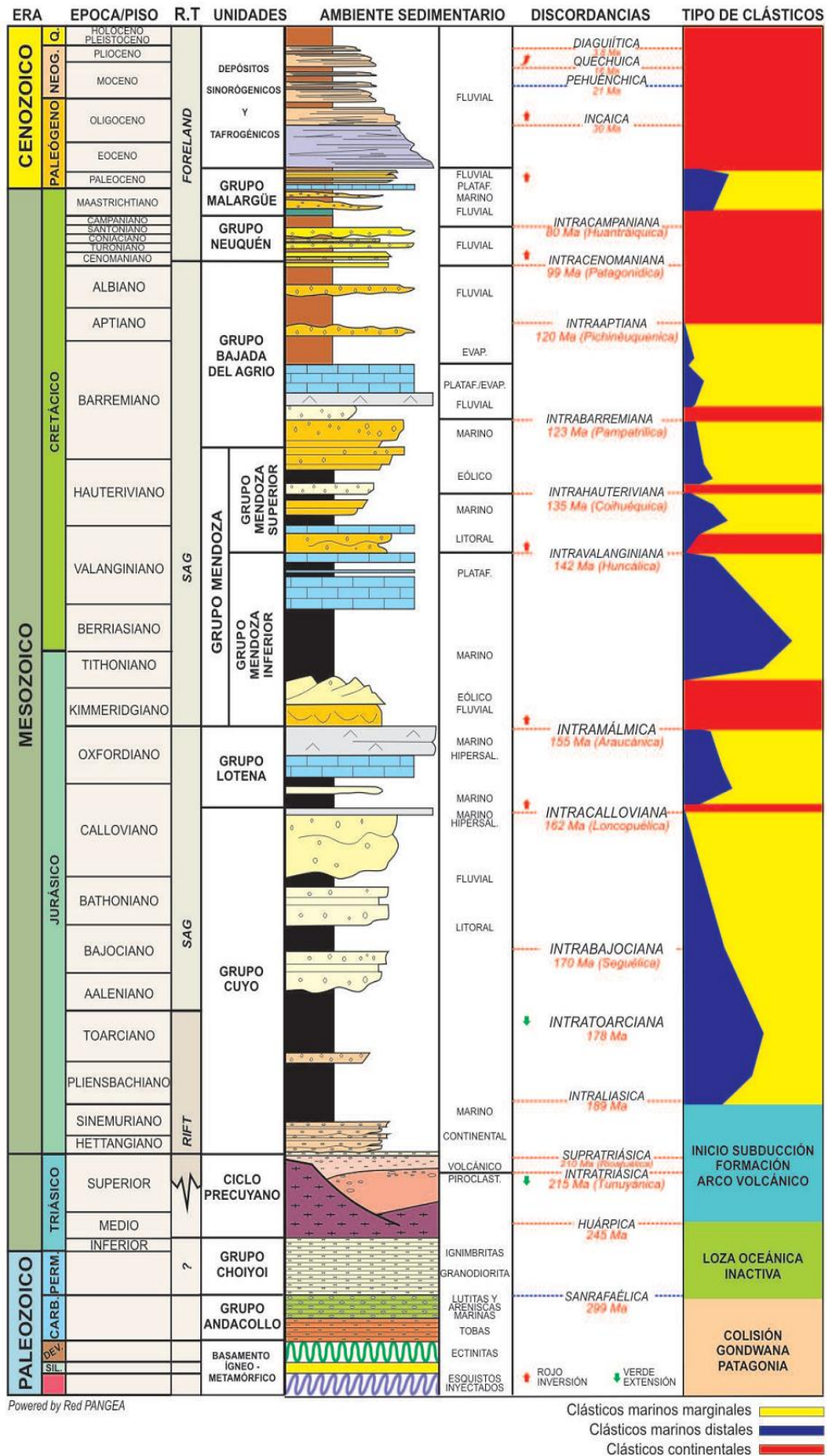


Fig. 3.2: Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina en la provincia homónima (extraída de Arregui *et al.*, 2011).

### 3a. Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina.

El Grupo Cuyo, como ya se ha mencionado en la Mesosecuencia homónima, comprende el primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la Cuenca Neuquina entre el Pliensbachiano - Toarciano (en la zona del engolfamiento) y el Calloviano Medio (Fig. 3.3). En el presente trabajo se seguirá la publicación de Arregui *et al.* (2011) para enmarcar teóricamente a las unidades formacionales que son objeto de estudio.

Este grupo está integrado por un conjunto de rocas clásticas de ambiente marino distal (Fm. Los Molles), litoral (Fm. Lajas), continental fluvial (fms. Challacó y Punta Rosada) y evaporítico (Fm. Tábanos) (Fig. 3.4). Representa el primer ciclo transgresivo - regresivo, de segundo orden según los criterios de clasificación de Haq *et al.* (1987), que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa, con progradaciones en el Aaleniano - Bajociano en la región sur de la cuenca, influenciadas por el comportamiento tectónico en el borde. El evento evaporítico desarrollado en el interior del depocentro marca la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica que produce la discordancia Intracalloviana.

El término Grupo Cuyo fue propuesto por Dellape *et al.* (1978), luego de numerosos estudios realizados por Groeber (1918, 1929, 1946, 1953), Weaver (1931), Suero (1951) y Stipanovic (1969), entre otros. Se identifican en esta denominación a la secuencia sedimentaria evolutiva limitada en su base y techo por las discordancias Intraliásica (Rioatuélica) e Intracalloviana respectivamente. Este grupo constituye un sistema petrolero con todos sus elementos incluidos (roca madre, reservorios, sellos) y provee una importante cantidad de hidrocarburos en especial sobre el flanco sur de la cuenca.

La transgresión inicial (Pliensbachiano - Toarciano) avanza al principio sobre los depósitos volcánicos y piroclásticos del Grupo Chioyoi y/o Ciclo Precuyano, asociada a un estadio de *synrift*, y posteriormente sobrepasa los depocentros aislados para cubrir gran parte del engolfamiento (Fig. 3.5a). Constituyen pelitas grises y gris oscuras de ambiente marino poco profundo (menos de 400 m), con areniscas finas hasta gruesas y conglomerados subordinados típicos de flujos densos. También se observan deslizamientos subácueos de gran escala y lahares submarinos (Llambías y Leanza, 2005). Estos depósitos son cubiertos por grandes espesores arenosos de la Fm Lajas (Weaver, 1931), y en menor medida por pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en un ambiente marino somero, deltaico y estuarino (Fig. 3.5b). En el subsuelo de la cuenca constituye uno de los tradicionales reservorios de hidrocarburos a lo largo de la dorsal (Cerro Bandera - Río Neuquén), ocupando un lapso de tiempo desde el Aaleniano - Bajociano en el extremo sur de la Dorsal hasta el Calloviano Temprano.

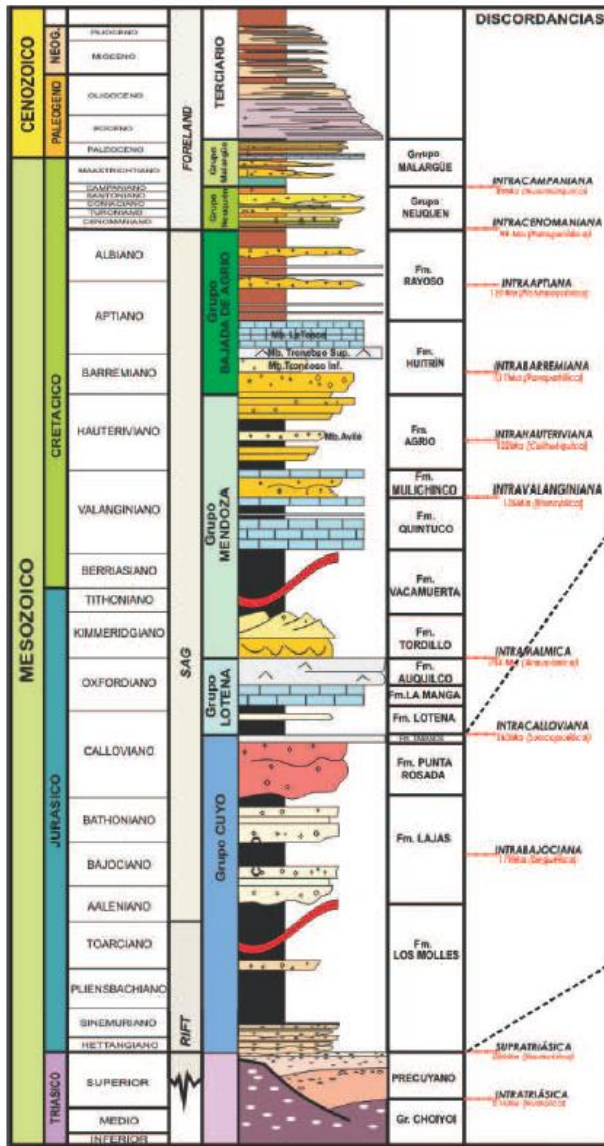


Fig. 3.3: Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina, con el Grupo Cuyo correspondiente a un ciclo de segundo orden definido por Haq *et al.* (1987) (extraído de Arregui *et al.*, 2011).

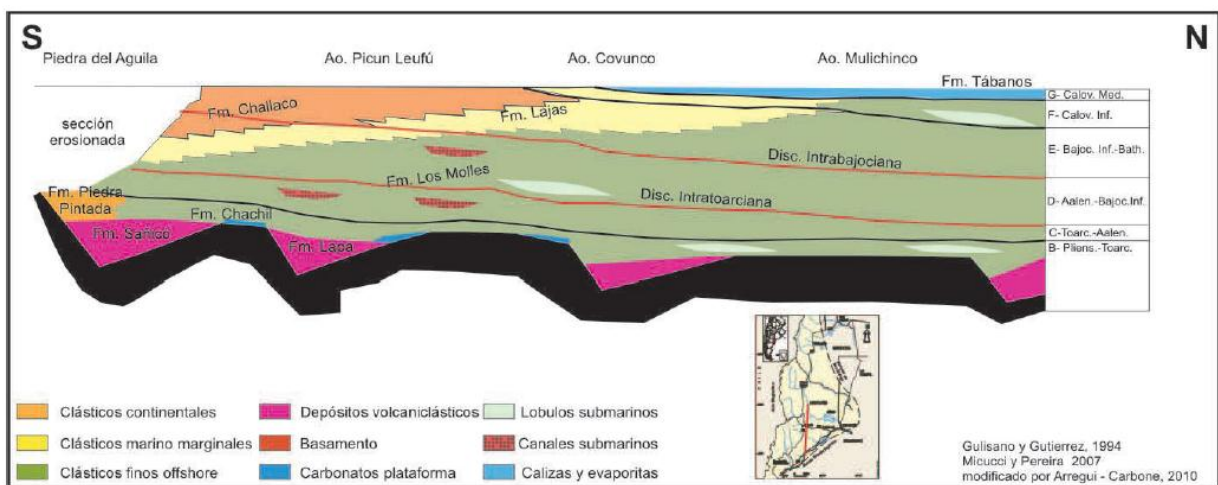
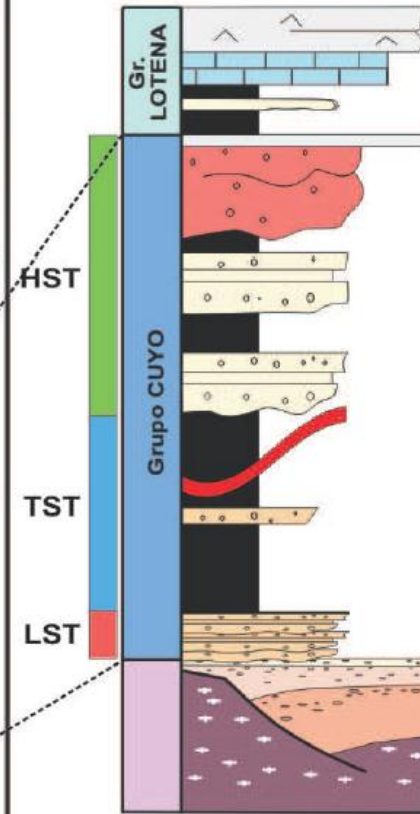


Fig. 3.4: Corte estratigráfico generalizado del Grupo Cuyo, con las formaciones y discordancias que lo componen (extraído de Arregui *et al.*, 2011).

Las formaciones Challacó y su equivalente en el subsuelo Punta Rosada están asociadas a depósitos continentales de clima árido desde un extremo aluvial hasta fluvial, ocupando desde el Bajociano tardío hasta el Calloviano temprano (Fig. 3.5c). Están constituidas por areniscas, conglomerados y pelitas rojizas y verdosas. Veiga (2000) describe para la Fm. Challacó un sistema fluvial entrelazado alternando con otro de carga mixta y abundantes planicies aluviales. Finalmente los yesos, anhidritas y carbonatos subordinados de la Fm. Tábano evidencian la retracción del mar, en tiempos del Calloviano (Fig. 3.5d).

De las siete unidades genéticas (secuencias de tercer orden) diferenciadas en el territorio de Neuquén destacaremos las secuencias deposicionales Toarciano - Aaleniano y Aaleniano - Bajociano, dado que las formaciones analizadas en este trabajo (Lajas - Punta Rosada) se desarrollan en este lapso de tiempo. En estas secuencias se infiere un brusco descenso del nivel de base en el flanco sur de la cuenca evidenciado por depósitos clásticos gruesos continentales, facies deltaicas interdigitadas con facies mareales y un amplio desarrollo de extensos cuerpos arenosos. Se produce una expansión de cuerpos litorales y continentales, pertenecientes a las formaciones Lajas y Challacó. La secuencia bathoniana instaure facies continentales con un patrón progradante hacia el noroeste, interdigitando con depósitos deltaicos. Se caracteriza por ciclos fluviales, gravosos y en algunos sectores de alta sinuosidad, retrabajados por acción de olas y mareas (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

### **Evolución del Grupo Cuyo**

Las discordancias que limitan en la base y en el tope de este grupo han sido evidenciadas por numerosos autores, entre los que se destacan Dellape *et al.* (1979), Zavala y González (2001), Zavala *et al.* (2002) y Leanza (2009). El Ciclo Cuyano constituye la primera etapa de ingesión marina en la cuenca, en una transición entre un episodio de rift inicial y una subsidencia generalizada que dominó el diseño evolutivo de la misma (Berdini *et al.*, 2004; Vergani, 2005; Mosquera y Ramos, 2006). Cabe destacar que las irregularidades del basamento jugaron un rol importante en algunos sectores de la cubeta, el flanco sur, por ejemplo, presenta un rasgo tectónico conocido como la Dorsal de Huincul, asociado a la colisión del terreno Patagonia a fines del Paleozoico (Rapalini *et al.*, 2010) que condicionó el diseño y los espesores de este ciclo. Luego del ingreso del mar entre una etapa de subsidencia localizada y subsidencia generalizada, se depositaron en los altos del basamento facies carbonáticas y clásticas fuertemente asociadas a depósitos volcánicos - piroclásticos. A partir del Aaleniano - Bajociano se produce una gran progradación de ambientes de plataforma somera (deltas, costas influenciadas por olas y mareas) hasta el Bathoniano donde se registra una importante caída del nivel relativo del mar, en su máxima expresión con las evaporitas del Calloviano (Arregui *et al.*, 2011 y referencias citadas allí).

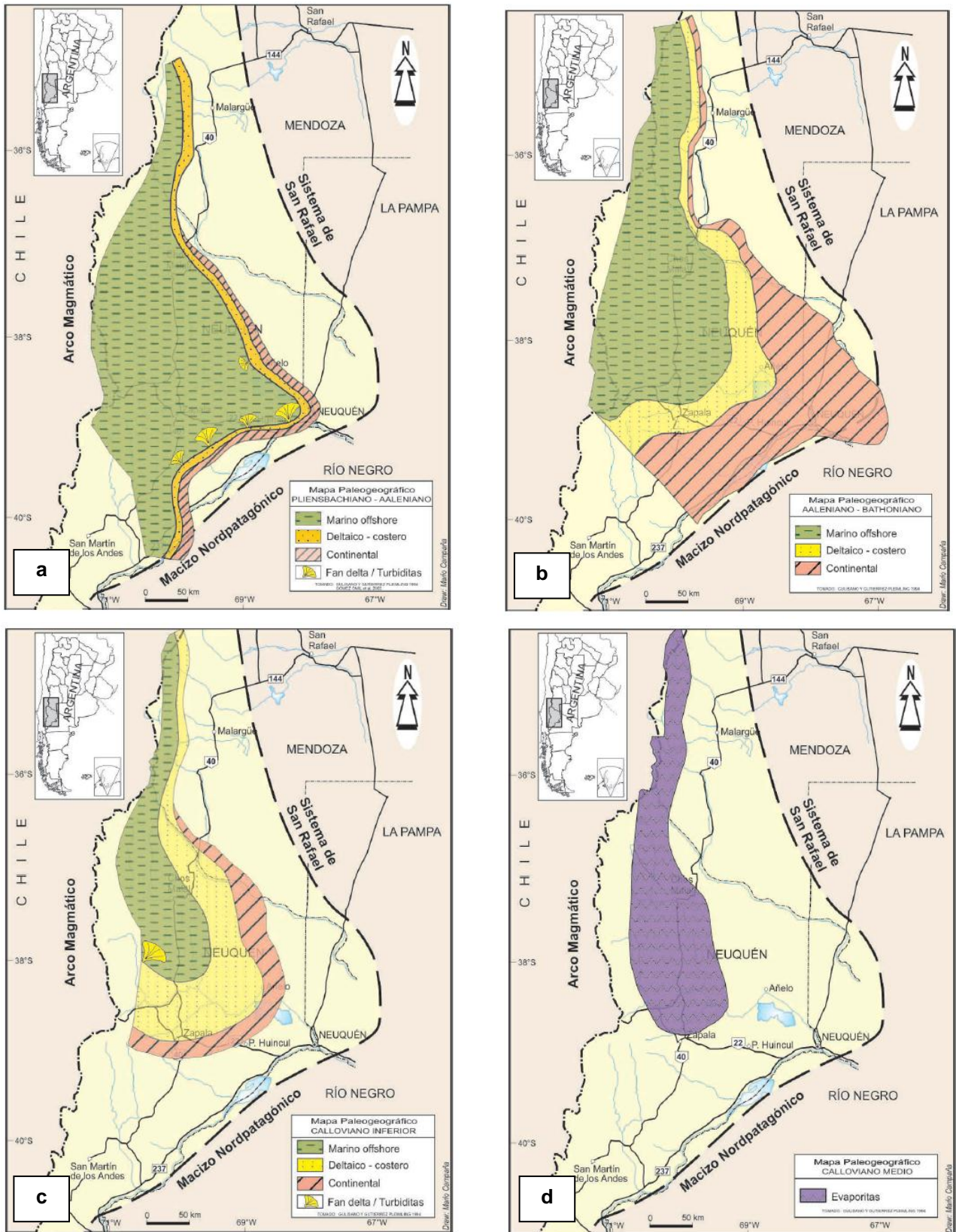


Fig. 3.5: Mapas paleogeográficos del Pliensbachiano – Aaleniano (a), Aaleniano – Bathoniano (b), Calloviano Inferior (c), y Calloviano Medio (d), de la Cuenca Neuquina (extraído de Arregui *et al.*, 2011).

### **3b. Formación Lajas (Jurásico Inferior – Medio)**

En el presente trabajo se citan los estudios realizados por Zavala (1993), McIlroy (1999) y Silveira (en prep.) para describir la Fm. Lajas. Esta se encuentra depositada en una plataforma clástica dominada por tormentas/mareas, de manera diacrónica con las formaciones Los Molles y Challacó. Esta sucesión mareal tiene un diseño progradacional y agradacional, granocreciente y estratocreciente, con regímenes de macromareas influenciados por el relleno de valles incisos producidos en períodos de caída del nivel relativo del mar y por corrientes mareales amplificadas por la geometría estructuralmente definida, triangular, de la bahía (Vergani *et al.*, 1995 en McIlroy *et al.*, 1999).

Esta unidad ha sido estudiada en afloramientos por numerosos autores y merecen destacarse por el volumen de datos estudiados y el tiempo y minuciosidad dedicados a su análisis los trabajos de Tesis Doctoral de Zavala (1993) en el área precordillerana entre los 39° y 40°, el trabajo de detalle realizado por McIlroy (1999) en la Sierra de Chacaico y recientemente y aún no finalizada la Tesis Doctoral de Silveira desarrollada en el anticlinal de Picún Leufú, la cual fue tomada como guía en este trabajo para analizar y reconstruir el modelo ambiental de la formación antes mencionada.

Zavala (1993) describió doce (12) secciones estratigráficas regionales donde reconoció 4 secuencias depositacionales de tercer orden algunas de las cuales fueron subdivididas en unidades menores. Los ambientes depositacionales inferidos son deltaicos con variada influencia de ríos o mareas, estuarino y de plataforma abierta con influencia de olas y o corrientes litorales. La figura 3.6 muestra dos (2) perfiles levantados por geólogos de la empresa Petrobras S.A. (2015), en la zona de Lohán Mahuida, los cuales corresponden a ciclos de alta frecuencia dentro de las secuencias descriptas anteriormente por Zavala.

McIlroy describió veintidós (22) secciones estratigráficas a lo largo de la Sierra de Chacaico que están distanciadas entre uno (1) y tres (3) km. entre sí en un intervalo de 500 a 600 m. de espesor reconociendo depósitos deltaicos dominados por mareas agrupadas en secuencias de baja frecuencia, limitadas por discontinuidades. En el contexto de la estratigrafía de alta resolución, esta formación está conformada por dos tipos de *parasecuencias* (sucesión relativamente conforme de capas o de un conjunto de capas genéticamente asociadas, limitadas por superficies de inundación marina o sus superficies correlativas), dentro de diferentes cortejos de sistema. Estos ciclos regulados por los cambios en el espacio de acomodación y, por lo tanto, en el nivel relativo del mar (Posamentier *et al.*, 1988; Cross *et al.*, 1993 en McIlroy, 1999), fueron definidos en el cortejo de nivel de mar alto (*highstand system tract*) y en el cortejo de nivel de mar bajo – transgresivo (*lowstand-transgressive system tract*). Las primeras parasecuencias se asocian a depósitos arenosos progradantes (clinoformas), que yacen sobre sedimentos pelíticos de fondo de cuenca. Por su parte las segundas comprenden depósitos



estuarinos/fluviales que rellenan valles incisos creados durante la etapa de caída del nivel de base, en etapas de *lowstand* y del cortejo transgresivo. Estas secuencias están limitadas por lutitas marinas que representan superficies de inundación y/o capas bien cementadas con carbonato de calcio al tope de las areniscas de *shoreface*.

Las facies características de este sistema están asociadas a canales arenosos (con acreción lateral) amalgamados de *shoreface*, con estructuras cruzadas de tipo artesa y planares, y facies heterolíticas con pequeños *ripples* de ondas y de corrientes (McIlroy, 1999). Otros sedimentos se asocian a zonas inter y submareales, con sucesiones arcillosas poco bioturbadas, con grietas de desecación y finas areniscas con *climbing ripples*, que son cubiertas por facies arenosas con evidencia de marea (*tidal bundles*) y acción de olas.

El trabajo de Silveira (en prep.) se elabora en una de las zonas donde la Fm. Lajas se desarrolla en su totalidad que es el anticlinal de Picún Leufú ubicado en la parte más occidental de la morfoestructura “Dorsal de Huincul” (Fig. 3.7). En su tesis Silveira relevó diecinueve (19) perfiles estratigráficos a distanciamientos de uno (1) a dos (2) km. entre sí reconociendo nueve (9) secuencias transgresivo – regresivas de 4<sup>to</sup> orden formando parte de una secuencia de tercer orden limitada en base y techo por el contacto entre las Fms. Molles y Lajas y por la discordancia Intrabajociana respectivamente. Aquí, esta unidad está constituida por un conjunto de asociaciones de facies dentro de varios subambientes deposicionales. Los depósitos más finos comprenden arcillitas y/o limolitas de ambientes distales o marginales de baja energía, con intercalaciones de areniscas finas a medianas masivas o con laminación horizontal u ondulítica asimétrica (por corriente). Algunas presentan gran cantidad de materia orgánica y bioturbación asociada a un ambiente de prodelta. Son frecuentes los estratos arenosos finos a medianos con estratificación ondulítica y hummockys, asociados a estadios de tormenta, y las areniscas calcáreas con abundantes bioclastos (quizás *lag* transgresivo). Las facies más proximales del sistema corresponderían a areniscas finas a medias con estratificación cruzada de bajo ángulo, entrecruzada tangencial, sigmoidal, artesas y estructuras sinsedimentarias (convolutas y bioturbación).

Las facies mencionadas anteriormente corresponderían a ciclos de alta frecuencia, con intervalos de inundación marina y subsiguiente somerización. Finalmente se observan sedimentos típicos de canales distributarios, con areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada en artesa y tabular, y escasa bioturbación, junto con conglomerados con base erosiva y artesas de gran porte. La presencia de lentes muy gruesos (con sábulos y guijas) sin estructuras sedimentarias o en los sets con estratificaciones entrecruzadas, indica un ambiente de gran energía, posiblemente confinado. Esos depósitos son interpretados como “lags” de canal dentro de la planicie deltaica (Fig. 3.7). Cada una de estas facies y asociaciones de facies son inferidas a través de los perfiles eléctricos y/o visualizadas en la imagen micro-resistiva, por lo que su caracterización en afloramientos ha sido de gran ayuda.

Estos sistemas depositacionales dominados por mareas y ríos también fueron estudiados por diversos autores (por ej. Arregui *et al.*, 2010), definiendo varios ciclos de diferentes órdenes de jerarquía según la clasificación de Catuneanu (2006). Estos ciclos son producto no sólo de variaciones de la eustasia sino también de un tectonismo sinsedimentario claramente observado en esta zona (Freije *et al.*, 2001; Arregui *et al.*, 2010). Basado en el método de clasificación propuesto por Catuneanu (2006) y Gabaglia *et al.* (2006) se definieron dos secuencias estratigráficas de tercer (3<sup>er</sup>) orden y cinco de cuarto (4<sup>to</sup>) orden en esta formación. Esta interpretación ha servido para el análisis en el subsuelo, teniendo en cuenta las posibles variaciones laterales del ambiente y/o los alcances de los distintos perfiles (resolución).

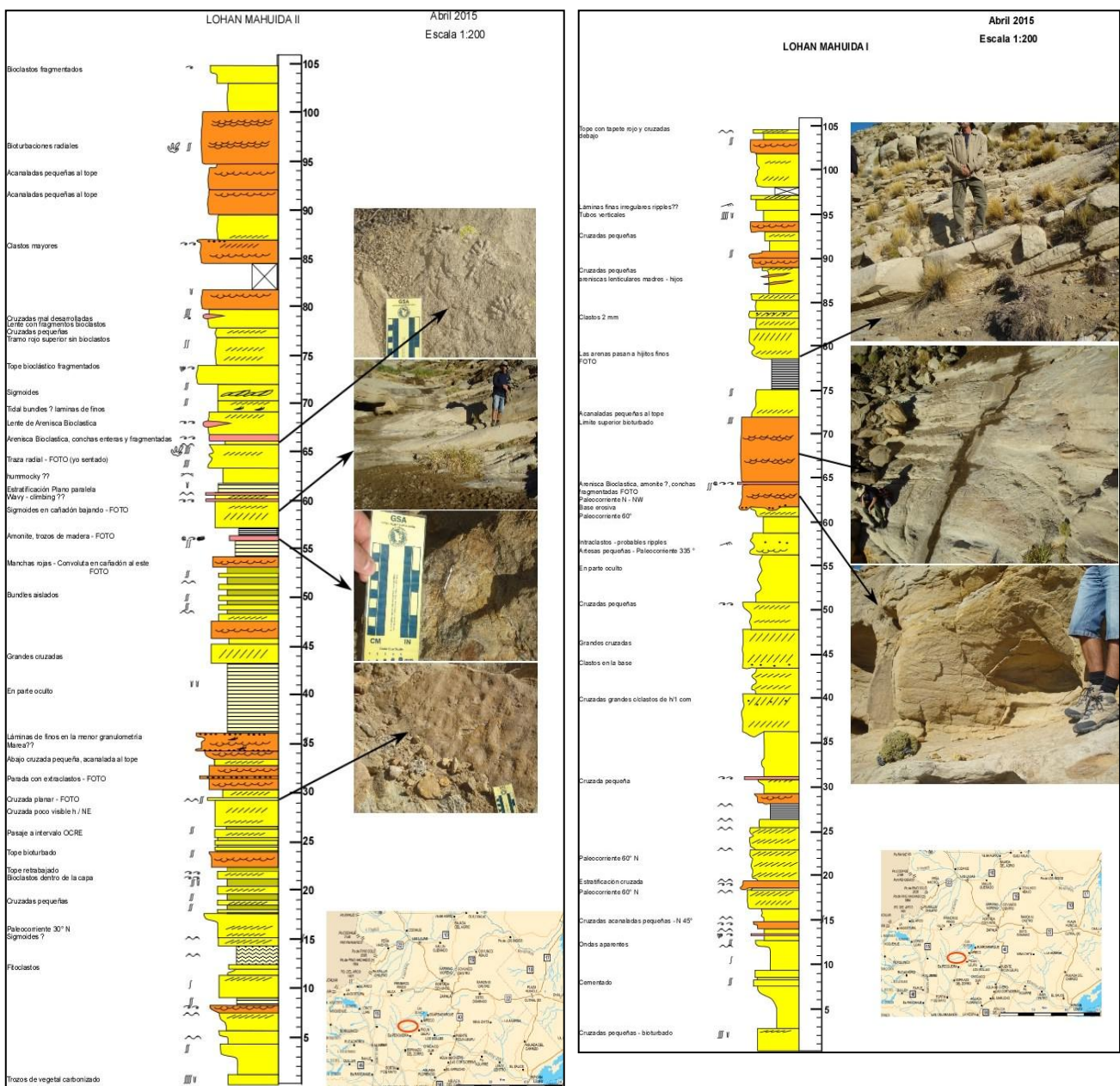


Fig. 3.6: Perfiles sedimentológicos realizados en la zona de Lohán Mahuida, con ciclos de 4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup> orden en la Fm. Lajas (Arregui & Gabaglia, en prep.)

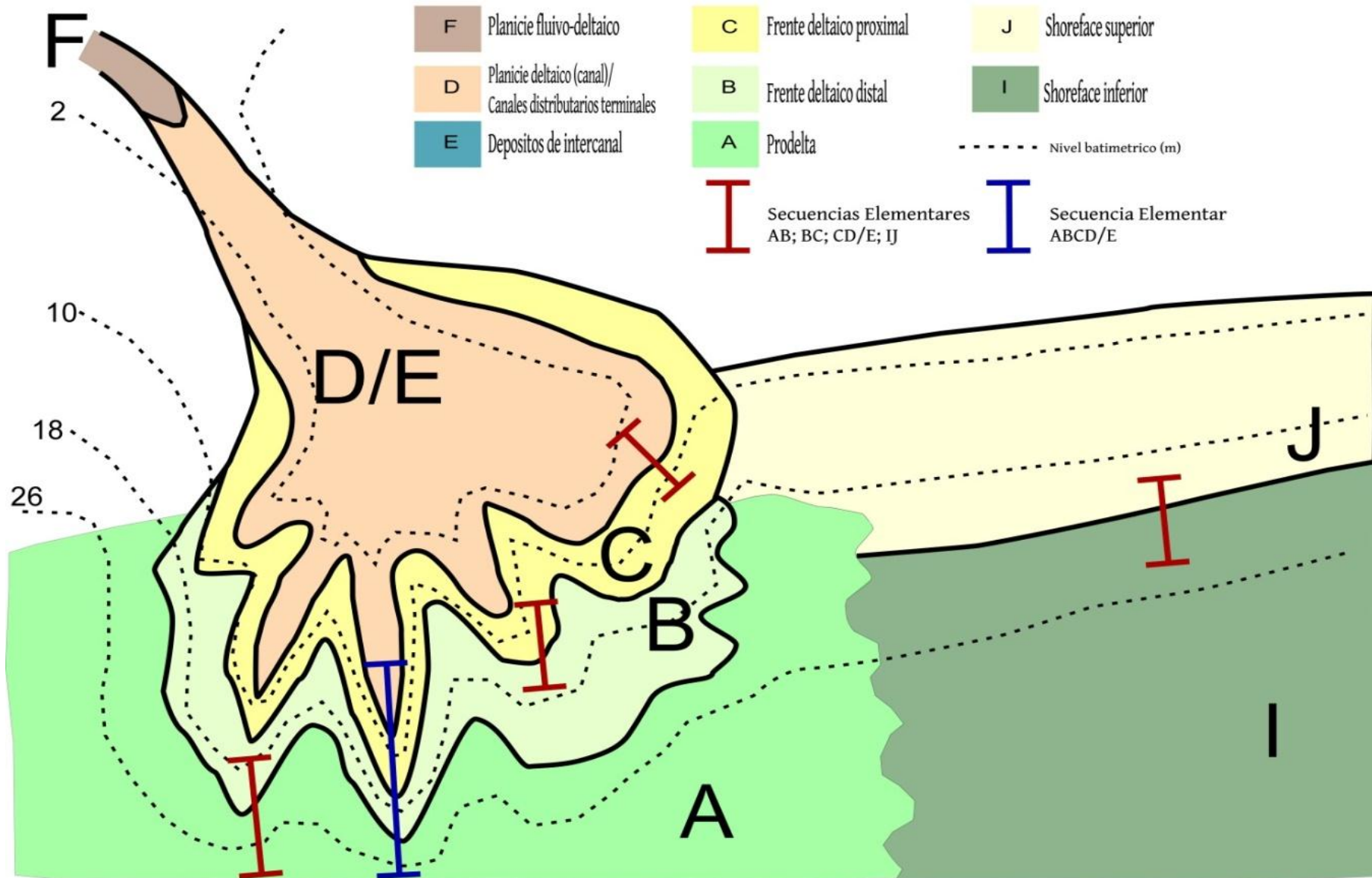


Fig. 3.7: Esquema en planta de un ciclo de 4to orden en la zona del anticlinal de Picún Leufú. La reconstrucción muestra el modelo deposicional típico de la Formación Lajas en esta región, el cual ha sido aplicado como Modelo Rector en este trabajo (Silveira, en prep.).

