

Análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Tunas (Pérmico, Cuenca de Claromecó): estudio de subsuelo de los pozos PANG0001 y PANG0003

Carlos ZAVALA^{1,2}, Antonela TORRESI^{2,3}, Agustín ZORZANO¹, Mariano ARCURI^{1,2}, Mariano DI MEGLIO^{1,2}

¹GCS Argentina S.R.L, Bahía Blanca, czavala@gcsargentina.com, zorzano@gcsargentina.com, marcuri@gcsargentina.com, mdimeglio@gcsargentina.com

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

³Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CIC), La Plata, antonela.torresi@gmail.com

Editor: Luis A. Buatois

RESUMEN

Los testigos corona obtenidos en los pozos PANG0001 y PANG0003 contienen un registro excepcionalmente completo del Paleozoico superior de la Cuenca de Ventania/Claromecó. Estos pozos se encuentran ubicados 90 km al noreste de la localidad de Sierra de la Ventana, alcanzando una profundidad de 958,30 y 901,66 mbbp, respectivamente. Se describieron dos secciones sedimentarias de más de 700 m compuestas por una sucesión de areniscas finas a medias intercaladas por lutitas negras, lutitas carbonosas, mantos de carbón y niveles de toba. Estos depósitos corresponderían a niveles clásticos asignables por litología, edad, espesor y posición estratigráfica a la Formación Tunas. Se reconocieron 16 facies sedimentarias, las cuales se agrupan en 4 secuencias de facies correspondientes a lutitas de plataforma a prodelta, lóbulos arenosos de plataforma, barras de plataforma a barras de desembocadura y canales fluviales a distributarios, pantano interdistributario a llanura aluvial. El análisis secuencial de la sucesión permitió identificar 8 secuencias deposicionales principales de tercer orden (T1 a T8), las cuales se agrupan en dos megaciclos o megasecuencias transgresivo-regresivos. Teniendo en cuenta las características litológicas, el arreglo interno y el contenido icnológico, se interpreta un ambiente deltaico de tipo fluvio-dominado para estos depósitos. Dentro de este contexto, las sucesiones predominantemente arenosas se habrían depositado en zonas de llanura deltaica a frente deltaico, mientras que los niveles heterolíticos representarían depósitos de prodelta a plataforma. Los niveles de carbón aparecen asociados a las secuencias inferiores (T1 y T2) y corresponden a un ambiente de planicie de inundación a pantano interdistributario relacionado a sistemas fluviales.

Palabras clave: *Paleozoico, Formación Tunas, Estratigrafía, Carbón, Delta.*

ABSTRACT

Sedimentological and stratigraphic analysis of the Tunas Formation (Permian, Claromecó Basin). Subsurface study of wells PANG0001 and PANG0003.

Cores recovered from PANG0001 and PANG0003 wells provide an exceptional record of the upper Paleozoic of the Ventania/Claromecó Basin. These wells are located at 90 km at the northeast of Sierra de la Ventana locality, reaching a depth of 958.30 and 901.66 meters, respectively. Two continuous sections of more than 700 m each were described. These cores show a succession of fine-grained sandstone interbedded with black claystone, carbonatic claystone, coal and fine tuff. The analyzed succession is included to the Tunas Formation based on lithology, age, thickness and stratigraphic position. Sixteen sedimentary facies and four facies sequences were recognized and interpreted as shelfal to prodelta shales, shelfal sandstone lobes, shelfal to mouth bars and fluvial to distributary channels, interdistributary swamps to alluvial plains. The sequence stratigraphic analysis allows to identify 8 main third-order depositional sequences (T1 to T8), which are in turn grouped into two megacycles or transgressive-regressive megasequences. Taking into account its lithological characteristics, internal arrangement, and ichnological content, a river-dominated deltaic environment is interpreted. Within this context, a dominantly sandy sequence would have been accumulated in delta plain to delta front areas, while heterolithic levels would represent prodelta and shelfal deposits. Coal levels appear associated with the lower sequences (T1 and T2) and correspond to floodplain to interdistributary swamp deposits related to fluvial systems.

Keywords: *Paleozoic, Tunas Formation, Stratigraphy, Coal, Delta.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Paleozoica de Ventania/Claromecó es una de las cuencas sedimentarias que más atención ha recibido por parte de los investigadores durante la historia de la geología argentina. A pesar de esto, el conocimiento estratigráfico de la misma sigue siendo muy escaso. Los estudios sedimentológicos detallados de sus unidades constituyentes son asimismo fragmentarios, principalmente debido a la escasez de afloramientos adecuados sumado a una importante complejidad estructural que dificulta la exposición de secciones estratigráficas completas. Los estudios del origen, evolución y relleno estratigráfico de la cuenca de Ventania han desatado grandes controversias durante la mayor parte del siglo XX. En lo que respecta al relleno de la cuenca, Harrington (1947, 1970) definió un esquema estratigráfico que ha perdurado hasta la actualidad con pocas modificaciones. Este esquema reconoce una columna estratigráfica paleozoica constituida por tres series o grupos dispuestos sobre basamento cristalino, denominados como Curamalal, Ventana y Pillahuincó (Fig. 1).

La Formación Tunas (Harrington 1947) corresponde a la parte superior del Grupo Pillahuincó y comprende más de 1000 m de areniscas medias a finas y limolitas grises a rojizas, con ocasionales niveles de tobas (Suero 1957, Japas 1986, López Gamundí *et al.* 1995). Dicha formación aflora ampliamente en el sector oriental de las Sierras Australes, desde el norte de la sierra de Las Tunas hasta el sur de la sierra de Pillahuincó y continúa en subsuelo hacia el Este en la Cuenca de Claromecó, con algunos afloramientos aislados en la zona de Gonzales Cháves (Massabie *et al.* 2008, Tomezzoli *et al.* 1997). En cuanto a su origen, Andreis *et al.* (1989) consideraron a esta formación como la culminación de un ciclo regresivo caracterizado por sistemas de islas barreras seguidos por depósitos marinos. Por otra parte, se reconoce la presencia de depósitos fluviales en la localidad de Las Mostazas (Zavala *et al.* 1993).

