

GEOLOGÍA DEL CICLO NEOCOMIANO SUPERIOR, CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA Y DISCRIMINACIÓN DE SUBAMBIENTES DELTAICOS EN LA ZONA DE RÍO MAYO, SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

Juan Pablo Catalano¹, Juan José Ramos²

1: Geología de Desarrollo, Activo Río Mayo-Restinga Alí. juan.catalano@ypf.com

2: Paradigm S.A. juan.ramos@ypf.com

Palabras clave: Neocomiano, progradación, subambientes deltaicos, ríos

ABSTRACT

Geology, lithology and deltaic sub-environments discrimination in the Upper Neocomian of the Río Mayo area, Northwestern sector of the San Jorge Basin

The aim of this study is to analyze the geology of the Neocomian cycle focused in the upper section of Pozo Cerro Guadal Formation. The lithological characterization of this unit has been performed by core and cutting descriptions and the interpretation of well logs in order to recognize the existing lithofacies and the associated prograding successions. Considering a deltaic facies model it has been possible to associate the recognized lithofacies to their corresponding depositional environments. Paleogeographic maps have been generated from the facies successions' analysis and the correlation of the defined prograding sequences. Within a tectonostratigraphic context, the paleogeographic and paleoenvironmental reconstruction are useful to explain the relative reservoir and non reservoir facies distribution in each deltaic environment. The understanding of this conceptual model intends to be a guide in the construction of a geocellular model. .

INTRODUCCIÓN

El Yacimiento se ubica en el área de reserva CGSJ-III, en el ámbito del Flanco Oeste; sector noroccidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. Se sitúa a 180 km al oeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia, al sur de la provincia de Chubut. Geográficamente se dispone en una zona de nexo entre la Sierra de San Bernardo al este (faja de inversión) y la Sierra del Carril al suroeste. Limita al norte y al este, con los cursos de los ríos Mayo y Senguerr respectivamente (Figura 1).

El yacimiento Río Mayo fue descubierto en julio de 1970, durante la perforación exploratoria del pozo YPF.CH.RM.x-1, como resultado de la ampliación de las investigaciones en el Flanco Oeste; en un área remanente al norte del área CGSJ-II. Si bien la actividad continuó durante la década del ochenta y hacia fines de la década del noventa se perforaron algunos sondeos explora-

torios y de extensión; en la actualidad todavía quedan estructuras neocomianas a evaluar. La zona de trabajo (140 km²) consta en el presente con 18 pozos distribuidos de la siguiente manera: 14 exploratorios, 2 avanzada, 2 extensión, y líneas sísmicas 2D registradas. La profundidad final de los sondeos de la zona, en general atraviesa el neocomiano (1950 a 2150 mbbp). Se registra una profundidad promedio de 2375 mbbp.

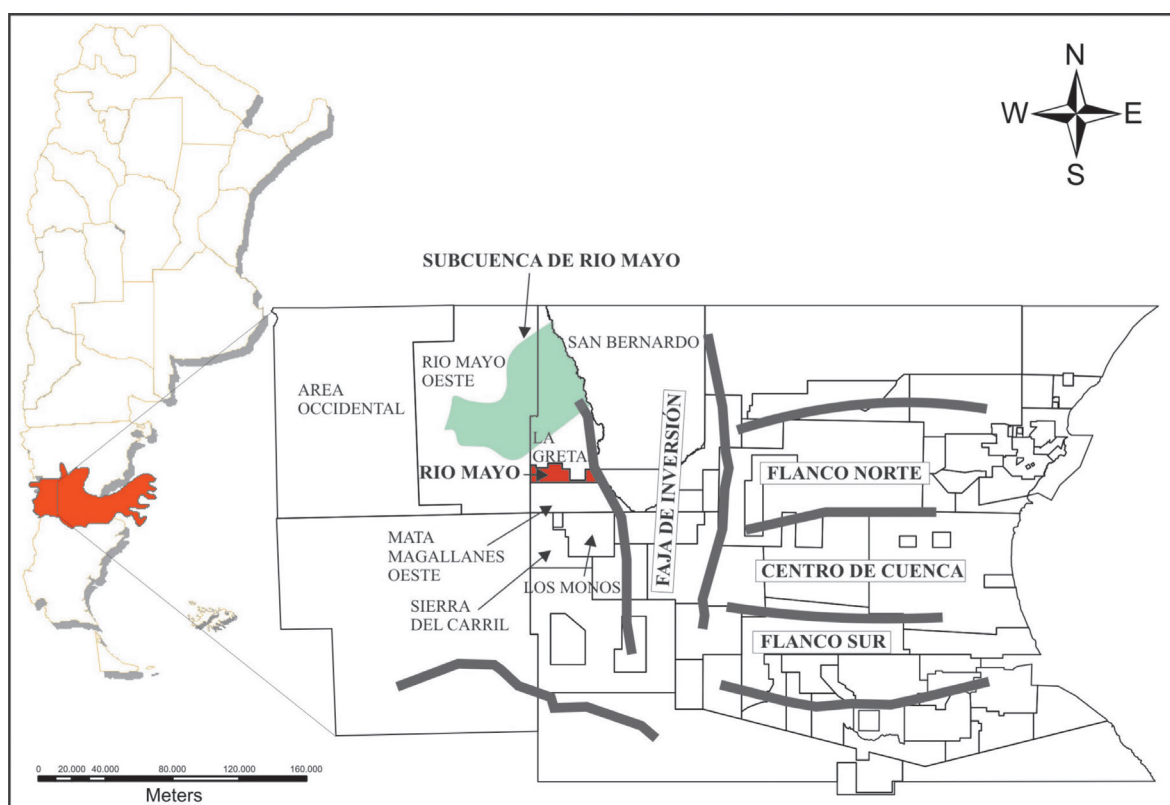


Figura 1. Mapa de ubicación.

Los reservorios productivos de mayor interés en la zona corresponden a las formaciones Bajo Barreal (medio e inferior), Castillo (superior) y Pozo Cerro Guadal (sección arenosa). De forma subordinada a los anteriores, presentan interés los reservorios de la sección basal de la Fm Pozo D-129.

El presente trabajo es parte de un estudio integral (Gr Chubut – Las Heras) que surgió con el fin de reactivar la zona de Río Mayo, a través de la incorporación de reservas y el desarrollo de un plan de perforación y reparaciones 2014. El tema central del trabajo se orienta a analizar la geología del ciclo Neocomiano superior.

Para la realización del trabajo, se tomaron los antecedentes geológicos publicados e inéditos en el ámbito de la zona de estudio (Flanco oeste –Sierra de San Bernardo). Por su analogía y vinculación con el área del epígrafe, se suman a los antecedentes anteriores, trabajos desarrollados en la zona de Paso Río Mayo (ámbito de la subcuenca de Paso Río Mayo; también llamada subcuenca de Río Mayo) y trabajos regionales que involucran el estudio del Cretácico inferior (Neocomiano)

en la región sudoccidental de la provincia de Chubut y noroeste de la provincia de Santa Cruz. Los trabajos realizados en el área de estudio son aislados y de carácter exploratorio. El primer estudio estratigráfico del Cretácico inferior de subsuelo que abarca el área de estudio es realizado por Clavijo (1986); en los ámbitos del Flanco Oeste-Sierra de San Bernardo y subcuenca de Río Mayo. Posteriormente, en la década del 90, Figari *et al.* (1996) estudian los sistemas petroleros asociados a modelos de hemigrábenes en el sector occidental; área CGSJ III (La Greta-Río Mayo-Los Monos).

Según los trabajos previos, los depósitos deltaicos del Cretácico inferior (Hauteriviano-Barremiano) han sido asociados a paleodeltas dominados por mareas, tanto en trabajos de superficie en la región sudoccidental de Chubut (Scasso 1989) como en subsuelo en la zona de Paso Río Mayo (Strelkov *et al.* 1994) y Río Mayo-La Greta (Clavijo 1986; Strelkov y Fernández 1990). En la presente contribución se revisan los principales controles que actuaron en el transporte, deposición y retrabajo del sedimento en los depósitos deltaicos de la Fm Pozo Cerro Guadal en el área de estudio. Resulta de suma importancia comprender la influencia de los distintos procesos actuantes en la sedimentación ya que los mismos influyen en la morfología de los complejos de barra que constituyeron los lóbulos deltaicos de escala regional.

ESTRUCTURA

Las sedimentitas neocomianas y las unidades precretácicas, se vinculan tectosedimentariamente a una serie de fosas extensionales asociadas a ambiente marino en el sector occidental de Chubut y continental hacia el este en el sector de estudio. Los depocentros orientales de la cuenca de Río Mayo fueron generados al oeste del arco magmático correspondiente a la base del Grupo Divisadero (Folguera *et al.* 2002).

Durante la etapa de *rift*, se generaron estos depocentros con orientación elongada vinculados a hemigrábenes. Dentro de este contexto regional, el área de estudio, se divide estructuralmente en el depocentro de Río Mayo (Puesto Cerdá) al suroeste y Alto de Campo Arré al noreste (Figura 2). Los depocentros de Río Mayo, Alto de Campo Arré y La Greta (al norte del área de estudio) presentan una orientación NO-SE (Figari *et al.* 1996).