### 3c. Formación Challacó / Punta Rosada (Jurásico Inferior – Medio).

El presente trabajo sigue los modelos deposicionales presentados por Veiga (1998, 2000 y 2002), los cuales describen para la Fm. Challacó y su equivalente Punta Rosada un ambiente fluvial – aluvial con al menos cuatro (4) asociaciones de facies identificadas. Las facies identificadas en las coronas y en la imagen micro-resistiva infieren un sistema fluvial de carga mixta caracterizado por la presencia canales arenosos lenticulares de alta sinuosidad, alternando verticalmente con depósitos pelíticos de planicies de inundación y bancos arenosos finos asociados a desbordes en las mismas (Fig. 3.8).

A partir de la respuesta de los perfiles eléctricos se identifican cuerpos aislados de naturaleza arenosa, con bases erosivas y carga de lecho gravosa, inmersos en depósitos más arcillosos, coincidentes con una de las asociaciones de facies descrita por Veiga (1998). Hacia el tope del intervalo de infiere que el espacio de acomodación sufriría una fuerte reducción evidenciada en todas las escalas de observación (máxima retracción del mar al final del Grupo Cuyo).

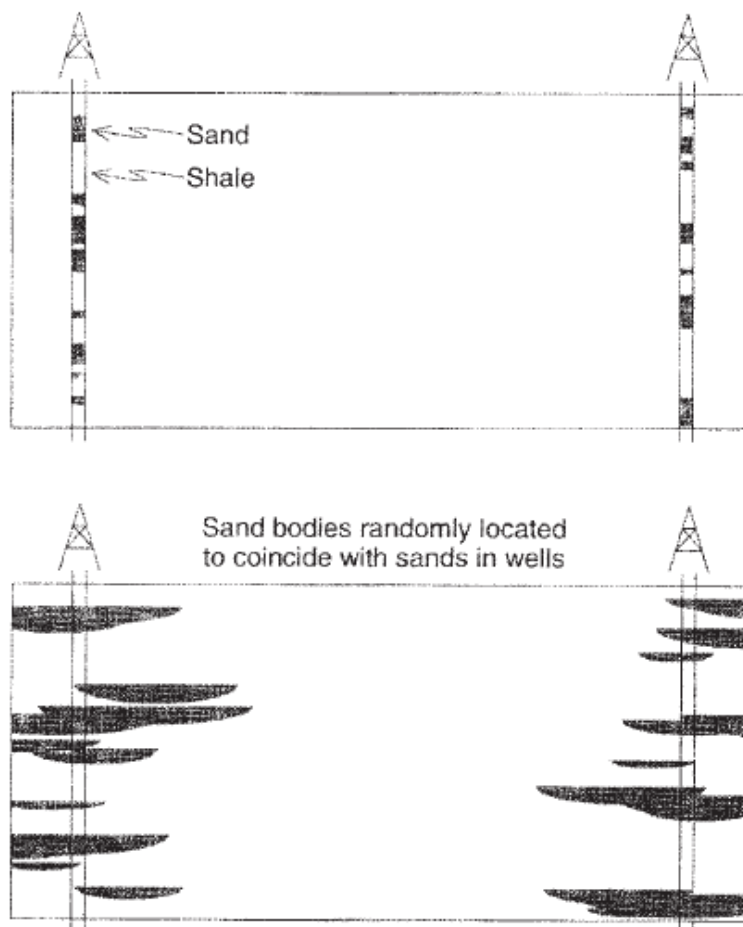


Fig. 3.8: Perfil en corte de la Fm. Challacó, con canales arenosos alternando con pelitas (extraído de Bridge, 2006)

## 4. ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS. GENERALIDADES Y APLICACIONES

Los conceptos sobre estratigrafía secuencial desarrollados y aplicados en este trabajo siguen los lineamientos de Embry (1993, 1995), Catuneanu (2006), Raja Gabaglia *et al.* (2006) y Catuneanu & Zecchin (2013). Es necesario, por lo tanto, definir los criterios utilizados como así también realizar una breve reseña sobre la estratigrafía de secuencias.

### 4a. Historia de la Estratigrafía de Secuencias

La estratigrafía de secuencias ha sido considerada como una ciencia derivada de la estratigrafía sísmica que se desarrolló intensamente a partir de la década del 70. Los principales estudios que investigaron la relación entre sedimentación, discordancias y cambios en el nivel de base, fueron publicados por autores como Grabau (1913), Barrell (1917), Sloss *et al.* (1949), Wheeler y Murray (1957), Sloss (1962, 1963), Frazier (1974), entre otros, aún antes del nacimiento de la estratigrafía sísmica. Ya en el siglo XVIII Hutton reconoció la repetición periódica a través del tiempo de procesos de erosión, transporte sedimentario y depositación (ciclo geológico), observaciones que podrían considerarse como las primeras consideraciones de ciclicidad estratigráfica, donde las discordancias proveen una división básica del registro de rocas en sucesiones repetitivas.

La asociación de las discordancias con los cambios del nivel de base fue explicada por Barrell (1917), quien sugirió que la sedimentación controlada por el nivel de base, resultará en divisiones de sucesiones estratigráficas separadas por pausas. Sloss (1949) introdujo el término secuencia, para designar a una unidad estratigráfica limitada por discordancias (Fig. 4.1a), haciendo énfasis en la importancia no sólo de estas superficies limitantes, sino también del tectonismo como un control vital en la generación de las secuencias y sus discordancias asociadas. Este concepto, utilizado sólo en una escala regional, fue ampliado por Mitchum (1977), considerando la inclusión al significado *secuencia estratigráfica*, de cualquier sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados (Catuneanu, 2006).

El uso de este concepto presentaba un problema de escala espacial, debido a la extensión lateral de las discordancias que limitan secuencias, las cuales están generalmente restringidas al borde de la cuenca. Esta limitación requirió la introducción del término "*concordancias correlativas*", definido como extensiones hacia el centro de la cuenca de las discordancias del margen de la misma (Fig. 4.1b).

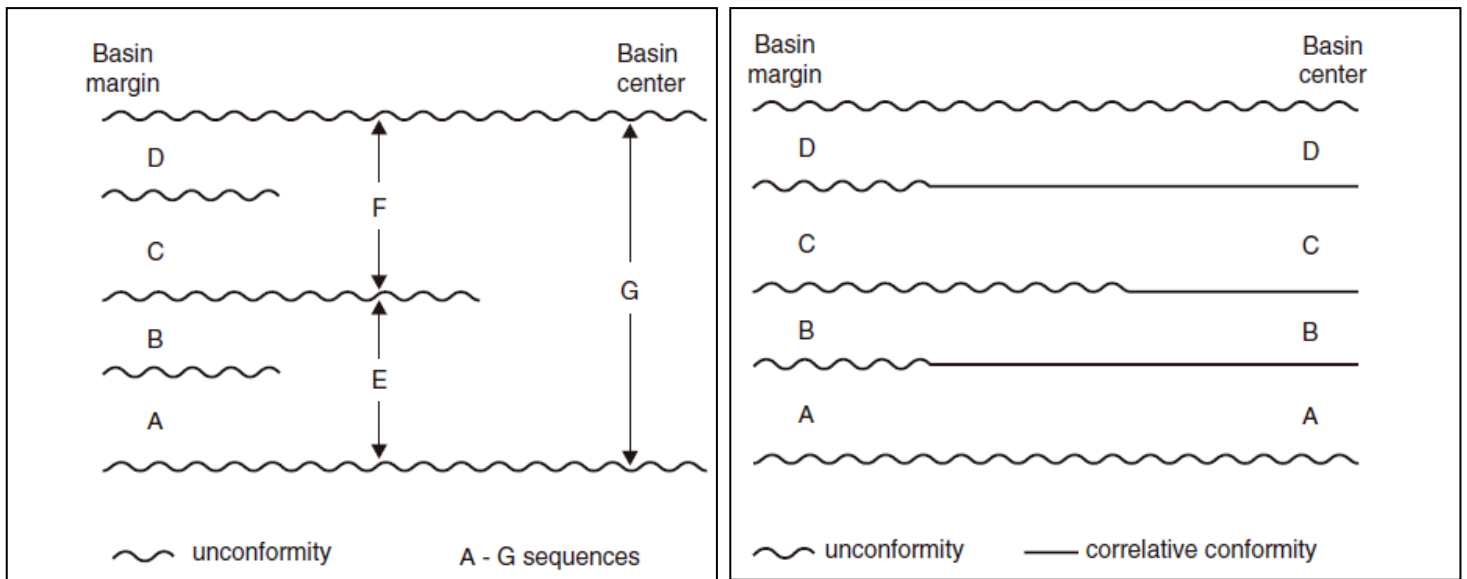


Fig. 4.1: En **a**, Concepto de secuencias limitadas por discordancias de Sloss *et al.* (1949). En **b**, concepto de secuencias definidas en la estratigrafía secuencial y sísmica, con las concordancias correlativas (extraído de Catuneanu, 2006).

La estratigrafía sísmica se impulsó en los años '70, por trabajos como el de Vail (1975, 1977). Este método de análisis de reflectores sísmicos estimuló una revolución en la estratigrafía, que asociado al concepto de variaciones cíclicas del nivel del mar global, propuso que la *eustasia* es la principal fuerza derivadora de la formación de secuencias estratigráficas. Posteriormente, Posamentier (1988), Posamentier y Vail (1988), Van Wagoner (1990), Hunt y Tucker (1992), y Posamentier y Allen (1999), entre otros, consideraron atenuar la influencia de la eustasia y considerar una mezcla de eustasia y tectonismo, denominado *nivel relativo del mar* como origen de estas secuencias. Otros consideraron al tectonismo como el factor principal para la generación de secuencias, introduciendo la tectonoestratigrafía (ej., Winter, 1984). Sin embargo, es evidente que los cambios de nivel de base pueden ser controlados por alguna combinación de factores eustáticos y tectónicos, y que el dominio de cualquiera de estos mecanismos *alogénicos* debe establecerse a través de la evaluación "caso por caso" de cada cuenca (Catuneanu, 2006).

El término secuencia se describió como un arreglo completo de sistemas deposicionales, desde ambientes fluviales a marinos profundos, formados por una combinación de cambios eustáticos y tectónicos. Actualmente se reconocen secuencias limitadas por discordancias en ambientes fluviales, donde la eustasia no ejerce un control predominante, sino que la tectónica y el clima son los factores *alogénicos* originarios (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí).

Posamentier *et al.* (1988) sugirió que una *secuencia deposicional* está compuesta de una sucesión de cortejos de sistemas depositados entre puntos de inflexión de caídas eustáticas. Por lo tanto, establece una relación genética entre el desarrollo de una secuencia y los cambios eustáticos del nivel del mar. Esta relación ha sido descartada, como ya se ha mencionado, por Posamentier y Allen (1999) al observarse patrones de apilamiento producto de cambios *relativos* del nivel del mar (eustasia y tectónica). En este punto una secuencia sería definida como una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitada en la base y en el techo por discordancias.

Esta unidad, limitada por una discordancia subaérea en el margen de la cuenca y su concordancia correlativa hacia el interior, ha sido dividida en *cortejos de sistema* o *system tracts*, de acuerdo a la posición del nivel relativo del mar, o de acuerdo a cambios en la variación de la línea de costa con ciclos regresivos a transgresivos y viceversa (Posamentier y Vail, 1988 en Catuneanu, 2006). *Lowstand, transgressive*, y *Highstand system tracts* se denominaron a estadios dentro de una secuencia, dando lugar al desarrollo de variaciones del modelo de secuencias original (Fig. 4.2).

Algunas de las alternativas al modelo fueron planteadas por Galloway (1989), quien propuso que los límites de las secuencias se ubiquen en las superficies de máxima inundación (punto donde finaliza la transgresión), estableciendo un modelo genético de secuencias; Embry y Johannessen (1992) propusieron un modelo de secuencias basado en unidades *transgresivas - regresivas (T-R)*, que abarcan ciclos completos de variaciones regresivas y transgresivas de la línea de costa; entre otros. Este último es el criterio utilizado en este trabajo.

Los modelos difieren entre sí según el concepto de apilamiento del registro estratigráfico, usando diferentes tiempos para los cortejos y las superficies límites, en relación con los ciclos de variaciones del nivel de base (Fig. 4.3). Cada uno de ellos podría ser aplicable bajo circunstancias específicas y un modelo no debería usarse globalmente o aplicarse en todos los casos (Catuneanu 2002, 2006).

El concepto de estratigrafía secuencial puede ser adoptado en diferentes escalas temporales y espaciales, sin embargo debe establecerse una diferencia entre secuencias de mayor y menor escala, a través de órdenes de jerarquías (primer-orden, segundo-orden, tercer-orden, etc.) asociados a la magnitud temporal de procesos ocurridos. Esto ha generado controversias debido al desconocimiento de la escala (duración, extensión lateral, y cambios en el espesor a lo largo de la cuenca) de las unidades estratigráficas (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí).

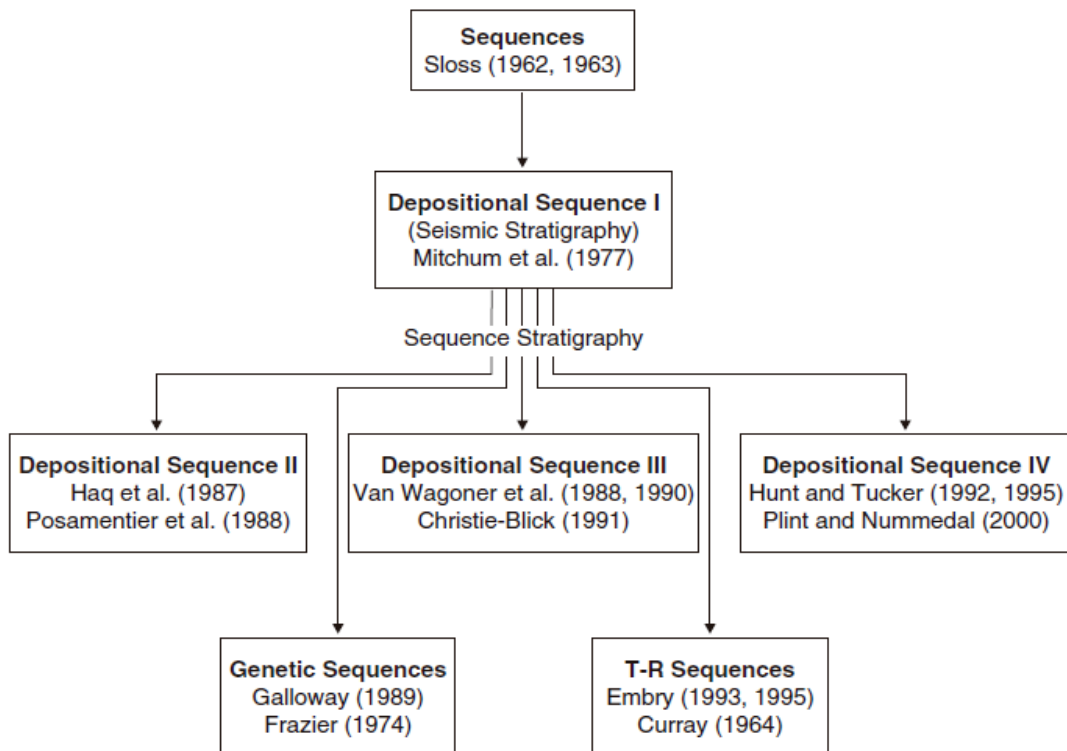
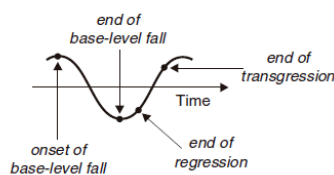


Fig. 4.2: Desarrollo del concepto *secuencia deposicional*, a lo largo del tiempo (extraído de Catuneanu, 2006).

Sequence model / Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
end of transgression	HST	early HST	HST	HST	RST
end of regression	TST	TST	TST	TST	TST
end of base-level fall	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	RST
onset of base-level fall	early LST (fan)	late HST (fan)	FSST	early LST (fan)	
	HST	early HST (wedge)	HST	HST	

Fig. 4.3: Modelos de secuencias, con los cortejos de sistemas y superficies límites asociadas. Abreviaciones: LST – Lowstand system tract; TST – transgressive system tract; HST – highstand system tract; FSST – falling stage system tract; RST – regressive systems tract; T-R – transgressive-regressive (extraído de Catuneanu, 2006).

- sequence boundary
- systems tract boundary
- - - - within systems tract surface





Trabajos recientes de Zecchin y Catuneanu (2013), se enfocan en el desarrollo de la *estratigrafía de alta resolución*, a través de estudios en afloramientos y en testigos. Dado que la sísmica sólo refleja variaciones en ciclos de hasta 4<sup>to</sup> orden, es necesario un análisis de mayor detalle, donde las superficies estratigráficas y los atributos físicos puedan ser estudiados. La alta resolución que ofrecen los afloramientos y los testigos corona da una descripción más adecuada de las sucesiones cíclicas de menor jerarquía en el registro rocoso. Neal y Abreu (2009) presentaron una clasificación para secuencias deposicionales asociada a los cambios en el espacio de acomodación, definiéndolas como un paquete sedimentario regional que resulta de cambios en la velocidad de creación de acomodación en la plataforma y relleno sedimentario asociado a estos cambios del nivel relativo del mar. Según Catuneanu *et al.* (2009, 2010, 2011), la definición más apropiada correspondería a un ciclo completo de cambios en la acomodación y en el aporte sedimentario evidenciado por la recurrencia de los mismos tipos de superficies estratigráficas a través del tiempo geológico. Debido a que el análisis de las secuencias enfatiza el patrón de apilamiento y las superficies estratigráficas observables en los afloramientos, se ha generalizado el término de secuencia deposicional como un “ciclo de cambios en el patrón de apilamiento sedimentario, definido por superficies estratigráficas recurrentes en el registro geológico” (Catuneanu y Zecchin, 2013).

Los cambios en la depositación a nivel de una cuenca son gobernados por factores externos a cada sistema deposicional, los cuales afectan el espacio disponible para la acumulación de sedimentos (acomodación) y la cantidad de sedimentos transportados. Así, la sedimentación es controlada por estos factores, además de otros procesos de menor escala (autogénicos) que actúan a nivel de alternancias de elementos internos dentro de los sistemas deposicionales. Estos son estudiados por métodos sedimentológicos convencionales y análisis de facies.

La tectónica, los cambios del nivel del mar, y el clima constituyen los principales controles alogénicos, afectando el flujo de energía ambiental, el aporte sedimentario, la subsidencia de la cuenca y la acomodación. La importancia e influencia que tienen estos procesos varía no sólo en la escala en la cual actúan, sino también en la posición con respecto a la línea de costa (Fig. 4.4).

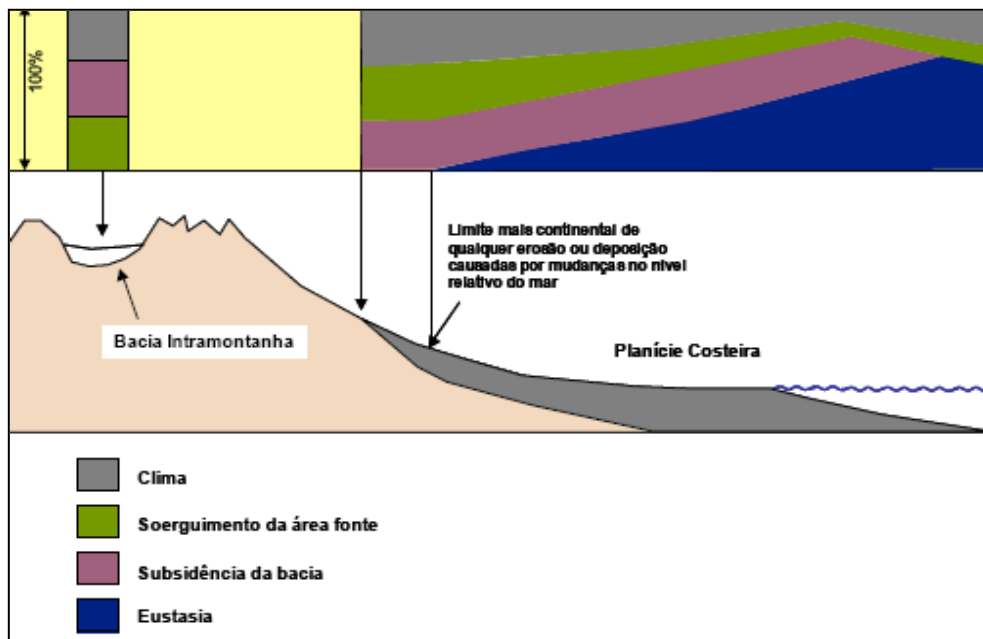


Fig. 4.4: Controles alógenicos y la relación con su influencia paleogeográfica (extraído de Arregui *et al.*, 2011).

#### 4b. Conceptos

Hay tres conceptos claves en el entendimiento de la estratigrafía de secuencia: el aporte sedimentario, la acomodación de sedimentos (nivel de base) y trayectoria de la línea de costa.

El aporte sedimentario se refiere a la cantidad (o flujo) y tipo (tamaño de grano) de sedimentos que es transportado desde las áreas fuentes hacia los sitios de depositación, por medio de agentes como el agua y el viento, entre otros. Su importancia fue reconocida en las transgresiones y regresiones por Hutton en el siglo XVIII, quien afirmó que la migración de la línea de costa se produciría por un desbalance entre el aporte sedimentario y los procesos marinos que retrabajan los sedimentos en el interior de la cuenca. Lyell (1868) asoció las progradaciones deltaicas con excesos del aporte sedimentario y Grabau (1913) destacó que las transgresiones y regresiones serían consecuencia de la interrelación entre el aporte sedimentario y la depresión causada por la subsidencia en la cuenca receptora (Catuneanu, 2006). Estas predicciones fueron seguidas de numerosas contribuciones.

El clima y la tectónica son los factores que influyen directamente sobre el aporte, afectando las áreas fuentes (meteorización, erosión), el transporte (levantamiento) y la depositación de sedimentos. Una vez que el espacio es creado por subsidencia o por cambios en el nivel del mar, la localización, la litología y el patrón de apilamiento de elementos deposicionales es función del volumen y del tipo de aporte sedimentario (Catuneanu, 2006)

La “acomodación” está asociada a la cantidad de espacio disponible para la acumulación de sedimentos, y se mide por la distancia existente entre el nivel de base y la superficie deposicional. Se denomina nivel de base, a la superficie de erosión o depositación, generalmente considerada de escala global, a la cual la denudación continental y la agradación marina tienden a nivelar (Fig. 4.5). Es una superficie dinámica que se mueve hacia arriba o hacia abajo de acuerdo con las variaciones temporales del nivel del mar. Para su simplificación, se considera a la superficie marina como nivel de base, aunque en realidad este se encuentra por debajo del nivel del mar debido a la acción erosiva de olas y corrientes marinas. Hacia el continente, esta superficie está asociada al nivel más bajo de erosión subaérea (Fig. 4.5), o al nivel de cualquier cuerpo de agua en el cuál los ríos desembocan, incluyendo el nivel del mar, lagos, o algún otro río (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí).

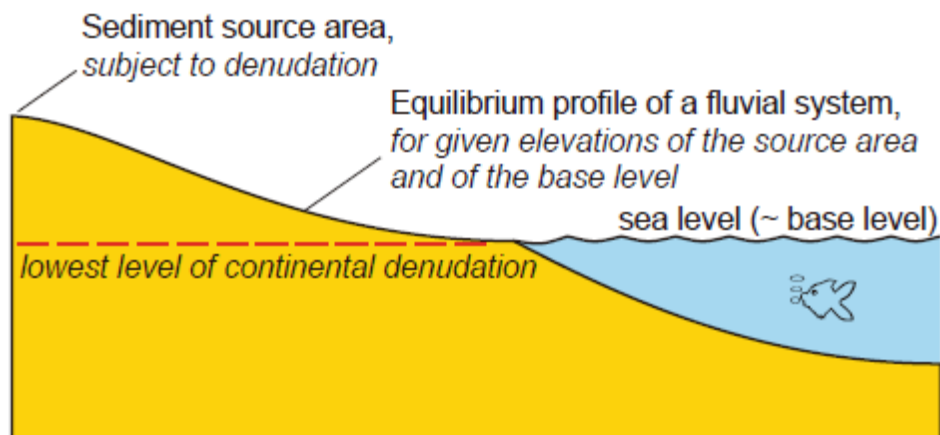


Fig. 4.5: Concepto del nivel de base, definido como el nivel más bajo de denudación fluvial (extraído de Catuneanu, 2006).

La relación entre los cambios del nivel de base y la acomodación está dada por el balance entre la cantidad de espacio de acumulación que se genera, o destruye, por procesos tectónicos y eustáticos; y al mismo tiempo cuanto espacio es consumido por el aporte sedimentario (creación/destrucción vs. consumición).

La interrelación entre los cambios del nivel de base y la sedimentación controla las fluctuaciones de la profundidad del agua, como así también las etapas transgresivas y regresivas en la línea de costa. Debido a que la transgresión implica el desplazamiento hacia el continente de la línea de costa, esta resultará en un patrón de apilamiento retrogradacional, con facies marinas profundas sobrepuestas a depósitos proximales. Esta característica puede ser inferida a través de perfiles eléctricos por medio de la combinación de los mismos.

En la parte continental de la cuenca esta evidencia estará dada por la influencia de mareas en la sucesión fluvial (ej. Estratificación sigmoidal, facies heterolíticas, etc.). Por su parte la regresión se define como el desplazamiento hacia el fondo de cuenca de la línea de costa, evidenciada por las facies proximales sobrepuestas a depósitos marinos finos, y el patrón de apilamiento progradacional. Cabe destacar que tanto la transgresión como las regresiones han sido definidas en el entorno cercano a la línea de costa, en función de la relación que existe entre la velocidad de cambio del nivel de base y la tasa de sedimentación. Así, cuando se producen bruscas caídas del nivel de base, la acomodación se reduce por factores externos (tectónica y eustasia) y la línea de costa se ve forzada a migrar hacia el interior de la cuenca, en una regresión conocida como *regresión forzada* (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí) (Fig. 4.6).

A partir del crecimiento del nivel de base, se produce un aumento del espacio de acomodación, pero con una velocidad de creación menor con respecto a la tasa de sedimentación. En estadios tempranos y tardíos de la subida, el aporte sedimentario es mayor que la velocidad de creación de espacio, por lo que se producirá una *regresión normal* de la línea de costa (Fig. 4.6). En etapas donde la acomodación crece con mayor velocidad (mayor pendiente de la curva) de la que puede ser consumida por la sedimentación, se producirá una *transgresión* (Catuneanu, 2006).

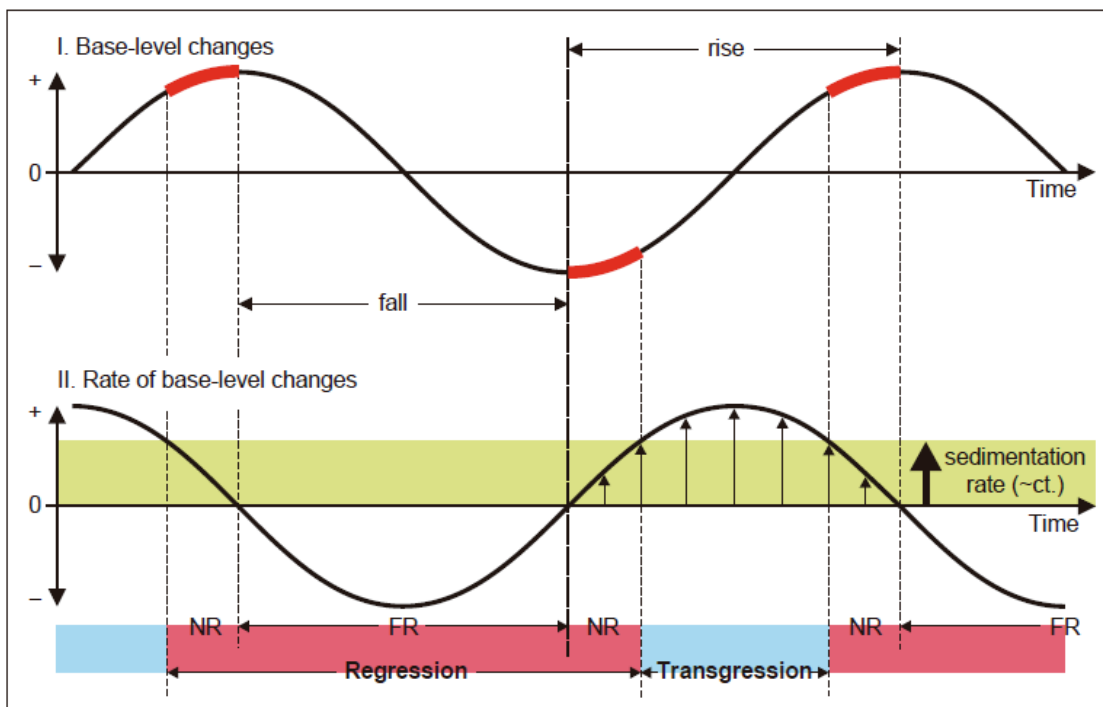


Fig. 4.6: Conceptos de transgresión, regresión normal y regresión forzada, definidos por la relación entre los cambios del nivel de base y la sedimentación (extraído de Catuneanu, 2006).

En las transgresiones predominan los procesos de retrabajo marino (olas y corrientes marinas) y de agradación, definiendo una superficie conocida como *superficie de ravinamiento*, donde los depósitos costeros son erosionados y retrabajados por la acción

de procesos marinos (Fig. 4.7). Durante las regresiones forzadas y en la zona subaérea predomina la erosión, con la formación de incisiones en los cursos fluviales, exposición de los depósitos, oxidación, bioturbación, y una superficie conocida como *discordancia subaérea*. Hacia el interior de la cuenca predominan las cliniformas progradacionales escalonadas (*downstepping*). Finalmente durante las regresiones normales, casi todo el espacio de acomodación es consumido por la sedimentación, produciendo agradación y progradación, con patrones de apilamiento granocrecientes y estratocrecientes, característica inferida en este trabajo a través de perfiles de pozo.

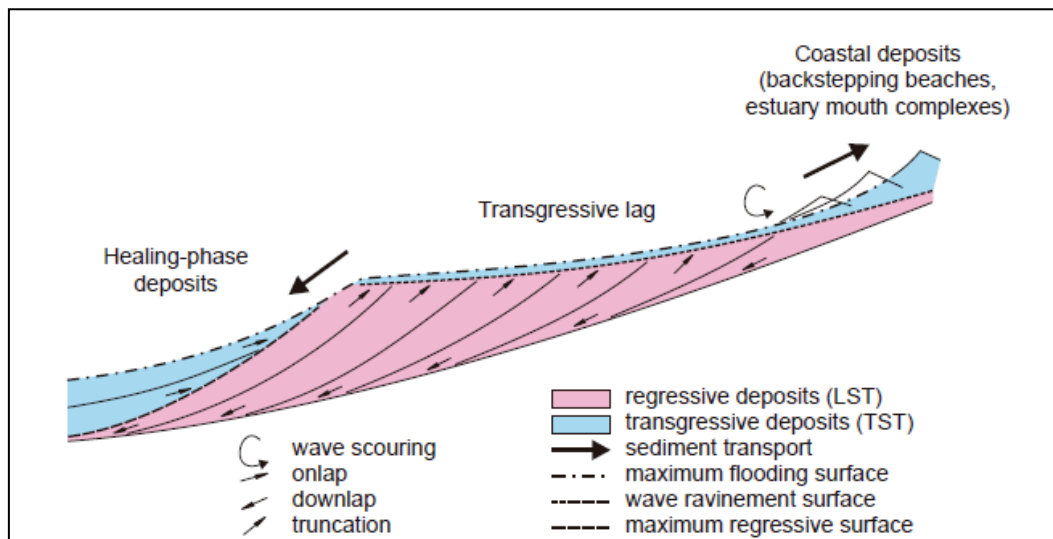


Fig. 4.7: Esquema de la distribución sedimentaria durante la transgresión de la línea de costa. Los depósitos costeros transgresivos pueden ser preservados o no, en función del balance entre las velocidades de agradación y las velocidades de erosión o ravinamiento por olas (extraído de Catuneanu, 2006).

Los eventos transgresivos y regresivos forman parte de intervalos de depositación denominados *system tracts* o *cortejos de sistemas*, conformados por unidades estratigráficas genéticamente asociadas que reúnen estratos depositados en un sistema disperso de sedimentos sincrónicos. La división de secuencias deposicionales fue presentada por diversos autores y modificada a lo largo de la historia, sugiriendo finalmente cuatro cortejos, *Highstand system tract*, *Lowstand system tract*, *Transgressive system tract* y *Falling-stage system tract* (Fig. 4.8) (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí).

El cortejo de nivel de base alto, definido en etapas tardías de la subida del espacio de acomodación, está limitado en la base por la *superficie de inundación máxima (SIM)* y en el techo por una superficie combinada que incluye una parte de la *discordancia subaérea* y la *superficie basal de la regresión forzada*. En el inicio el patrón de apilamiento tiene un fuerte componente agradacional, en contraposición con los patrones progradacionales durante los estadios finales del cortejo, donde la velocidad de crecimiento del nivel de base es mucho menor que la cantidad de aporte sedimentario. En la figura 4.9 imagen se resumen los principales eventos involucrados en un ciclo de variación del nivel de base, junto con las superficies que limitan cada uno. En este

trabajo, dada la limitación del mismo, se inferirán principalmente la Superficie de Regresión Máxima y la Superficie de Inundación Máxima.