En los últimos años, la creciente demanda energética ha impulsado importantes estudios en cuencas sedimentarias al presente no productivas. En virtud de su ex-

tensión y espesor estratigráfico, la cuenca paleozoica Ventania/Claromecó constituye una de las áreas más importantes y con mayor potencial para generar nuevas oportunidades exploratorias. Si bien sus depósitos afloran extensivamente en el cordón serrano conocido como Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (o Sierra de la Ventana), la mayor parte se encuentra soterrada en el ámbito de la Cuenca de Claromecó y en la plataforma continental (Fryklund *et al.* 1996). La exploración en busca de nuevos recursos energéticos permitió adquirir nueva información sobre la Cuenca de Ventania, debido fundamentalmente al gran interés que despertó el hallazgo de espesos niveles de carbón dentro de la secuencia de la Formación Tunas.

Los primeros antecedentes exploratorios en la Cuenca de Claromecó se remontan al año 1995, cuando la empresa Barranca Sur S.A. realizó un relevamiento geofísico complementado con varias perforaciones que atravesaron las unidades paleozoicas (Lesta *et al.* 2005). Si bien no se reportaron hidrocarburos líquidos o gaseosos en volumen comercial, estas primeras perforaciones revelaron la existencia de importantes mantos de carbón en la Formación Tunas. Posteriormente, en el año 2008, la empresa Río Tinto Mining Exploring realizó tres pozos exploratorios (PANG0001, PANG0002 y PANG0003) en las cercanías de la localidad de Laprida, 90 km al noreste de Sierra de la Ventana, enfocados en la búsqueda de posibles reservas de carbón. Los pozos PANG0001 (37°34'48.00"S; 61°6'57.35"O) y PANG0003 (37°33'45.82"S; 61°19'56.47"O) (Fig. 2) atravesaron dos secciones sedimentarias de más de 700 m asignables por litología, edad, espesor y posición estratigráfica a la Formación Tunas (Pérmico, Harrington 1947). Los dos pozos fueron coroneados en su totalidad obteniendo un total de 729,85 m recuperados para el pozo PANG0003 y 768,4 m para el PANG0001. Ambas columnas se componen por una sucesión de areniscas finas a medias intercaladas con lutitas negras, lutitas carbonosas, mantos de carbón y tobas. Por su parte el tercer pozo, PANG0002 (37°46'58.50"S; 60°44'34.86"O), atravesó una espesa sucesión de diamictitas correspondientes a la Formación Sauce Grande.

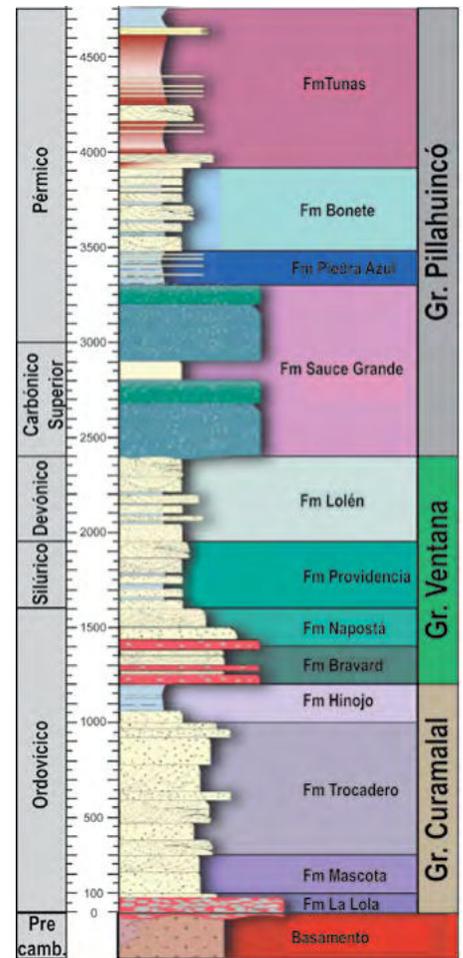


Figura 1. Columna estratigráfica simplificada de la Cuenca de Claromecó. Modificada de Buggish (1987).

Los estudios y observaciones que se presentan en este trabajo se basan en descripciones y análisis efectuados en el campo al momento de la extracción de los testigos corona durante el año 2008, complementados con estudios más recientes. En el año 2012, estos testigos corona fueron donados al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca, Argentina). En la actualidad se están realizando diversos estudios sobre estas rocas, siendo el objetivo de diversas tesis doctorales en desarrollo en el marco del Proyecto de Innovación y Transferencia en Áreas Prioritarias de la Provincia de Buenos Aires (PIT-AP-BA): "Análisis geofísicos de superficie y de los registros de subsuelo de la Cuenca de Claromecó: potencialidad de uso en la exploración por recursos energéticos" (Resolución N° 428, 2016-2018). El pozo PANG0001 es el más estudiado al presente, donde se destacan

estudios de petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas (Arzadún *et al.* 2013), índice de compactación y empaquetamiento (Arzadún *et al.* 2015), estudios diagenéticos y estructurales (Arzadún *et al.* 2014) análisis de la materia orgánica de los niveles de carbón (Arzadún *et al.* 2016, Arzadún *et al.* 2017, Febbo *et al.* 2017), dataciones de los niveles de tobas (Arzadún *et al.* 2018) y estudios palinológicos (Di Pasquo *et al.* 2018) e icnológicos (Alonso Muruaga *et al.* 2018).

El presente trabajo busca mejorar el conocimiento de la Formación Tunas a partir del estudio de intervalos continuos de corona de los niveles estratigráficos atravesados por los pozos PANG0001 y PANG0003. Para ello se llevó a cabo un relevamiento estratigráfico que comprendió el fotografiado y descripción de los testigos corona recuperados, se identificaron y clasificaron las diferentes facies sedimentarias y se confeccionaron las columnas estratigráficas. De igual modo, se determinaron las secuencias de facies principales, se realizó un análisis estratigráfico secuencial y una correlación entre los pozos, lo que facilitó la definición y propuesta de un modelo deposicional para dichos depósitos.

MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

El sistema constituido por las cuencas de Ventania/Claromecó es actualmente considerado uno de los remanentes de una cuenca sedimentaria paleozoica mucho más amplia, extendida por miles de kilómetros a lo largo del margen sur del paleocontinente de Gondwana (Pángaro 2013). El esquema estratigráfico de la cuenca fue definido por Harrington (1947, 1970) y comprende una columna estratigráfica paleozoica constituida por los Grupos Curamalal, Ventania y Pillahuincó, dispuestos sobre basamento cristalino. Estos tres grupos y sus unidades formacionales constituyentes serían el resultado de la evolución de un margen continental (pasivo) en una cuenca de antepaís (*foreland*), como consecuencia de la acreción de Patagonia contra el margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío (Ramos 1984, Pángaro 2013).

Los depósitos de los Grupos Curamalal y Ventania integran megasecuencias marinas de plataforma de tipo grano y estrato creciente, con espesores de 1250 m y 1550 m aproximadamente (Harrington

1947, Suero 1972, Zavala *et al.* 2000). Hacia el tope de esta sucesión, el Grupo Pillahuincó correspondería a una unidad sinorogénica acumulada durante el Carbonífero-Pérmico, hasta posiblemente el Triásico, como consecuencia de dicha colisión continental.

De acuerdo a Harrington (1947), el Grupo Pillahuincó se compone por cuatro unidades, correspondientes a las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas. El espesor de este grupo fue estimado en 2.800 m (Harrington 1970). La Formación Sauce Grande (Carbonífero tardío-Pérmico temprano) se apoya en discordancia angular (Andreis 1965, Massabie y Rossello 1984) sobre las sedimentitas devónicas del Grupo Ventania (Harrington 1947, 1970). Esta unidad se compone por depósitos clásticos gruesos de origen glacimarino con un espesor de hasta 1.095 m (Andreis 1984, Andreis y Torres Ribeiro 2003). La misma es sucedida en contacto transicional por la Formación Piedra Azul, la cual se compone por depósitos finos de plataforma (pelitas y limolitas oscuras) con un espesor de 212 m (Harrington 1970). El contenido fosilífero de esta unidad (fauna de gasterópodos) permitió asignarla al Pérmico (Harrington

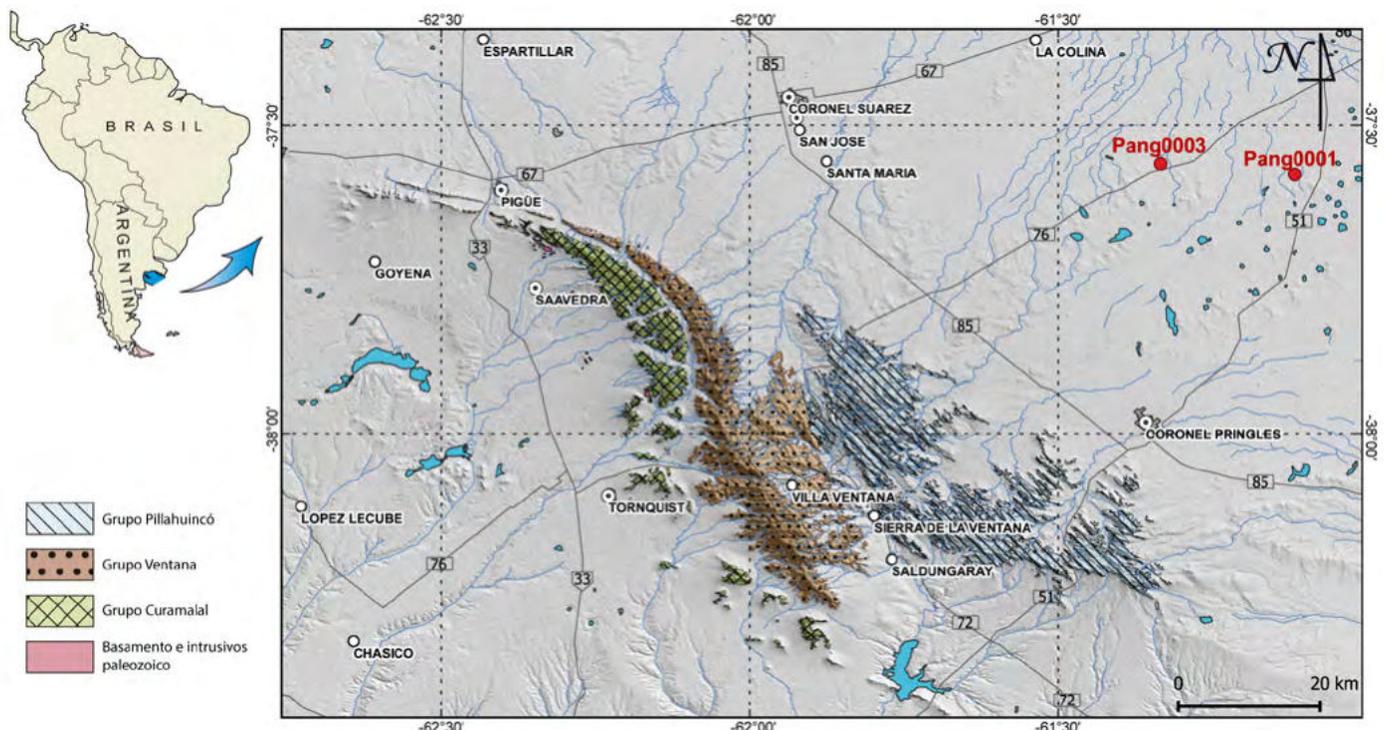


Figura 2. Mapa geológico simplificado mostrando la ubicación regional de los pozos PANG0001 y PANG0003 respecto a los afloramientos paleozoicos en el ámbito de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Adaptado de Suero (1972).