La configuración estructural del Neocomiano está caracterizada por depocentros muy bien definidos y rellenos con evidente control sin-extensional (Figari *et al.* 1996). En las áreas de Río Mayo-La Greta la secuencia Anticlinal Aguada Bandera experimenta grandes variaciones de espesor al representar el relleno inicial de *rift* (Strelkov y Fernández 1990).

La zona del Alto de Campo Arré, también denominada “dorsal de Río Mayo” (orientación NO-SE), se corresponde con un alto basamental al que se asocian hemigrábenes que presentan secuencias neocomianas condensadas respecto al depocentro de Río Mayo.

El depocentro Puesto Cerda, el cual se caracteriza por su geometría asimétrica, se vincula a un

hemigraben desarrollado por una falla normal de geometría lítrica con buzamiento al NNE, que a su vez está asociada a fallas normales sintéticas menores. Esta falla se caracteriza por ir disminuyendo su rechazo hacia arriba, y generar una estructura en *rollover* debido a un suave plegamiento por flexión de falla en los depósitos neocomianos por reactivación tectónica de la estructura extensiva durante la compresión terciaria.

Los depocentros neocomianos reconocidos no muestran reactivación extensional durante la depositación del Grupo Chubut. Este marco estructural permite inferir que no hubo un dominio de estructuras tipo hemigraben para el Grupo Chubut (Foix y Allard 2013). Las fallas principales profundas no fueron activas durante la depositación del Grupo Chubut. De manera local, algunas fallas normales acotadas a dicho Grupo han generado control tectónico de manera puntual.

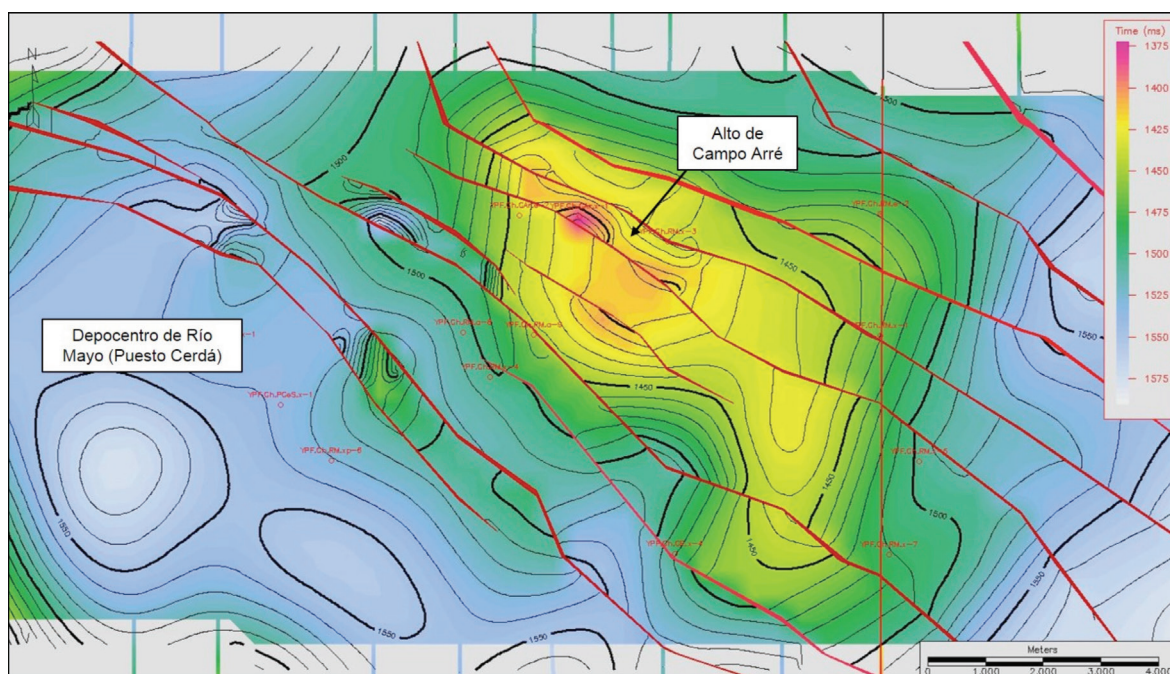


Figura 2. Isócrono referido al tope de la Fm Pozo Cerro Guadal donde se observan los hemigrabenes de orientación NO-SE.

ESTRATIGRAFÍA

El basamento de la cuenca está conformado por diferentes unidades litoestratigráficas, incluyendo las metamorfitas del Paleozoico y sedimentitas liásicas. El denominado Complejo Volcánico Sedimentario (Clavijo 1986) incluye el registro jurásico de la cuenca (Grupo Bahía Laura o Lonco Trapial), siempre con mayor participación volcánica al norte y oeste y piroclástica hacia el sur y el este, constituyendo el relleno inicial de *rift* (Figari *et al.* 1999). Las sedimentitas de edad neocomiana, junto con la Fm Pozo D-129 fueron agrupadas dentro del Grupo Las Heras (Lesta *et al.* 1980). Posteriormente, Clavijo (1986) propuso escindir la Fm D-129 del Grupo Las

Heras e incluirla en el Grupo Chubut. Del mismo modo, Figari *et al.* (1996) manifiestan que las Formaciones Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, que componen el relleno Neocomiano; corresponden al Grupo Las Heras. Con respecto a las correlaciones entre unidades de edad neocomiana, la Fm Pozo Cerro Guadal (Flanco Oeste y Sierra de San Bernardo) es homologable a la “sección arenosa” de la Fm Pozo Paso Río Mayo (subcuenca de Río Mayo y sector occidental) y la Fm Anticlinal Aguada Bandera (Flanco Oeste y Sierra de San Bernardo) es equiparable a la sección pelítica de la Fm Pozo Paso Río Mayo (Strelkov y Fernández, 1990). Según estudios de estratigrafía sísmica, Brown *et al.* (1982) y posteriormente Barcat *et al.* (1989) identifican dos ciclos depositacionales para el intervalo Neocomiano. Proponen que el primer ciclo (Fm Anticlinal Aguada Bandera) interdigita o es reemplazado por el Complejo Volcánico Sedimentario y que el segundo ciclo (Fm Pozo Cerro Guadal) correlaciona con las unidades de superficie Fm Katterfeld y Fm Apeleg. El ambiente depositacional de la Fm Anticlinal Aguada Bandera es lacustre (Niewenhiuse y Ormiston, 1988). La Fm Pozo Cerro Guadal ha sido atribuida a ambiente deltaico (Sciutto 1981; Clavijo 1986; Strelkov y Fernández 1990) y deltaico estuarino (Figari *et al.* 1996).

Suprayacen las sedimentitas del “Chubutiano” o Grupo Chubut (Feruglio 1949; Lesta y Ferello 1972) integrado por la Formaciones Matasiete (fluvial) y su equivalente lateral Pozo D-129 (lacustre) y por las formaciones Castillo y Bajo Barreal (ambas fluviales).

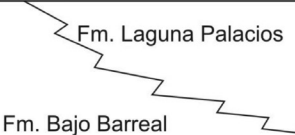
Cronoestratigrafía		Flanco Oeste - Sa. San Bernardo	Subcuenca de Río Mayo - S. occidental	Ciclo sed.	Even. tect.	Amb. sed.						
CRETACICO	SUPERIOR		Gpo. Chubut		SAG							
	INFERIOR	Albiano	Fm. Castillo	?	?	?	2do Ciclo	Fluvio deltaico				
		Aptiano	Fm. D-129						Fm. Matasiete	Gpo. Divisadero		
		Barremiano	Fm. Pozo Cerro Guadal	Fm. Pozo Paso Río Mayo	M. Arenoso	Fm. Apeleg	2do evento	1er Ciclo	Deltaico			
		Hauteriviano										
		Valanginiano	Hiatus							M. Pelitico	Fm. Katterfield	1er evento
		Fm. Anticlinal Aguada Bandera										
	Berrasiano											
	Precretacico, Paleozoico a Jurásico sup			Complejo Volcano sed.				Volcánico Abanicos				
		Sedimentitas del liasico	Sedimentitas del liasico									
		?	Sedimentitas Cb. - Pm=G. Río Genoa									
			Metamorfitas (Alto El Vasco)									

Figura 3. Cuadro estratigráfico con las unidades cretácicas homologables para el sector de estudio (flanco oeste), la subcuenca de Río Mayo y sector occidental (modificado de Clavijo 1986).

Relaciones estratigráficas en el Flanco Oeste y área de estudio

El Cretácico inferior en el ámbito del Flanco Oeste puede separarse en dos grandes ciclos sedimentarios (Clavijo 1986). El ciclo inferior (Neocomiano) se constituye de base a techo por las Formaciones Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal. El ciclo superior (Chubutiano) se integra por la Fm Pozo D-129 (y su equivalente lateral Fm Matasiete), Fm Castillo y Fm Bajo Barrial.