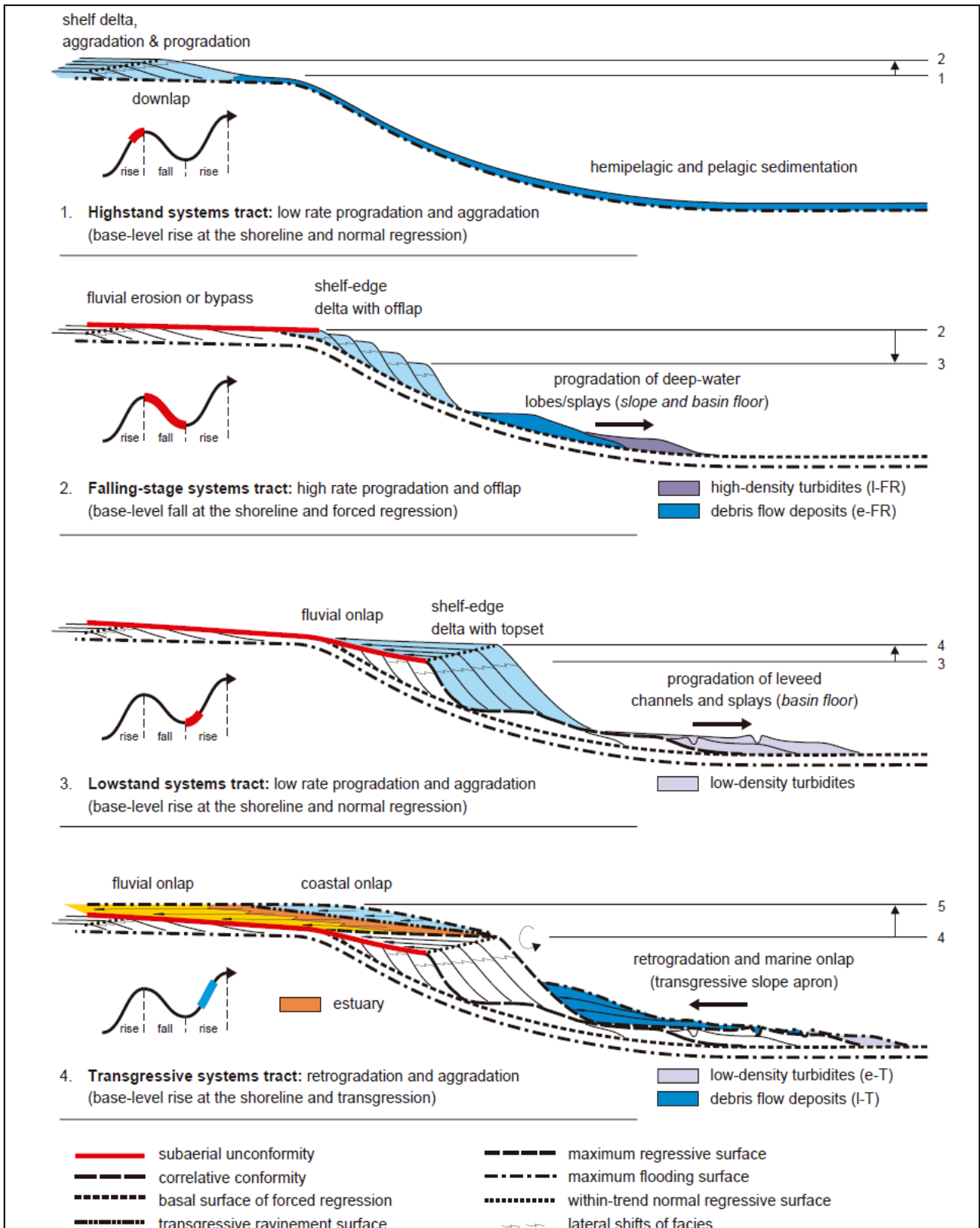


Fig. 4.8: Arquitectura regional de sistemas deposicionales, cortejos de sistemas y superficies estratigráficas (extraído de Catuneanu 2006).

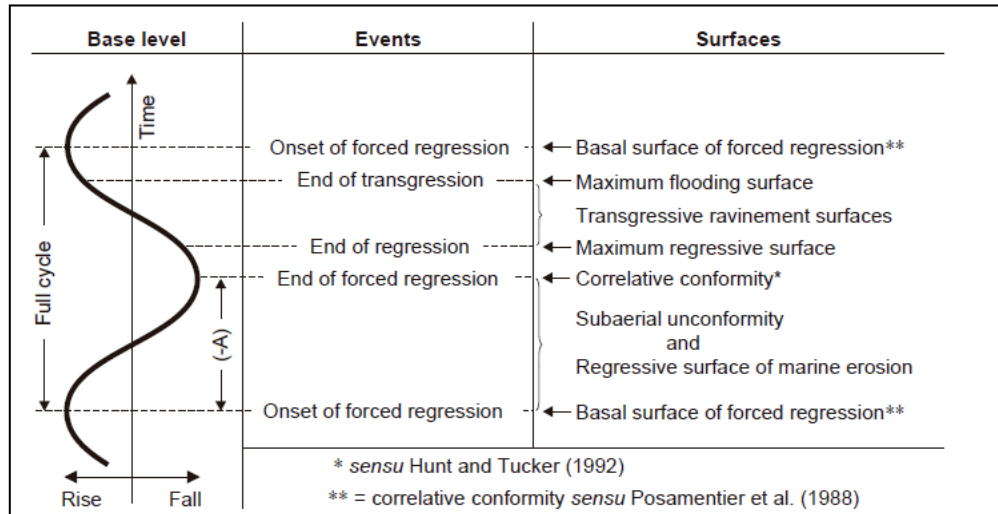


Fig. 4.9: Curva de variación del nivel de base, relacionada con los principales eventos y las superficies limitantes asociadas (extraído de Catuneanu, 2006).

El cortejo de caída de nivel de base, reúne todos los depósitos acumulados en etapas de regresiones forzadas de la línea de costa. Comprende facies marinas someras progradantes que yacen abruptamente (*offlapping*) sobre facies más profundas, y en la parte no-marina de la cuenca está evidenciada por la formación de la *discordancia subaérea*. Este estadio se encuentra limitado al tope por la discordancia antes mencionada, y su concordancia correlativa (*sensu*, Hunt y Tucker, 1992 en Catuneanu, 2006), como así también por la porción más joven de la superficie de erosión marina. En la base se ubica la *superficie basal de regresión forzada*, y a partir de este punto, se producen una serie de procesos en la línea de costa que involucran desde incisiones fluviales, pedogénesis, deflación, hasta escarpas y flujos de gravedad al pie del talud (Fig. 4.8).

El cortejo de sistema de mar bajo (*LST*), comprende los sedimentos depositados en estadios tempranos del ascenso del nivel de base y regresión normal de la línea de costa (Hunt y Tucker, 1992; en Catuneanu, 2006). Se encuentra limitado en la base por la *discordancia subaérea* y su concordancia correlativa, y al tope por la *superficie de regresión máxima (SRM)*. Dado que la velocidad de subida del nivel de base es aún menor que la cantidad de aporte sedimentario, los procesos deposicionales y los patrones de apilamiento están dominados por agradación lenta y progradación a lo largo de toda la cuenca. Son frecuentes los abanicos submarinos complejos, en el fondo de la cuenca, como así también, los depósitos turbidíticos de baja densidad y flujos de gravedad (Fig. 4.8). En la zona costera se produce el relleno de las incisiones fluviales y agradación hacia el continente con terminaciones *onlap* (prisma de mar bajo) (Posamentier y Kolla, 2003 en Catuneanu, 2006).

El cortejo transgresivo está limitado por dos superficies estratigráficas, la *superficie de regresión máxima (SRM)* en la base, y la *superficie de inundación máxima (SIM)* al

tope (Fig. 4.8). Se reconoce por el patrón de apilamiento retrogradacional y granodecreciente de las sucesiones marinas y no marinas. En la línea de costa se depositan sedimentos marinos someros, en tanto que en el fondo de la cuenca predominan los flujos de gravedad y sedimentos pelágicos. En la zona del talud y en la costa, se producen terminaciones de tipo *onlapping* de los depósitos marinos y no marinos respectivamente, y la migración hacia el continente de los sedimentos a partir de un proceso de ravinamiento (erosión por procesos marinos, olas y/o corrientes marinas). Los depósitos fluviales son influenciados por mareas y las zonas de canales evidencian un adelgazamiento de estratos, junto con la instauración de planicies de inundación, además de depósitos de estuarios, facies mareales y desplazamientos hacia el *foreshore* de ambientes litorales (playa).

#### 4c. Jerarquía de Secuencias

La determinación de un orden de jerarquías en el registro sedimentario es un objetivo de la estratigrafía desde sus orígenes. El desarrollo de la estratigrafía de secuencias permitió que con herramientas de distinta resolución se pudieran reconocer la existencia de ciclos de distinta magnitud y surgieron diferentes propuestas de realizar una clasificación.

La propuesta de utilizar el tiempo (duración de un ciclo) enfatizaba a la eustasia como principal fuerza generadora de ciclicidad estratigráfica, controlada en parte por cambios en las placas tectónicas y cambios orbitales. Así, la escala temporal sería el factor principal para definir procesos cíclicos a lo largo del tiempo geológico (Fig. 4.10). Los cambios asociados a ciclos de ensamble y ruptura de supercontinentes (1<sup>er</sup> orden) son mucho más grandes en magnitud que los cambios en el nivel de base generados por fuerzas orbitales, los cuales son más recurrentes (Catuneanu, 2006 y referencias citadas allí).

Hierarchical order	Duration (My)
First order	50 +
Second order	3–50
Third order	0.5–3
Fourth order	0.08–0.5
Fifth order	0.03–0.08
Sixth order	0.01–0.03

Fig. 4.10: Sistema de jerarquías basado en la duración de los ciclos estratigráficos (extraído de Catuneanu, 2006).



En el sistema de jerarquías basado en la magnitud de cambios del nivel de base, se asocia el orden de cada ciclo con los atributos físicos de las superficies estratigráficas, siendo independiente de la duración temporal del mismo (Fig. 4.11) (Embry, 1995). Seis atributos han sido elegidos para establecer los límites de la clasificación, la extensión areal donde la superficie puede ser reconocida; la extensión areal donde la discordancia se observa (magnitud); el grado de deformación de los estratos que sobreyacen la superficie discordante; la magnitud de profundización del mar y la inundación del margen de la cuenca, evidenciada por la naturaleza y la extensión de los estratos transgresivos; el grado de cambios del régimen sedimentario a partir de esta superficie; y el grado de cambios en la configuración tectónica de la cuenca y de las áreas adyacentes. Los órdenes se basan en la cantidad relativa de desplazamiento del nivel de base, es decir, las variaciones más grandes del nivel de base sugieren ciclos de mayor orden y mayor escala (ej. 1<sup>er</sup> y 2<sup>do</sup> orden), mientras que variaciones más pequeñas del nivel de base corresponden a jerarquías menores (Catuneanu, 2006).

Como ya se ha mencionado, la jerarquía de secuencias asigna diferentes órdenes a las secuencias estratigráficas y a las superficies límites asociadas (Catuneanu, 2006). Esto es necesario dada la cantidad de límites de secuencias en el registro rocoso, y el amplio rango de escalas temporales y espaciales. La secuencia más importante en el sistema jerárquico se denomina de primer orden (1<sup>er</sup>), pudiendo ser dividida en dos o más secuencias de segundo orden (2<sup>do</sup>). Por su parte los ciclos de segundo orden pueden ser divididos en dos o más ciclos de tercer orden (3<sup>er</sup>) y así sucesivamente.

Las secuencias más importantes se ubican en la posición más alta de la pirámide de jerarquía (Fig. 4.12) y tienen baja frecuencia en el registro geológico, en tanto que los ciclos de 5<sup>to</sup> y 6<sup>to</sup> orden son más frecuentes en el registro estratigráfico. Así, los órdenes de ciclicidad más bajos (4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup>) describen los cambios actuales en la tendencia deposicional, a nivel de subsistemas o elementos arquitecturales dentro de los mismos, que pueden ser observados en el registro de rocas a partir del patrón de apilamiento de facies; en tanto que los ciclos de mayor orden (1<sup>er</sup> y 2<sup>do</sup>) reflejan la tendencia deposicional en conjunto en escalas de observación mucho más grandes (ej. cambios paleogeográficos debido a tectónica de placas).

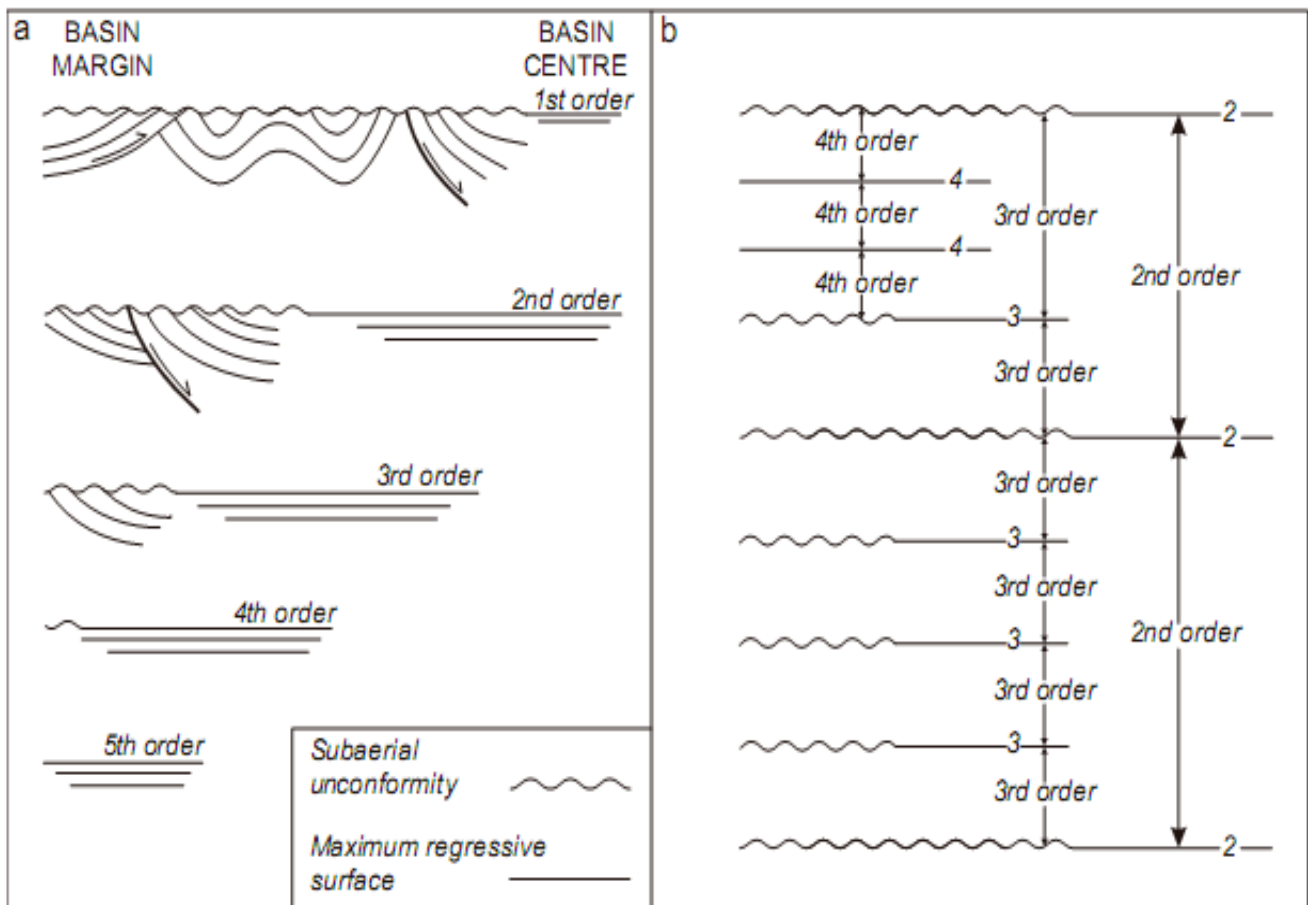


Fig. 4.11: Sistema de jerarquías basado en la magnitud de cambios en el nivel de base que resulta en la formación de superficies estratigráficas límites (extraído de Catuneanu, 2006).

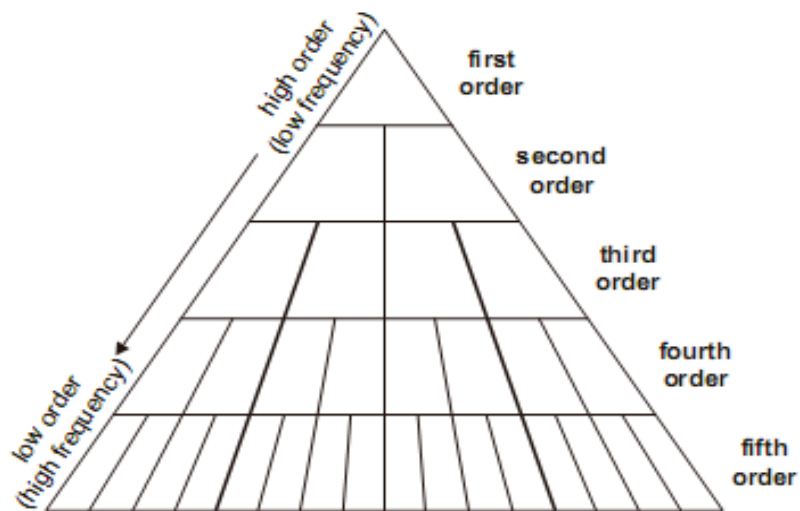


Fig. 4.12: Representación esquemática del concepto de jerarquía. Los órdenes más importantes se ubican en la parte superior y tienen una frecuencia de ocurrencia menor a través del tiempo, con respecto a los de menor orden (extraído de Catuneanu, 2006).

El elemento crítico para el desarrollo de la jerarquía de secuencias es el conjunto de criterios que permiten distinguir la importancia relativa de secuencias y superficies estratigráficas. Uno de ellos es la frecuencia con la que aparecen y se repiten las superficies que limitan ciclos (*frecuencia del ciclo*) a través del registro geológico; y otro está basado en la magnitud de cambios en el nivel de base que resulta en la formación de límites estratigráficos (independiente de la duración del ciclo) (Catuneanu, 2006).

En el presente trabajo, y dadas las limitaciones en el establecimiento de la duración de los procesos generadores de las repeticiones cíclicas, los límites de secuencias y sus jerarquías, se establecen a partir de la magnitud de los cambios en la línea de costa (nivel de base), inferidos por medio del contraste de procesos geológicos en contacto, a través de las superficies identificadas en coronas y luego transferidos a la respuesta de a los perfiles, como así también a partir de la distancia entre superficies estratigráficas límites. Ej. Facies finas de prodelta o de plataforma distal inferidas a través de mayores espesores arcillosos son considerados eventos de mayor importancia estratigráfica, con mayor profundización del sistema y, por lo tanto, limitan secuencias de mayor jerarquía. La yuxtaposición de facies interpretadas entre superficies límites ayudaría a definir estos ciclos con mayor o menor variación del nivel de base.

## 5. YACIMIENTO RÍO NEUQUÉN

En este apartado se describirá la historia tectosedimentaria del Yacimiento Río Neuquén siguiendo los trabajos desarrollados por profesionales de la empresa Petrobras S.A., como Berdini *et al.*, 2002, 2005 y 2011. La denominación litoestratigráfica de las unidades podría no coincidir con los capítulos anteriores al ser analizadas en el ámbito del subsuelo y por consiguiente asociadas a la nomenclatura petrolera.

El Yacimiento Río Neuquén se encuentra en el sector oriental de la Cuenca Neuquina, denominado Engolfamiento Neuquino, a 22 km. al norte de la ciudad de Neuquén, comprendiendo un área de aproximadamente 700 km<sup>2</sup> (Fig. 5.1 a, b). La estructura Río Neuquén – Campo Grande fue detectada por métodos sísmicos y el primer sondeo, YPF.RN.CG.x-1 (Campo Grande), fue perforado durante el año 1971 en el flanco norte de la estructura. Este pozo llegó a una profundidad de 3856 mbbp, siendo evaluados los niveles de las formaciones Quintuco, Sierras Blancas y Lotena, esta última improductiva debido a sus pobres condiciones petrofísicas. En el mismo año se perforó el sondeo YPF.RN.x-1, quedando productivo el nivel de la Fm. Sierras Blancas y más tarde en 1972 se realizó el pozo RN.x-2 que resultó descubridor de petróleo en la Fm. Quintuco. A través de datos sísmicos 2D y 3D se describió un anticlinal simétrico con cierre en las cuatro direcciones, de rumbo E-O, denominado anticlinal de Río Neuquén. Cuatro (4) sistemas petroleros fueron identificados, uno profundo (descubierto posteriormente), el sistema Los Molles - Lajas / Punta Rosada (Pliensbachiano - Calloviano), desarrollado por la reactivación tectónica, por esfuerzos transcurrentes en la etapa de *sag*, de fallas originadas en la etapa de *rift* de la cuenca; y tres someros, Vaca Muerta – Lotena, Vaca Muerta - Sierras Blancas, y Vaca Muerta - Quintuco (Oxfordiano - Valanginiano).

Seis niveles son los productivos Lajas, Punta Rosada, Lotena, Sierras Blancas, Quintuco y Mulichinco (Fig. 5.2) y en todos los casos la estructura es el factor principal para la formación de trampas, aunque son comunes factores secundarios como estratigráficos (depositacionales y/o diagenéticos) o de fluidos (sellos de presión). El entrapamiento de gas en las formaciones Lajas y Punta Rosada (*tight*) ha sido definido como una trampa combinada, Estructural y de Sello de Presión que en tiempos actuales se considera dentro del campo de las acumulaciones no convencionales (Berdini *et al.*, 2005).

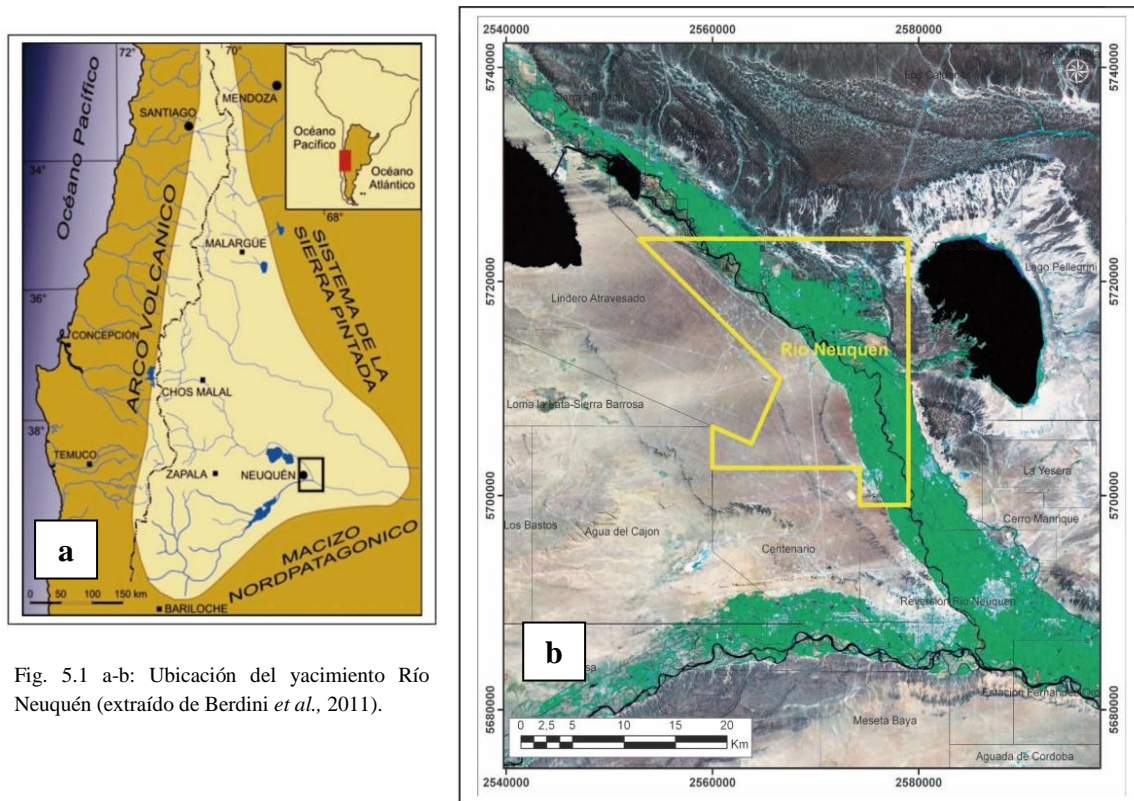


Fig. 5.1 a-b: Ubicación del yacimiento Río Neuquén (extraído de Berdini *et al.*, 2011).

La tectónica del área está asociada a la evolución del margen austral de la cuenca neuquina y por lo tanto a la megaestructura conocida como Dorsal de Huincul. Así, tres etapas son responsables del patrón de apilamiento sedimentario de primer orden, que abarca desde el Jurásico Temprano (Hettangiano) hasta el Cenozoico. La reactivación tectónica jurásica - cretácica es responsable de la génesis de ciclos mayores de depositación (decenas de millones de años) denominados aquí como tectonosecuencias. Dentro de cada una existe una ciclicidad de orden menor en cuyo diseño seguramente interactúan factores climáticos, tectónicos y eustáticos dando como resultado un modelo geológico complejo. Así, se reconocieron cinco tectonosecuencias, correspondientes a distintas reactivaciones tectónicas desde el Triásico - Jurásico hasta el Cretácico Superior incluidos en cada etapa (Berdini *et al.*, 2002).

## Etapa 1

Abarca la tectonosecuencia I (Precuyo - Molles Basal). Esta se caracteriza por un rift incipiente en el Triásico - Jurásico Inferior, con fallas extensionales en el basamento de rumbo ONO - ESE y depocentros aislados formados por hemigrábenes, rellenos con sedimentos continentales, volcánicos y piroclásticos del Precuyo, y pelitas de origen marino de la Formación Los Molles (roca madre del sistema petrolero Pliensbachiano - Calloviano). Si bien la distribución de las pelitas oscuras estuvo condicionada por las

irregularidades del basamento, los términos marinos superiores de la misma unidad excedieron el entorno de los depocentros (Fig. 5.3).

Periodo	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	HIDRO-CARBUROS	LITOLOGÍA	AMBIENTE	
CRETÁCICO	G. NEUQUEN		ARENISCAS FINAS A GRUESAS Y ARCILITAS ROJIZAS	FLUVIAL	
	F. CENTENARIO		ARENISCAS BLANCAS Y ROSADAS, MEDIANAS A GRUESAS ARCILITAS VARICOLORS	FLUVIAL PROXIMAL	
	F. MULICHINCO	●			
	Sup. Med. Inf.	F. QUINTUCO	○ ● ●	CALIZAS OOLITICAS DOLOMIAS LIMOLITAS ARCILITAS GRISES	MARINO SOMERO A LITORAL
JURÁSICO	F. VACA MUERTA	○	MARGAS BITUMINOSAS	MARINO PLATAFORMA	
	F. CATRIEL		ARENISCAS ARCILLOSAS	FLUVIO-LACUSTRE	
	F. SIERRAS BLANCAS	● ●	ARENISCAS MEDIANAS A GRUESAS Y CONGLOMERADOS	FLUVIO-EOLICO	
	F. LOTENA	● ●		FLUVIAL PROXIMAL	
	F. PUNTA ROSADA F. LAJAS	G. CUYO ●		ARENISCAS FINAS A MEDIANAS, ANGULOSAS ARCILITAS CASTAÑAS	FLUVIAL BAJA ENERGÍA TIPO EFIMERO
	F. LOS MOLLES	G. CUYO ○		ARCILITAS NEGRAS Y ARENISCAS FINAS	MARINO SOMERO MARINO DISTAL
	PRECUYANO			CONGLOMERADO VOLCANICO Y ARCILITAS CASTAÑAS	ABANICOS ALUVIALES FLUVIAL LACUSTRE
TRIÁSICO	G. CHOYOI		VULCANITAS ACIDAS		

Fig. 5.2: Columna estratigráfica del Yacimiento Río Neuquén, con los sistemas petroleros descubiertos (extraído de Berdini *et al.*, 2005).

## Etapa 2

Aquí se desarrollan las tectonosecuencias II, III y IV, desarrolladas en una etapa de *sag* (Jurásico Medio - Cretácico Inferior), que inicia al tope de la Fm. Los Molles y su transición a la Fm. Lajas, marcada por fuertes progradaciones de depósitos deltaicos y fluviales. Luego de la Fm. Lajas la sedimentación continúa con depósitos arenosos y conglomerádicos fluviales con intercalaciones pelíticas de las formaciones Punta Rosada y Lotena. Se instaure en el sur de Gondwana un régimen de esfuerzos transcurrentes ( $\sigma_1$ : NO - SE), que influye sobre estructuras antiguas, generando un sistema transpresivo dextrógiro (inversión tectónica positiva), generando a nivel regional la “Dorsal de Huincul” y en el área de estudio el anticlinal de Río Neuquén (Berdini *et al.*, 2005 y trabajos citados allí).

Cada etapa de reactivación tectónica se evidencia a partir de las discordancias Intrajurásica en la Fm. Punta Rosada Medio, Intracalloviana al tope de la Fm. Punta Rosada e Intramálmica al techo de la Fm. Lotena, a través de terminaciones de reflectores de forma *onlap* y truncación erosiva. En el yacimiento se produce una estructura en flor de rumbo NO - SE y fallas en echelón que son visualizadas en la sísmica (Berdini *et al.*, 2002). Hacia el final de esta etapa y sobrepuesto a la estructura se generó un graben simétrico de orientación N - S cuya génesis podría deberse al colapso de la estructura en el punto de máxima deformación.

Durante el Tithoniano se depositan las pelitas bituminosas de la Fm. Vaca Muerta, a las que suceden un conjunto de secuencias progradantes en una plataforma somera carbonática - clástica de la Fm. Quintuco y los sedimentos fluviales de las formaciones Mulichinco y Centenario. Esta sucesión finaliza con una nueva discordancia evidenciada por suaves truncaciones erosivas y la culminación de la subsidencia térmica (Fig. 5.5).

## Etapa 3

Finalmente desde el Cretácico Superior, hasta la actualidad, se instaure en la cuenca una etapa de *foreland* (antepaís), caracterizada por los depósitos continentales del Grupo Neuquén asociados a la tectonosecuencia V. No se han documentado influencias importantes de la Orogenia Andina, por lo que se podría concluir que la estructura anticlinal de Río Neuquén se formó principalmente en las primeras dos etapas.

El depocentro originado durante la etapa de rift condicionó la irregular geometría de depositación de Los Molles, lo que explica las grandes variaciones de madurez térmica observadas en trabajos regionales. Según esta interpretación, cuando las pelitas de los Molles alcanzaron la ventana de generación de gas (Cretácico Inferior), la estructura ya estaba disponible para funcionar como trampa y las fallas pudieron actuar como excelentes vías de migración vertical hacia los reservorios jurásicos. Al no identificarse rasgos asociados a la orogenia Andina, se asume que la estructura permanece fosilizada

desde el Cenomaniano y no tuvo problemas de preservación (Berdini *et al.*, 2011 y trabajos citados allí).

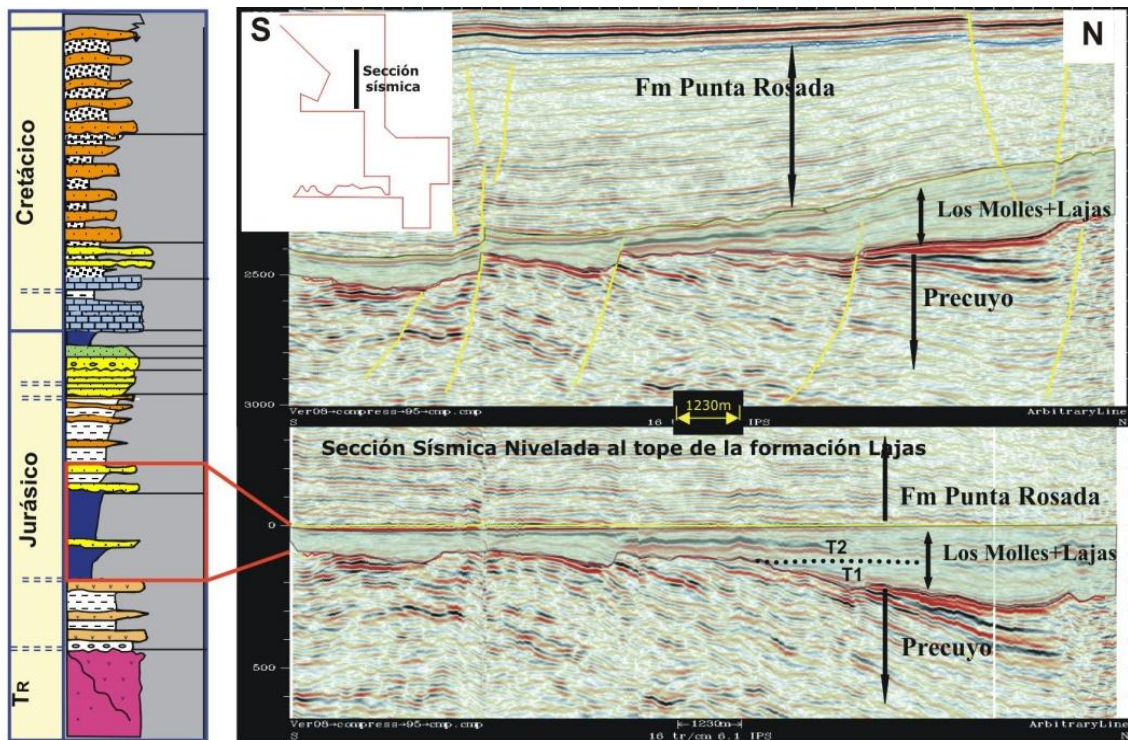


Fig. 5.3: Sección sísmica N-S mostrando las Tectonosecuencias I y II (extraído de Berdini *et al.*, 2002).

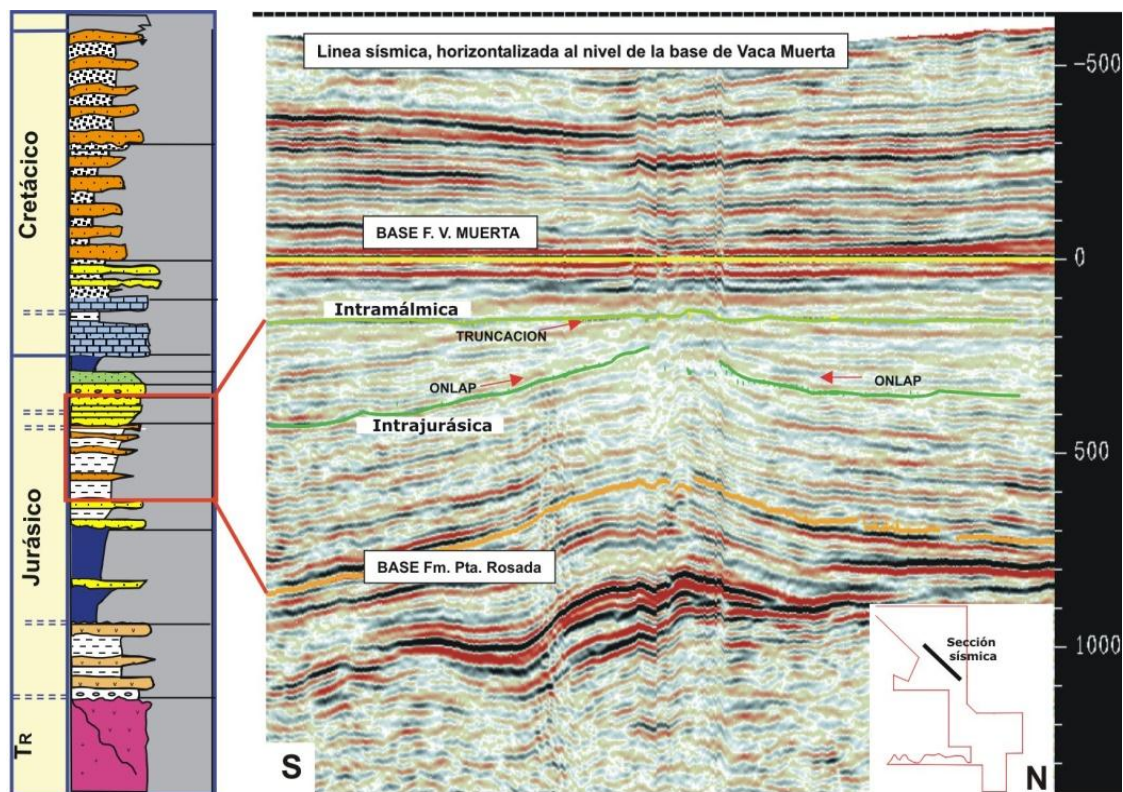


Fig. 5.4: Sección sísmica mostrando las diferentes discordancias, Intrajurásica e Intramálmica, asignadas a la Tectonosecuencia III (extraído de Berdini *et al.*, 2002).