1947, Pagani 1998). Sobre la Formación Piedra Azul se disponen en contacto transicional 400 m de limolitas y areniscas asignadas a la Formación Bonete. Esta unidad estaría evidenciando la progradación de sistemas deltaicos (Andreis *et al.* 1989). La columna finaliza con la acumulación de más de 1000 m de areniscas medias a finas y limolitas grises a rojizas, con ocasionales niveles de tobas (Suero 1957, Japas 1986, López Gamundi *et al.* 1995) asignados a la Formación Tunas. En cuanto a su origen, la parte basal de esta formación ha sido considerada como la culminación de un ciclo regresivo caracterizado por la formación de sistemas de islas barrera, seguido hacia la parte media y superior por condiciones de inundación marina, como lo señala la mayor proporción de pelitas (Andreis *et al.* 1989). Zavala *et al.* (1993) mencionan en esta unidad la presencia de depósitos fluviales en la localidad de Las Mostazas. El contenido fosilífero se limita a invertebrados marinos con pobre preservación (Harrington 1947) y restos de flora de *Glossopteris* (Ruiz y Bianco 1985). Recientes dataciones absolutas en niveles de tobas de la Formación Tunas (Alessandretti *et al.* 2010, Arzadún *et al.* 2018) sugieren una edad pérmica temprana para estos depósitos. A escala regional, la Formación Tunas se considera un equivalente lateral de los depósitos marino profundos / turbidíticos del Grupo Eccca (Cuenca de Karoo) (López Gamundi *et al.* 1995).

En cuanto al espesor de la Formación Tunas, el mismo es sumamente variable ya que el techo de la misma se encuentra erosionado y es cubierto en discordancia por depósitos continentales del Mioceno/Plioceno. Según Pángaro (2013) la falta de registro estratigráfico estaría asociada al crecimiento estructural durante la orogenia de los Gondwánides (Triásico Medio-Jurásico Temprano) y al proceso de domamiento regional al cual estuvo sujeta el área durante el *rift* jurásico. Este último evento es de mayor importancia a escala regional y se encuentra evidenciado por los niveles de conglomerados rojos aflorantes en el Abra de la Ventana, los que corresponderían a sedimentitas del *synrift* (Pángaro 2013). De acuerdo con las interpretaciones de Demoulin *et al.* (2005) y Rabassa *et al.* (2010) se interpreta un

proceso de erosión que comenzó en el Triásico y continúa hasta el presente.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

El relevamiento estratigráfico de los testigos corona de los pozos PANG0001 y PANG0003 comprendió el fotografiado y descripción de un total de 543 cajas, totalizando 1498,25 m de espesor estratigráfico.

La descripción de los testigos corona fue realizada poniendo especial atención en la descripción de las características primarias de las rocas, tales como litología, estructuras sedimentarias primarias, tipo de contacto, grado de bioturbación y asociaciones de trazas fósiles, con el fin de identificar las diferentes facies y asociaciones de facies sedimentarias. Teniendo en cuenta que el presente trabajo no tiene como objetivo principal realizar un análisis icnológico, durante la descripción se reconocieron tres grados de bioturbación: leve, moderado y fuerte. Se considera una leve bioturbación cuando las rocas muestran una baja densidad de trazas fósiles, moderada bioturbación cuando la densidad de trazas llega a destruir parte de las estructuras primarias de la roca y bioturbación fuerte cuando se observa una alta densidad de trazas fósiles obliterando completamente las estructuras sedimentarias primarias. Con dicha información, se confeccionaron las columnas estratigráficas mediante la utilización del Software LithoHero® (Iparraguirre *et al.* 2016). El fotografiado de los testigos corona se efectuó con una cámara réflex digital Cannon EOS 500 y un soporte con iluminación, a los fines de obtener un registro con la menor distorsión posible. Posteriormente, se realizó un análisis estratigráfico secuencial (Mitchum *et al.* 1977) y una correlación entre los pozos, lo que facilitó la determinación de un modelo deposicional.

Las columnas estratigráficas relevadas fueron integradas con la información proveniente de los registros de pozo (gamma ray y densidad), con lo cual se logró mejorar la correlación, el análisis de la ciclicidad y delimitar con precisión la ubicación de los mantos de carbón.

DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Los pozos PANG0001 y PANG0003 alcanzaron una profundidad de 958,30 y 901,66 mbbp, respectivamente (Fig. 3). En ellos se describieron dos secciones sedimentarias de más de 700 m compuestas por una sucesión de areniscas finas a medias intercaladas por lutitas negras, lutitas carbonosas, mantos de carbón y niveles de toba. El techo de ambas sucesiones se encuentra erosionado y cubierto por materiales finos de origen continental, posiblemente del Neógeno. Si bien el pozo PANG0003 se caracteriza por contener una mayor proporción de materiales finos, las similitudes en cuanto a facies y ciclicidad permiten integrar a ambos dentro de una única descripción y análisis de facies. Las sucesiones finas comprenden lutitas masivas, laminadas y heterolitas, en parte con abundantes restos carbonosos. Las heterolitas presentan laminación ondulítica y lenticular siendo común la presencia de estructuras de carga a la base de los niveles arenosos. Las sucesiones arenosas presentan espesores variables con pasaje transicional y recurrente de estructuras sedimentarias, con abundante concentración de fitodetritos. Las mismas están compuestas principalmente por cuerpos de areniscas finas a medias con estratificación cruzada asintótica a la base y laminadas. Algunos intervalos estratigráficos se caracterizan por la intercalación de bancos de areniscas masivas y laminadas, o por estructuras del tipo *hummocky* anisótropo y laminación truncada de ola.