En el depocentro de Río Mayo (Figura 4), la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera se depositó en contacto discordante sobre el Complejo Volcano Sedimentario en una etapa de *rift* inicial. Esta última tiene una discordancia intraformacional, la cual separa 2 estadios tecto-sedimentarios dentro de la etapa de *rift* inicial. El primer estadio indicaría una etapa de *rift* donde la tasa de sedimentación sería menor a la tasa de subsidencia tectónica, mientras que el segundo estadio indicaría una etapa donde la tasa de sedimentación sería mayor a la de subsidencia tectónica. La Formación Pozo Cerro Guadal se apoya en forma concordante sobre la Formación Pozo

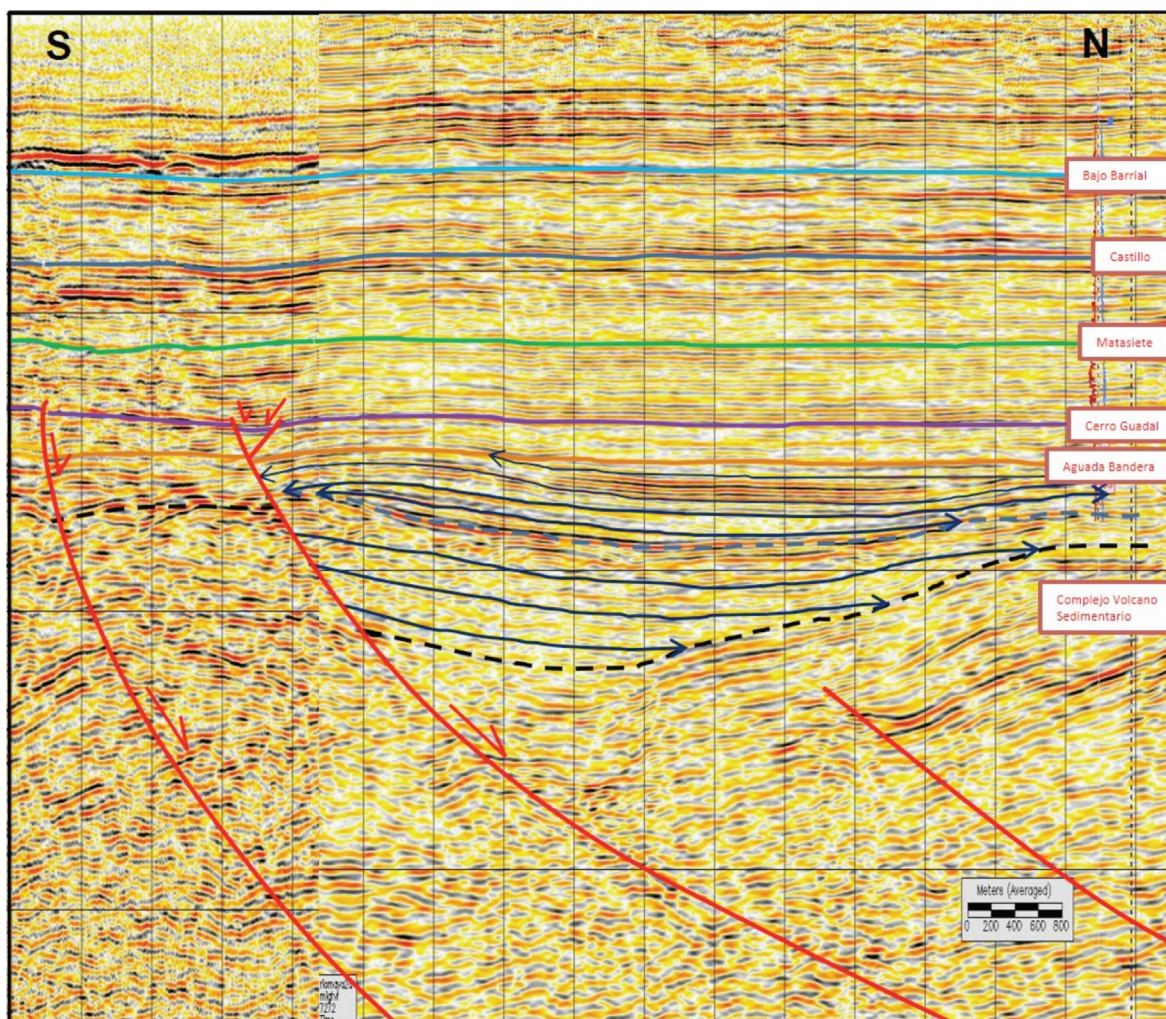


Figura 4. Geometría del depocentro Río Mayo (o Puesto Cerdá) donde se observan las relaciones estratigráficas descritas.

Anticlinal Aguada Bandera, y discordante en el borde activo del depocentro nombrado, lo cual indica movimientos tectónicos al momento de su depositación. A pesar que no se observan variaciones de espesores en dicho depocentro, regionalmente esto si sucede, por lo que se interpreta que durante la depositación de la Formación Pozo Cerro Guadal hubo un control tectónico.

En el Flanco Oeste, las sedimentitas de la Fm Pozo D-129 y sus equivalentes continentales de la Fm Matasiete se apoyan en forma discordante sobre distintos términos del ciclo anterior (Clavijo 1986). Sin embargo, en el área de estudio, la Formación D-129 se apoya en forma concordante sobre los depósitos neocomianos, solo observando regionalmente variaciones de espesores para las secuencias basales, asociadas a una etapa de *rift* tardío.

En Río Mayo, si bien el pase entre la Fm Pozo Cerro Guadal y la Fm Pozo D-129 suele ser transicional, ambos ciclos pueden diferenciarse por sus características litológicas. La sección cuspidal del neocomiano (Fm Pozo Cerro Guadal) presenta rocas volcaniclásticas post-eruptivas (arenas tobáceas) y facies heterolíticas de ambiente deltaico (ver Descripción e Interpretación de litofacies) con ausencia de rocas piroclásticas; mientras que las secuencias basales de la Fm Pozo D-129 presentan rocas sin-eruptivas (piroclásticas, tobas de caída) y epiclásticas. En la fase exploratoria inicial, en las zonas de Río Mayo-La Greta y Mata Magallanes las areniscas tobáceas de las secuencias superiores de la Fm Pozo Cerro Guadal han sido atribuidas, en varias ocasiones a la Fm Pozo D-129 (la cual corresponde al segundo ciclo sedimentario definido por Clavijo). Como criterio de correlación del tope de la Fm Pozo Cerro Guadal, se utilizan los perfiles convencionales

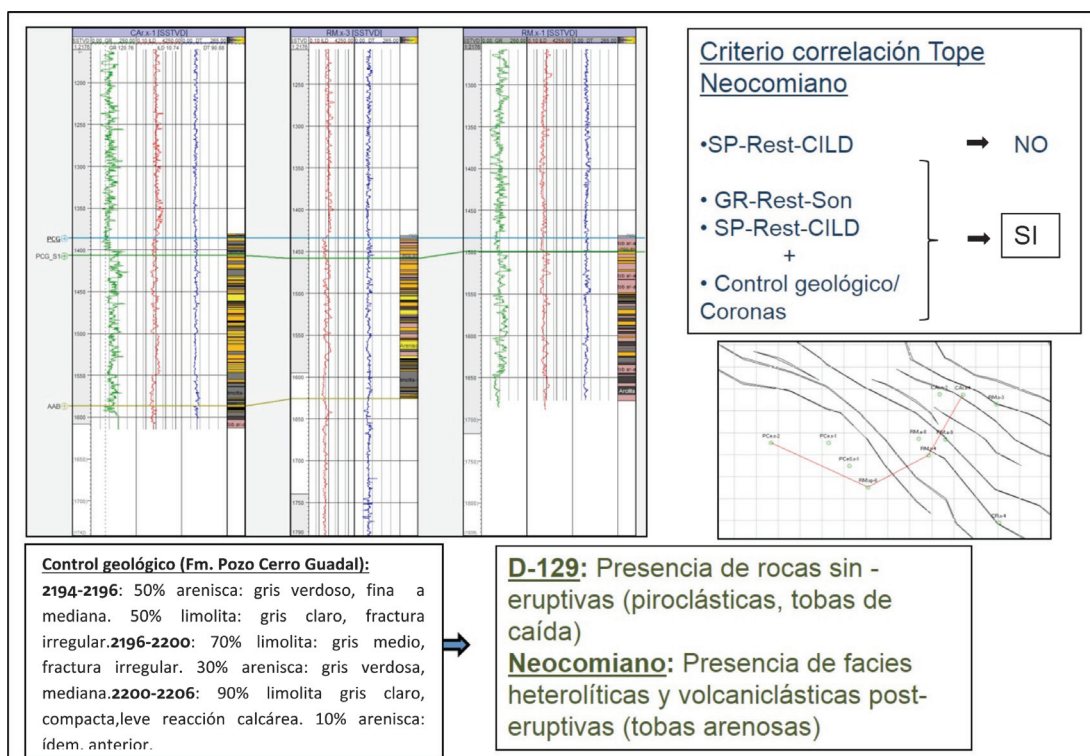


Figura 5. Criterio de correlación para redefinir el tope de la Fm Pozo Cerro Guadal.

de correlación (potencial espontáneo, resistividad y conductividad) junto con el perfil codificado del recorte geológico, dado que a través del último se pueden reconocer las facies heterolíticas de frente deltaico y prodelta asociadas a la Fm Pozo Cerro Guadal (Figura 5). Con el criterio expuesto, se ha redefinido el tope de la Fm Pozo Cerro Guadal en el área de estudio y adyacentes.