## Sistemas Petroleros

Dos secciones fueron identificadas como generadoras de hidrocarburos en la Fm. Los Molles, una inferior (100-200 m de espesor), con kerógeno de Tipo II y con COT medido en el rango de 2 a 4%, que muestra buenas condiciones para generar petróleo. La segunda (150-200 m de espesor) corresponde a un kerógeno de tipo III a II/III, con COT medido en el rango de 1 a 4%, con potencial generador principalmente de gas.

Los reservorios de la Fm. Lajas, divididos en el yacimiento en unidades denominadas Lajas Inferior, Medio y Superior, tienen en promedio un espesor de 90mts., y documentaron la presencia de areniscas gris blanquecino, lítico-feldespáticas, finas, medianas y conglomerádicas, con un importante crecimiento secundario de cuarzo y feldespato. El cemento es calcáreo y silíceo, y la matriz arcillosa se presenta como recubrimiento de granos por clorita. A partir del análisis de cortes delgados, se estableció que el sistema poral presenta micro y mesoporos secundarios asociados a la disolución producida por un proceso diagenético tardío y posterior a la cementación, además de la disolución de feldespatos; y algunos poros están recubiertos de coating arcilloso y ocluidos por cuarzo secundario.

La Fm. Punta Rosada, diferenciada en dos secciones Inferior y Superior, se presenta como depósitos fluviales más gruesos y de mayor movilidad con régimen entrelazado. El espesor total es del orden de 900m. La base es predominantemente pelítica y presenta escasos cuerpos de arena de espesores de 5 a 10m. A medida que ascendemos en la columna se observa un aumento en los espesores y en la frecuencia de los cuerpos de arena como así también en la granulometría que pasa a ser predominantemente conglomerádica. Los estudios petrográficos realizados sobre testigos rotados y corona determinan una composición lítico feldespática con abundante crecimiento secundario de cuarzo y feldespato, dando origen a un sistema poral con procesos diagenéticos similares a los ya descritos para la Fm. Lajas, aunque con predominio de microporos (Berdini *et al.*, 2005).

## 6. CARACTERIZACION AMBIENTAL Y SU ANALISIS A TRAVES DE PERFILES DE POZO

Los depósitos correspondientes a las formaciones Lajas y Punta Rosada, se formaron en un ambiente deltaico fluvial, influenciado por mareas. Los conceptos teóricos sobre estos sistemas, han sido extraídos de los trabajos de Posamentier y Walker (2006), Bhattacharya (2010) y Silveira (2012), entre otros. Por su parte el análisis de estos ambientes a través de perfiles de pozo sigue las publicaciones de Serra (1999), Catuneanu (2006) y Contreras y Romero (2008).

### 6a. Conceptos generales

Los deltas han sido definidos como protuberancias en la línea de costa, donde un río entra a un cuerpo de agua estacionario, pierde su capacidad de acarrear sedimentos y los deposita más rápidamente de lo que ellos pueden ser redistribuidos por procesos marinos, tales como olas o mareas. En este sentido estricto todos los deltas serían influenciados en alguna medida por ríos y su naturaleza sería fundamentalmente regresiva. Según diferentes autores como Bhattacharya (2010), estos son relieves terrestres subaéreos y su extensión submarina construidos por o asociados a ríos en el punto donde este desemboca en un cuerpo de agua (ej. mares y/o lagos) (Fig. 6.1). La naturaleza regresiva produce dos características fundamentales, el desarrollo de sucesiones de facies somerizantes hacia arriba, es decir, sucesiones de facies granocrecientes y estratocrecientes, patrones de cuerpos cliniformes hacia el mar (progradaciones), y diseños de los cuerpos de sedimentos lobulares o elongados de acuerdo a la influencia predominante de ríos, mareas u olas (Bhattacharya, 2010). Scruton (1960) reconoció que los deltas son esencialmente cíclicos por naturaleza y consisten de una fase “constructiva” progradacional, usualmente seguida por una pequeña fase “destruktiva” retrogradacional que coincide con el abandono del delta (Posamentier y Walker, 2006).

Durante la fase “destruktiva” se producen depósitos de barras en el *shoreface*, erosión por ondas y mareas, y lóbulos truncados hacia el tope. Estas fases de abandono, retrabajo y erosión, junto con los depósitos transgresivos son unidades y superficies límites claves para la estratigrafía de secuencias (ej. *Superficie de ravinamiento Superficie de inundación máxima*). La naturaleza cíclica de los depósitos, donde fases regresivas son abruptamente cubiertas por unidades transgresivas o superficies de inundación, produce sucesiones de facies denominadas *parasecuencias* (Van Wagoner *et al.*, 1990), las cuales dominan los sistemas deltaicos (Fig. 6.2). Cuando estos procesos se convolucionan con ciclos de mayor escala temporal (alogénicos), los *sets* de parasecuencias forman *cortejos de sistemas* o system tracts.

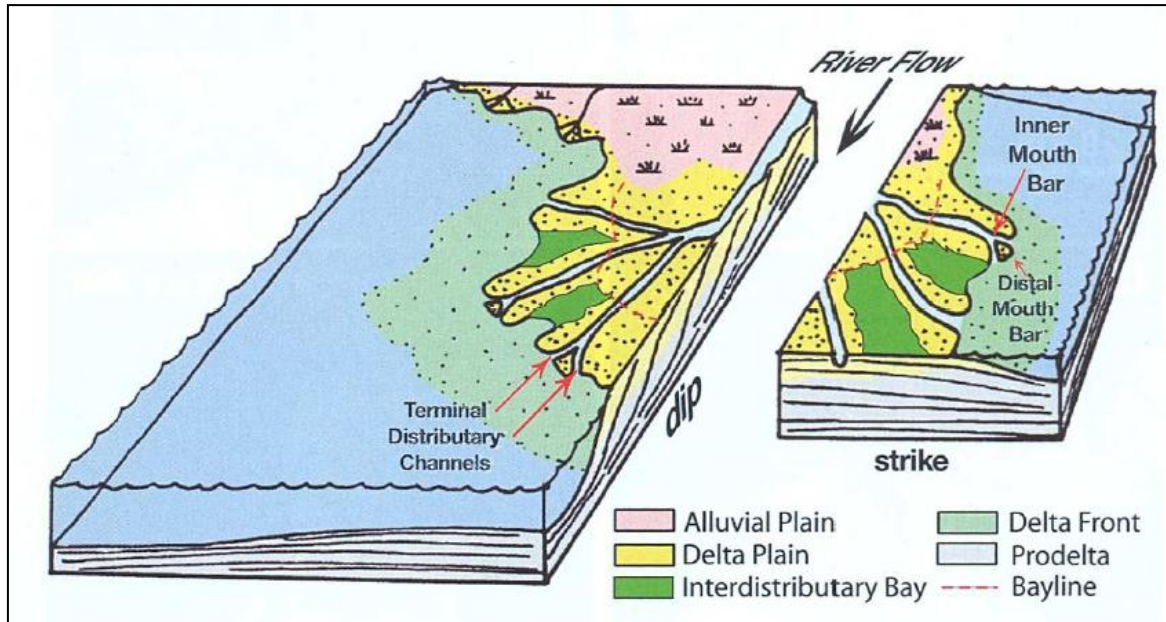


Fig. 6.1: Esquema en planta de un delta, con los subambientes involucrados (extraído de Bhattacharya, 2010).

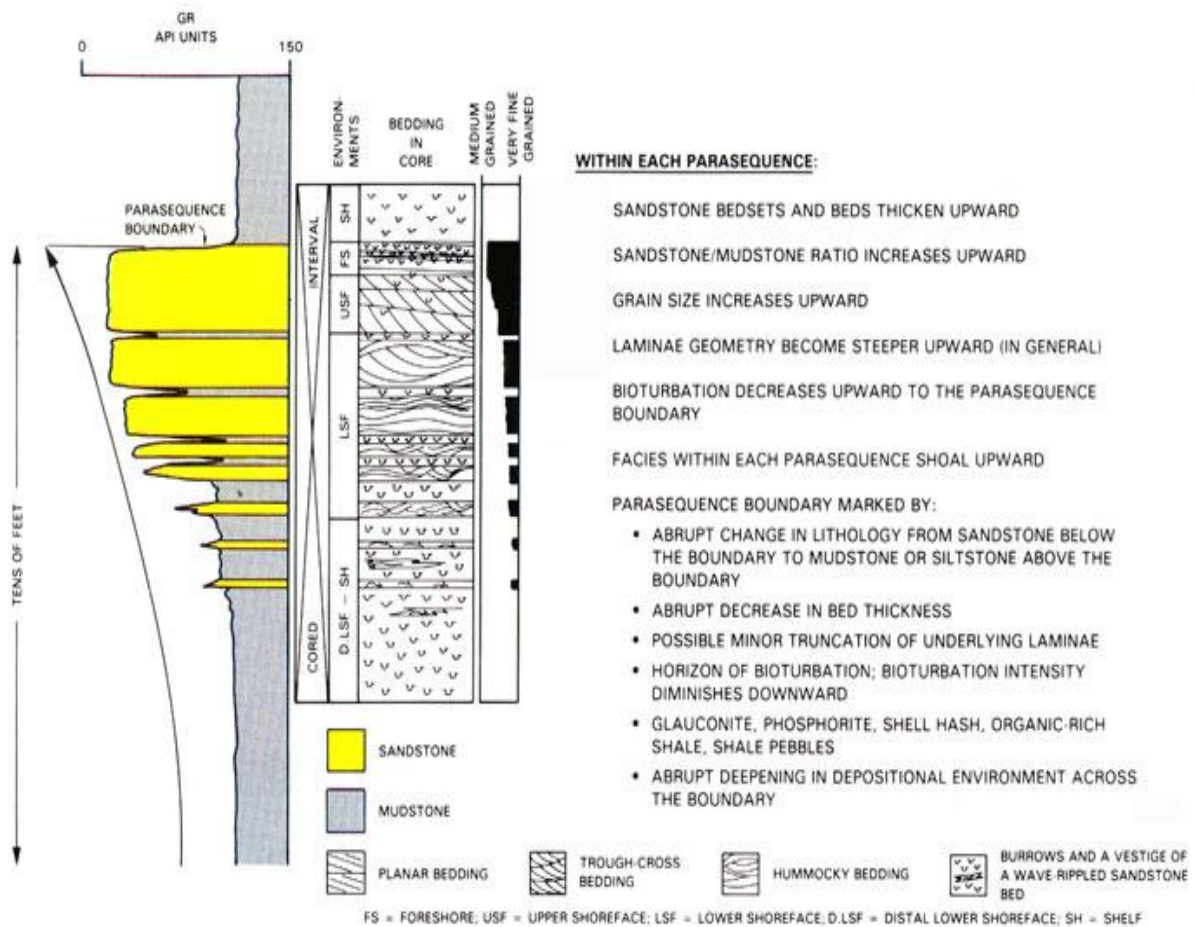


Fig. 6.1: Esquema conceptual de una parasecuencia granocreciente y estratocreciente, definida para una costa arenosa dominada por olas o por ríos (extraído de Van Wagoner *et al.*, 1990).

La clasificación tripartita de deltas, desarrollada por Galloway en 1975, sugiere que los depósitos de los mismos varían en morfología según el radio de influencia de los procesos fluviales, mareales y de oleaje (Fig. 6.3). Estos imprimen no sólo una forma diferente en los elementos arquitecturales, sino también sucesiones de facies distintas. Los deltas influenciados por ríos tienen una morfología general de lóbulos digitados, en cambio los deltas dominados por ondas muestran un frente suavizado con extremos en forma de cúspide o de arco (similares a barras transversales). Los procesos tidales o mareales, por su parte, forman cuerpos arenosos orientados de manera paralela a la dirección de la corriente mareal (Fig. 6.3). Bhattacharya (2010) expresa que la distribución interna de las facies y la morfología externa de estos depósitos depende también de la diferencia de densidades entre la corriente fluvial y el cuerpo estacionario de agua (hiperpicnal, hipopicnal y homopicnal), la interacción de la pluma del río con los procesos marinos (ondas, mareas, tormentas, corrientes oceánicas, retrabajo biogénico), la posición física del delta en la cuenca (ej. posición respecto al borde de la plataforma) y el grado en el que los sedimentos fluviales son retrabajados por procesos marinos.

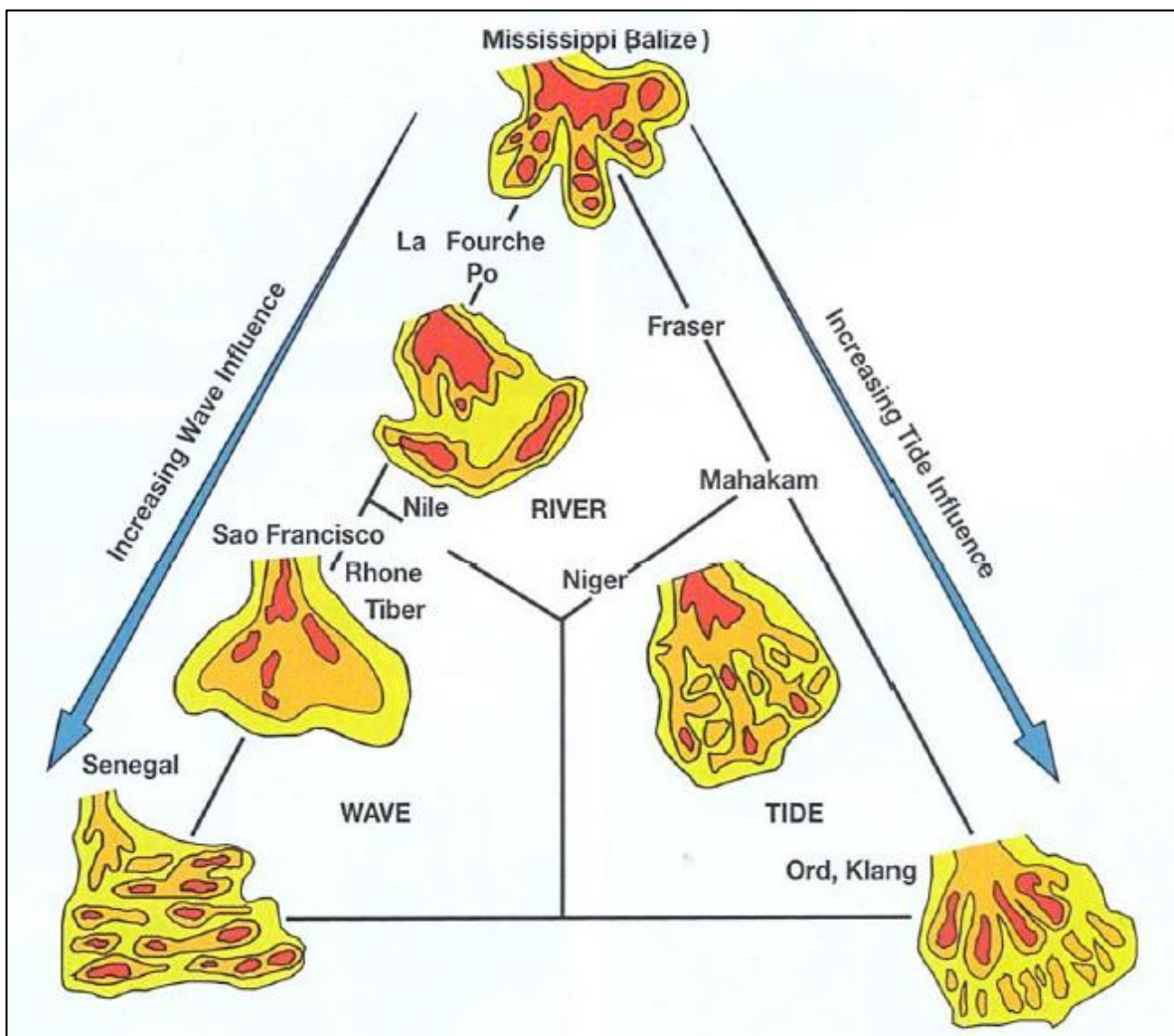


Fig. 6.3: Clasificación tripartita de los deltas propuesta por Galloway (1975). La morfología de los depósitos depende de la influencia de procesos fluviales, y marinos en la línea de costa (extraído de Bhattacharya, 2010).

Los deltas comprenden tres ambientes geomórficos de depositación, la planicie deltaica subaérea (dominan procesos fluviales), el frente deltaico (zona granocreciente donde el río interactúa con los procesos marinos) y el prodelta (principalmente fangoso) (Fig. 6.4).

La planicie deltaica subaérea está gobernada por canales distributarios, pero comprende también una serie de subambientes no marinos como pantanos, bahías interdistributarias, lagoons, planicies de mareas, etc. Puede ser dividida en planicie deltaica inferior y planicie deltaica superior de acuerdo a la influencia o no de acción marina. El límite entre ambas depende de la relación entre la fuerza de la marea y el aporte sedimentario de los ríos. Hacia el mar la planicie inferior está limitada por la línea de alta marea o de baja marea.

El frente deltaico está definido como la línea de costa y la superficie del talud adyacente a ella. Está dominada por sedimentos gruesos (gravas o arenas) desarrollados en un ambiente de plataforma deltaica intertidal a subtidal. En los deltas dominados por ríos los frentes deltaicos consisten en una compleja asociación de barras de desembocaduras terminales de canales distributarios arenosos, que coalescen para formar un conjunto de cuerpos (lóbulos) deposicionales de escala regional. La zona mar adentro asociada al margen distal de las barras de desembocadura, se denomina frente deltaico distal y puede formar una franja arenosa relativamente continua enfrente de la zona activa de las barras de desembocadura. En deltas gravosos estos depósitos producen las típicas clinofórmulas definidas en los deltas de Gilbert (Posamentier y Walker, 2006 y referencias citadas allí).

El prodelta ha sido definido como el área donde los depósitos fangosos y limosos se depositan lentamente por decantación. Estos sedimentos pueden ser más o menos enterrados, dependiendo de la velocidad de sedimentación y pueden fusionarse, en el fondo de la cuenca, con sedimentos comúnmente calcáreos y hemipelágicos. Son frecuentes las marcas de ichnofacies, la bioturbación y la influencia mareal (Bhattacharya, 2010).

La característica predominante de la progradación de un delta es la sucesión de facies granocrecientes, que muestra una transición de depósitos fangosos de prodelta, a arenas y barras de desembocaduras del frente deltaico, para finalizar con canales de la planicie deltaica (Fig. 6.5).

En los deltas dominados por ríos, las facies de prodelta consisten en capas delgadas de lutitas laminadas, heterolíticas, con o sin arena. Los limos y arenas pueden ser masivas o tener estratificación, y muestran gradación normal o inversa producto de grandes descargas de sedimentos. Son frecuentes las estructuras generadas por ondas al tope de los cuerpos arenosos, climbing ripples o hummockys en situaciones de grandes tormentas, y estructuras por deformación debido a las altas velocidades del flujo. Las facies arenosas de frente deltaico reflejan la rápida depositación de flujos unidireccionales de las barras de desembocaduras, con estructuras entrecruzadas,

ripples, estratificación plana, capas masivas y secuencias turbidíticas (Bouma) (Fig. 6.5). Cuando la influencia es mareal, se desarrollan sucesiones granocrecientes con variaciones internas, con estructuras heterolíticas, mud drapes, tidal bundles, mud couples y estratificación bidireccional, entre otras. En la figura 6.5 se observa en la columna de la izquierda el modelo de secuencia adoptada e inferida en este trabajo (línea roja) (Bhattacharya, 2010).

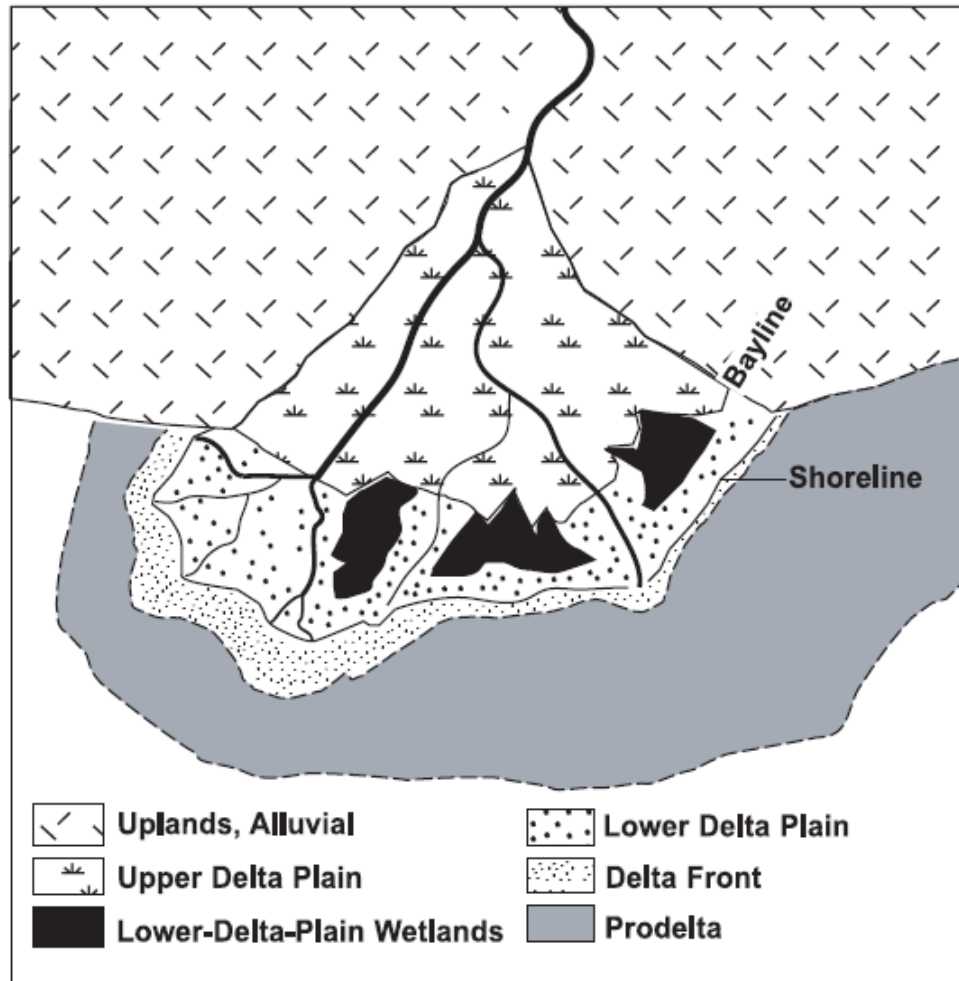


Fig. 6.4: Subambientes geomórficos de un delta (extraído de Posamentier y Walker, 2006).

Las facies de canales distributarios que han sido influenciadas por mareas presentan estructuras típicas de este ambiente, como tidal bundles, herringbones o alternancias rítmicas de pelitas y arenas, además de estructuras entrecruzadas de tipo artesas que evidencian el flujo confinado. Los canales pueden ser rellenados por barras arenosas durante el flujo de sedimentos, y por pelitas durante períodos de pausa y abandono de los mismos. Las áreas interdistributarias muestran un conjunto de facies arcillosas granodecrecientes que pueden ser cubiertas por lutitas orgánicas, carbón, paleosuelos, depósitos intertidales, o pelitas de ambientes lacustres, pantanos y aislados crevasses splays (Bhattacharya, 2010).

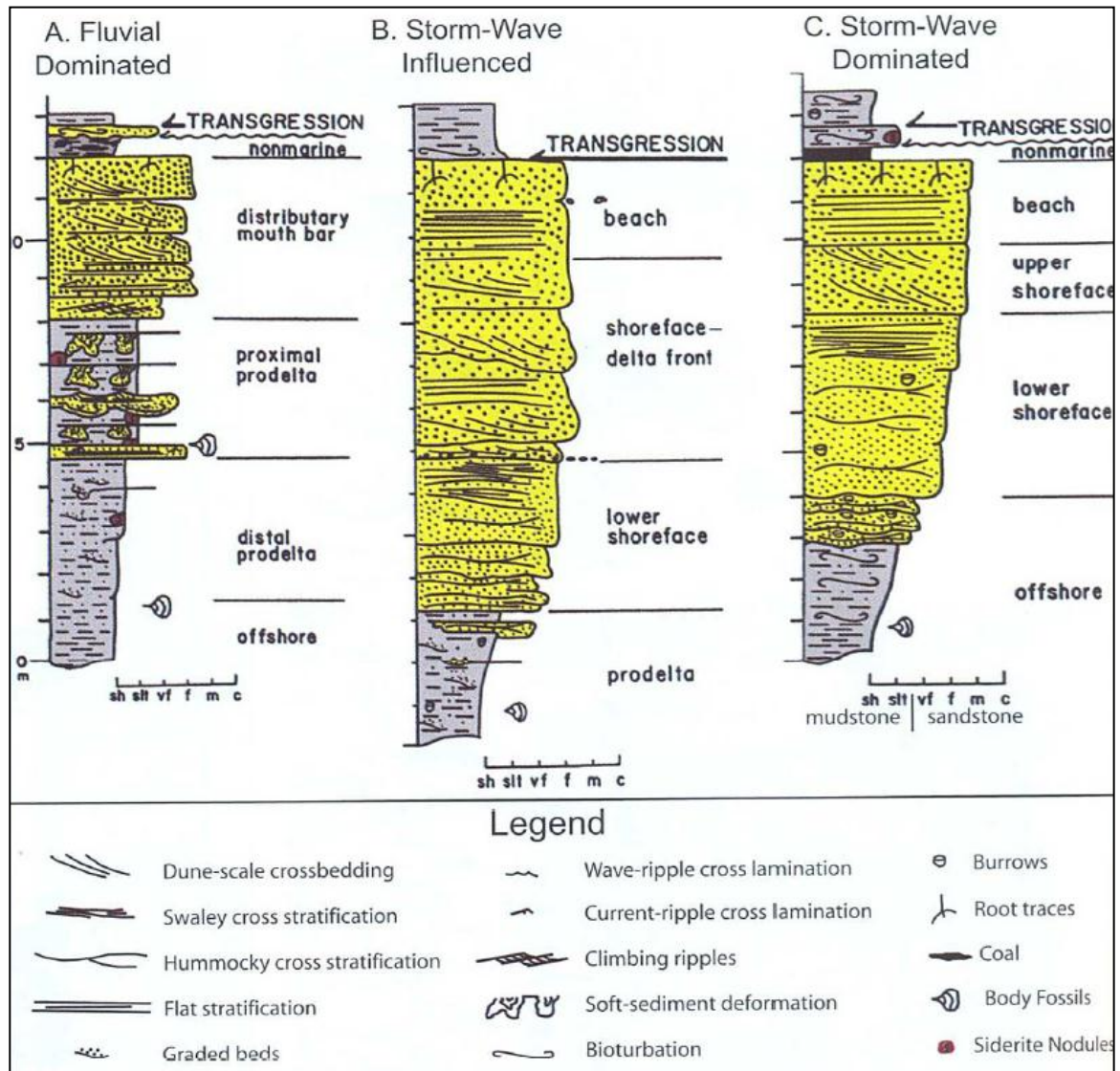


Fig. 6.5: Perfiles con patrón de apilamiento progradacional, con las asociaciones de facies correspondientes a cada subambiente, en deltas dominados por ríos, o por olas. El patrón de apilamiento granocreciente y estratocreciente es característico de este ambiente (extraído de Bhattacharya, 2010).

### 6b. Perfiles de pozo.

Los perfiles de pozo representan el registro geofísico de las variaciones de las propiedades de las rocas, y pueden ser usados para interpretaciones geológicas como por ejemplo, para el análisis de facies sedimentarias y correlaciones estratigráficas (Catuneanu, 2006). Estos constituyen el eje central de todos los métodos de evaluación de formaciones, al registrar las propiedades de las formaciones y presentarlas en forma continua a lo largo de todo el pozo. Este método mide las propiedades eléctricas, acústicas o radioactivas de la formación, las cuales son interpretadas y convertidas en propiedades como porosidad, saturación de agua y tipo de roca, entre otras (Fig. 6.6) (Contreras y Romero, 2008). Así es posible observar *electrofacies* (Serra 1999) a partir

de perfiles eléctricos, y definirlos como el conjunto de respuestas de los perfiles que caracterizan a un estrato y que permiten distinguirlo de otro. Cabe destacar que es necesaria una evaluación en conjunto de los perfiles a lo largo de un sondeo, que permita definir no solo tipos de litologías sino también los parámetros que determinarán cada electrofacie.

La mayoría de los sondeos se denominan convencionales (ej., Gamma Ray, SP, Sónico, Densidad, Neutrón), aunque actualmente se han desarrollado perfiles de *altas tecnologías*, como las imágenes microresistivas, que permiten determinar las características sedimentológicas en alta resolución (texturas, estructuras, bioturbación, concreciones, etc.). Dado que los perfiles sólo permiten inferir algunas propiedades físicas de las rocas, son considerados datos indirectos en la aplicación e interpretación de sucesiones rocosas.

Los perfiles de Rayos Gamma y SP, son utilizados en general en sucesiones silicoclásticas para analizar litologías, pero errores en las lecturas deben ser tenidos en cuenta. Por ejemplo, cambios en la porosidad y en la composición química del agua de formación podrían afectar al Potencial Espontáneo, aún si el estrato es el mismo. El gamma a su vez permite inferir patrones de apilamiento (finning.- vs coarsening-upward), a través de variaciones en la radiactividad de las rocas, debido al contenido de materia orgánica y/o arcillosidad de las mismas. Zonas con altos valores de radiactividad podrían corresponder a diferentes ambientes deposicionales, desde marino profundo, plataformas o planicies costeras, sistemas lacustre o planicies de inundación fluviales, entre otros. Estratigráficamente se asocia a períodos de circulación restringida de agua con baja descarga de sedimentos, y estadios transgresivos en la línea de costa o superficies de inundación máxima (Galloway, 1989).

Aunque se infieran ambientes deposicionales, se debe aclarar que aún diferentes ambientes podrían dar respuestas similares de los perfiles, al igual que patrones de apilamiento idénticos. Los patrones observados en los perfiles pueden indicar cambios del régimen de energía a través del tiempo, pero no necesariamente diagnosticar algún sistema deposicional en particular. Por lo tanto, es necesario integrar los datos de perfiles con datos de afloramientos, testigos y cutting para una mejor aproximación del modelo secuencial (Catuneanu, 2006).

Como se ha mencionado previamente, los registros de imágenes (microresistivas y acústicas) son herramientas importantes para la caracterización geológica de la pared del pozo. Se utilizan en la determinación de facies, sucesiones de facies a lo largo del sondeo, y en el modelado estático del yacimiento (modelo deposicional). El principio físico que rige estos perfiles es el contraste de resistividades o de impedancia acústica que existe entre las capas, permitiendo identificar rasgos estratigráficos, petrofísicos, estructurales y/o geomecánicos (Fig. 6.7). La ventaja de las imágenes es la alta resolución (centrímetra) vertical que ofrecen, como así también la posibilidad de observar un “cilindro” en sus 360°, que se deconvolucionará para una mejor interpretación. Si los estratos se encuentran afectados tectónicamente, poseen



buzamiento, o el proceso que los depositó generó superficies que forman parte de las estructuras sedimentarias (ej. estratificación cruzada), los planos se interpretarán como sinusoides, a través de las cuales, se determinará su azimuth y buzamiento (Fig. 6.8). Debido a que la herramienta tiene una orientación con respecto al Norte geográfico, se pueden determinar paleocorrientes o direcciones de flujos de distintos sistemas deposicionales (Contreras y Romero, 2008).

Log	Property measured	Units	Geological interpretation
Spontaneous potential	Natural electric potential (relative to drilling mud)	Millivolts	Lithology, correlation, curve shape analysis, porosity
Conventional resistivity	Resistance to electric current flow (1D)	Ohm-metres	Identification of coal, bentonites, fluid types
Micro resistivity	Resistance to electric current flow (3D)	Ohm-metres and degrees	Borehole imaging, virtual core
Gamma ray	Natural radioactivity (e.g., related to K, Th, U)	API units	Lithology (including bentonites, coal), correlation, shape analysis
Sonic	Velocity of compressional sound wave	Microseconds/metre	Identification of porous zones, tightly cemented zones, coal
Neutron	Hydrogen concentration in pores (water, hydrocarbons)	Per cent porosity	Porous zones, cross plots with sonic and density for lithology
Density	Bulk density (electron density) (includes pore fluid in measurement)	Kilograms per cubic metre (g/cm <sup>3</sup> )	Lithologies such as evaporites and compact carbonates
Dipmeter	Orientation of dipping surfaces by resistivity changes	Degrees (azimuth and inclination)	Paleoflow (in oriented core), stratigraphic, structural analyses
Caliper	Borehole diameter	Centimetres	Borehole state, reliability of logs

Fig. 6.6: Tipos de perfiles de pozo, con las propiedades físicas que miden y su utilidad geológica (extraído de Catuneanu, 2006).

Intervalos de baja radiactividad (adecuadamente calibrados) podrían corresponder a depósitos arenosos texturalmente maduros, o calizas compactas, que a su vez pueden ser diferenciadas mediante la correlación con el perfil fotoeléctrico (mineralógico) y Densidad vs. Neutrón. Por su parte, los intervalos radiactivos corresponderían a depósitos ricos en minerales como Uranio (materia orgánica), Thorio y Potasio (arcillas), zonas de prodelta o planicies interdistributarias con paleosuelos (lutitas, carbón). Los perfiles de porosidad, junto con las resistividades, y el SP, podrían inferir zonas de mayor porosidad y permeabilidad, como las barras de desembocadura o los canales distributarios. En los deltas influenciados por mareas, se pueden caracterizar facies heterolíticas típicas del frente deltaico, por la forma aserrada de la curva de Rayos Gamma y de las resistividades. Podrían establecerse *electrosecuencias* de acuerdo a la forma de las curvas (acampanadas, embudos, etc.), infiriendo ciclos de somerización y patrones de apilamiento característicos de un ambiente deltaico (Fig. 6.9 y 6.10).