A modo descriptivo las columnas estratigráficas de los pozos PANG0001 y PANG0003 pueden ser divididas en tres secciones principales. La sección inferior se reconoce desde los 729,82 hasta 901,66 mbbp en el pozo PANG0003 y desde 782,43 hasta 958,30 mbbp en el pozo PANG0001 (Fig. 3). La misma se compone principalmente por ciclos granodecrecientes, los cuales inician con areniscas medias a finas con estratificación cruzada, laminadas y aislados niveles con laminación truncada de ola. Mayormente presentan bases erosivas, escasa a moderada bioturbación y clas-

tos de arcilla a la base. Estos ciclos culminan con lutitas negras masivas, con laminación ondulítica y lenticular y escasas intercalaciones de areniscas muy finas masivas. En el pozo PANG0001, desde los 870 a los 785 mbbp, los ciclos culminan con lutitas carbonosas intercaladas con niveles de carbón de hasta 2,25 m de espesor. En lo que respecta al pozo PANG0003, la sección inferior es de mayor espesor, observándose lutitas carbonosas intercaladas con niveles de carbón de hasta 4 m de espesor reconocidos desde la base (901,88 mbbp) hasta 740 mbbp. Cabe destacar que asociado a los niveles carbonosos se observan delgadas intercalaciones de tobas verdes, así como niveles de lutitas masivas o con plegamiento intrasedimentario.

La sección media se reconoce desde los 511,73 hasta 729,82 mbbp en el pozo PANG0003 y desde 612,88 hasta 782,43 mbbp en el pozo PANG0001 (Fig. 3). La misma se compone por ciclos principalmente granocrecientes compuestos por un tramo basal con lutitas masivas y heterolíticas, seguido por areniscas masivas a laminadas con escasos niveles que muestran laminación truncada de ola. Es común la presencia de niveles de areniscas y lutitas con un alto índice de bioturbación, llegando a obliterar completamente las estructuras sedimentarias primarias.

Desde los 171,85 hasta 511,73 mbbp en el pozo PANG0003 y desde los 182,77 hasta 459,51 mbbp en el pozo PANG0001, se reconoce una sección superior compuesta principalmente por ciclos granodecrescentes-granocrecientes. Estos ciclos están compuestos por areniscas con estratificación cruzada a laminadas que intercalan con niveles de lutitas masivas, con laminación ondulítica y lenticular. Presentan moderada a alta bioturbación y escasos restos carbonosos. Cabe destacar que los cuerpos arenosos disminuyen su espesor hacia la parte superior de la secuencia.

En la figura 3 se muestra un esquema de correlación física entre los pozos PANG0001 y PANG0003. En dicho corte se evidencia una importante erosión al tope de la sucesión paleozoica, ya que existe una omisión de al menos 66 m estratigráficos en el pozo PANG0003.

ANÁLISIS DE FACIES

Teniendo en cuenta la litología, tipo de contacto, estructuras sedimentarias primarias y grado de bioturbación de los cuerpos de roca, se lograron reconocer 16 facies sedimentarias (ver síntesis en el cuadro 1).

Facies SSx: Areniscas con estratificación cruzada

Descripción: La facies SSx se compone por areniscas finas a gruesas con estratificación cruzada asintótica a la base (Fig. 4a). Esta facies integra bancos de hasta 3 m de espesor dispuestos sobre bases erosivas. Las trazas fósiles son escasas e integradas principalmente por los icnogéneros *Skolithos*, *Thalassinoides* y *?Ophiomorpha*.

Interpretación: La geometría de las superficies de bedset indica un origen relacionado a la migración de formas de lecho de gran escala, correspondientes a sets de dunas de crestas rectas a sinuosas (Harms *et al.* 1975). La facies SSx comúnmente se dispone rellenando formas erosivas las cuales corresponderían a canales. Las formas asintóticas hacia la base sugieren un origen relacionado a flujos turbulentos sostenidos con alta carga en suspensión (Zavala y Pan 2018).

Facies SSL: Areniscas con laminación paralela

Descripción: Esta facies se integra por areniscas finas a medias con laminación paralela (Fig. 4b). La facies SSL integra cuerpos individuales de hasta 3 m de espesor dispuestos principalmente sobre bases netas, o en alternancia con las facies SSm, SSH o SSR. Las trazas fósiles son relativamente abundantes e integradas por los icnogéneros *Skolithos* y *Thalassinoides*.

Interpretación: El origen de esta facies estaría relacionado a corrientes diluidas unidireccionales de alto régimen de flujo (Simons *et al.* 1965). No obstante, Sanders (1965) considera que la laminación paralela, a menudo asociada a capas masivas, se relacionaría a procesos de tracción-decantación. Esta última aseveración es consistente con los resultados de Arnott y Hand (1989) y con el hecho de que esta facies a menudo intercala con areniscas

masivas de la facies SSm, constituyendo sucesiones rítmicas de considerable espesor. La alternancia con las facies SSm, SSH o SSR estaría evidenciando fluctuaciones en la velocidad del flujo originario (Zavala *et al.* 2006).

Facies SSH: Areniscas con estratificación cruzada tipo hummocky

Descripción: Se compone por areniscas finas a medias, con laminación de bajo ángulo de tipo *hummocky* (isótropo y anisótropo) (Fig. 4c). Los cuerpos se disponen sobre bases erosivas y alcanzan espesores individuales de hasta 1,5 m para los depósitos con estratificación de tipo *hummocky* anisótropos, mientras que los de tipo isótropos raramente superan los 30 a 40 cm de espesor. Las láminas muestran divergencia interna de los niveles, y geometrías de capas convexas hacia arriba (*hummocks*). El ángulo de inclinación de las láminas generalmente no supera los 15°. Las superficies de truncación interna son comunes. Las trazas fósiles son poco abundantes e integradas por los icnogéneros *Skolithos* y *Thalassinoides*.

Interpretación: De acuerdo a la presencia en esta facies de estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*, se interpreta para la misma un origen vinculado al accionar de flujos combinados (Harms *et al.* 1975, Southard 1991).

Facies SSm: Areniscas masivas

Descripción: Se compone por areniscas finas, masivas (Fig. 4d), normalmente con escasa bioturbación, con espesores de hasta 1 m, dispuestos sobre bases netas. Esta facies aparece aislada o alternando con la facies SSL. Las trazas fósiles son poco abundantes, e integradas principalmente por los icnogéneros *?Macaronichnus*, *Asterosoma*, *Thalassinoides* y *?Ophiomorpha*.