Formación Pozo Cerro Guadal

La “sección arenosa” de la Fm Paso Río Mayo que Clavijo (1986) correlacionara con la Fm Pozo Cerro Guadal, se depositó en un medio sedimentario marino a transicional, de acuerdo a las evidencias micropaleontológicas obtenidas de diversos sondeos de la zona (Strelkov y Fernández, 1990). Otros autores, según estudios de geología de superficie en el sector sudoccidental de Chubut y noroeste de la provincia de Santa Cruz, proponen que las sedimentitas silicoclásticas del Cretácico inferior correlacionables con la Fm Pozo Cerro Guadal corresponden a ambiente marino (Scasso 1989; Sciutto 1981).

En la zona de trabajo, de acuerdo a los estudios palinológicos y micropaleontológicos, las asociaciones son principalmente continentales para la secuencia del epígrafe; según estudios realizados por Laffite *et al.* (1987). De forma aislada en la zona, se han reconocido asociaciones de origen marino. Por ejemplo, a unos pocos kilómetros hacia el sur, en el yacimiento Mata Magallanes Oeste, se ha reconocido una importante asociación de microplankton marino (Strelkov y

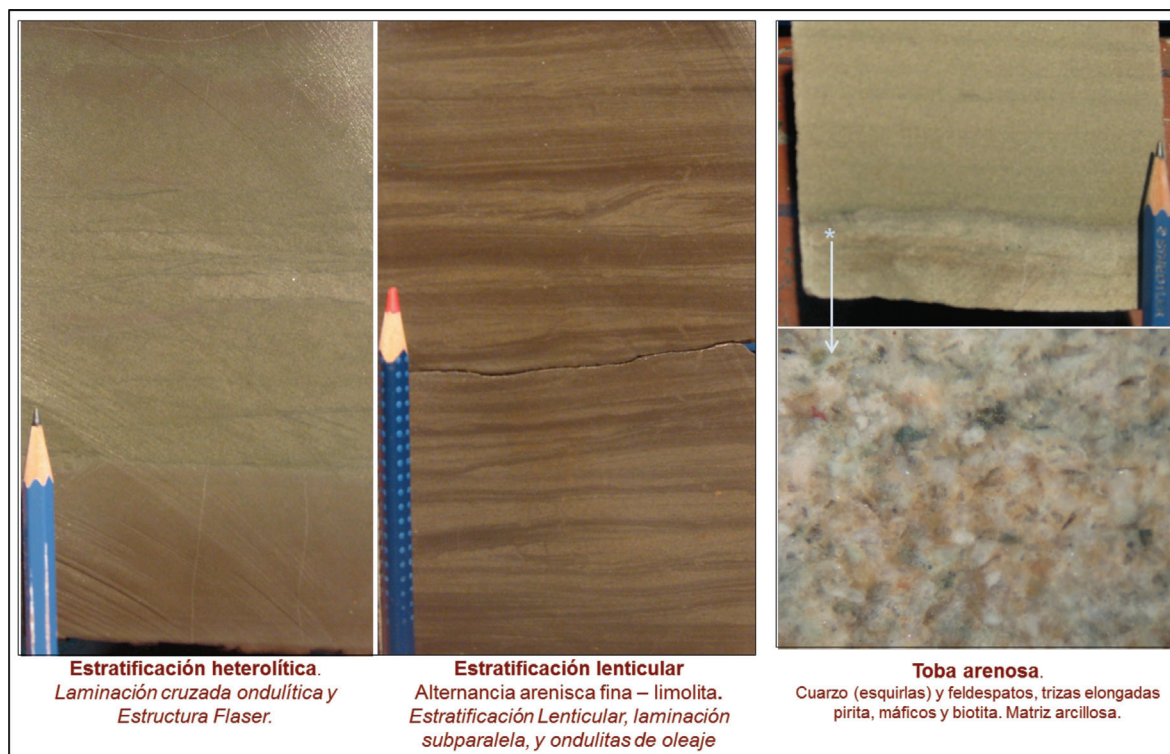


Figura 6. Rocas epiclásticas y facies heterolíticas características de la secuencia Pozo Cerro Guadal

Fernandez 1990). Esta evidencia no descarta la posibilidad que se hayan formado engolfamientos marinos marginales conectados con el océano Pacífico al momento en que se depositaron las sedimentitas de la Fm Pozo Cerro Guadal (Hauteriviano-Barremiano).

La Fm Pozo Cerro Guadal se compone esencialmente de rocas epiclásticas (Figura 6). En las rocas de mayor granulometría (areniscas medias a conglomerádicas y conglomerados) se observa una fracción clástica compuesta por abundantes clastos de cuarzo y feldespato, fragmentos líticos (rocas

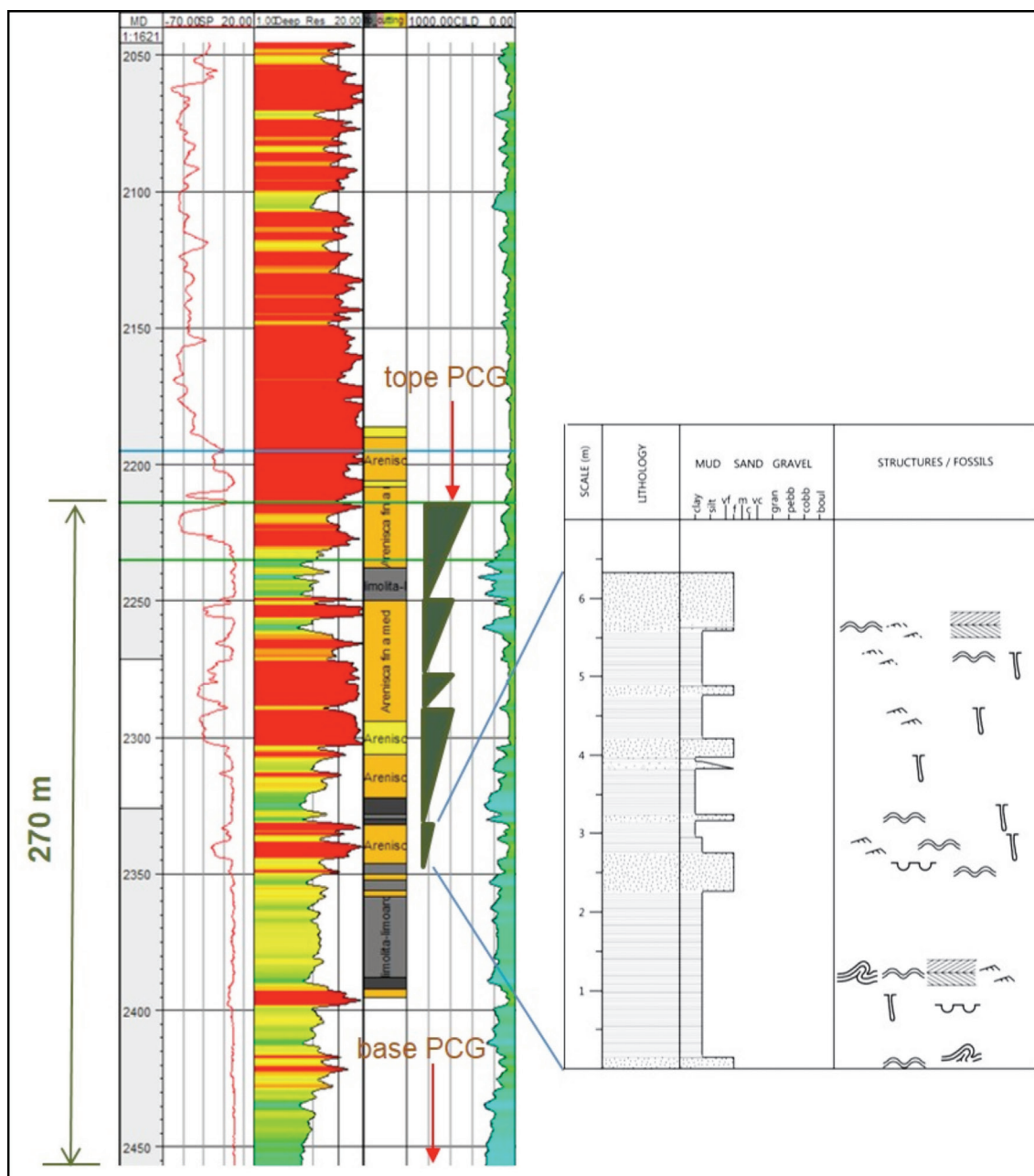


Figura 7. Según el potencial espontáneo (SP), resistividad y perfil discreto obtenido a partir del recorte geológico (de izquierda a derecha respectivamente), se observa el carácter progradante de la secuencia Pozo Cerro Guadal. El perfil estratigráfico a escala corona (7 m) muestra el apilamiento de sucesiones de progradación de frente deltaico distal en la sección media de la unidad.

porfíricas grisáceas con fenocristales de cuarzo, rocas félsicas, tobas verdes, arcilitas), y fragmentos de trizas subordinados en una matriz tobácea y arcillo-tobácea. Presentan cemento carbonático y silíceo subordinado, con fuerte alteración arcillosa y zeolítica moderada. La limolitas y areniscas finas, de igual composición que las anteriores, presentan matriz arcillosa con trizas y esquirlas de cuarzo. Las litologías descritas pueden o no presentar impregnaciones carbonosas, fragmentos carbonosos y agregados de pirita en función del ambiente depositacional al cual pertenezcan.