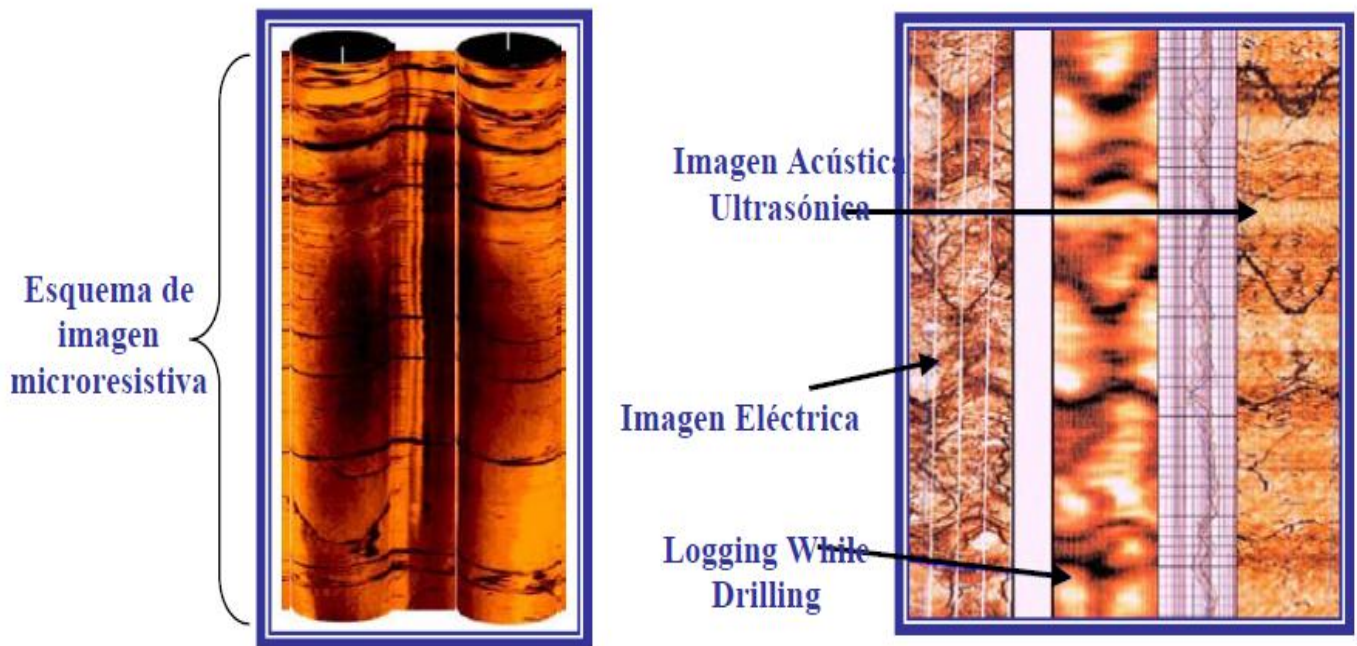


Fig. 6.7: Esquema de una imagen microresistiva, acústica y *Logging while drilling*, con los principales rasgos estratigráficos y estructurales (extraído de Contreras y Romero, 2008).

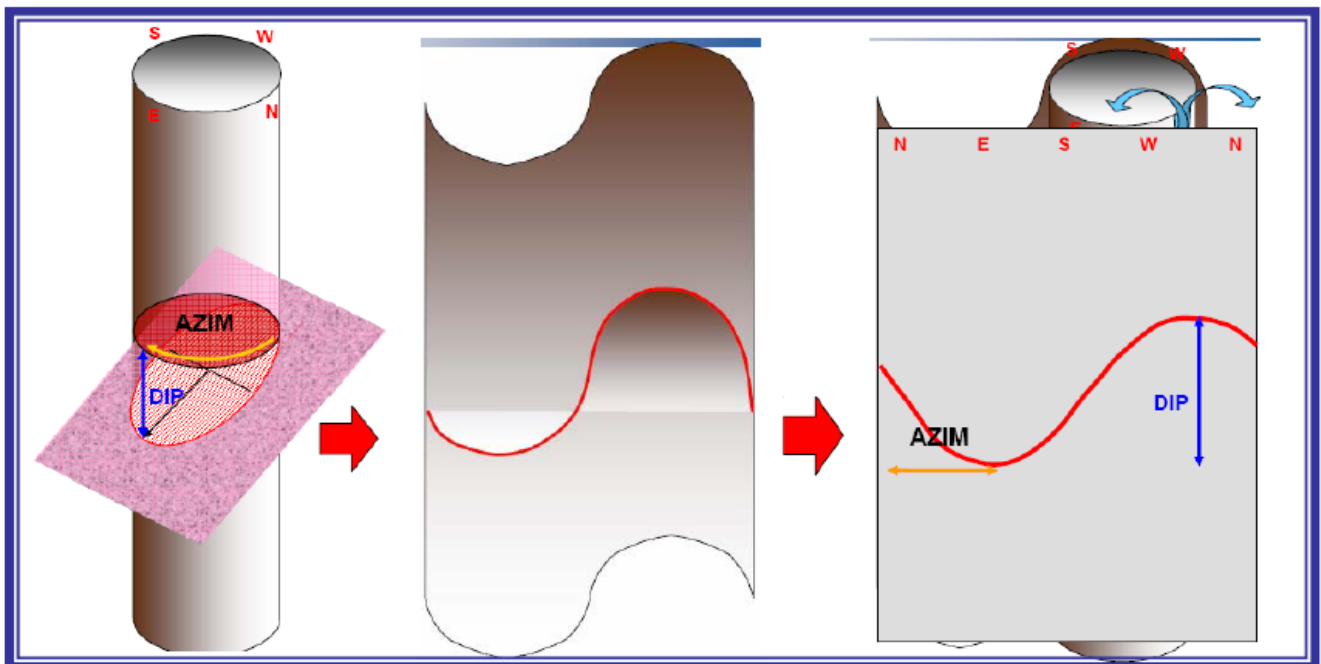


Fig. 6.8: Principio de deconvolución y análisis del azimuth y el buzamiento a partir de sinusoides (extraído de Contreras y Romero, 2008).

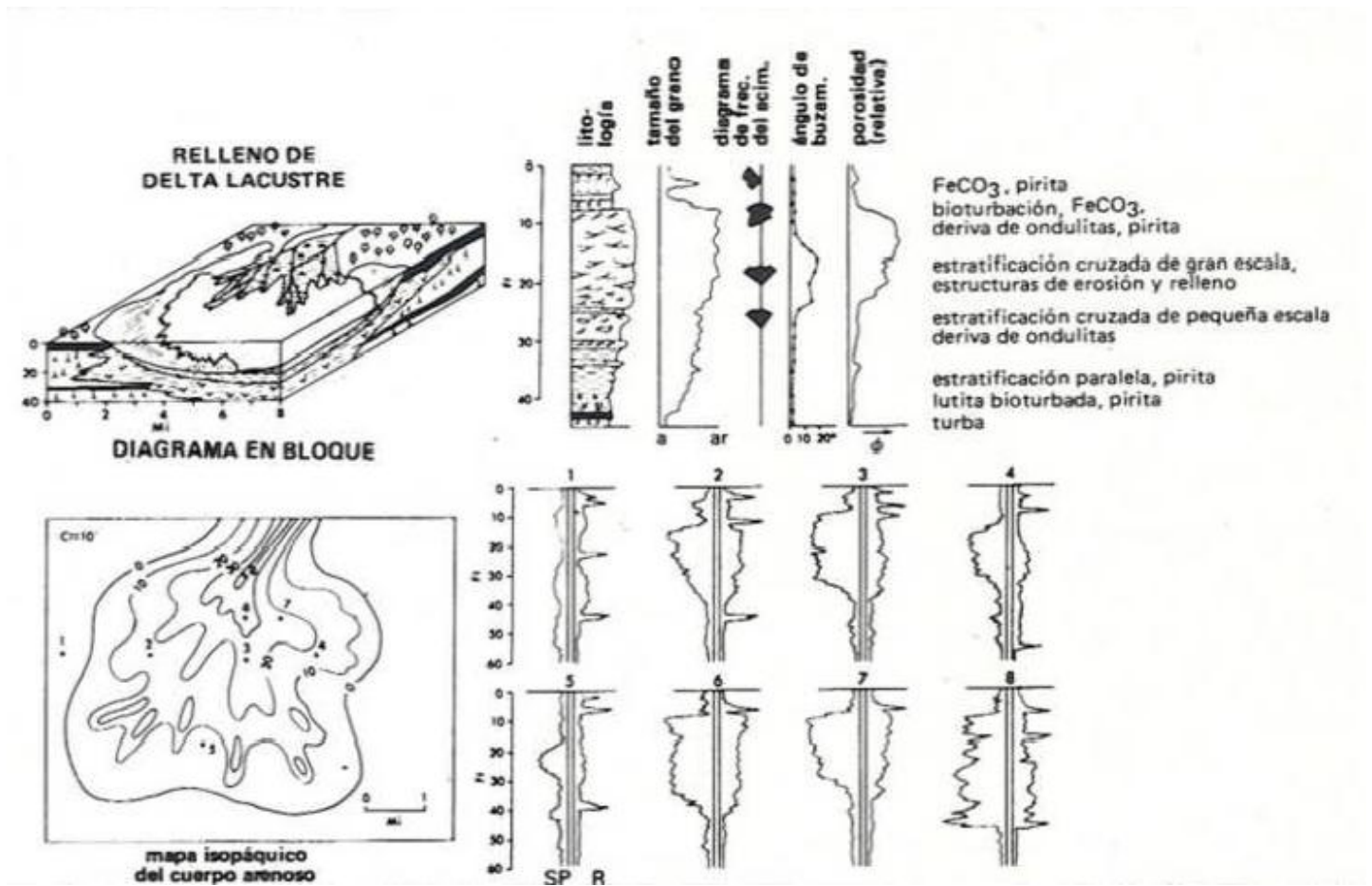


Fig. 6.9: Vista en planta y corte transversal de un perfil de delta lacustre. Se observan las respuestas del SP y del Gamma Ray en cada punto del sistema (extraído de Serra, 1999).

Todas las consideraciones efectuadas constituyen las bases de la determinación de unidades o secciones caracterizadas por diferentes valores de propiedades físicas (electrofacies) que se asocian verticalmente en ciclos de cambios graduales (secuencias de electrofacies).

La correlación de estos ciclos con testigos corona que permiten efectuar la caracterización de los procesos deposicionales e inferir el ambiente de depositación posibilita establecer la evolución vertical del sistema y marcar los cambios que se traducirán en la distribución tridimensional de los cuerpos que constituyen los reservorios de hidrocarburos.

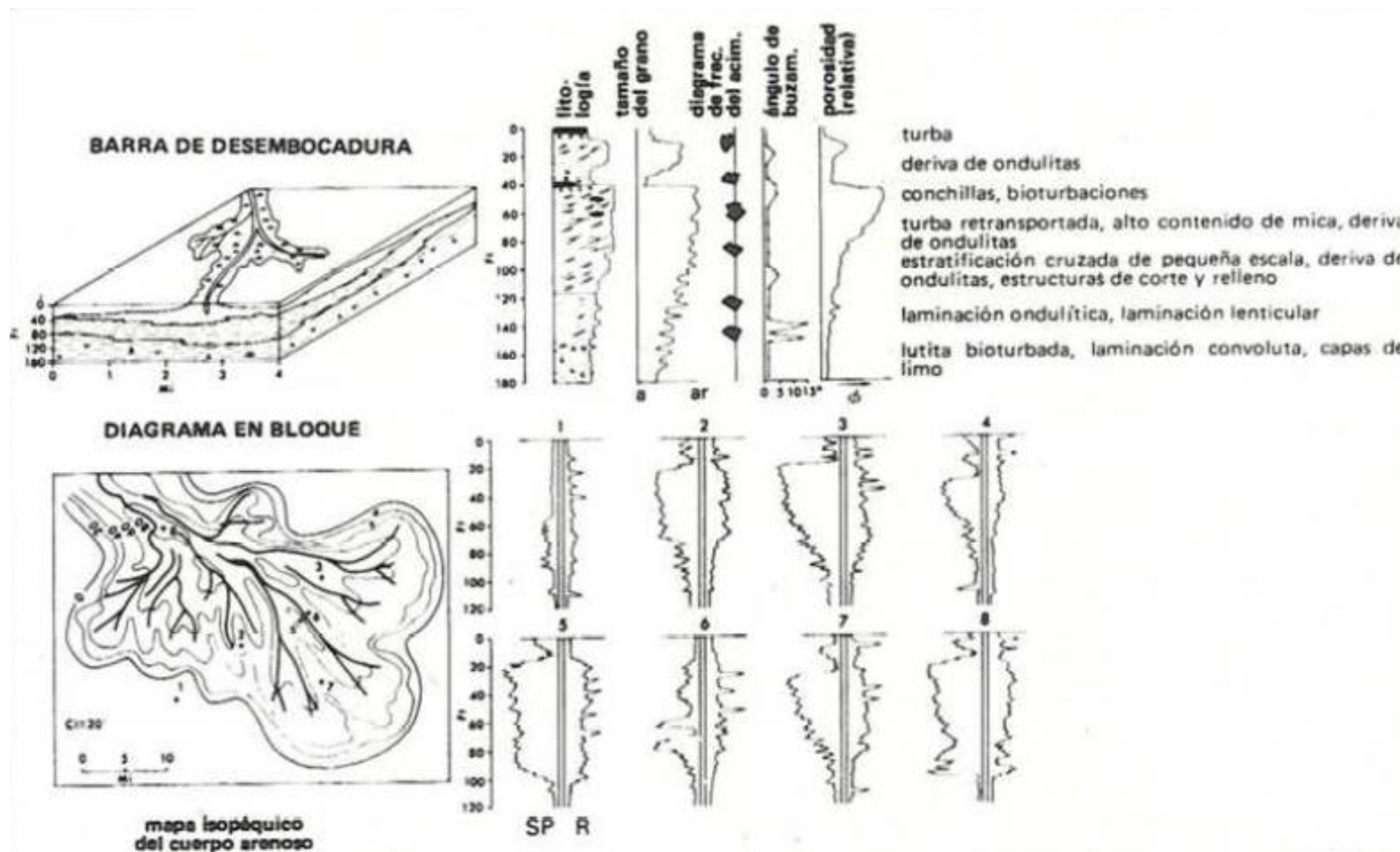


Fig. 6.10: Vista en planta y corte transversal de un perfil de barras de desembocaduras. Se observan las respuestas del SP y del Gamma Ray en cada punto del sistema (extraído de Serra, 1999).

## 7. ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS

A través del software Techlog Wellbore se han procesado las curvas de los perfiles eléctricos corridos en los sondeos RN-1049 y RN-1066. Dichos perfiles se correlacionaron para una interpretación más adecuada de los ciclos estratigráficos de 4to y 5to orden en las formaciones Lajas y Punta Rosada. Dado que las curvas permiten inferir propiedades físicas de las rocas; ej., radiactividad, conductividad eléctrica, potencial espontáneo, velocidad de propagación de una onda acústica, densidad electrónica, etc.; fue necesario basar la interpretación de estos ciclos en los datos reales de testigos.

Se analizaron las facies y subambientes deposicionales que conforman la columna sedimentaria de las formaciones Lajas Medio, Lajas Superior y Punta Rosada Inferior (*ver* capítulo 5) en el pozo RN-1049, estableciendo ciclos estratigráficos en cada una de ellas. La descripción sedimentológica y paleoambiental de los testigos fue realizada por la empresa Petrobras S.A., y constituyó la base del análisis secuencial presentada en este trabajo.

La corona #1 comprende el intervalo entre 3775,70 – 3758,50 mbnm., y de base a techo se observa una alternancia de depósitos de baja y alta energía, asociados a la planicie deltaica (bahías, planicies interdistributarias y canales distributarios) y por encima, sedimentos del frente deltaico proximal (*FDP*) (Fig. 7.1). Inician fangolitas laminadas, con intercalaciones de areniscas muy finas y escasas limolitas y arcilitas con materia orgánica. Las estructuras sedimentarias presentes son laminación paralela, en ocasiones deformada (deformación por carga). Las arenas tienen laminación ondulítica y climbing ripples, como así también deformación plástica y escasas bioturbaciones representadas por tubos horizontales y verticales (Facies III).

Continúan cuerpos arenosos de granulometría media a gruesa y laminación cruzada de bajo ángulo, junto con areniscas finas a medias con laminación cruzada difusa. Estos tienen clastos aislados y frecuentes láminas de conglomerados clasto sostén. Se observa escasa bioturbación (tubos verticales). Estas facies denominadas Va y Vb corresponderían a depósitos tractivos multiepisódicos (relleno de canal) posiblemente en barras proximales (*PD*) Algunos intercalan con depósitos finos de la Facie III pudiendo tratarse de desbordes en una planicie interdistributaria. En la zona intermedia y hacia el tope se observan las facies I, II, III y IV, correspondientes a areniscas muy finas con laminación cruzada, intercaladas con fangolitas, con laminación ondulítica y escasas bioturbaciones. También son frecuentes las arenas con ondulitas y climbing ripples, además de depósitos heterolíticos con abundante bioturbación. Probablemente corresponden a flujos tractivos subácueos de posibles lóbulos de Frente Deltaico, algunos influenciados por mareas en posiciones más distales o laterales entre lóbulos (Facies II). Los intervalos heterolíticos se infieren como producto de desbordes en ambientes de baja energía someros (Facies IV).



Las coronas #2-3 se desarrollan en el intervalo 3774,70 – 3778,17 mbnm., con las facies I-II y I-III, correspondientes a depósitos de areniscas muy finas con laminación cruzada, de frente deltaico (*FDP*), y fangolitas laminadas de planicie deltaica (bahía o planicie interdistributaria) respectivamente. Inician areniscas muy finas-finas con laminación cruzada de bajo ángulo y escasa ondulítica, producto de eventos tractivos subácueos de lóbulos de frente deltaico. Hacia arriba intercalan areniscas finas con estructuras cruzadas, ondulitas y climbing ripples, con fangolitas laminadas (heterolitas), en un ambiente subácueo influenciado levemente por mareas en lóbulos distales o sectores laterales a los mismos. Coronan depósitos de baja energía (Facies III) probablemente en situación de planicie deltaica.

Las facies observadas en la corona #4 (VII y VIII) comprenden areniscas finas a medias, y conglomerádicas, con laminación cruzada, como así también intercalaciones heterolíticas dominadas por pelitas deformadas. Estos depósitos (3844,80 – 3862,90 mbnm.) corresponderían a flujos tractivos, canalizados y episódicos dentro de un ambiente subácueo somero, probablemente canales distributarios de planicie deltaica (*PD*), y los sedimentos finos asociados (Fig. 7.2). Inician niveles granocrecientes de areniscas finas-medias que hacia el tope gradan a gruesas muy gruesas y/o láminas conglomerádicas, con estratificación cruzada de bajo ángulo y de tipo artesa. Algunos bancos presentan bases erosivas, drapes pelíticos y deformación por carga. Se observan niveles pequeños de pelitas y raíces piritizadas y restos vegetales. Hacia el sector intermedio y al tope de la sección se destacan niveles heterolíticos dominados por fangolitas y limolitas con laminación paralela, materia orgánica, raíces piritizadas y restos de conchillas (valvas). Es frecuente la deformación por carga. Estos depósitos (Facies VIII) están asociados a intervalos de baja energía, con flujos esporádicos de baja densidad en un ambiente de planicie deltaica subacuosa.

El intervalo visualizado a continuación corresponde a depósitos de la planicie deltaica, con dos canales distributarios separados por una zona de planicie interdistributaria. La superficie límite ubicada en 3846 mbnm. marcaría la culminación de un ciclo de somerización y posterior inundación. Las facies arenosas caracterizadas por cuerpos con extraclastos, estructuras cruzadas planares y acanaladas, estructuras de deformación y bioturbación inferirían una serie de canales distributarios cuya respuesta en los perfiles eléctricos se condice perfectamente (Fig.7.2). El nivel arcilloso-limoso, con fragmentos de conchillas se interpreta como productos de desbordes en una planicie interdistributaria, por lo que no constituiría un límite estratigráfico. Podría corresponder también a un “lag” transgresivo, estableciendo un límite de secuencia, aunque en este trabajo se inferirá una posible reactivación de lóbulos deltaicos.





La corona #5 (3862,92 – 3878,10 mbnm.) comprende las facies VI y VII, asociadas a depósitos generados por corrientes tractivas dentro de la transición frente deltaico - planicie deltaica (lóbulos) (Fig. 7.3). Se observan en la base intercalaciones sucesivas de areniscas finas a medias con laminaciones paralelas, cruzadas de bajo ángulo, y ondulitas, con bioturbación moderada (VI). Los cuerpos arenosos son granocrecientes y ocasionalmente culminan con arenas gruesas-conglomerádicas o con pelitas con laminación paralela, ondulitas, restos de materia orgánica y vegetales. Se podría inferir para esta sección un ambiente subácueo somero con eventos tractivos, posiblemente de lóbulos de frente deltaico, donde las porciones más finas corresponderían a zonas de interlóbulos. Coronan bancos arenosos finos-medios con estratificación cruzada planar y de tipo artesa, con base erosiva y niveles conglomerádicos (Facies VII). Estos flujos canalizados serían de un ambiente de planicie deltaica. La alternancia de depósitos arenosos y arcillosos/limosos produce un aumento en la lectura de perfil de Rayos Gamma, con respecto a los sectores arenosos debido a la resolución vertical de la herramienta (promedio de 30 cm.). Como se ha mencionado anteriormente este intervalo corresponde a depósitos de frente deltaico, con barras de desembocadura de lóbulos proximales que hacia el tope de la sección corona con areniscas con bases erosivas y estratificación acanalada, posiblemente en una situación más cercana al curso fluvial. El contacto en 3876,3 mbnm. marcaría el límite de un ciclo estratigráfico de menor escala dentro del frente deltaico.

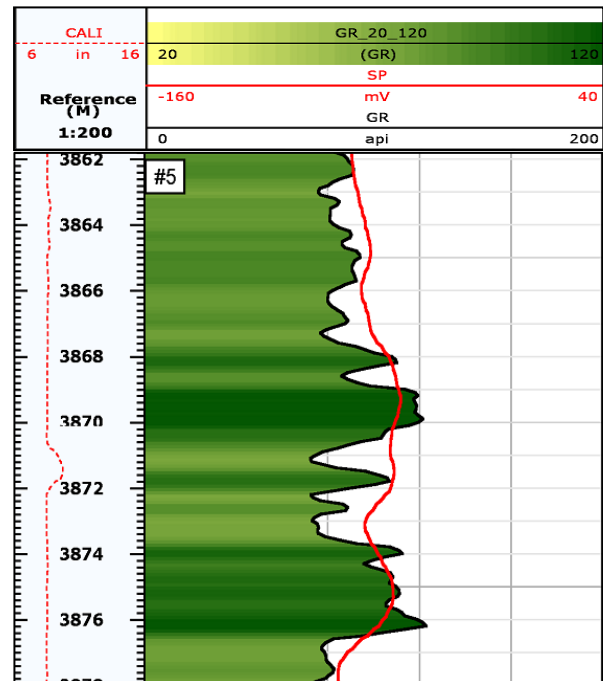
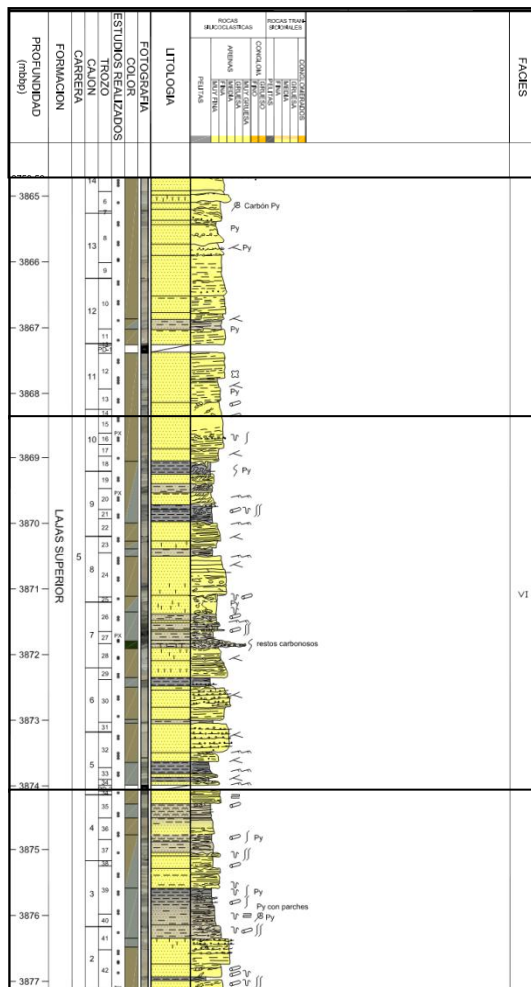


Fig. 7.3: A la izquierda, perfil 1:40 de la corona #5. Se observan las facies correspondientes a la Fm. Lajas Media, definidas dentro de un ambiente deltaico. A la derecha, perfil 1:200 de Rayos Gamma y SP en la misma profundidad.

Finalmente las coronas #6 y #7 (3907,80 - 3929,31 mbnm.) comprenden las facies IX y X, correspondientes a depósitos heterolíticos dominados por arenas o por pelitas de la Fm. Lajas Inferior. Predominan fangolitas laminadas alternadas con areniscas muy finas, con ondulitas, climbing ripples, y posiblemente hummockys. Estos eventos serían producto de la depositación en lóbulos distales y/o en posiciones laterales a los mismos, con escasa influencia de mareas, en un frente deltaico distal (*FDD*). Zonas con mayores espesores arenosos se destacan por la moderada bioturbación, algunos cuerpos tienen bases erosivas, laminación paralela y cruzada de bajo ángulo hacia la base, además de ondulitas y climbing ripples. Al menos dos ciclos estratigráficos de 5to orden se interpretan a partir de los análisis realizados en las coronas definiendo en estos sistemas lo que muchos autores han denominado como *parasecuencias* (ver capítulo 6). Se observa la respuesta análoga del perfil de Rayos Gamma con una tendencia somerizante, en este frente deltaico distal (*FDD*).

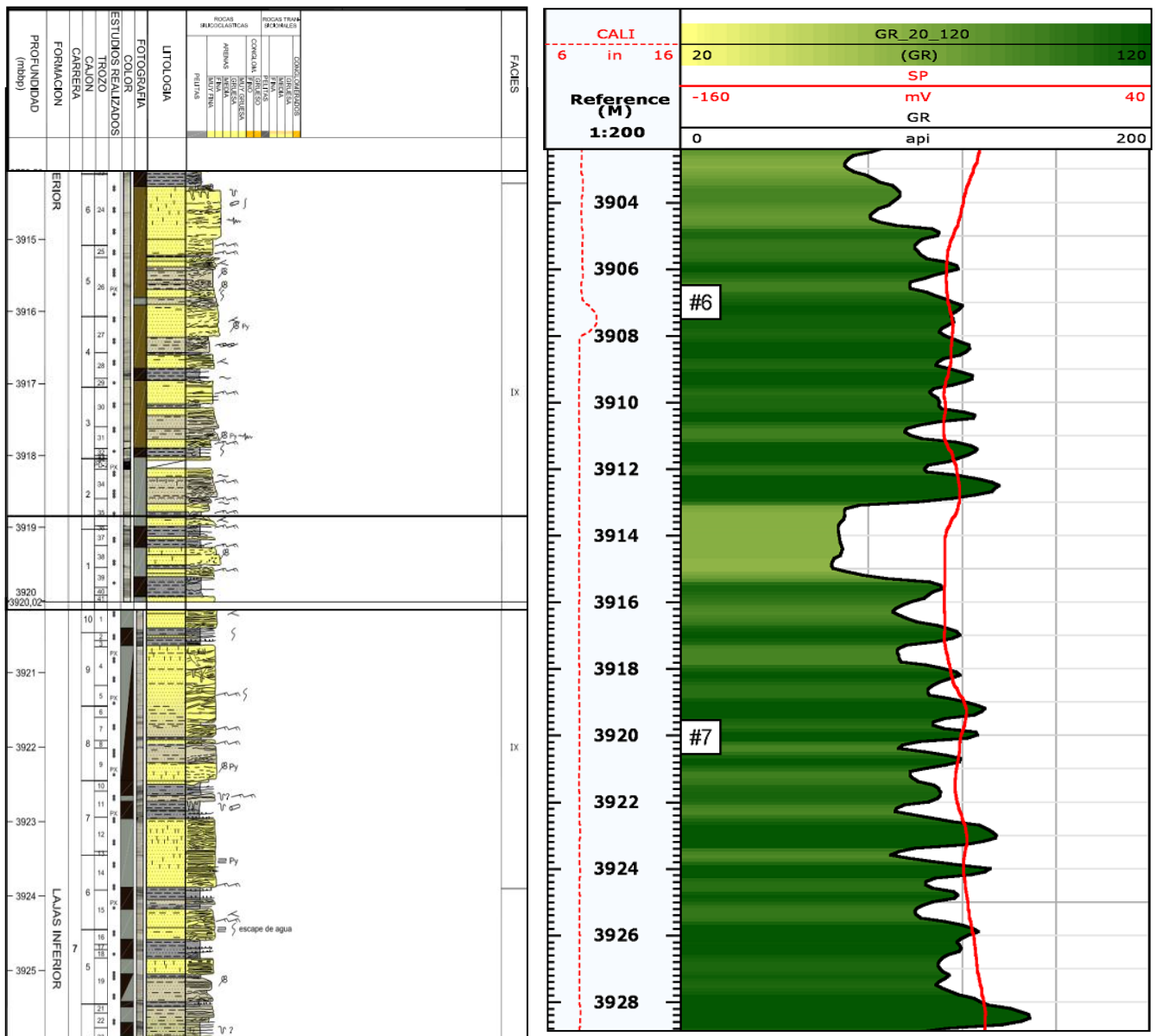


Fig. 7.4: A la izquierda, perfil 1:40 de la corona #6-7. Se observan las facies correspondientes a la Fm. Lajas Inferior, definidas dentro de un ambiente deltaico distal. A la derecha, perfil 1:200 de Rayos Gamma y SP en la misma profundidad.

A partir de la correlación entre los datos de coronas y los perfiles eléctricos se establecieron seis (6) tipos de *electrofacies* (Serra, 1999). Al extrapolar los valores de Gamma Ray, Resistividades y Densidad/Neutrón en los 200 m. seleccionados para el análisis en el sondeo RN-1049, se definieron asociaciones de facies de los diferentes subambientes deposicionales de este sistema deltaico (Fig. 7.5). Como ya se ha mencionado anteriormente no sólo se han considerado los datos de coronas para definir las facies, sino que también, se comparó el apilamiento sedimentario inferido a partir de los perfiles de pozo con los levantados en los afloramientos de superficie encontrando una gran similitud dentro de ambientes análogos.

Las electrofacies pertenecientes a cada subambiente, Frente Deltaico Distal (FDD), Frente Deltaico Proximal (FDP) y Planicie Deltaica (PD), están resumidas a continuación y fueron tenidas en cuenta para la correlación entre los pozos RN-1049 y RN-1066.

#### ***FDD (promedios)***

Pelitas: Gamma 140°API, Res 200Ohm.m,

Areniscas: Gamma 70-80°API, Res 40-100Ohm.m,\*

Heterolitas: Gamma 120°API (95-130°), Res 20-40Ohm.m,\*

#### ***FDP (promedios)***

Gamma 80-120°API (no hay tantos niveles con elevada radiactividad)

Res 20-140Ohm.m,\*

Cuerpos con menor radiactividad, más espesos, posiblemente barras de desembocaduras y lóbulos deltáicos. Valores anómalos de hasta 160°API podrían corresponder a zonas laterales de lóbulos (Bahías)

#### ***PD (promedios)***

Areniscas: Gamma 40-80°API, Res 60-80Ohm.m., \*

Limolitas y Arcilitas: Gamma 70-80°API, Res 10-14Ohm.m., \*

*\*Los valores de las curvas de porosidad (Densidad-Neutrón) no serán tenidas en cuenta debido a la afectación por mal calibre y/o presencia de gas en las rocas permeables, aunque han servido para delimitar espesores y posibles superficies estratigráficas.*

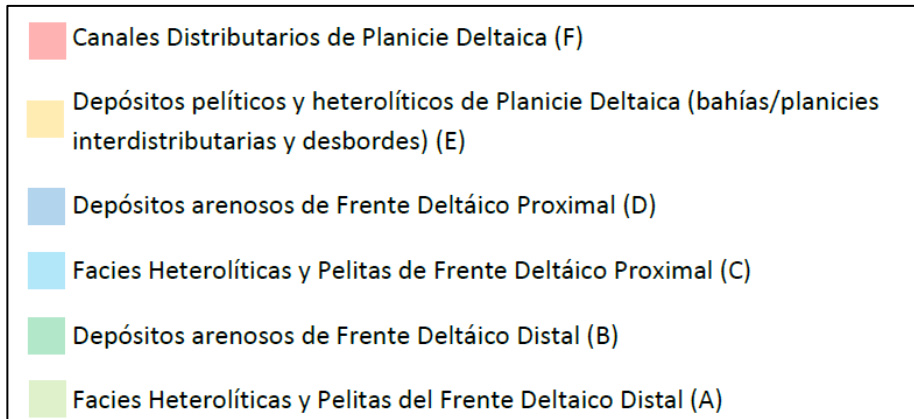


Fig. 7.5: Asociaciones de facies clasificadas en función de la respuesta de las rocas a los perfiles eléctricos.

Posteriormente se determinaron ciclos estratigráficos de diferentes órdenes de jerarquías, junto con las superficies estratigráficas que limitan cada uno de los mismos según el modelo de Embry (1993, 1995), Catuneanu (2006), Raja Gabaglia (2006) y Catuneanu y Zecchin (2013). Cada ciclo transgresivo-regresivo limitado por un superficie de regresión máxima (*SRM*) fue interpretado en los testigos coronas y luego extrapolado en los perfiles eléctricos en toda la sección analizada.