Interpretación: El origen de esta facies se relacionaría a la agradación progresiva desde el fondo a partir de flujos de larga duración con alta carga suspendida (Sanders 1965, Kneller y Branney 1995, Camacho *et al.* 2002). Esta agradación progresiva ha sido propuesta como un mecanismo que inhibe la formación de estructuras sedimentarias, ya que no existiría un contraste definido entre el flujo y el depósi-

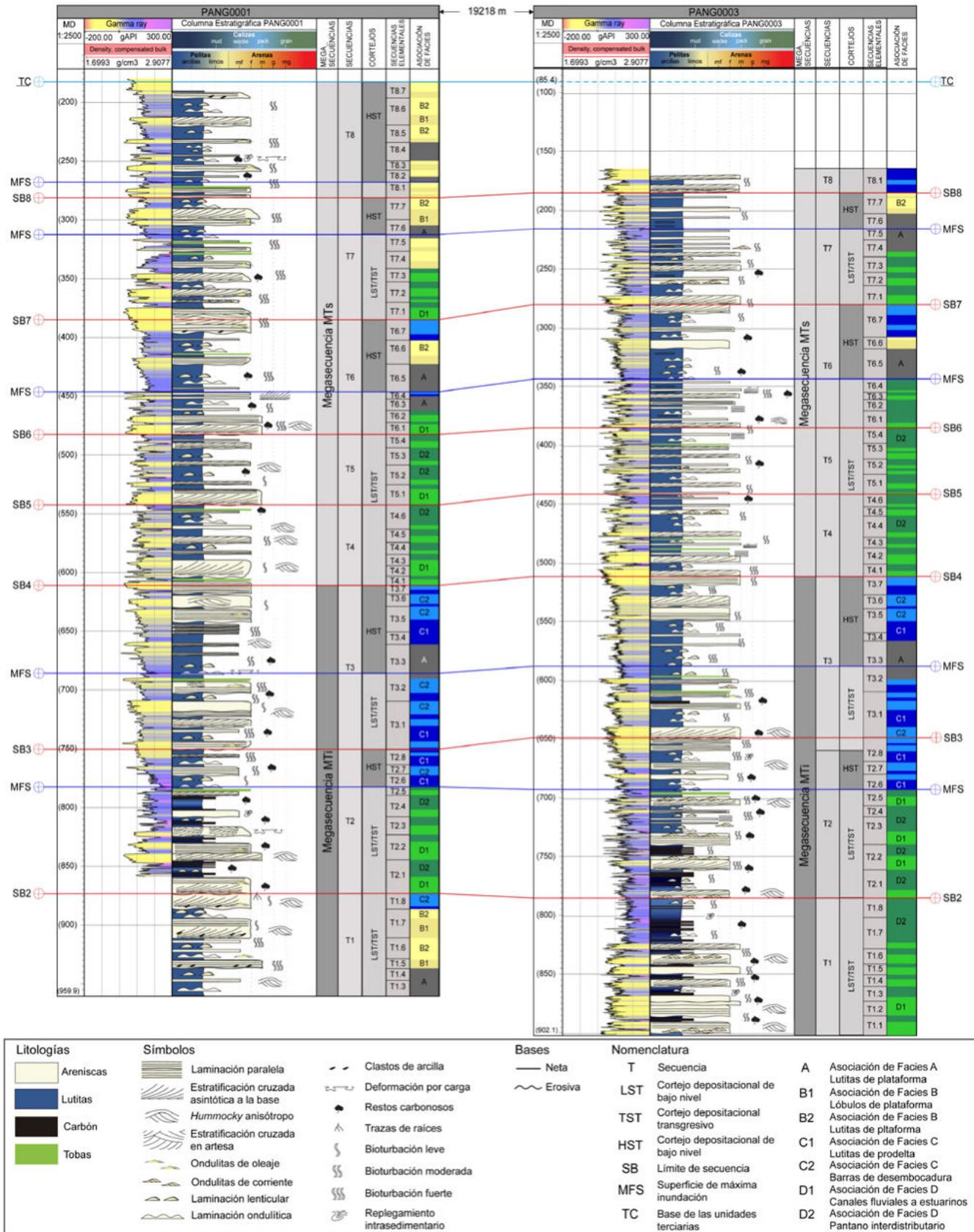


Figura 3. Correlación detallada de los pozos analizados en este estudio, se indican las 8 secuencias deposicionales reconocidas (T1 a T8) y sus secuencias elementales. Estas secuencias componen a su vez dos megasecuencias, denominadas MTi y MTs. De igual modo se indican las asociaciones de facies reconocidas en los pozos estudiados.

to sino más bien una zona de transición agradante, caracterizada por una alta concentración de sedimentos asociado a escape de agua. Estudios experimentales (Armott y Hand 1989, Sumner *et al.* 2008) indican que estos depósitos se originarían a partir de un flujo turbulento con una tasa de decantación arenosa superior a los 0.44 mm/s. A menores tasas de decantación con velocidades equivalentes, el resultado son arenas laminadas, similares a la facies SSI. La alternancia de las facies SSm y SSI estarían evidenciando fluctuaciones en la velocidad del flujo originario (Zavala *et al.* 2006).

Facies SSR: Arenas con ondulitas de corriente

Descripción: Se integra por cuerpos de arenas finas con ondulitas de corriente (Fig. 4e) con moderado a alto ángulo de escalonamiento, por lo que corresponderían a ondulitas escalantes (*climbing ripples*). Esta facies comprende cuerpos individuales de bases netas y erosivas de hasta 1 m de espesor, aunque normalmente alternan con las facies SSm, SSx, SSw, y SSI. Las trazas fósiles son poco abundantes e integradas por excavaciones verticales asignadas a *Skolithos*.

Interpretación: Esta facies se relacionaría a procesos de tracción-decantación a partir de flujos turbulentos con alta carga en suspensión (Jopling y Walker 1968, Mulder y Alexander 2001). Localmente esta facies alterna en pasaje gradual con la facies SSI, evidenciando un origen similar para ambas y controlado por fluctuaciones en la velocidad del flujo sobrepasante (Zavala *et al.* 2006).