Según la configuración de las curvas de potencial espontáneo, resistividad y su integración con los recortes geológicos y coronas se observa que la mesosecuencia Pozo Cerro Guadal (del orden de 270 m) tiene un arreglo progradante. La misma está integrada por ciclos somerizantes de menor jerarquía. Puede observarse que las arenas del tope de estos ciclos somerizantes aumentan su granulometría hacia el tope de la Fm Pozo Cerro Guadal (Figura 7). En la sección superior de la Fm Pozo Cerro Guadal, predominan las areniscas medias, gruesas y conglomerados de subambientes deltaicos más proximales (planicie deltaica y frente deltaico: canales distributarios y barras arenosas). Hacia la parte media predominan las areniscas medias y finas e intercalaciones de limolitas-fangolitas (facies heterolíticas) asociadas a frente deltaico con evidencias de inestabilidad gravitacional por pendiente y frecuente laminación o estratificación oblicua. Mientras que hacia la base predominan pelitas, limolitas y alternancia entre limolitas-pelitas (facies heterolíticas) de subambientes más distales y de menor energía (prodelta).

Descripción e interpretación de litofacies

A través de la descripción mesoscópica de coronas (17 tramos de 9 metros promedio, distribuidos en la Fm Pozo Cerro Guadal) se han discriminado distintos subambientes deltaicos (planicie deltaica, frente deltaico y prodelta; Figura 8)

Planicie deltaica

Asociación de litofacies de canales distributarios

LC1: Conglomerados y areniscas gruesas a conglomerádicas con contacto neto erosivo y ondulado erosivo. Es común la presencia de calcos erosivos en las pelitas subyacentes. La fracción clástica, se compone principalmente de intraclastos de pelitas negras (similares a secuencias subyacentes). Intercalan delgados niveles de conglomerados con intraclastos de fangolitas gris-verdosas y niveles de limoarcilitas.

LC2: Areniscas gruesas a conglomerádicas con gradación a areniscas medias y contacto neto erosivo. Los clastos dominantes consisten en arcilitas negro-grisáceas. Hacia la base se observan calcos de erosivos y ocasional presencia de pirita.

LC3: Areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar.

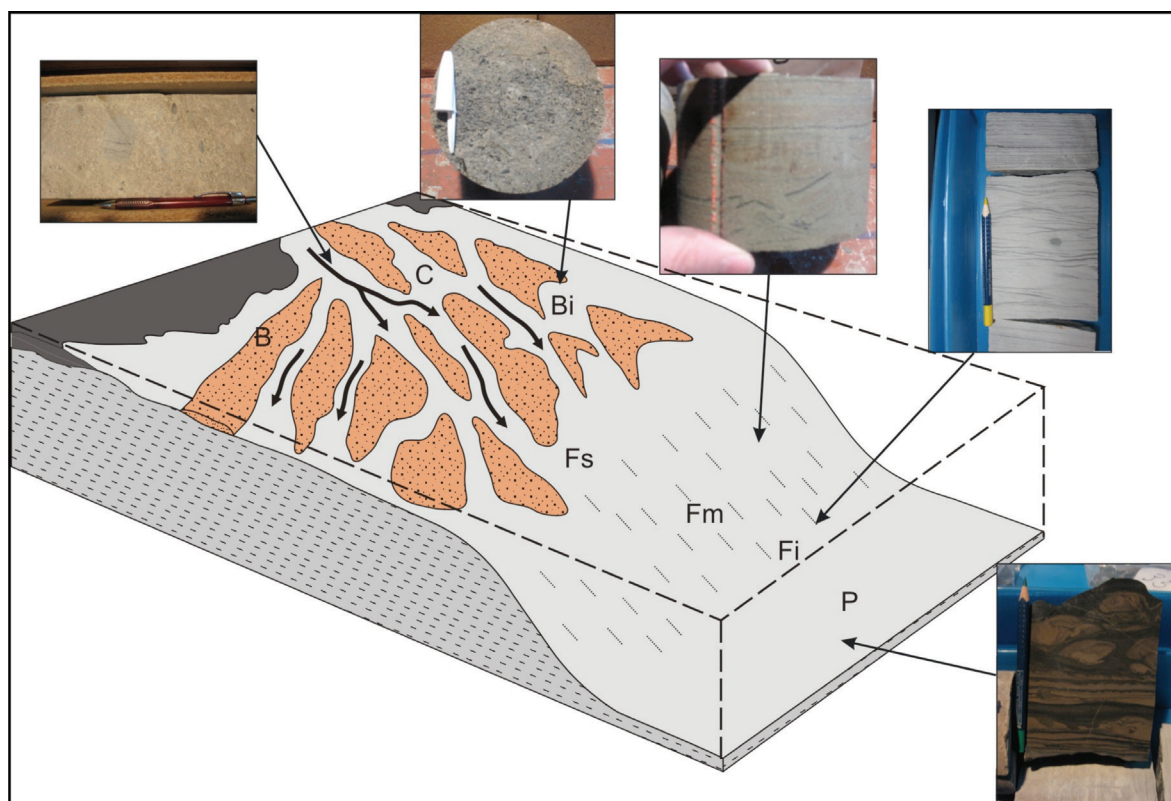


Figura 8. Distribución de subambientes deltaicos interpretados a partir de la asociación de litofacies reconocidas. C: Canales distributarios, B: barras arenosas, Bi: bahía interdistributaria, Fs: frente superior, Fm: frente medio, Fi: frente inferior y P: prodelta. Se observan algunos elementos característicos de cada ambiente depositacional: material grueso de relleno de canal (C), impregnaciones carbonosas (Bi), estructura de escape de fluidos (Fm), estructura heterolítica lenticular (Fi) y pseudonódulos (P).

LC4: Areniscas finas a medias con intercalación de limolitas. Presentan estratificación entrecruzada planar y en artesa. Areniscas muy finas con bioturbación. Restos carbonosos.

LC5: Intercalación entre limolitas y arcilitas negras (laminación heterolítica) con estructuras de laminación ondulítica de corriente de direcciones opuestas y lenticular. Presencia de estructuras de deformación de sedimento blando y diapiros de arcilla.

La sucesión de facies asociada a canales distributarios presenta un arreglo granodecreciente.

La fase de relleno presenta contacto erosivo y calcos erosivos en las arcilitas subyacentes. Los depósitos de relleno de canal tienen una predominancia de material grueso (LC1, LC2 y LC3) con intercalación de material fino (arcilitas y limoarcilitas), estas últimas, depositadas durante un estadio de baja energía. Las mismas pueden ser erosionadas en posteriores períodos de descarga (es común observar ciclos normales amalgamados con base erosiva, sin presencia de material fino). Las distintas estructuras tractivas son representativas en subambientes de canales distributarios (Coleman *et al.* 1964); en las sucesiones descriptas se observan areniscas medias y conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar y en artesa (LC3 y LC4).

En la fase de abandono el relleno es comúnmente transgresivo con fuertes indicadores de

mareas (Bhattachayra 2006). Las facies heterolíticas descritas con estructuras lenticular, laminación ondulítica en dos direcciones (LC5) indican clara influencia de mareas. También se observan limoarcilitas y facies heterolíticas con pequeñas fallas sin-sedimentarias y deformación convoluta que podrían asociarse a las pendientes de los bordes de los canales distributarios.

Asociación de litofacies de barras

LB1: Areniscas medias a gruesas y gruesas, buena selección, con estratificación entrecruzada planar y en artesa. Presentan clastos carbonosos.

LB2: Areniscas medias, regular selección, con limolitas, impregnaciones y clastos carbonosos con laminación subhorizontal.

LB3: Areniscas finas laminadas con estructuras lenticular y flaser. Areniscas finas con ondulitas de corrientes y de oleaje.

LB4: Areniscas finas masivas.

El sedimento que componen las secuencias de barras, están integrados principalmente por arenas y limo muy subordinado. Las areniscas con estructuras tractivas (LB1) son las predominantes y características de planicie deltaica asociadas a barras de desembocadura.

Se observan sectores aislados con presencia de ondulitas de corriente y oleaje (LB3). También se reconocen, de forma ocasional, estructuras que reflejan la influencia de mareas (laminación heterolítica, lenticular y flaser; LB3). Es común la presencia de clastos carbonosos y arcilitas verdes. También se observan laminaciones carbonosas subhorizontales y clastos carbonosos paralelos al entrecruzamiento, elementos que son representativos de estos subambientes deltaicos.

Asociación de litofacies de bahía interdistributaria

LBI1: Conglomerados, areniscas gruesas, medias y finas en ciclos normales (menores a 30 cm) con base erosiva. El componente dominante de la fracción clástica consiste en intraclastos de arcilitas negras.

LBI2: Fangolitas de color gris morado con fracturas concoide y subplanar (en parte aspecto moteado) y fangolitas grises con abundantes impregnaciones y fragmentos carbonosos.

LBI3: Lutitas negras con fisilidad en dos direcciones y agregados de pirita.

LBI4: Areniscas muy finas de textura bandeada con fina laminación horizontal de máficos (biotita).

LBI5: Intercalaciones de areniscas finas y limolitas. Presencia de laminación ondulítica de corriente y oleaje, estructuras flaser, lenticular, calcos erosivos y bioturbaciones.

La naturaleza de las sucesiones de bahía interdistributaria es principalmente fangosa (LBI2 y LBI3). Las áreas de bahía interdistributaria pueden recibir detritos finos o gruesos. En las secuencias descritas, los tramos compuestos por fangolitas presentan intercalaciones de areniscas finas y limolitas con estructuras producidas por corrientes de marea y oleaje (LBI5). Por otro lado, los

detritos más gruesos pueden asociarse a lóbulos de desbordamiento (LBI1). Las secuencias fangosas ocasionalmente son truncadas por los depósitos de lóbulos de desbordamiento.