En el pozo RN-1066 se analizaron los perfiles eléctricos convencionales a través del software antes mencionado, agregando una imagen *micro-resistiva* para una interpretación más detallada de la columna sedimentaria. Se determinó a partir de la misma las características litológicas, sedimentológicas y estratigráficas de cada tipo de roca en los 200 m. estudiados. Se observan en las imágenes el relleno de un canal distributario en la Fm. Punta Rosada Inferior, bases erosivas (tadpoles rojos), y clastos producto de posibles depósitos de “lag” o carga de lecho de un canal. Los tadpoles ocres representan planos de estratificación cuyo ángulo de inclinación permite interpretarlos como estructuras sedimentarias de tipo entrecruzadas (teniendo en cuenta la corrección del ángulo estructural observado en el pozo) (Figs. 7.6a, b y 7.7 a, b). Estas estructuras direccionales sirvieron para definir paleocorrientes dentro de este sistema, que junto con el tipo de contacto entre cuerpos y el patrón de apilamiento observado permitió inferir la posición estratigráfica y paleogeográfica de cada unidad, proponer una orientación preferencial de los lóbulos deltaicos y también caracterizar los subambientes deposicionales (Fig. 7.8).

En este sondeo se dividió, de manera similar que en el RN-1049, la sección de interés en ciclos estratigráficos de alta frecuencia (5<sup>to</sup> y 4<sup>to</sup> orden de jerarquía). Las asociaciones de facies fueron identificadas en este sondeo, estableciendo una posible hipótesis de la correlación entre ambos para determinar la evolución estratigráfica de este sistema deltaico.

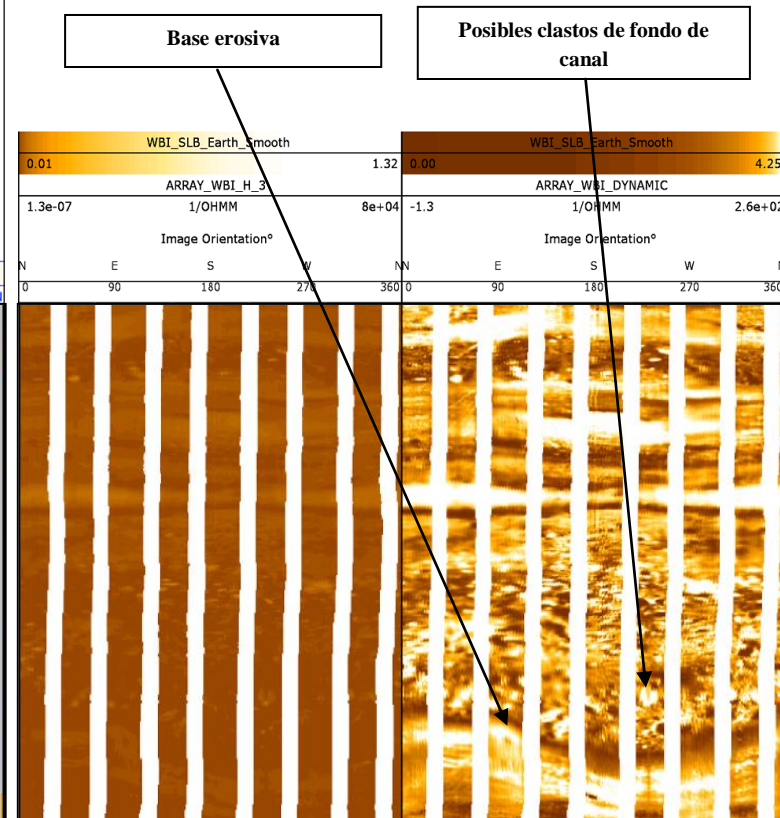
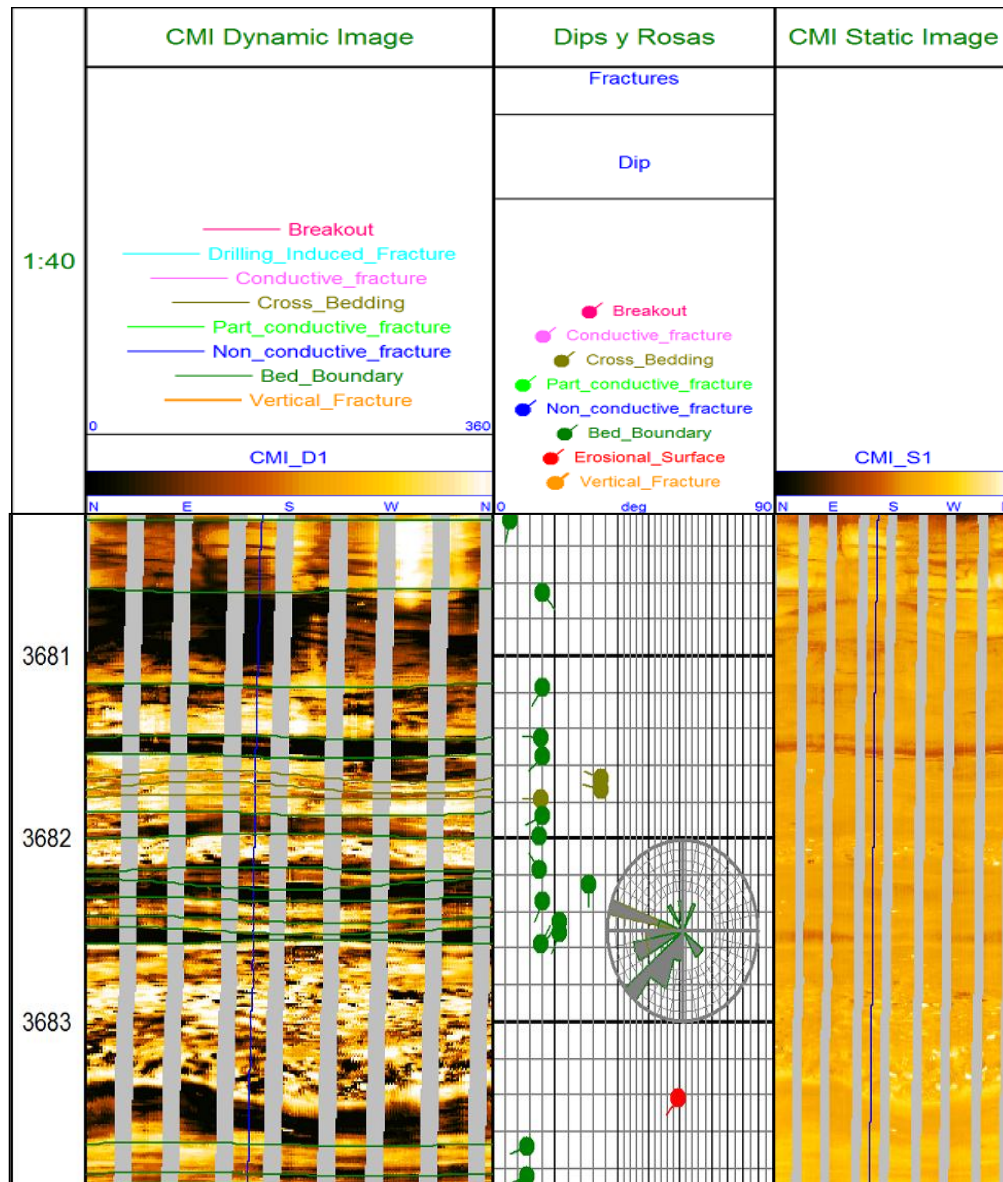


Fig. 7.6a: Imagen microresistiva CMI 1:40 (izquierda) y 1:20 (derecha) que muestra el relleno de un canal distributivo en la Fm. Punta Rosada Inferior.

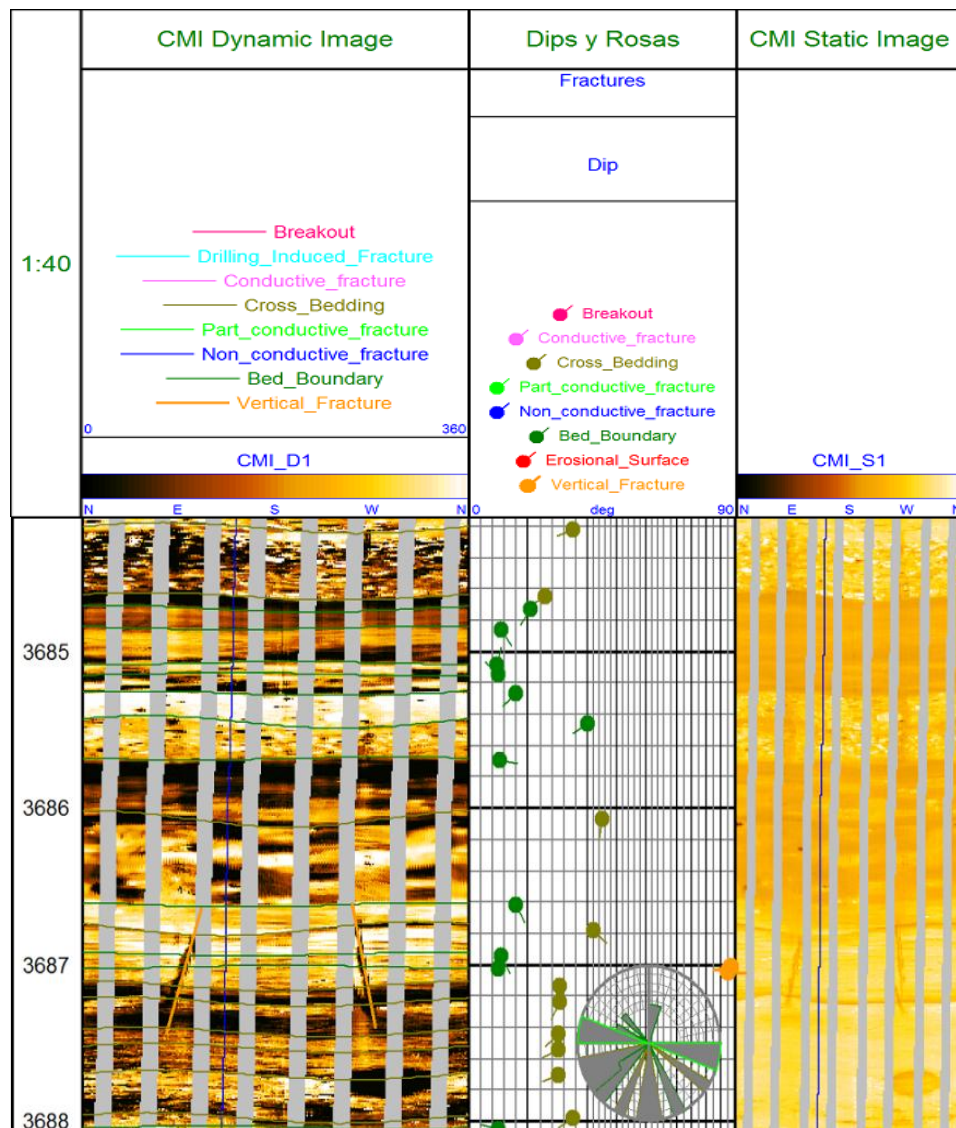
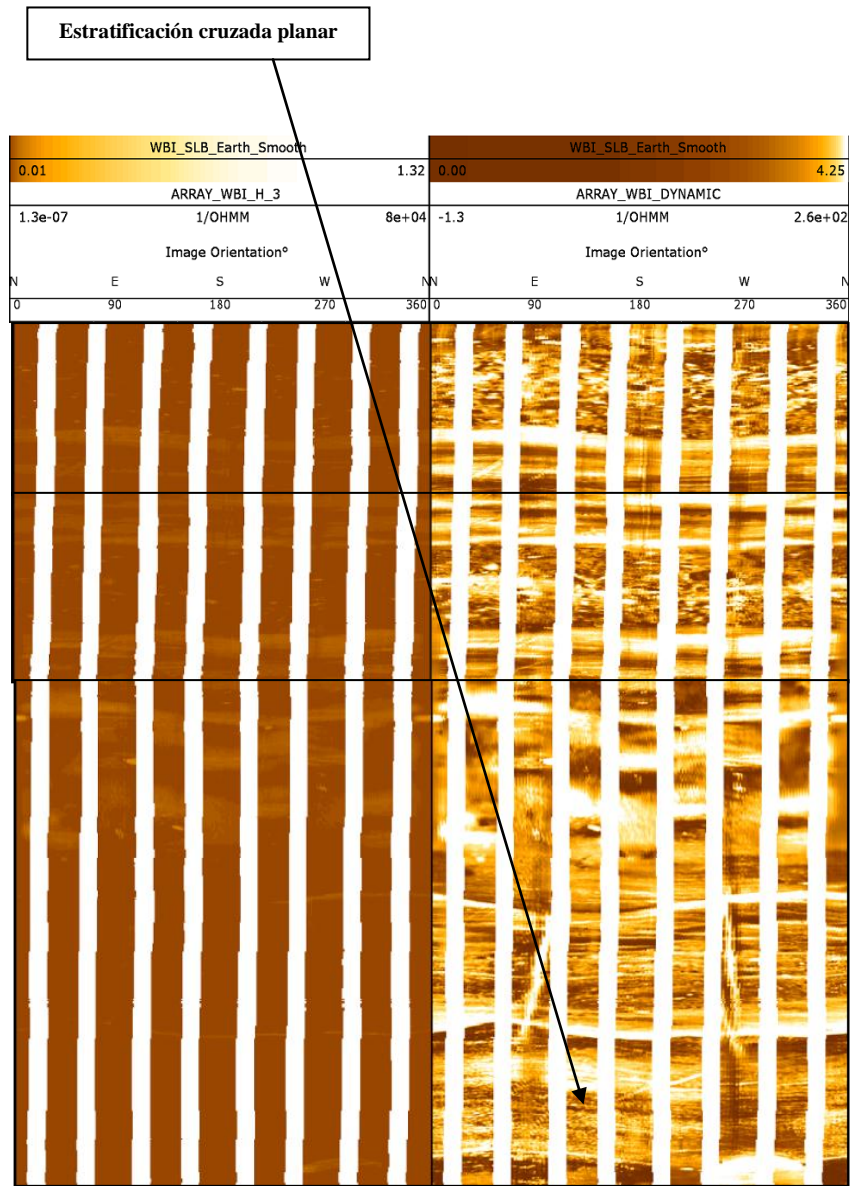


Fig. 7.6b: Imagen microresistiva CMI 1:40 (izquierda) y 1:20 (derecha) que muestra el relleno de un canal distributivo en la Fm. Punta Rosada Inferior.



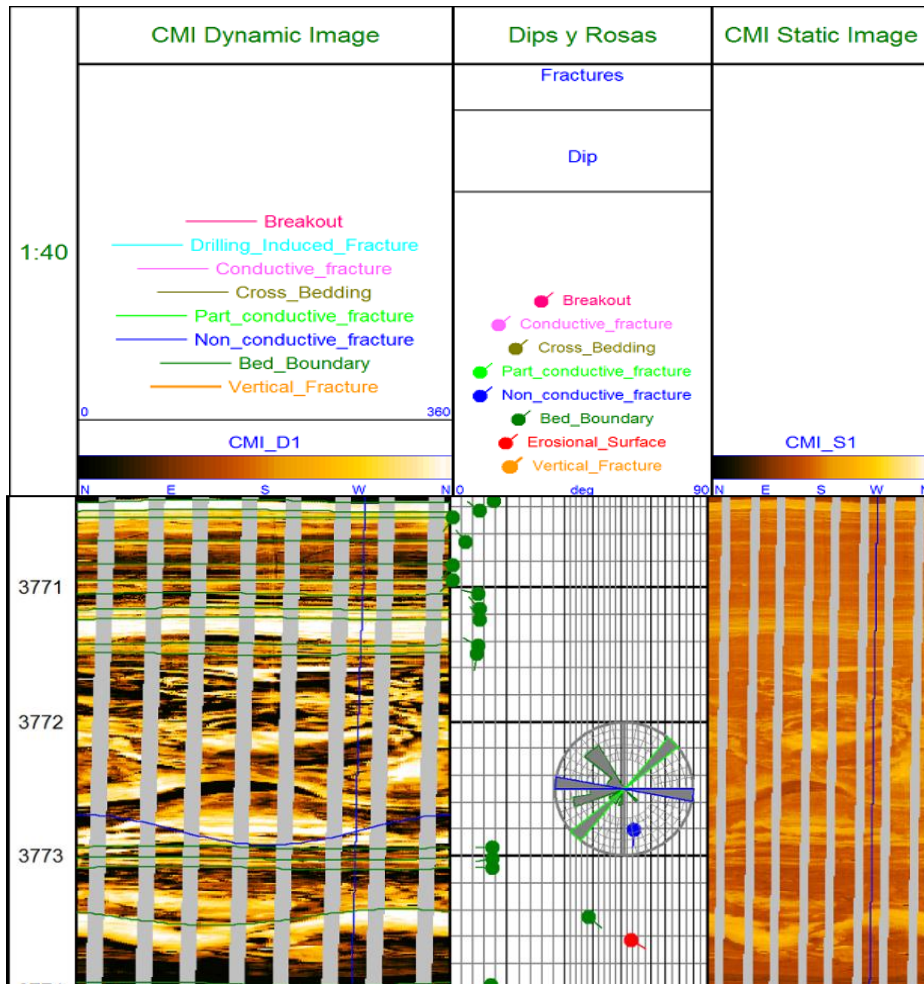
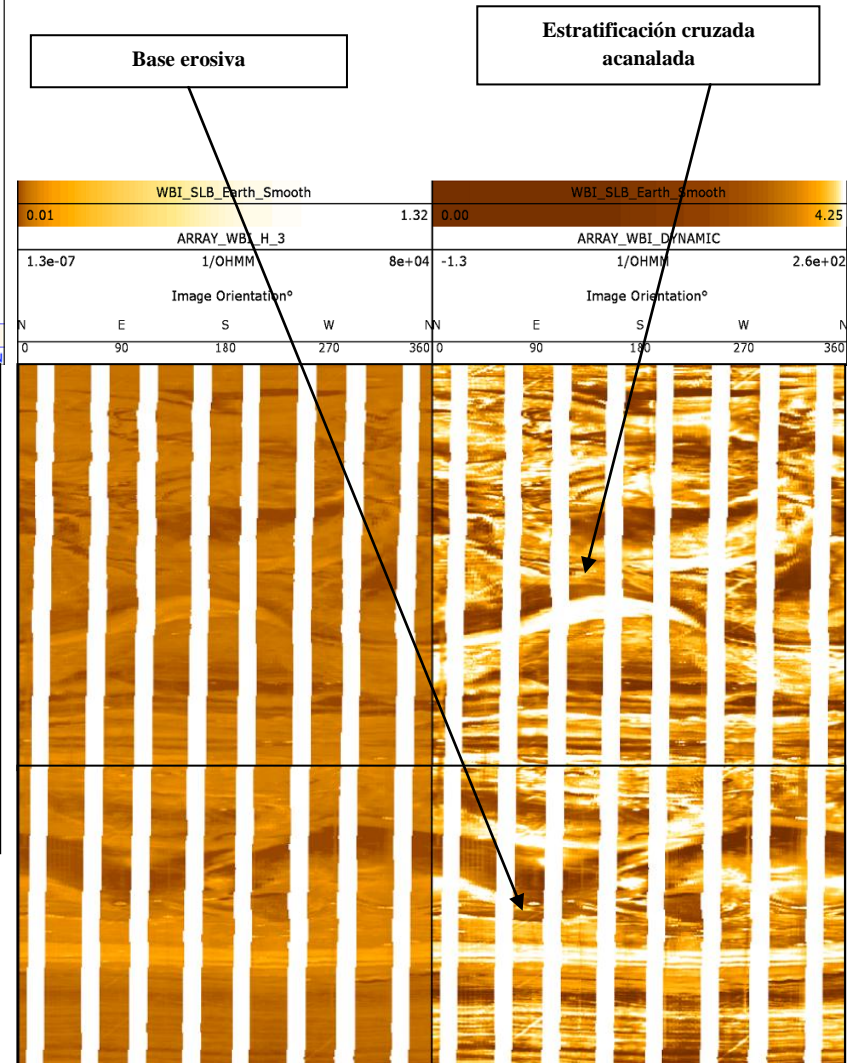


Fig. 7.7: Imagen microresistiva CMI 1:40 (izquierda) y 1:20 (derecha), que muestra el relleno de un canal distributivo en la Fm. Punta Rosada Inferior. Se observa una superficie erosiva (tadpole rojo) y posterior relleno arenoso, con estratificación cruzada de tipo artesa o estructuras de deformación (convolutas). Se visualizan clastos aislados.



En la siguiente imagen se muestra la acertada calibración de la imagen micro-resistiva con los perfiles eléctricos. Se visualiza en esta sección el relleno de un canal distributivo en la Fm. Punta Rosada Inferior (3862-3688mbnm) y la planicie interdistributaria asociada (3868-3890 mbnm). Las areniscas tienen estratificación cruzada plana, flujos conglomerádicos producto de un relleno multiepísódico del canal y bases erosivas. Por su parte la planicie arcillosa inferida a través de los perfiles eléctricos muestra en la imagen la alteración que se produce en el registro producto de la rugosidad de la pared del pozo (ej. en la base de la imagen se observan arcillas, en donde son frecuentes la formación de cavernas, y como consecuencia la lectura se ve distorsionada).

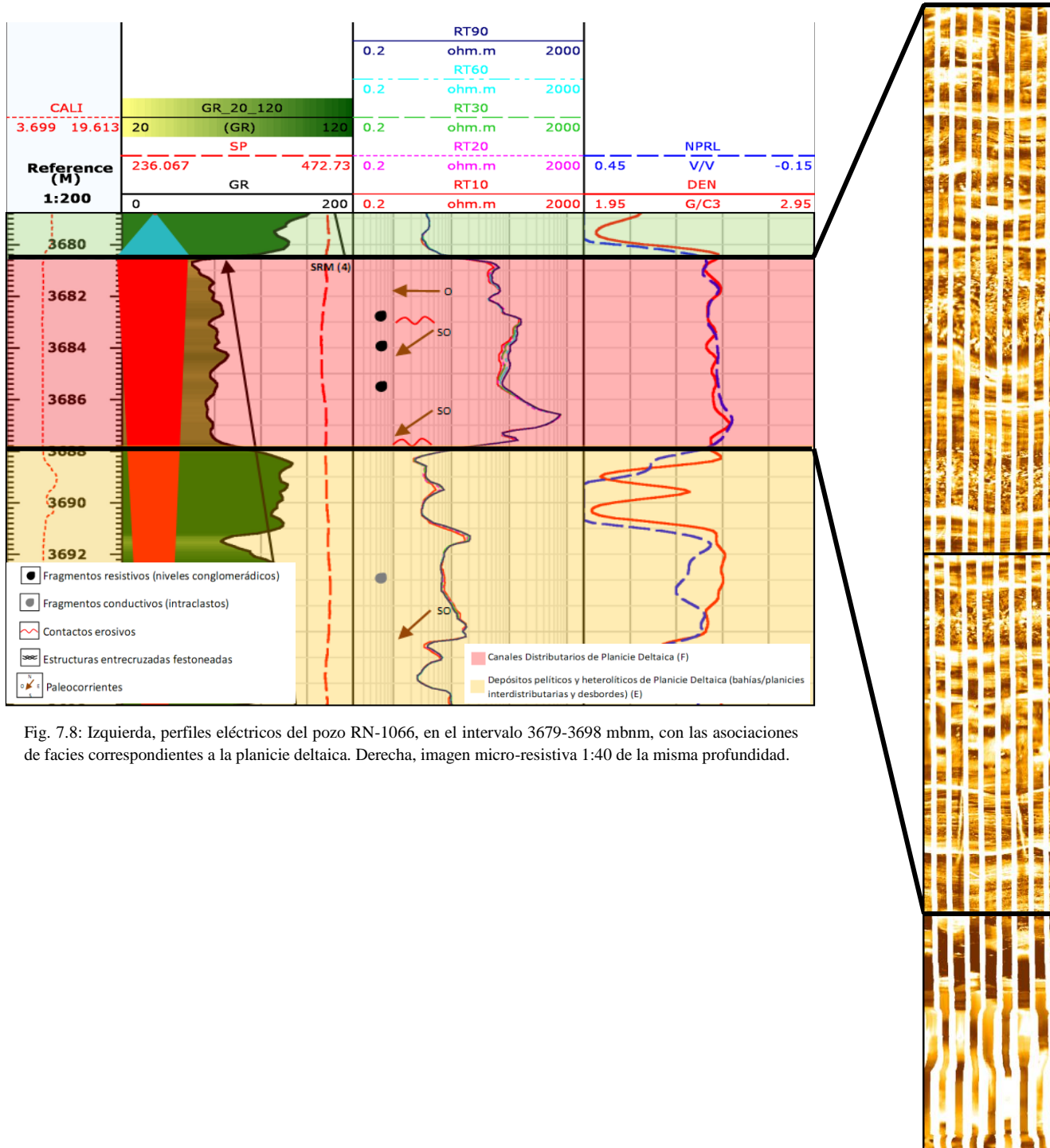


Fig. 7.8: Izquierda, perfiles eléctricos del pozo RN-1066, en el intervalo 3679-3698 mbnm, con las asociaciones de facies correspondientes a la planicie deltaica. Derecha, imagen micro-resistiva 1:40 de la misma profundidad.



La distancia entre los pozos RN-1049 y RN-1066 es de 1566 m., por lo que se procesó un sondeo intermedio (RN-1007) con datos básicos de perfiles convencionales, para disminuir la incertidumbre. En el mismo se reconocieron facies asociadas a cada subambiente depositacional, al mismo tiempo que se identificaron ciclos estratigráficos de 4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup> orden. Luego de analizar los rasgos sedimentológicos y estratigráficos que conforman la sucesión de rocas se dispuso la correlación entre los pozos, abarcando desde la base de la Fm. Lajas, de carácter transicional, hasta la Fm. Punta Rosada Inferior. En la interpretación secuencial se plantearon dos hipótesis de ciclos de 4<sup>to</sup> orden de jerarquía, que difieren en la cantidad y disposición de estos intervalos estratigráficos.

### **Hipótesis I (acuñamiento de secuencias)**

En el pozo RN-1049 se identificaron cinco (5) ciclos de 4<sup>to</sup> orden con cuatro (4) Superficies de Regresión Máxima (SRM) asociadas. Es probable que cada uno de ellos haya sido influenciado por procesos externos al sistema deposicional, evidenciado por los aparentes cambios en las paleocorrientes entre cada ciclo. Dentro de estas secuencias de mayor jerarquía, al menos diecisiete (17) SRM de 5<sup>to</sup> orden fueron definidas, limitando ciclos de transgresión-regresión de igual frecuencia que culminan con depósitos arenosos. Cabe destacar que de acuerdo a la posición paleogeográfica inferida los cambios de somerización y posterior inundación debido al retroceso y avance del mar pueden ser o no facialmente abruptos y/u observables.

Cada secuencia interpretada en se correlacionó con los datos de afloramientos en donde los ciclos inician con depósitos arcillosos (observables también en los perfiles eléctricos), para luego pasar a niveles heterolíticos (La característica aserrada del perfil de Gamma Ray podría sugerir estas secciones heterolíticas o alternancias de depósitos limosos y arcillosos) y culminar con bancos arenosos de variado espesor, con estructuras entrecruzadas de tipo artesas o planas (Figs. 7.9 y 7.10). Los ciclos de mayor orden culminan, en general, con depósitos más proximales (ej., canales distributarios), aunque también han caracterizado ciclos estratigráficos que terminan en un mismo subambiente y sin evidenciar grandes cambios paleogeográficos. Esto podría ser posible teniendo en cuenta la posición paleogeográfica de cada punto dentro de una secuencia y los sedimentarios asociados (ej., en una posición distal en el fondo de la cuenca no se observarían grandes cambios en los depósitos entre cada subida o caída del nivel de base).

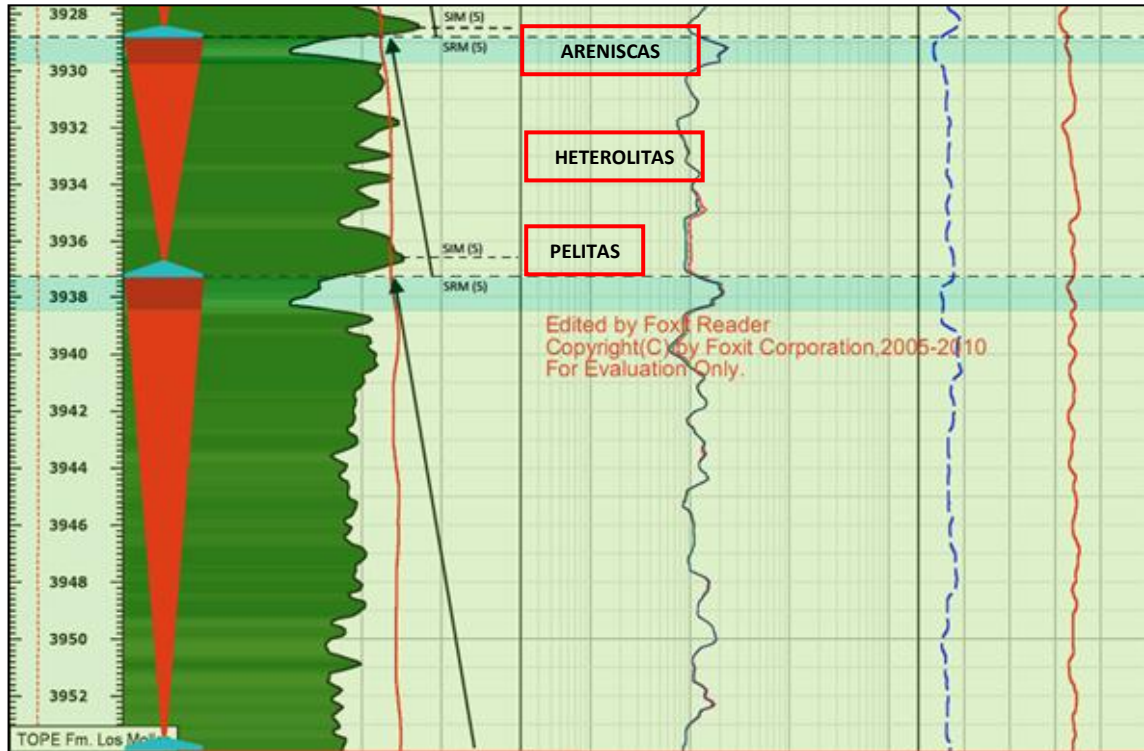


Fig. 7.9: Representación de ciclos de 5<sup>to</sup> orden dentro del Frente Deltaico Distal (FDD), en la base de la Formación Lajas.

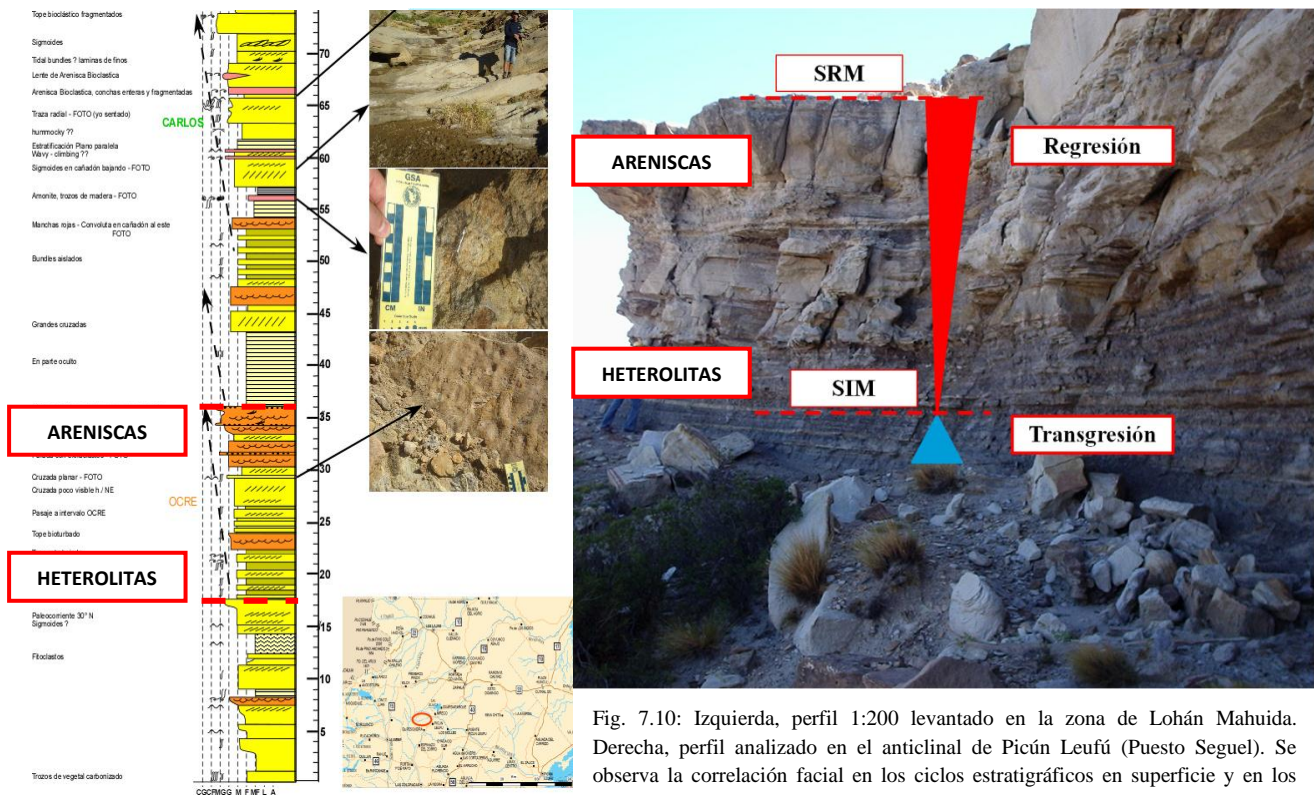


Fig. 7.10: Izquierda, perfil 1:200 levantado en la zona de Lohán Mahuida. Derecha, perfil analizado en el anticlinal de Picún Leufú (Puesto Seguel). Se observa la correlación facial en los ciclos estratigráficos en superficie y en los perfiles de pozo.