Facies SSw: Arenas con laminación truncada de ola

Descripción: Se compone por arenas finas con laminación truncada de ola. Los cuerpos individuales muestran espesores de entre 5 y 50 cm, dispuestos sobre bases erosivas. Las trazas fósiles son relativamente abundantes, comprendiendo los icnogéneros *Planolites* y *Palaeophycus*.

Interpretación: A partir de la presencia de laminación truncada de ola (Harms 1975), se interpreta que estos depósitos se relacionarían a un retrabajo producido por flujos oscilatorios (oleaje) en zonas de poca profundidad (*shoreface*).

Facies SSb: Arenas bioturbadas

Descripción: Se integra por arenas con un elevado índice de bioturbación (Fig. 4f), el cual llega a obliterar completamente las estructuras sedimentarias primarias. La principal traza fósil reconocida es asignada a *?Macaronichnus*. Estos cuerpos muestran espesores de hasta 3,5 m dispuestos sobre base erosiva.

Interpretación: La falta de preservación de estructuras primarias dificulta el aná-

lisis de los procesos sedimentarios que habrían originado la depositación de esta facies. No obstante, según Clifton y Thomson (1978) el icnogénero *?Macaronichnus* correspondería a una traza de alimentación producida por anélidos (poliquetos) que estaría relacionada a ambientes intermareales a submareales.

Facies Fht: Heterolitas

Descripción: Esta facies se integra por una intercalación heterolítica de arenas

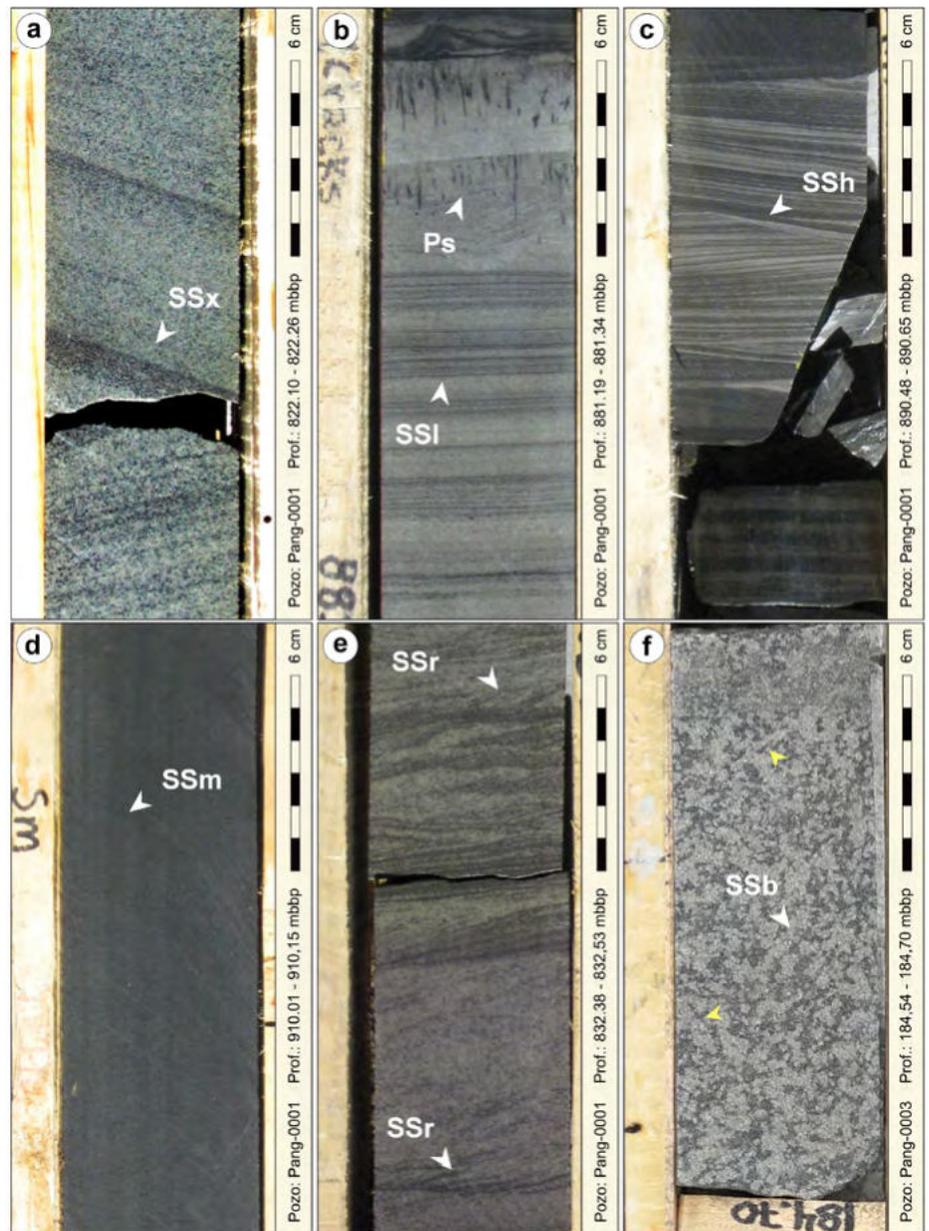


Figura 4. Vista de las principales características de las facies arenosas identificadas: a) Arenas medias a gruesas con estratificación cruzada (SSx); b) Arenas finas laminadas (SSI) sucedidas por arenas con trazas de raíces (Ps) relacionada a suelos incipientes; c) Arenas finas con estratificación cruzada tipo *hummocky*; d) Arenas finas masivas (SSm); e) Arenas finas con ondulitas de corriente (SSr); f) Arenas finas bioturbadas, con trazas de *?Macaronichnus* (Sb), las flechas amarillas indican excavaciones subhorizontales.

CUADRO 1. Síntesis de las principales facies sedimentarias identificadas en los pozos PANG0001 y PANG0003.