Las impregnaciones carbonosas y los fragmentos carbonosos de raíces son comunes. Las laminaciones carbonosas, conjuntamente con la laminación horizontal de láminas de biotita (LBI4), indican que la depositación subácuea se dio bajo condiciones tranquilas.

Asociación de litofacies de Frente deltaico

Frente deltaico superior:

LF1: Areniscas gruesas a muy gruesas con estratificación entrecruzada planar y asintótica

LF2: Areniscas medias con estratificación entrecruzada asintótica

LF3: Areniscas muy finas con laminación oblicua y estructura *flaser*

Frente deltaico medio e inferior:

LF4: Limolitas y areniscas con gradación normal, laminación subhorizontal y contacto basal neto.

LF5: Brecha con intraclastos pelíticos con deformación plástica (hasta 6 cm) y matriz arenosa fina. Limolitas y limoarcilitas con intraclastos pelíticos lenticulares deformados (promedio 1 cm), diapiros de arcillas y pseudonódulos. Ocasionales restos carbonosos.

LF6: Areniscas finas con *slumps*.

LF7: Laminación heterolítica que consiste en alternancia de fangolitas-limolitas. Presencia fallas sinsedimentarias, estructura convoluta, pseudonódulos, estructura de escape de fluidos.

LF8: Laminación heterolítica (limolitas-fangolitas). Presencia de estructura lenticular, laminación ondulítica de corriente y oleaje, herringbone, laminación ondulítica con cortinas de fango, bioturbación y restos carbonosos.

Los depósitos asociados al frente deltaico superior presentan las mayores granulometrías con presencia de estructuras tractivas en un ambiente distal de barras (LF1, LF2 y LF3).

La zona del frente deltaico medio está caracterizada por señales de inestabilidad mecánica (Sanchez de la Torre *et al.* 1981). Se reconocen *slumps*, estructuras de licuefacción y fallas sindeposicionales (LF6 y LF7) y niveles de brechas generadas por colapso gravitatorio (LF5). Se reconocen areniscas y limolitas gradadas que indican flujos de gravedad asociados al frente deltaico (Battachayra 2006).

Las litofacies heterolíticas con presencia de estructuras lenticular, herringbone, laminación ondulítica con cortinas de fango indican influencia de mareas en un ambiente de frente deltaico medio e inferior (LF8) donde interactúan procesos de decantación y tracción.

Asociación de litofacies de Prodelta

LP1: Laminación heterolítica con alternancia entre limolita-fangolita y arenisca fina-fangolita. Presencia de pseudonódulos de limolita o arenisca muy fina en matriz fangosa, deformación convoluta y estructura lenticular.

LP2: Limoarcilitas con lentes de limolitas finas, calcos erosivos, laminación ondulítica simétrica, estructura convoluta y agregados de pirita. También se observan limolitas y limoarcilitas con estructuras lenticular, flaser y laminación ondulítica de corriente. Presencia de restos carbonosos.

LP3: Areniscas muy finas laminadas con estructuras lenticular y flaser y areniscas muy finas laminadas con presencia de laminación ondulítica de corriente, lenticular, flaser y agregados de pirita.

LP4: Fangolitas y lutitas negras

Las litofacies de prodelta presentan laminación heterolítica. La elevada ocurrencia de estructuras de deformación de sedimento blando (LF1) tales como pseudonódulos de limolitas y areniscas finas en matriz fangosa, deformación convoluta y bioturbación esporádica indican altas tasas de sedimentación. La preservación de laminación limosa y arenosa (LP3) manifiesta la acción de ríos en subambiente de prodelta proximal. La laminación rítmica de sedimentos también indica influencia de mareas. Las secuencias de fangolitas y lutitas negras (LP4) con niveles intercalados de limolitas (LP2) representan un ambiente de prodelta distal con influencia esporádica de acción fluvial.

	C	B	Bi	Fs	Fm, Fi	P
E. e. planar	x	x		x		
E. e. artesa	x	x		x		
Lam. Ondulítica corriente	x	x	x		x	x
Lam. Ondulítica oleaje		x	x		x	x
Brechas de colapso					x	
Calcos erosivos	x		x			x
Contacto erosivo	x		x			
Slumps					x	
Convoluta	x				x	
Diapiros de arcilla	x				x	
Escape de fluidos					x	
Pseudonódulos					x	x
Fallas sindeposicionales	x				x	
Limol., aren., gradadas					x	
Laminación heterolítica	x	x			x	x
E. lenticular	x	x	x		x	x
Flaser		x	x	x		x
Herringbone	x				x	
Impregnaciones carbonosas	x	x	x		x	x
Clastos carbonosos	x	x	x			
Bioturbación	x		x		x	
Agregados de pirita	x		x			x
Laminación máficos			x			
Cortinas de fango					x	

Tabla 1. Distribución de las estructuras y elementos característicos reconocidas en los distintos subambientes deltaicos (C: canales distributarios, B: Barras de desembocadura, Bi: Bahía interdistributaria, Fs: Frente superior, Fm: Frente medio, Fi: Frente inferior y P: Prodelta).



Figura 9. A: Litofacies de barra con estratificación entrecruzada planar. B: Relleno de canal distributivo. C y D: Brechas de colapso con clastos pelíticos (hasta 6 cm) deformados; obsérvese en la figura D (donde señala la punta del lápiz) estructura de slump.

Las estructuras y litofacies reconocidas pueden corresponder a más de un ambiente deposicional (ver Tabla 1, Figura 9 y 10). Es la asociación de litofacies y su arreglo vertical las que definen el subambiente deltaico.

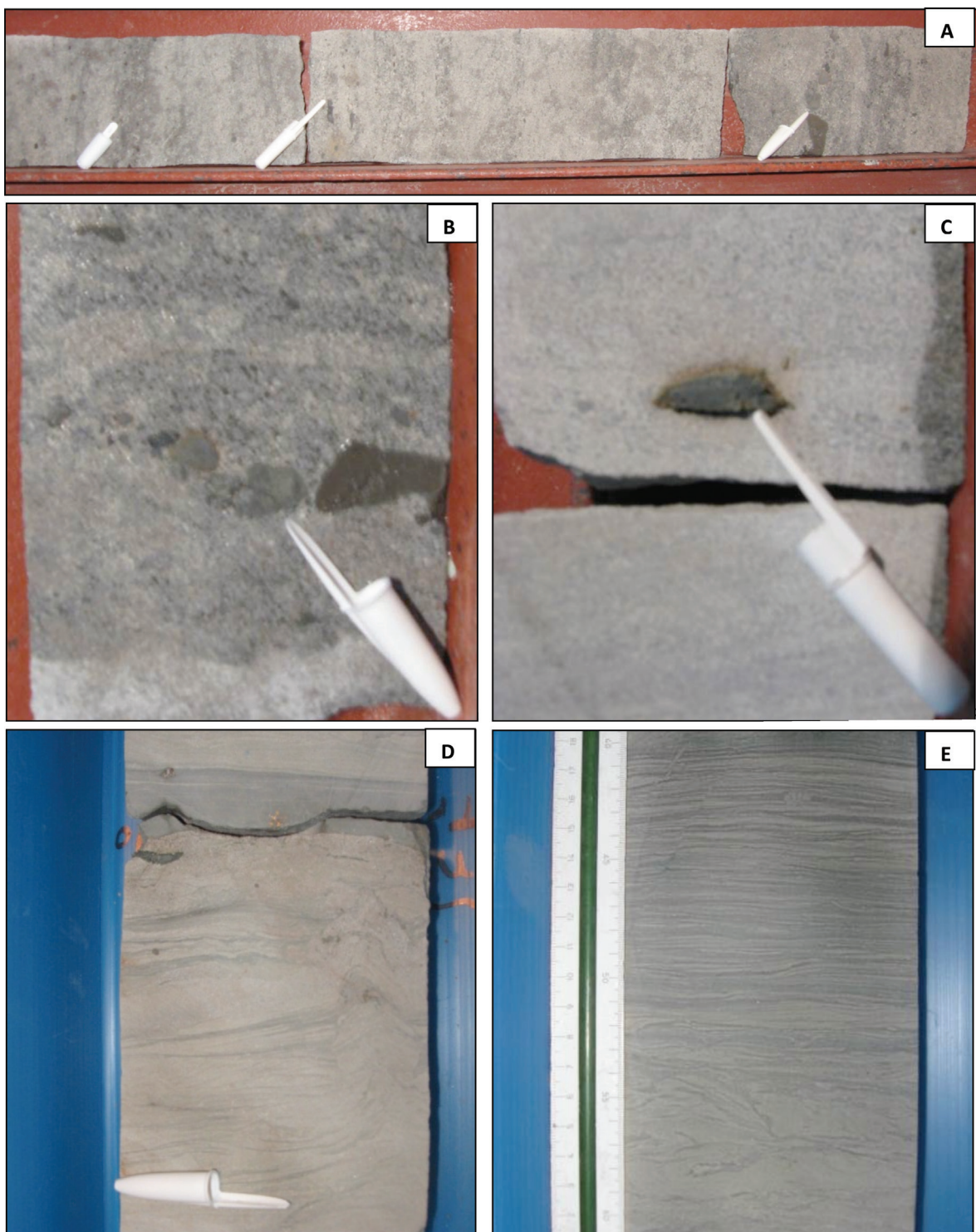


Figura 10. A: Secuencia de ciclos normales amalgamados que se asocian a lóbulos de desbordamiento. B y C: Presencia de clastos arcillosos y carbonosos hacia la base de los ciclos. D y E: Litofacies de prodelta proximal y frente distal. En D se observan estructuras de pseudonódulos y en E pequeñas fallas sindeposicionales, estructuras heterolíticas lenticulares y deformación de sedimento blando.