En el pozo RN-1007, también se han definido cinco (5) ciclos de 4<sup>to</sup> orden, separados por sus correspondientes SRM. A su vez, quince (15) superficies SRM de 5<sup>to</sup> orden se encuentran limitando ciclos de igual jerarquía. Cada una de las facies y asociaciones de facies se extrapolaron a lo largo del sondeo utilizando el mismo criterio que en los otros dos pozos (Fig. 7.11)

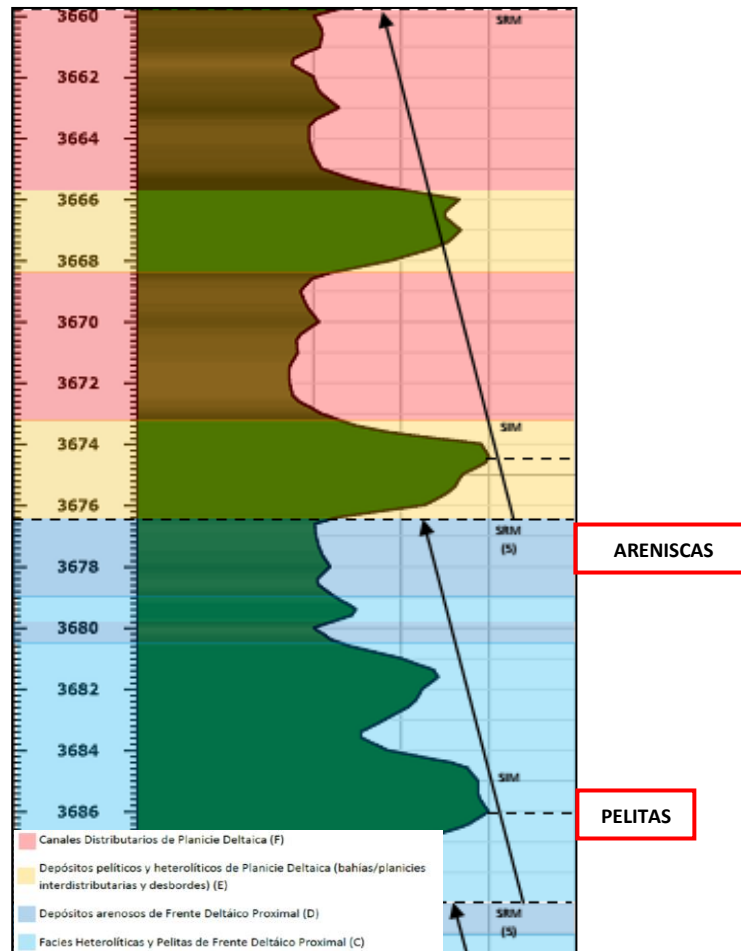


Fig. 7.11: Ciclos de 5to orden en la Fm. Punta Rosada Inferior, en la transición del Frente Deltaico Proximal (FDP) a la Planicie Deltaica (PD). Al comienzo de cada ciclo se ubica la Superficie de inundación máxima (SIM).

Finalmente en el sondeo RN-1066 se observaron cuatro (4) ciclos de 4<sup>to</sup> orden, con tres (3) SRM asociadas. Un acuñaamiento de secuencias se produce al tope del 2<sup>do</sup> ciclo de mayor jerarquía, siendo necesario un estudio detallado de la propagación de estas superficies en otros pozos a través de datos estáticos (perfiles, cutting, testigos laterales) y con datos dinámicos (productividad, presiones, etc.). Veintiuna (21) SRM de 5<sup>to</sup> orden se encuentran dividiendo internamente estas secuencias. Las variaciones faciales dentro de un ciclo, observables en los afloramientos y en los dos pozos restantes, también han sido inferidas en este reforzando la analogía de ambientes sedimentarios y la interpretación del apilamiento sedimentario (Fig. 7.12)

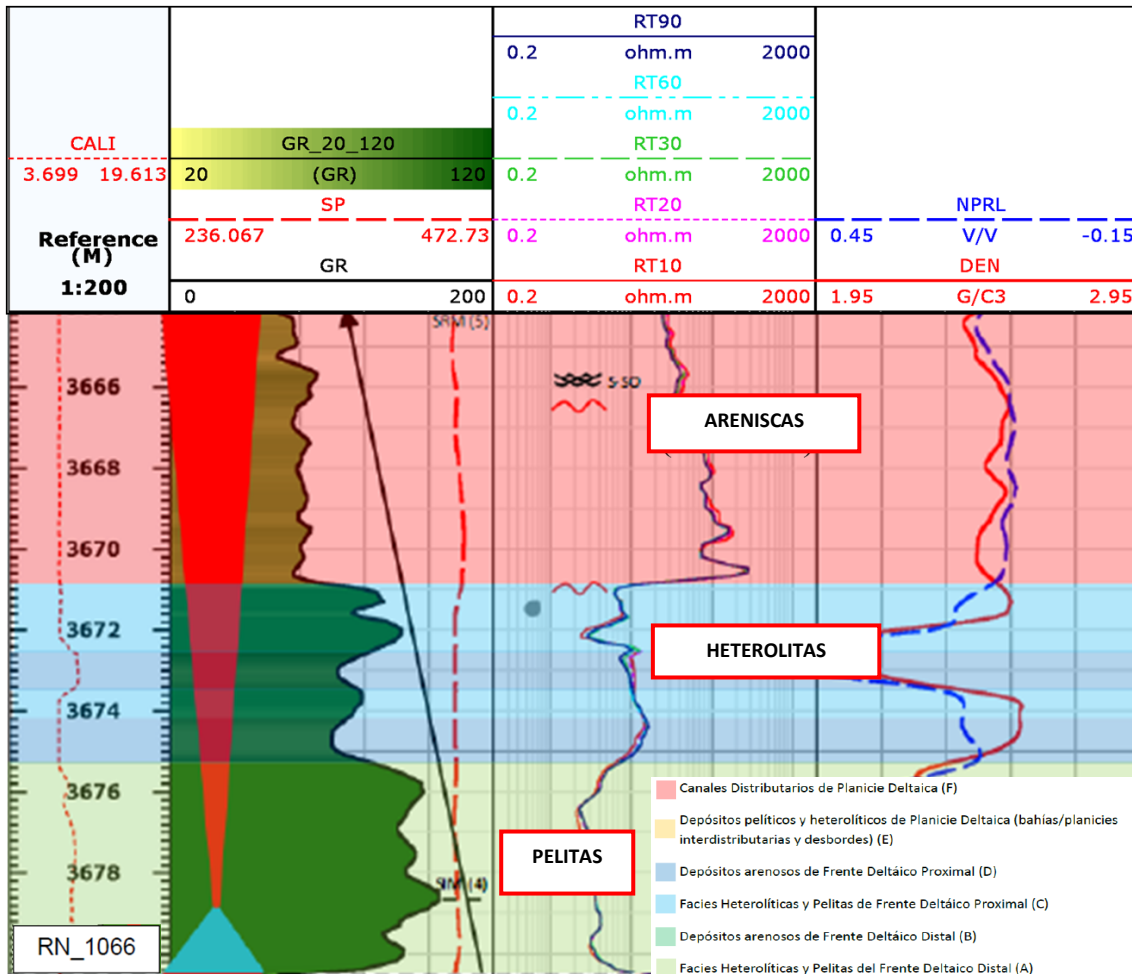


Fig. 7.12: Ciclos de 5to orden en la Fm. Punta Rosada Inferior, en la transición del Frente Deltaico Proximal (FDP) a la Planicie Deltaica (PD).

Al tope de la Fm. Lajas se aprecia un intervalo interpretado como transgresivo en los tres (3) pozos analizados, inferido a partir del patrón de apilamiento retrogradacional en los perfiles. Este punto representaría una profundización del sistema a posiciones distales, aunque dada la posición estratigráfica podría corresponder a una transgresión en la planicie deltaica. Esta hipótesis debería ser abordada en posteriores estudios, a través de la correlación con otros pozos del yacimiento, con estudios micropaleontológicos y con trabajos paleogeográficos en las zonas cercanas a la Dorsal.

A partir de la combinación de los datos analizados en cada uno de los pozos se infirió el apilamiento sedimentario con el objetivo de establecer una correlación lateral según los criterios de la estratigrafía secuencial y posterior reconstrucción paleogeográfica de las secuencias de mayor jerarquía del sistema deltaico. La figura 7.13 muestra cada pozo con sus ciclos de 4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup> orden, como así también cada subambiente deposicional en el sistema deltaico.

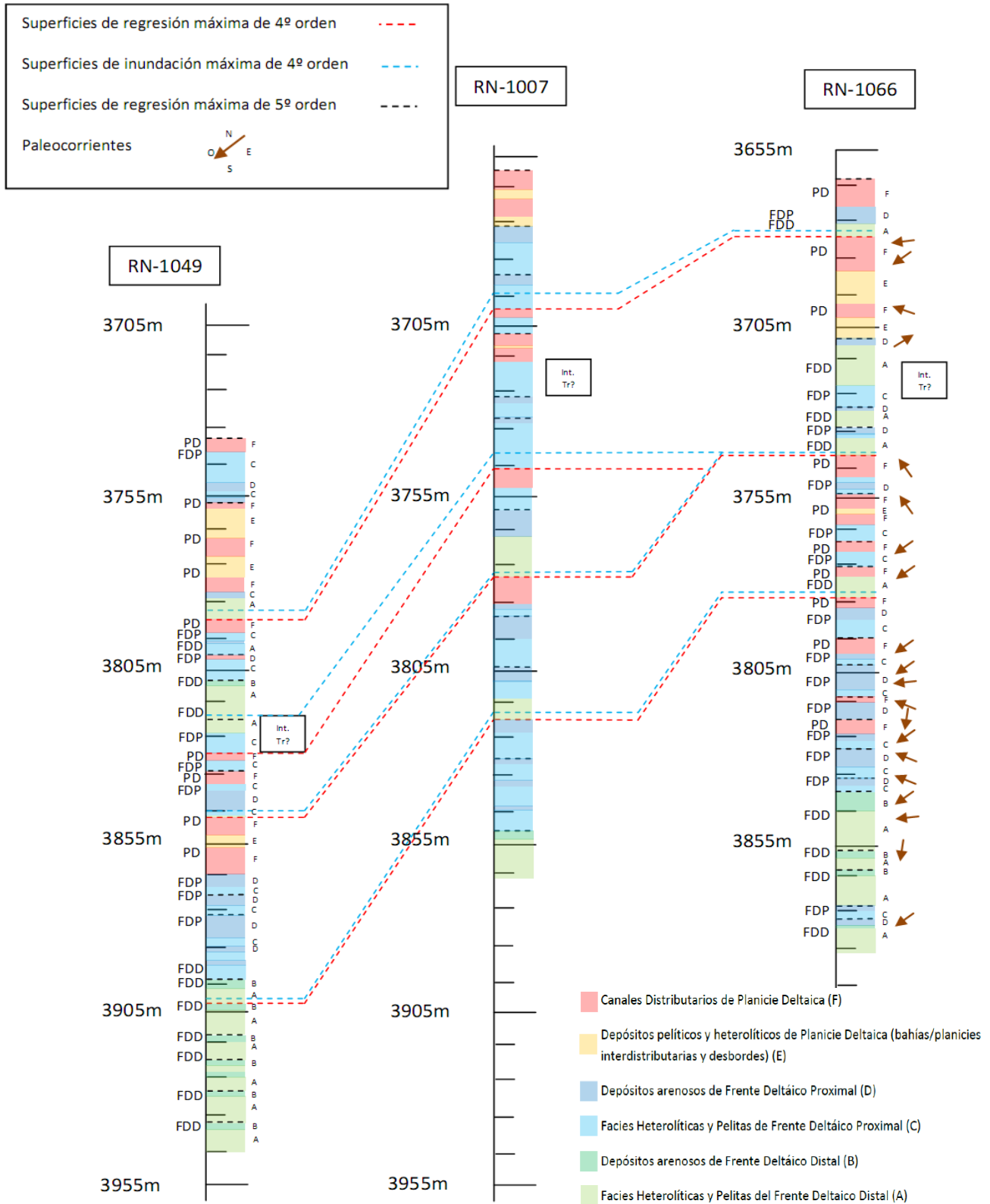


Fig. 7.13: Correlación final de los tres pozos con las secuencias interpretadas de 4to y 5to orden, asociaciones de facies y subambientes deposicionales, desde la Fm. Lajas hasta la Fm. Punta Rosada Inferior. Se produciría un acuñamiento al tope del 2º ciclo de 4º orden, en el sondeo RN-1066, según esta hipótesis.

### Hipótesis II (sin acuñaamiento de secuencias)

Los ciclos de mayor jerarquía en los pozos RN-1049 y RN-1007 son los mismos que en la hipótesis anterior. Sin embargo, en el sondeo RN-1066, se interpretarían cinco (5) ciclos de 4<sup>to</sup> orden, con las superficies de regresión máxima e inundación máxima asociadas. Así, cada una de las secuencias de mayor escala que integran este sistema deltaico estaría representada en los tres pozos, permitiendo la reconstrucción de estos ciclos, según las variaciones paleogeográficas inferidas en cada uno (Fig. 7.14). Esta hipótesis fue la tomada en cuenta para las reconstrucciones en planta, las cuales constituyen uno de los objetivos de este trabajo (Fig. 7.15 a, b, c, d y e).

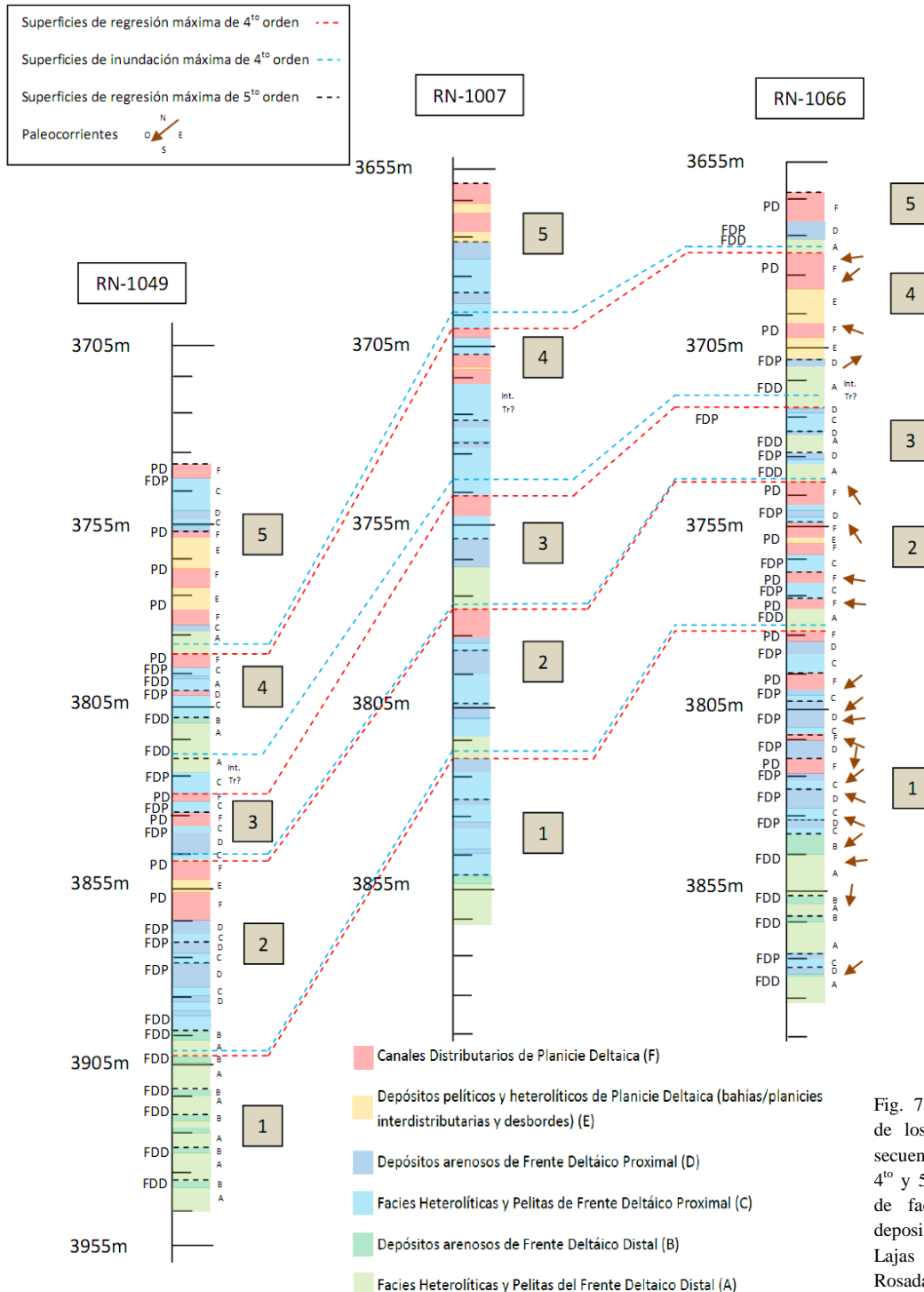


Fig. 7.14: Correlación final de los tres pozos con las secuencias interpretadas de 4<sup>to</sup> y 5<sup>to</sup> orden, asociaciones de facies y subambientes deposicionales, desde la Fm. Lajas hasta la Fm. Punta Rosada Inferior.

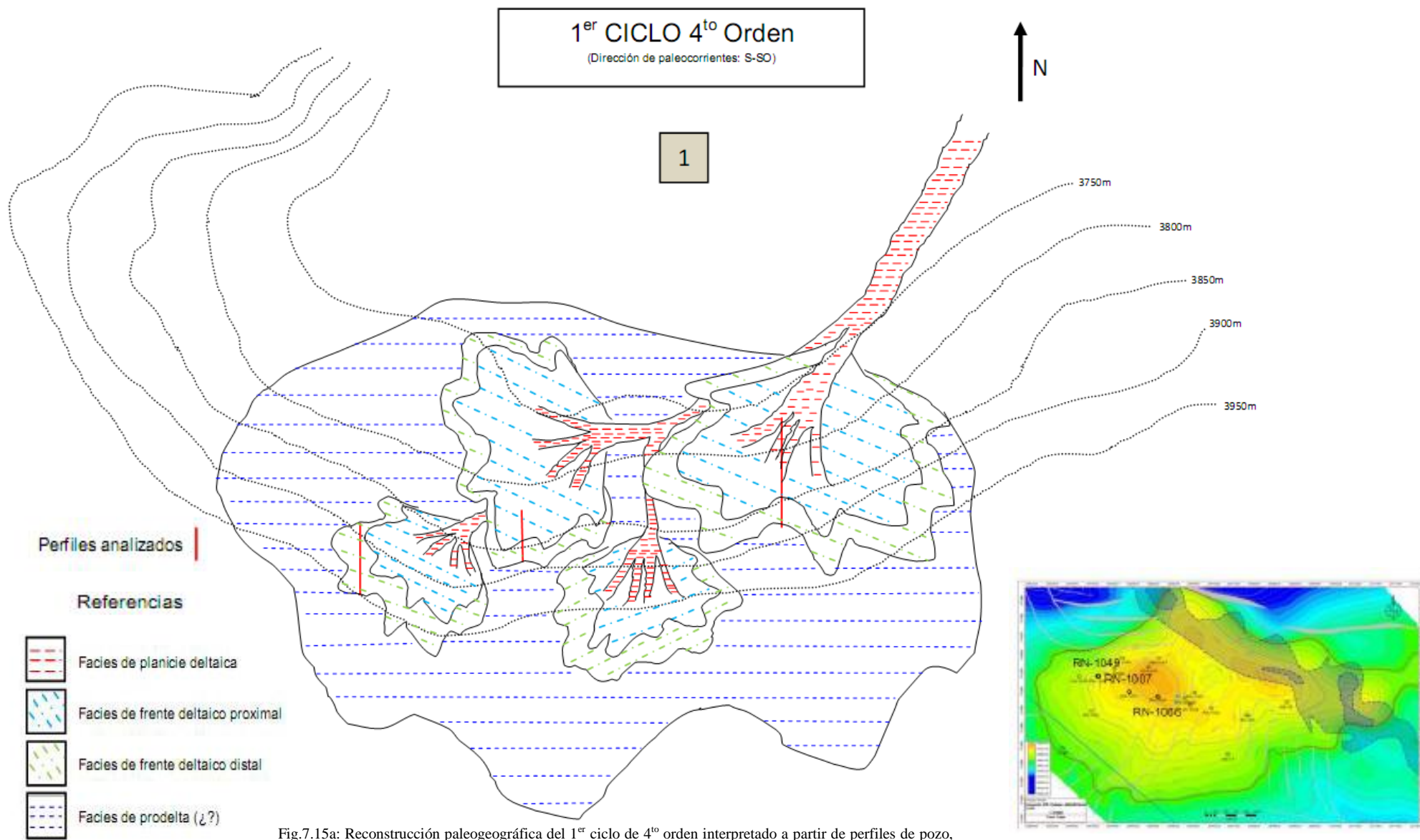


Fig.7.15a: Reconstrucción paleogeográfica del 1<sup>er</sup> ciclo de 4<sup>to</sup> orden interpretado a partir de perfiles de pozo, en el Yacimiento Río Neuquén

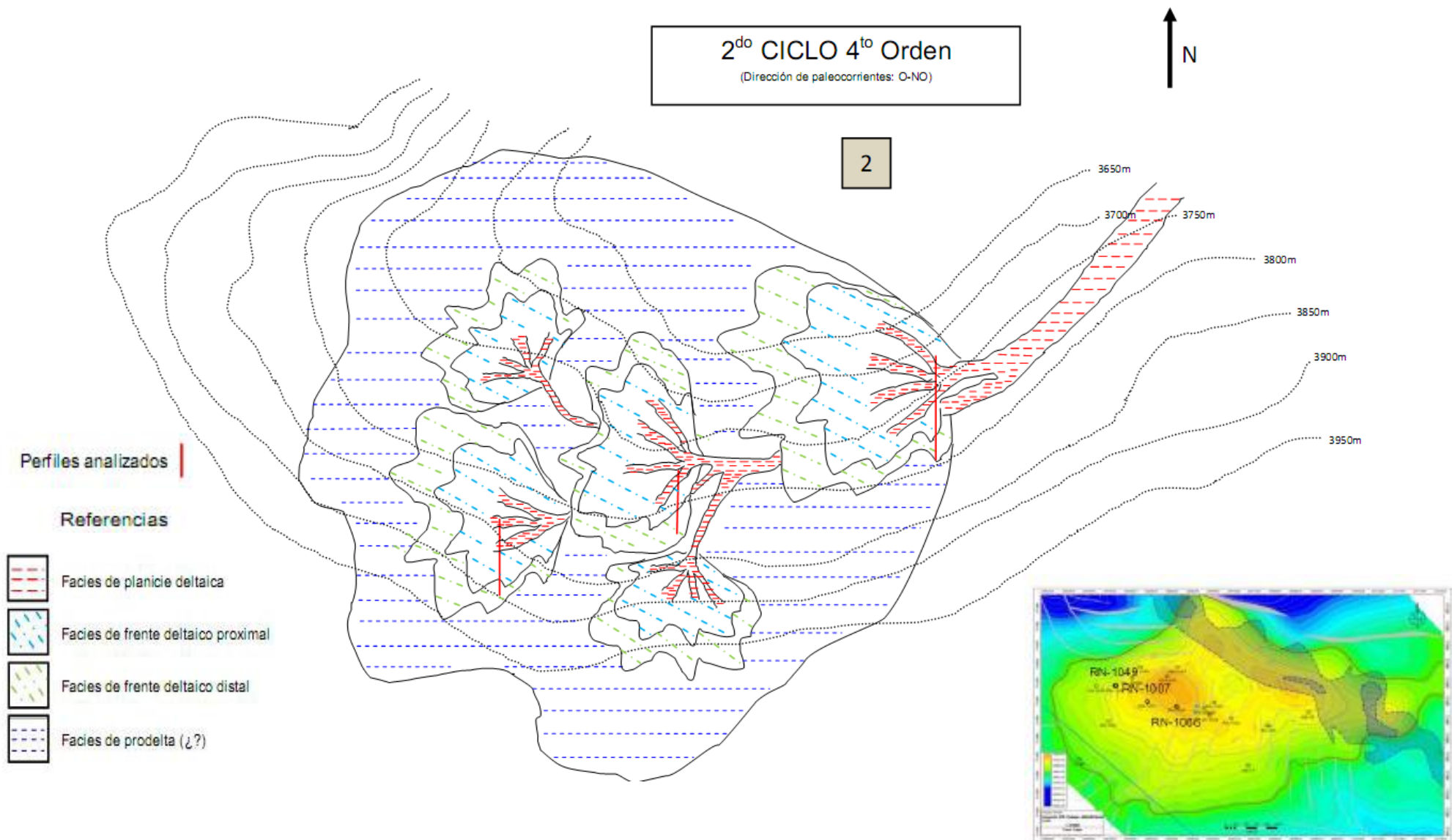


Fig. 7.15b: Reconstrucción paleogeográfica del 2<sup>do</sup> ciclo de 4<sup>to</sup> orden, interpretado a partir de los perfiles de pozo, en el yacimiento de Río Neuquén (Fm. Lajas).



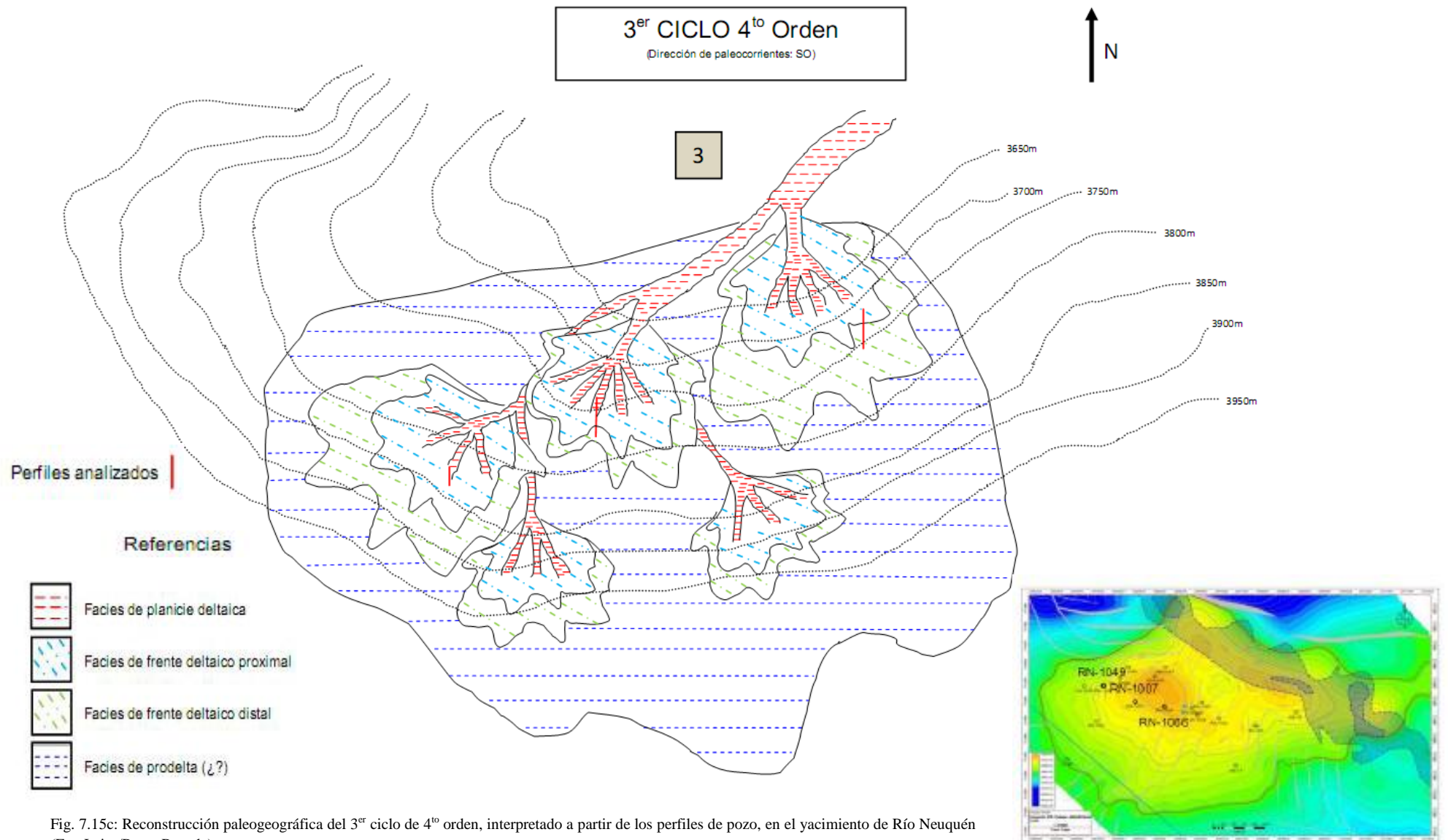


Fig. 7.15c: Reconstrucción paleogeográfica del 3<sup>er</sup> ciclo de 4<sup>to</sup> orden, interpretado a partir de los perfiles de pozo, en el yacimiento de Río Neuquén (Fm. Lajas/Punta Rosada).

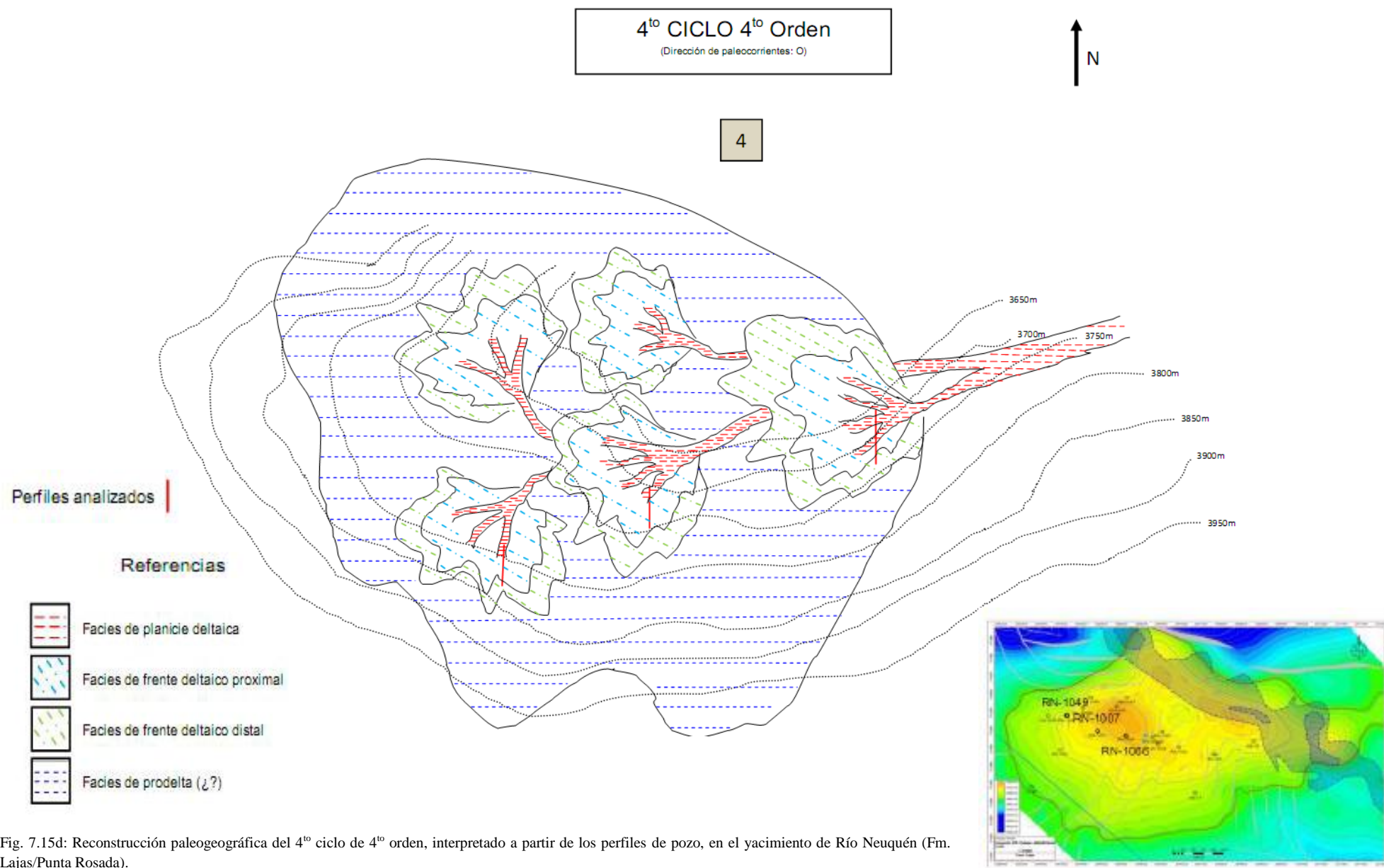


Fig. 7.15d: Reconstrucción paleogeográfica del 4<sup>to</sup> ciclo de 4<sup>to</sup> orden, interpretado a partir de los perfiles de pozo, en el yacimiento de Río Neuquén (Fm. Lajas/Punta Rosada).

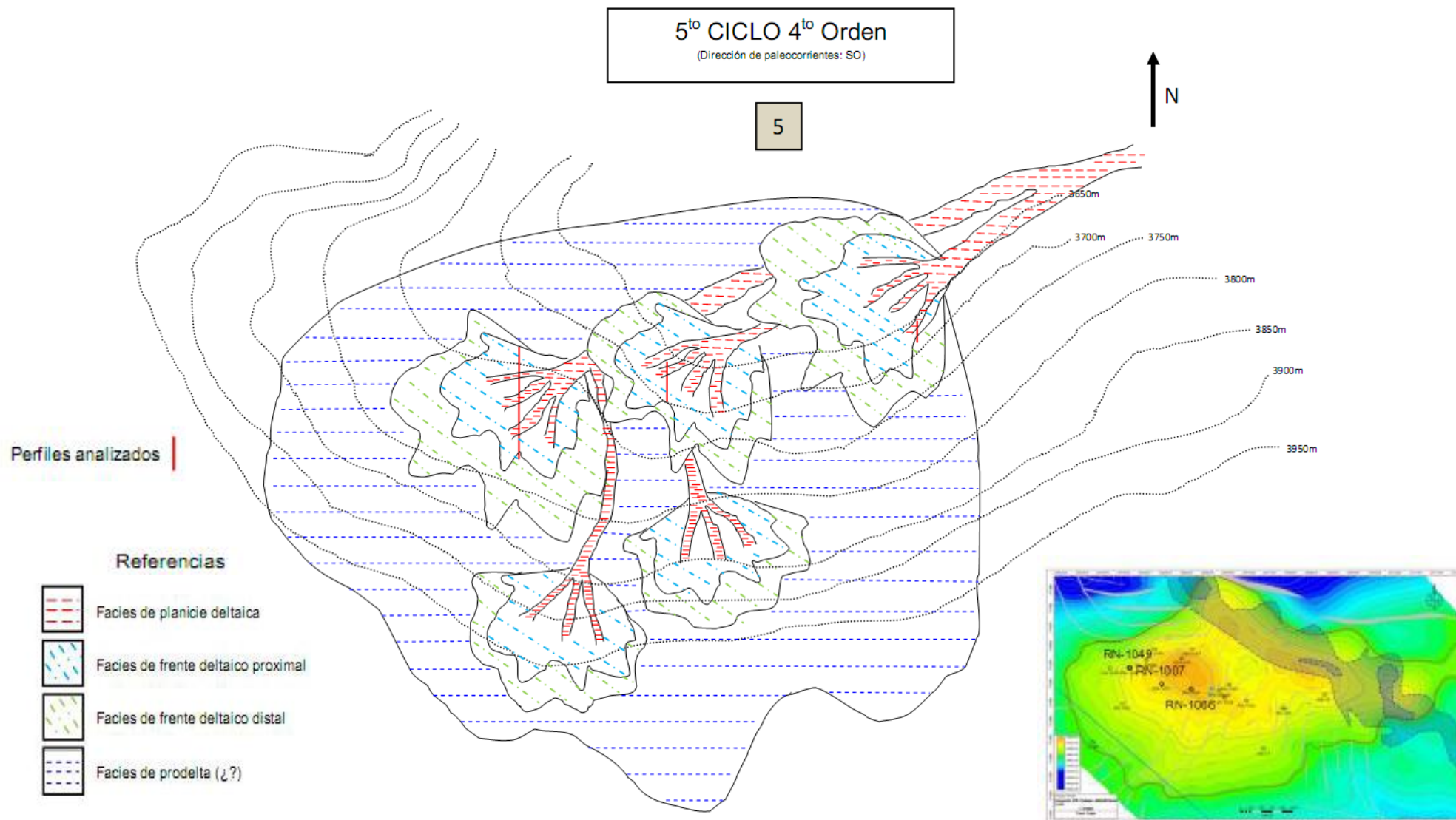


Fig. 7.15e: Reconstrucción paleogeográfica del 5<sup>to</sup> ciclo de 4<sup>to</sup> orden, interpretado a partir de los perfiles de pozo, en el Yacimiento de Río Neuquén (Fm. Punta Rosada).

Resulta importante resaltar que la diferenciación en ciclos genéticos de distinta jerarquía efectuada en el presente trabajo presenta una buena correlación con la discretización litoestratigráfica empleada en el modelo geológico inicial del campo donde la definición de “CAPA” corresponde a lo denominado aquí como 5<sup>to</sup> orden y el conjunto de “CAPAS” o “UNIDADES DE FLUJO” corresponde a 4<sup>to</sup> orden.

Esta aclaración es de fundamental importancia dado que los comportamientos productivos diferenciales de los intervalos evaluados, pueden de esta manera encontrar en el modelo geológico una explicación, por lo menos parcial, a los resultados observados.

## 8. CONCLUSIÓN

Las formaciones Lajas y Punta Rosada pertenecen al sistema petrolero inferior del yacimiento Río Neuquén, constituyendo una serie de reservorios de baja permeabilidad de ambiente deltaico fluvial influenciado por mareas. Dentro de estas unidades se desarrollan ciclos estratigráficos de alta frecuencia, de carácter progradante, influenciados por cambios en el espacio de acomodación y el aporte sedimentario. Las secuencias de 4<sup>to</sup> orden representadas en planta sugieren que la dirección predominante del sistema sería hacia el Oeste – Sudoeste, con variaciones laterales producto de la compensación de lóbulos deltaicos. Al mismo tiempo, el estudio detallado de secuencias de menor escala (5<sup>to</sup> y/o 6<sup>to</sup> orden) muestra la interrelación existente entre factores alogénicos (tectónica, eustacia, clima) y factores autogénicos (migración lateral de canales distributarios) y su injerencia en la evolución estratigráfica en el sistema deposicional.

En términos generales el sistema muestra una constante tendencia somerizante con intervalos transgresivos pequeños y regresivos de mayor desarrollo, desde posiciones de frente deltaico distal, y facies heterolíticas y arenosas asociadas; hasta planicies deltaicas y fluviales meandrosos en el tope de la secuencia estudiada, con cuerpos canalizados que han sido reservorios desde el descubrimiento del yacimiento. Sin embargo la estratigrafía de alta resolución permite acotar cuerpos arenosos de menor espesor y que son importantes en etapas tardías del desarrollo de un campo. Estos estratos se encuentran en la cúspide de cada ciclo transgresivo – regresivo de 5<sup>to</sup> orden de jerarquía. Se definieron 12 Superficies estratigráficas de 4<sup>to</sup> orden (5 ciclos) y 50 Superficies estratigráficas de 5<sup>to</sup> orden.

Esta interpretación tiene también como aporte las observaciones y mediciones realizadas en los afloramientos de Picún Leufú y Lohán Mahuida, donde las secuencias se ordenan de manera análoga, con ciclos que inician con pelitas, facies heterolíticas con ripples y ondulitas, y niveles bioturbados, que somerizan hasta bancos arenosos con estructuras cruzadas de bajo ángulo, artesas y extraclastos en la base. Cada culminación en los afloramientos destaca con coquinas o areniscas con bioclastos, pertenecientes al arrastre de conchillas de plataforma, o al inicio de la transgresión evidenciando la superficie de ravinamiento.

Los ambientes sedimentarios también se repiten de manera semejante a lo que ocurre en el subsuelo por lo que la individualización de las facies y secuencias de facies así como las dimensiones de las geometrías depositacionales han sido de gran ayuda en establecer equivalencias y alcanzar las conclusiones elaboradas en el presente informe.

Este aporte ha sido una interpretación inferida a partir de datos de perfiles eléctricos y testigos coronas, por lo que debe ser reforzada o corroborada con otros estudios sedimentológicos, estratigráficos y la propagación de superficies interpretadas en otros pozos del yacimiento.

## BIBLIOGRAFÍA

Arregui, C., Raja Gabaglia, G.P., Borges Rodrigues, E. y Campos Magalhães, A.J., 2010. High Frequency Cycles in tectonically modified areas. Lower to Middle Jurassic river and tide dominated deltaic systems, Neuquén basin, Argentina. International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina.

Arregui, C.; Carbone, O. y Leanza, H., 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.) Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 29-36.

Arregui, C., Carbone, O., Martinez, R., 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano – Medio) en la Cuenca Neuquina. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Povincia del Neuquén: 77-89.

Astini, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Palaeozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas 5, 509–526.

Bhattacharya, J.P., 2006, Deltas, in Posamentier H. W., y Walker G. R., 2006. eds., Facies Models Revisited: 241–292.

Bhattacharya, J.P., 2010. Deltas. En: Dalrymple, R., James, N., eds., Facies Models 4: 233-264

Bardini, O. y Arregui, C., 2002. Influencia de la evolución tectónica en el sistema petrolero pliensbaquiano-caloviano del yacimiento Río Neuquén. Congreso Curitiva: 1-5.

Bardini, O., Arregui, C. y Pimentel Mendes, M., 2002. Evolución tecto-sedimentaria de la estructura Río Neuquén, Cuenca Neuquina, República Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 187-192, Calafate.

Bardini, O., Arregui, C. y Pimentel M.M., 2004. Evolución tecto-sedimentaria de la estructura Río Neuquén, cuenca neuquina, república Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. El Calafate.

Bardini, O., Schachner, G., Castellarini, P., Arregui, C. y Quinteros, J., 2005. Entrampamientos del Yacimiento Río Neuquén. En: Kozlowski, E.; Vergani, G. y Boll, A. (Editores) Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 299-316. Mar del Plata.

Bardini, O., Rodríguez, J.F., Matheos, S.D., Spalletti, L.A. y Villar, H.J., 2011. Evaluación de los procesos diagenéticos y modelado bidimensional del sistema petrolero Los Molles – Lajas/Punta Rosada en el yacimiento Río Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 549-566.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, 375 pp. Ed. Elsevier. Amsterdam.

Catuneanu, O. y Zecchin, M., 2013a. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surface, in *Marine and Petroleum Geology* 39 (2013): 1-25.

Catuneanu, O. y Zecchin, M., 2013b. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development, in *Marine and Petroleum Geology* 39: 26-38.

Contreras, J. A., y Romero, N., 2008. Estudio comparativo entre los datos obtenidos a partir del análisis de núcleo y registros eléctricos en el intervalo 19026' - 17704' del pozo pic-28 ubicado en el campo pirital, Estado Monagas. Trabajo Final de Grado, República Bolivariana de Venezuela, Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica Mérida, Estado Mérida, 176pp (inédito).

Dellape, D, Mombrú, A.C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G., 1979. Edad y correlación de la Fm. Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario. Mus. La Plata, Paleontología*, 5: 81-105. La Plata.

Embry, A., 2009. *Practical Sequence Stratigraphy*. Canadian Society of Petroleum Geologists, 79pp.

Franzese J.R. y Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. 14 (2001) 257-270.

Freije H., Azúa G., González R., Ponce J. y Zavala C., 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208. Buenos Aires.

Haq, B. Hardenbol, J. & Vail, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235 (4793): 1156-1167

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n. s. 11(2): 145-184. Buenos Aires.

Legarreta, L. y Gulisano C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*: 221-243. 35pp.

Llambías, E.J. & Leanza, H.A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 552-558.

McIlroy, D., Flint, S. y Howell, J., 1999. Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Prediction and Flow Unit Definition in Aggradational Tidal

Successions, in: GCSSEPM Foundation 19th Annual Research Conference. Advanced Reservoir Characterization: 121-132.

Mosquera, A. y Ramos V.A. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 págs. Mar del Plata.

Mosquera A., Silvestro, J., Ramos V.A., Alarcón. M. y Zubiri, M., 2011. La Estructura de la Dorsal de Huincul. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 29-36.

Pöppelreiter, M., C. Garcí-Carballido y M. Kraaijveld, 2010. Borehole image log technology: Application across the exploration and production life cycle. En: M. Pöppelreiter, C. García-Carballido y M. Kraaijveld (eds.), Dipmeter and borehole image log technology: AAPG Memoir 92: 1-13.

Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W., Mpodozis C., Kay, S. M., Cortés, J.M. y Palma, M., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5. 855-880.

Rapalini, A.E., Lopez de Luchi M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger F., Giménez M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8 (4): 349-371.

Serra, O., 1984. Ambiente Deltaico, en: Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo: 151-178.

Silveira, M., 2015 (en prep.). Análisis estratigráfico de alta resolución en sección sedimentaria transicional y continental del Jurásico inferior a medio del sur de la Cuenca Neuquina para la construcción del modelado geológico 3D de un análogo en escala de reservorios de hidrocarburos". Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral.

Stipanovic, P.N. 1969 El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (4): 367-388.

Suero, T. 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena (Neuquén). *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 76: 1-67. Buenos Aires.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D., 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*, No. 7, 55pp.

Veiga, G.D., 1998. Estratigrafía Secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación Challacó, Jurásico de la Cuenca Neuquina Austral (República Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España*: 11(1-2).

Veiga, D.G., 2000. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. La Plata.



Veiga, D.G., 2002. Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del jurásico medio en el sector austral de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9 (1): 83- 108

Vergani G.D., 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. *Modelo de falla lítrica rampa – plano, invertida*. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Agosto, 32- 44. Buenos Aires.

Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Universty of Washington. Memoir 1: 1- 469. Seattle.

Western Atlas International, 1988 (ed.). *Diplog: paleoambientes y estructuras*. 223 pp.

Zamora Valcarce G., Zapata, T. y Ramos V.A., 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 29-36.

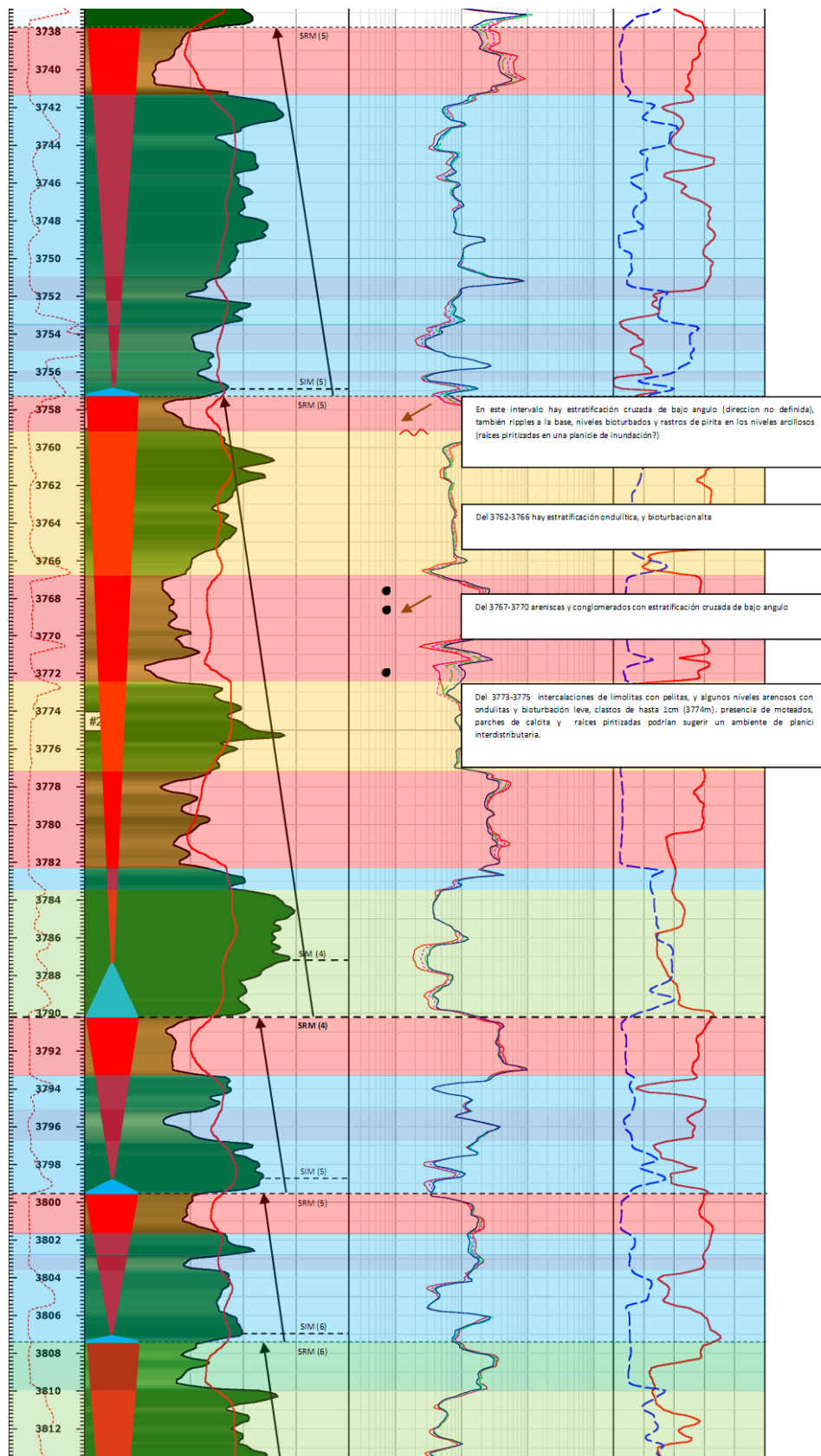
Zavala, C.A., 1993. *Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén*. República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.

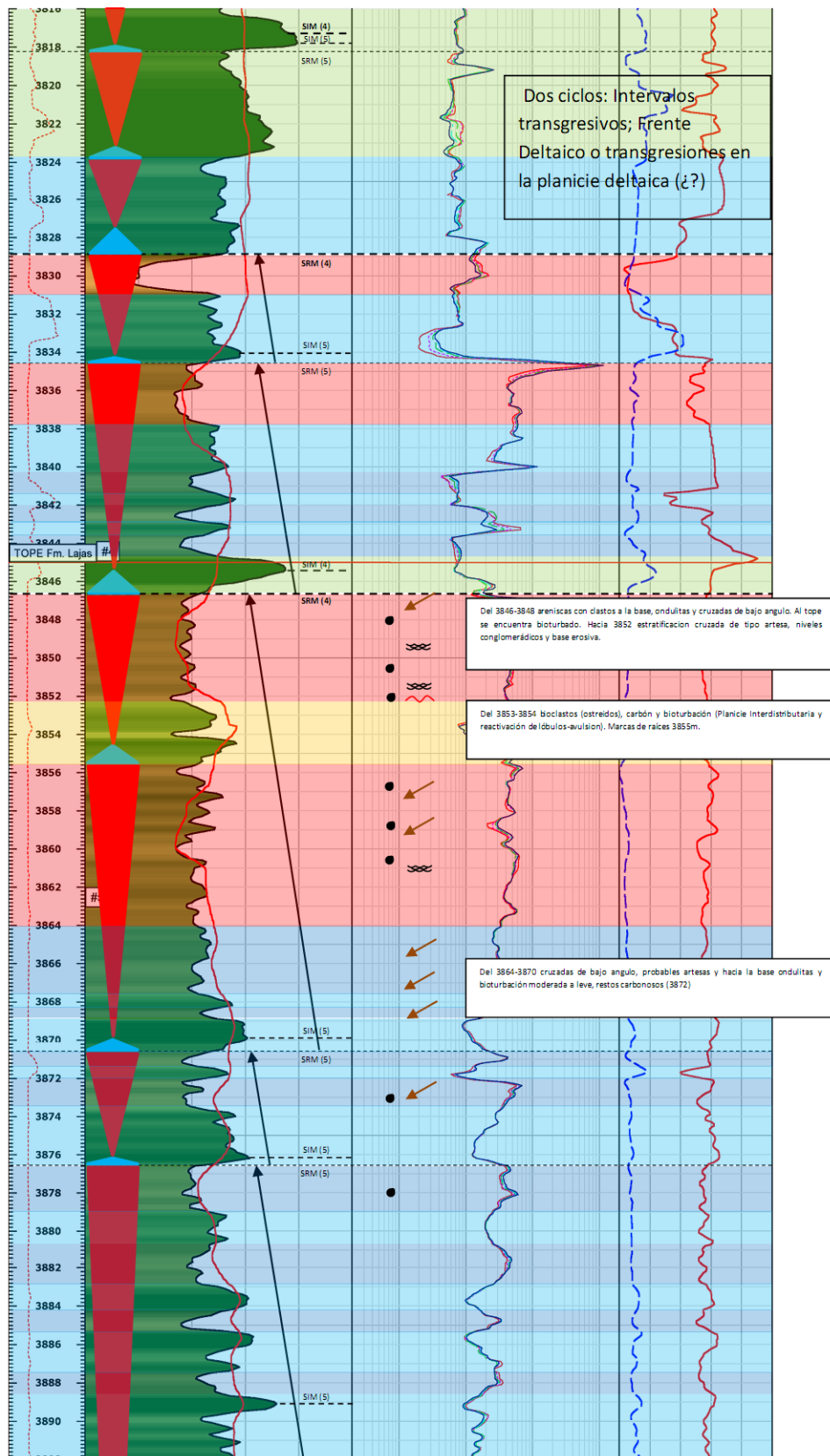
Zavala, C. y González, R., 2001. *Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-Medio) en la Sierra de Vaca Muerta, Cuenca Neuquina*. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, año XVII, 65: 40-54.

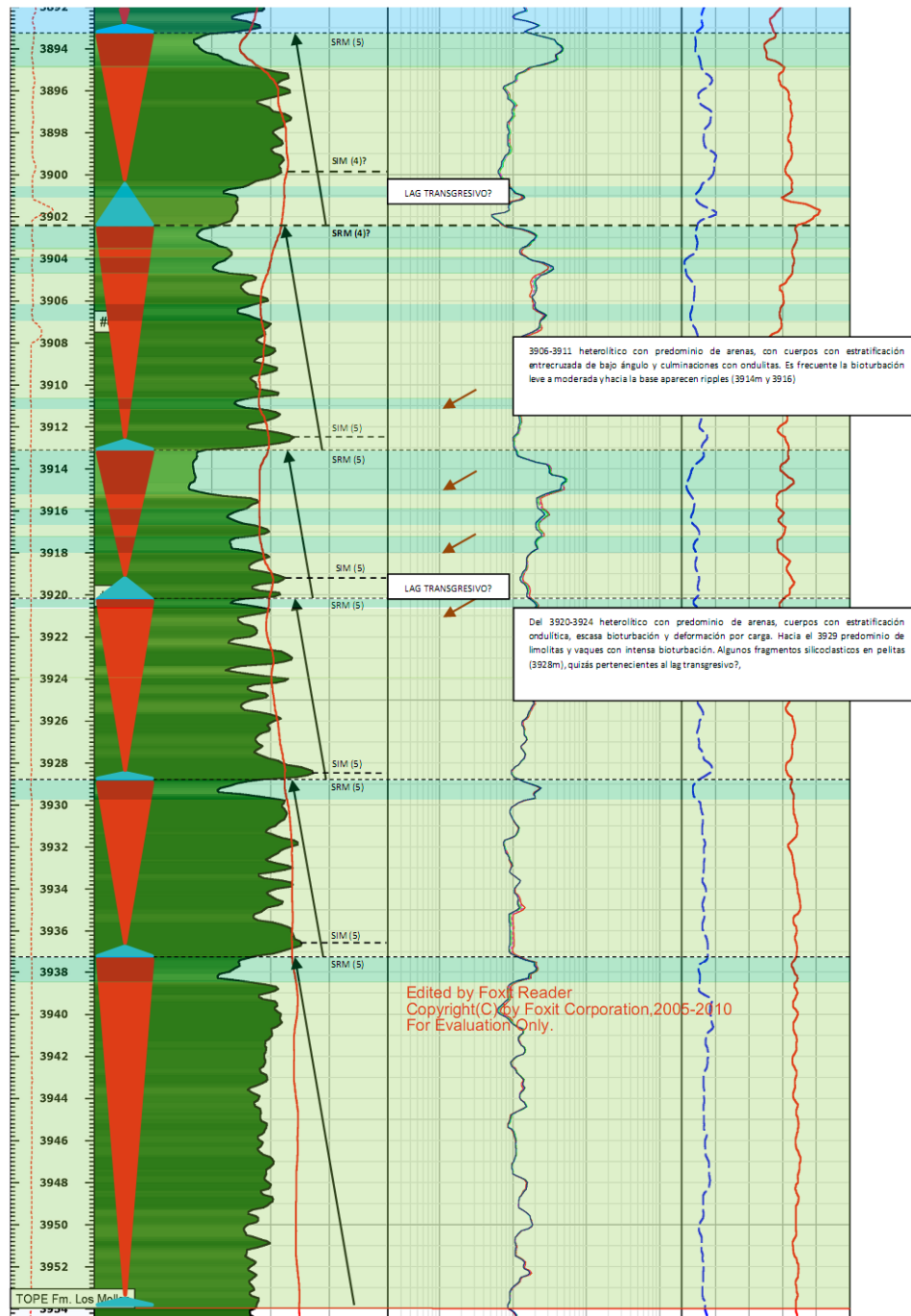
Zavala, C., Maretto, H. y Arcuri, M., 2002. *Las facies clásticas de la formación Lotena (Jurásico medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata*. Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Cong. De Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD IAPG. Mar del Plata.

## APÉNDICE DE IMÁGENES.

Perfiles de los pozos RN-1049 y 1066, con la interpretación secuencial de los 200m de Lajas/Punta Rosada.



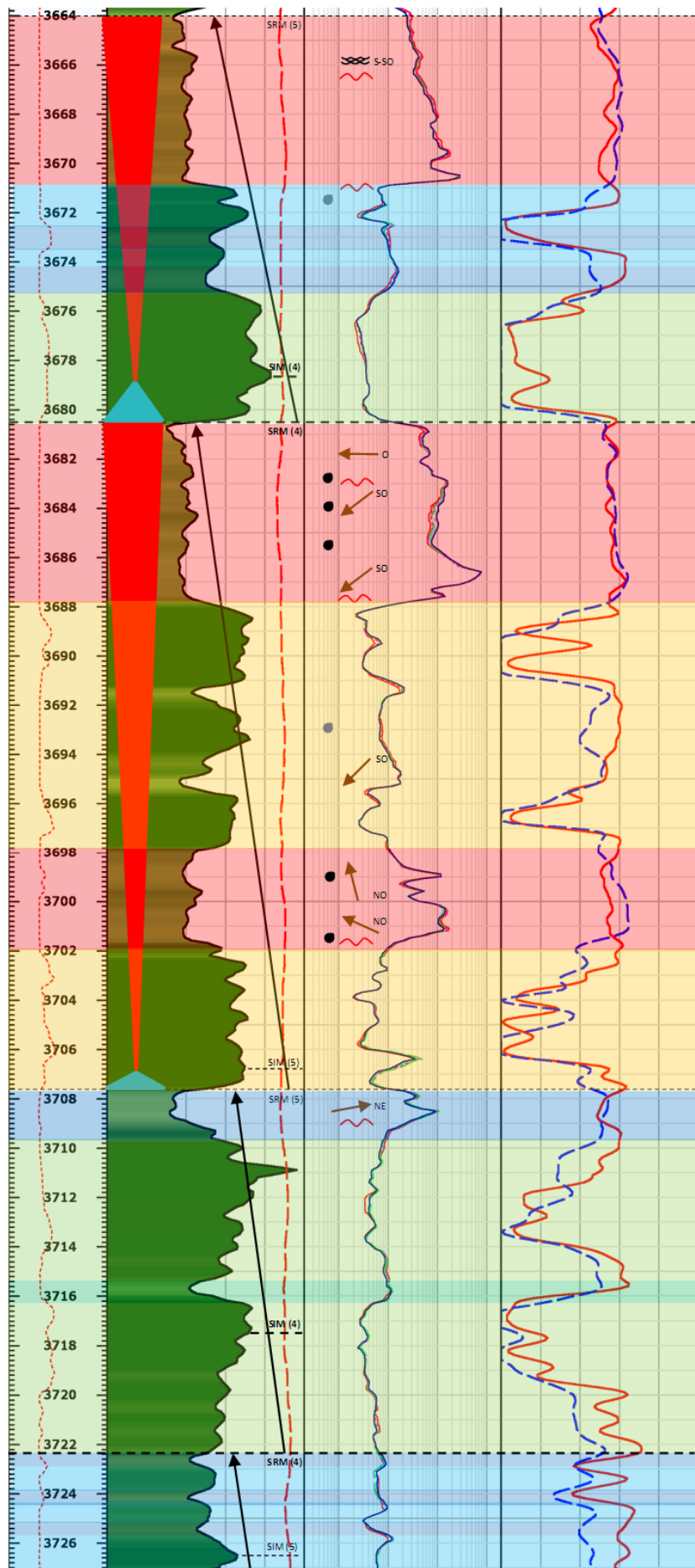


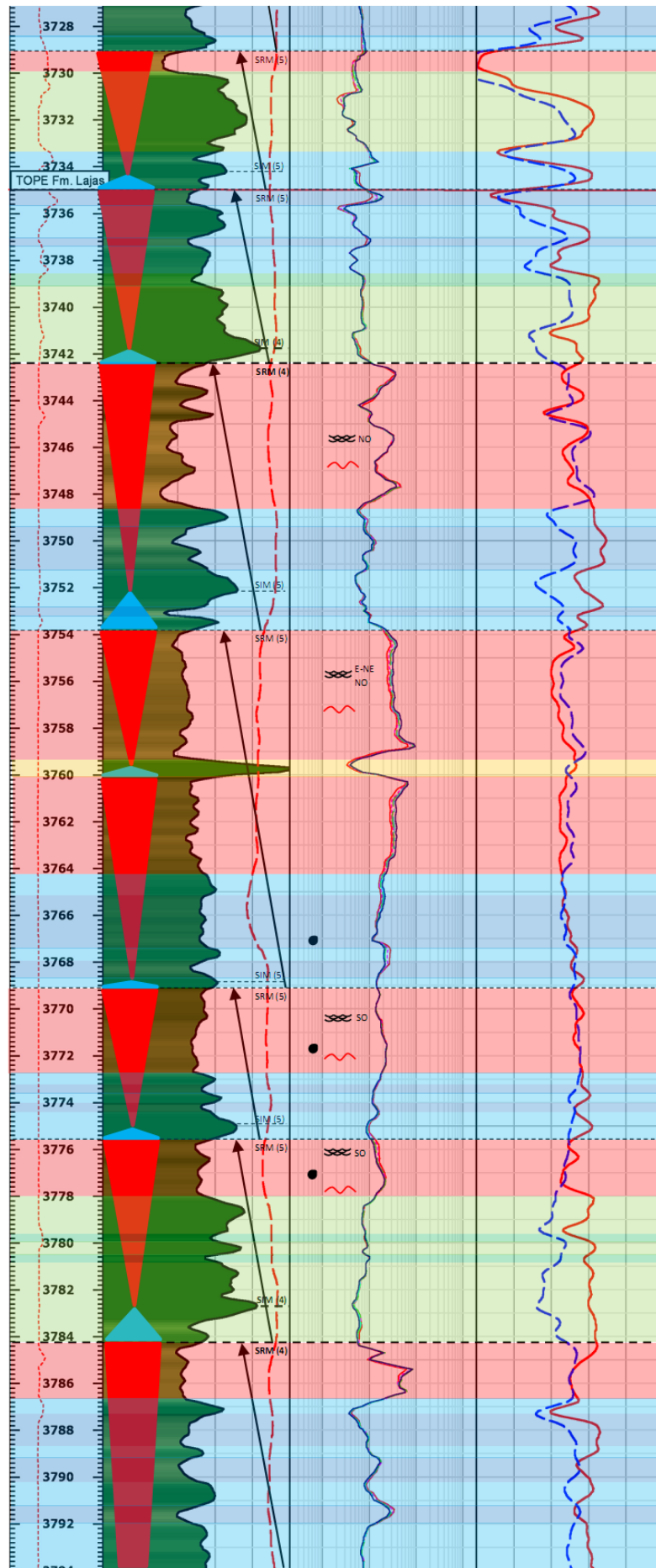


Edited by Foxit Reader  
Copyright(C) by Foxit Corporation, 2005-2010  
For Evaluation Only.

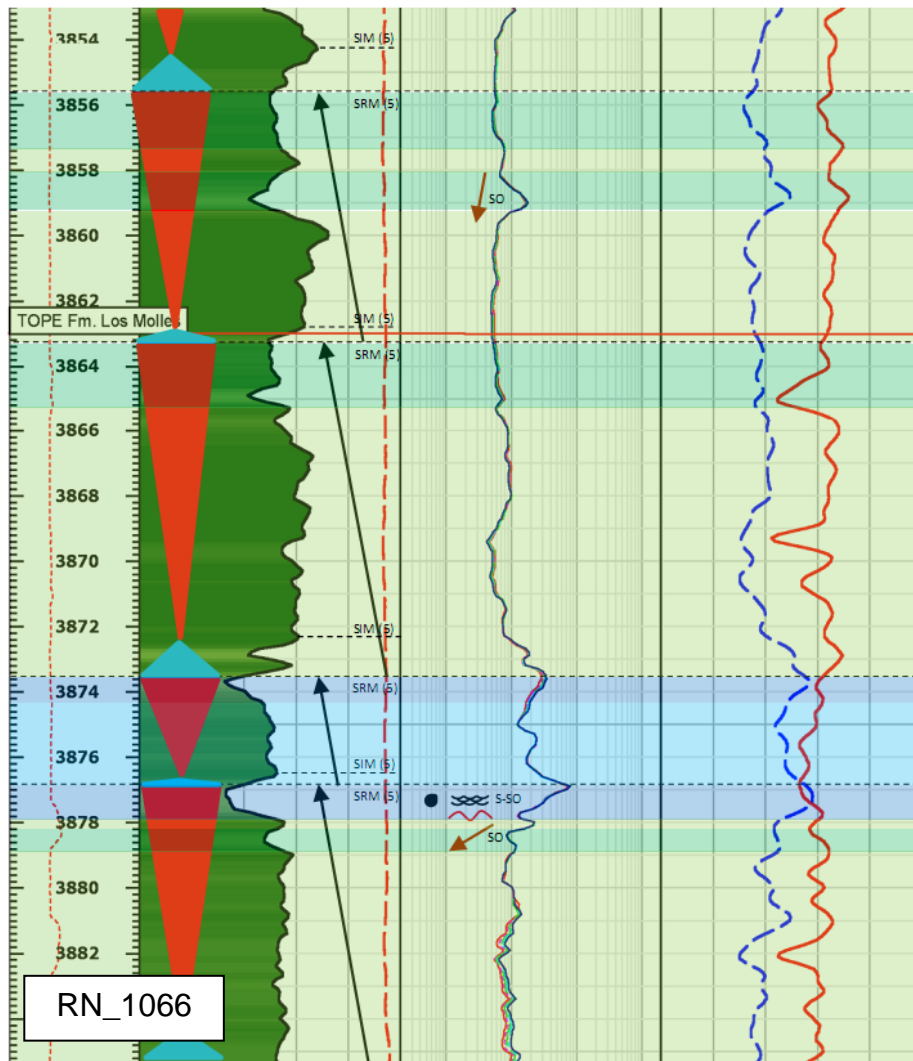
<b>RN_1049</b>		RT90			
	0.2	ohm.m	2000		
	RT60	ohm.m	2000		
	0.2	ohm.m	2000		
	RT30	ohm.m	2000		
	0.2	ohm.m	2000		
	RT20	ohm.m	2000	NPHI	
Reference	-160	mV	40	0.018	decp
	GR				RHOB
1:200	0	api	200	1.95	g/cc
	0.2	ohm.m	2000	1.95	2.95

- Fragmentos resistentes (niveles conglomerádicos)
- Fragmentos conductivos (intraclastos)
- Contactos erosivos
- Estructuras entrecruzadas acanaladas
- Paleocorrientes
- Canales Distributarios de Planicie Deltaica (F)
- Depósitos pelíticos y heterolíticos de Planicie Deltaica (bahías/planicies interdistributarias y desbordes) (E)
- Depósitos arenosos de Frente Deltáico Proximal (D)
- Facies Heterolíticas y Pelitas de Frente Deltáico Proximal (C)
- Depósitos arenosos de Frente Deltáico Distal (B)
- Facies Heterolíticas y Pelitas del Frente Deltaico Distal (A)









- Canales Distributarios de Planicie Deltaica (F)
- Depósitos pelíticos y heterolíticos de Planicie Deltaica (bahías/planicies interdistributarias y desbordes) (E)
- Depósitos arenosos de Frente Deltáico Proximal (D)
- Facies Heterolíticas y Pelitas de Frente Deltáico Proximal (C)
- Depósitos arenosos de Frente Deltáico Distal (B)
- Facies Heterolíticas y Pelitas del Frente Deltaico Distal (A)
- Fragmentos resistentes (niveles conglomerádicos)
- Fragmentos conductivos (intraclastos)
- Contactos erosivos
- Estructuras entrecruzadas festoneadas
- Paleocorrientes