Análisis vertical de sucesiones de facies

Los deltas son de naturaleza regresiva (Dalrymple 1999). La progradación deltaica produce una sucesión de litofacies de mayor energía hacia arriba. En los perfiles estratigráficos realizados (escala corona 10 m), las litofacies de planicie deltaica y frente superior suprayacen a litofacies de prodelta y frente deltaico inferior (Figura 11). Se reconocen en los mismos, sucesiones progradantes de tipo asimétrico, simétrico y sucesiones irregulares. El primer tipo se interpreta como progradación de barras de desembocadura y el segundo como progradación de canales distributarios sobre litofacies de menor energía (*p.e.* prodelta y frente inferior). También se han reconocido sucesiones somerizantes de bahía interdistributaria de tipo asimétrica, menos arenosas y menos espesas que las anteriores, en las cuales el material fino del desbordamiento de los ríos (areniscas finas y limolitas) suprayace a las litofacies fangosas. Por otra parte, se han identificado perfiles de tipo simétrico en los cuales las litofacies fangosas de bahía interdistributaria se ven truncadas por litofacies asociadas a lóbulos de desbordamiento. La progradación de barras arenosas sobre facies de prodelta también puede dar una sucesión irregular si hay intercaladas areniscas de barras distales, correspondientes a frente deltaico superior, que presentan mayor granulometría que aquellas de planicie deltaica.

Las parasecuencias de barras arenosas pueden abarcar más de 4 m, en los tramos de coronas estudiados. Las parasecuencias de progradación de barras, comienzan con litofacies finas de prodelta y en contacto neto plano u ondulado y transicional suprayacen areniscas finas a medias con ondulitas de corriente y oleaje y estructuras lenticular, heterolítica y *flaser* hacia la base. Verticalmente estas estructuras desaparecen con un claro dominio de litofacies más gruesas con estructuras tractivas.

Las sucesiones de canales distributarios (entre 0,5 a 3,5 m) presentan gradación normal con base erosiva. Hacia la base, la fase de relleno está constituida por litofacies gruesas con abundantes intraclastos de arcilitas, intraclastos e impregnaciones carbonosas y agregados de pirita. Hacia arriba suprayacen granulometrías más finas (fase de abandono) donde el relleno es comúnmente transgresivo con fuertes evidencias de mareas. Los ciclos normales suelen estar amalgamados y las litofacies finas pueden no estar presentes por canibalización de canales más jóvenes.

Los perfiles asociados a progradación de frente deltaico (aproximadamente 2 m) comienzan con litofacies heterolíticas finas o fangosas (prodelta y frente inferior), sucedidas verticalmente por brechas de colapso y areniscas con estructuras de *slump* (frente medio). Culminan en areniscas gruesas con estructuras tractivas asociadas al frente deltaico superior. También se han identificado pequeñas secuencias (30 cm) que contienen granulometrías finas, típicamente limolitas, con presencia de estructuras en convoluta, pequeñas fallitas sin-depositacionales, estructuras de escape de fluidos que culminan en brechas de colapso con clastos pelíticos deformados. Esta asociación indica inestabilidad mecánica, se asocia al frente deltaico medio-distal.

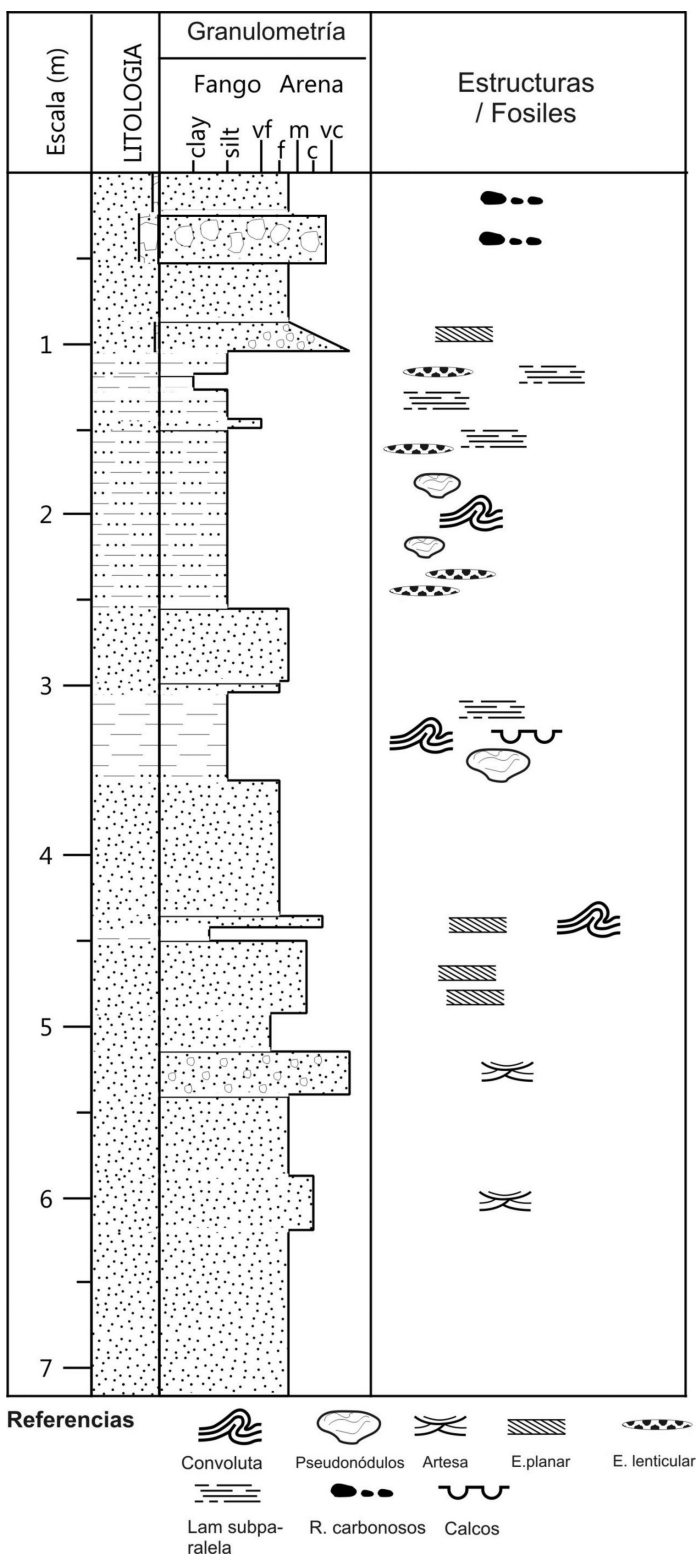


Figura 11. En el perfil estratigráfico asociado a un tramo corona, ubicado en la sección cuspidal de la Fm Pozo Cerro Guadal, se observan secuencias de progradación de barras de planicie deltaica sobre litofacies de prodelta. En este ejemplo las litofacies de prodelta se reconocen por presentar las granulometrías más finas y estructuras de deformación de sedimento blando (convoluta, pseudonódulos). Las litofacies de barra arenosa suprayacen a las anteriores, presentan mayor granulometría y estructuras tractivas (estratificación entrecruzada planar y en artesa).

Conociendo los tipos de roca que integran las litofacies de planicie deltaica y frente deltaico superior descriptas, que conforman las facies prospectivas o facies reservorios, se mapeó el atributo % facies reservorio por secuencia progradante con el objetivo de obtener mapas paleogeográficos. Con esta metodología, se han reconstruido los lóbulos deltaicos y zonas interlóbulo para las secuencias de la sección cuspidal de la unidad de estudio (Figura 12).

El sentido de mayor elongación de los lóbulos deltaicos está estrechamente vinculado con la dirección de progradación de los paleodeltas neocomianos. Se ha constatado una gran continuidad lateral de las secuencias atribuibles a ambiente deltaico a escala regional según correlaciones de pozo entre las áreas Mata Magallanes Oeste, Río Mayo y La Greta. Según las carreras corona estudiadas en la zona de trabajo correspondientes a la Fm Pozo Cerro Guadal, en comparación con aquellas del bloque La Greta (distribuidas de la siguiente manera: 14 en Río Mayo, 2 en La Greta y 1 en Mata Magallanes Oeste), se ha reconocido que los depósitos de barras arenosas son más espesos al norte. Asimismo, se ha determinado que las estructuras por influencia de mareas son de menor ocurrencia al norte. Estos elementos sugieren que la dirección de progradación es Norte-sur. Esto se ve reflejado en los mapas paleogeográficos con una dirección de máximo desarrollo de los lóbulos deltaicos mapeados en el mismo sentido.

Las litofacies de prodelta descriptas presentan típica laminación heterolítica y son muy frecuentes las estructuras de deformación de sedimento blando; elementos que son característicos de deltas dominados por ríos (Battachayra 2006). Sumado a lo anterior, la preservación de laminación limosa y arenosa y capas de limolitas-areniscas gradadas y la bioturbación variable, manifiestan la

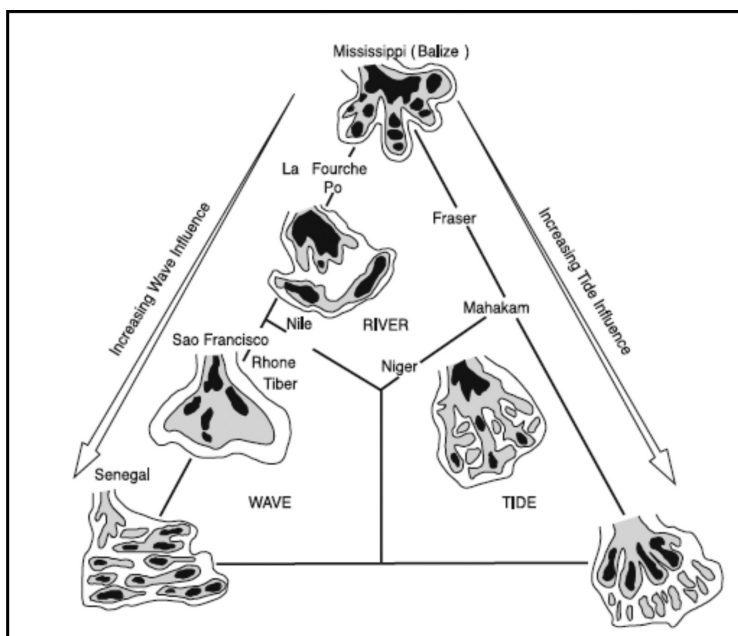


Figura 13. Por el predominio de estructuras formadas por acción fluvial y la presencia recurrente de estructuras de marea, los paleodeltas neocomianos se clasifican como deltas controlados por ríos con influencia de mareas; ubicándose en el triángulo superior del gráfico (tomado de Galloway 1975).

acción de ríos en subambiente de prodelta proximal y frente distal. Por otra parte, se identifican en las secuencias estudiadas distintos órdenes de canales distributarios reconocidos a escala corona y visualizados en los perfiles estratigráficos. A escala regional se reconocen en los mapas paleogeográficos, formas lobadas para el atributo mapeado (% facies reservorio). La laminación rítmica de sedimentos en subambientes proximales y distales, junto al reconocimiento de estructuras de mareas sugiere una clara influencia de corrientes mareales. En resumen, la suma de todos estos elementos permite clasificar a los paleodeltas neocomianos como deltas controlados por ríos con influencia de mareas (Figura 13; clasificación Galloway 1975).

CONCLUSIONES

Con la redefinición del tope de la Fm Pozo Cerro Guadal y el empleo de la metodología detallada en el presente trabajo, se reconstruyeron las planicies deltaicas de extensión regional que conformaron extensas redes de drenaje integradas vinculadas a una etapa de *sinrift* maduro donde los hemigrábenes estaban semi-colmatados. Las bajas paleopendientes, en un contexto de alto aporte sedimentario, dieron lugar al desarrollo de deltas dominados por ríos con influencia de mareas.

Figari *et al.*, (1996) propone que los depocentros de Río Mayo son sistemas petroleros independientes. Se ha determinado que para la zona del Alto de Campo Arré, ubicada al norte de Río Mayo, no existe roca generadora. Sin embargo, en esta zona se han constatado reservorios productivos en la unidad neocomiana estudiada. Esto puede explicarse a través de la migración de hidrocarburos desde sistemas petroleros con roca generadora (Fm Anticlinal Aguada Bandera), como es el depocentro de Río Mayo al sur (zona Puesto Cerdá). La excelente continuidad de estos reservorios deltaicos le atribuyó la particularidad de funcionar como efectivas vías de migración tipo *carrier beds*.

La utilización de bibliografía actualizada y trabajos clásicos vinculados a la caracterización de ambientes deltaicos, permitió reclasificar los paleodeltas del ciclo neocomiano superior en el ámbito de la zona de trabajo. A partir de la descripción detallada de los tramos coroneados, se interpretó un dominio de acción fluvial con notable presencia de estructuras de mareas y estructuras de oleaje muy subordinadas. La geometría de los cuerpos deltaicos mapeados también refleja el predominio de procesos fluviales. De esta manera, el conocimiento de la morfología de los paleodeltas junto al entendimiento del sistema petrolero constituye un factor fundamental en la estrategia de desarrollo de un área con baja densidad de pozos.

La adquisición futura de sísmica 3D permitirá hacer un estudio sismoestratigráfico que confirme la dirección de progradación (N-S) y reconocer los patrones lobados de los complejos de barra deltaicos que conforman las facies prospectivas de las secuencias del neocomiano superior para

la zona de estudio. También será de suma importancia hacer un estudio arquitectural dado que con datos de pozo, se observa un estrecho vínculo entre los caudales de agua y petróleo para las distintas rocas reservorio identificadas, y atribuibles a los subambientes reconocidos, en función de la posición estratigráfica.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento a Hugo, Ricardo y Leonardo del archivo de Km4 (Comodoro Rivadavia) por su buena predisposición para colaborar con este trabajo en varios aspectos técnicos.

A Pablo Leal por su colaboración en la parte gráfica y de edición.

A Ricardo Clavijo por compartir sus conocimientos en las charlas de geología mantenidas y en especial a Leonor Ferreira por su orientación y sugerencia de lecturas.

A Juan Homocv y Nicolás Foix por compartir sus experiencias.

Agradezco principalmente a mi familia por su apoyo en la publicación de este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Barcat, C., Cortiñas, J. S., Nevistic, V. A., Zuchi, H. E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. Actas Cuencas sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán.
- Bhattacharya J. P., 2006. Deltas. In: Facies Models Revisited. Eds. Posamentier H. W. y Walker R. G. SEPM, Special Publication 84, 237-292.
- Brown, L. F., Barcat, C., Fischer, W. L., Nevistic, V. A., 1982. Seismic Stratigraphy and Depositional System Analysis: New exploration approaches applied to the Golfo San Jorge Basin, Argentina. I.A.P. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos Petróleo y Gas. Conferencias: 127-156. Buenos Aires.
- Coleman J. M., Gagliano S. M., Webb J. E., 1964. Minor Sedimentary Structures in a Prograding Distributary. 1(3):240-258.
- Clavijo R., 1986. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el sector Occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petroleras, 9: 15-32. Buenos Aires.
- Dalrymple R.W., 1999. Tide-dominated deltas, do they exist or are they all estuaries? (abstract): American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, San Antonio, Texas, Official Program with Abstracts, p. A29.
- Feruglio E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 1: 1-334. Buenos Aires.
- Figari E., De la Paz M., Laffite G., 1996. Modelos de hemigrábenes en el Neocomiano del sector occidental de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina: Sistemas petroleros, origen e inversión tectónica. II AAPGISVG p. 5-17.

- Figari E., Strelkov E., Laffite G., Cid de la Paz M., Courtade, S., Celaya J., Vottero A., Lafourcade S., Martinez R. y Villar H., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas, p. 197-237. Buenos Aires. 5.
- Foix N., Allard J., 2013. Análisis estructural y estratigráfico del Grupo Chubut en la concesión de Río Mayo – YPF S.A. Informe inédito YPF.
- Folguera, A., Morabito, E., Iannizzotto, N. and Yagupsky, D. 2002. Hipótesis sobre la evolución mesozoica de la cordillera de Aysén. Inversión de la cuenca de Río Mayo. Actas XV Congreso Geológico Argentino, 1: 70-75, El Calafate.
- Galloway W. E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard M.L., ed., Deltas, Models for Exploration: Houston, Texas, Houston Geology society, p 87-98.
- Laffite G., Mercerat M., Seiler J., 1987. Geoquímica y Palinología Estratigráfica del pozo RM.xp-6. Informe inédito YPF. Buenos Aires.
- Lesta P., Ferello R., 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Leanza, A.F. (Ed.): 601-654. Córdoba.
- Lesta P.J., Ferello R., Chebli G., 1980. Chubut Extraandino. En Turner J.C. (Coord): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Vol. II: 1307-1387. Córdoba.
- Niewenhiuse, D. S., Ormiston, A.R., 1988. A model for the origin of source rich lacustrine facies San Jorge Basin Argentina. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos. I.A.P. Buenos Aires.
- Sanchez de la Torre L., Agueda Villar J. A., Colmenero Navarro J. R., Gonzalez Lastra J. A., Martín Llana J., 1981. Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas, en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturias).
- Scasso, R., 1989. La cuenca sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la región sudoccidental de Chubut. En: Chebli, G. and Spalletti, L.A. (Eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie de Correlación Geológica 6: 395-417. Instituto Superior de Correlación Geológica, Tucumán.
- Sciutto J. C., 1981. Cretácico Inferior Marino (Neocomiano) Cuenca Golfo San Jorge. Informe inédito YPF. Buenos Aires.
- Strelkov E. E., Fernández J. C., 1990. Análisis estratigráfico y secuencial de las sedimentitas neocomianas de la zona de Río Mayo - La Greta, provincia del Chubut. Informe inédito YPF.