CATEGORIAS	FACIES	LITOLÓGÍA	ESTRUCTURAS	INTERPRETACIÓN
FACIES ARENOSAS	SSx	Areniscas finas a gruesas, clastos de arcilla pequeños a la base.	Estratificación cruzada asintótica a la base.	Migración de formas de lecho a la base de flujos turbulentos de larga duración.
	SSI	Areniscas finas a medias.	Laminación paralela.	Deposición a partir de flujos turbulentos.
	SSh	Areniscas finas a medias.	Estratificación cruzada tipo <i>hummocky</i> .	Deposición a partir de flujos combinados.
	SSm	Areniscas finas a medias, clastos de arcilla a la base.	Masiva.	Deposición a partir de flujos turbulentos.
	SSr	Areniscas finas.	Ondulitas de corriente.	Tracción-decantación a partir de flujos turbulentos.
	SSw	Areniscas finas.	Ondulitas de ola.	Deposición en condiciones de flujo oscilatorio.
	SSb	Areniscas finas.	Bioturbación.	Colonización del sustrato por organismos.
FACIES FINAS	Fht	Areniscas finas y lutitas.	Laminación lenticular y ondulosa	Alternancia de decantación y de tracción-decantación.
	Fl	Lutitas.	Laminación.	Decantación a partir de plumas hipopícnicas o hiperpícnicas.
	Fm	Lutitas.	Masiva.	Decantación en aguas calmas. Altas tasas de decantación en flujos fluidos de fango.
	Fb	Lutitas.	Bioturbación.	Colonización del sustrato por organismos.
CARBÓN	Fc	Lutitas carbonosas.	Masivas y laminadas.	Decantación en aguas calmas.
	C	Carbón.	Masivo y laminado.	Decantación en un medio de baja energía, posiblemente subacuático.
OTRAS	A	Ceniza volcánica.	Laminación.	Tracción-decantación dentro de cuerpos de agua tranquilos.
	Ps	Areniscas finas y lutitas.	Trazas de raíces.	Colonización del sustrato por organismos vegetales.
	D	Areniscas finas, lutitas y carbón.	Replegamiento, disturbación.	Desestabilización gravitacional por diferencia de densidad.

finas y lutitas de hasta 3 m de espesor y muestran contactos basales netos y erosivos (Fig. 5a). Los niveles arenosos rara vez superan los 5 cm, e internamente presentan ondulitas de corriente conformando tanto niveles continuos como discontinuos (laminación ondulítica y lenticular). Estos niveles arenosos comúnmente presentan estructuras de carga hacia la base. Las

trazas fósiles reconocidas son *Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus*. Las trazas de escape son asimismo comunes. Los niveles de lutitas son masivos a laminados. *Interpretación:* A partir de la asociación de estructuras sedimentarias primarias se interpreta que esta facies se vincularía a una alternancia de procesos de decantación y tracción-decantación principalmen-

te en áreas laterales de cuerpos arenosos principales. La presencia de lutitas masivas a laminadas permite inferir un posible origen a partir de flujos fluidos de fango. Las lutitas carbonosas masivas se originarían a partir de altas tasas de decantación de la carga en suspensión, mientras que una disminución en la velocidad de decantación daría origen a los depósitos de lutitas carbonosas laminadas (Otharán *et al.* 2018).

Facies Fl: Lutitas laminadas

Descripción: La facies Fl se compone por lutitas laminadas (Fig. 5b), a menudo con espesores que no superan los 40 cm y contactos basales netos a erosivos. Las láminas de lutitas están generalmente enfatizadas por delgados niveles de limos y materiales carbonosos. Las trazas fósiles son poco abundantes y generalmente comprenden *Palaeophycus* o *Planolites*. *Interpretación:* Se interpreta que esta facies se habría originado por decantación a partir de plumas de flotación de materiales finos dentro de sistemas deltaicos litorales (plumas hipopícnicas) o submarinos (plumas hiperpícnicas, Zavala *et al.* 2011).

Facies Fm: Lutitas masivas

Descripción: Se compone por lutitas masivas oscuras de hasta 4 m de espesor, normalmente dispuestas sobre bases netas a erosivas. (Fig. 5c). Las trazas fósiles son escasas, y mayormente integradas por el icnogénero *Chondrites*. *Interpretación:* Se interpreta que esta facies se habría acumulado por floculación y decantación de materiales finos desde aguas calmas o a partir de altas tasas de decantación en flujos fluidos de fango (Otharán *et al.* 2018).

Interpretación: Se interpreta que esta facies se habría acumulado por floculación y decantación de materiales finos desde aguas calmas o a partir de altas tasas de decantación en flujos fluidos de fango (Otharán *et al.* 2018).

Facies Fb: Lutitas bioturbadas

Descripción: Se integra por lutitas y limolitas con alto grado de bioturbación (Fig. 5d). Esta facies muestra cuerpos individuales de hasta 4 m de espesor y bases erosivas. Los principales icnogéneros reconocidos son *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Planolites* y *Palaeophycus*.

Interpretación: La ausencia de estructuras sedimentarias primarias dificulta la interpretación del proceso sedimentario que habría originado la deposición de esta facies. La diversidad y abundancia de las

trazas fósiles permite inferir una colonización por organismos de un sustrato de grano fino en condiciones de buena oxigenación en un medio posiblemente marino.

Facies Fc: Lutitas carbonosas

Descripción: se componen por lutitas con abundante contenido de materiales carbonosos (Fig. 5e). Las lutitas son masivas a laminadas, y a menudo incluyen niveles de limolita de poco espesor (normalmente menores a 2 cm). Los cuerpos indivi-

duales muestran espesores entre 0,50 a 1,5 m de espesor dispuestos sobre bases netas.

Interpretación: Se interpreta que esta facies se habría acumulado por floculación y decantación de materiales finos y restos carbonosos desde aguas calmas. La preservación de altas concentraciones de materia orgánica podría explicarse tanto a partir de una alta tasa de sedimentación como por deposición en un ambiente anóxico.

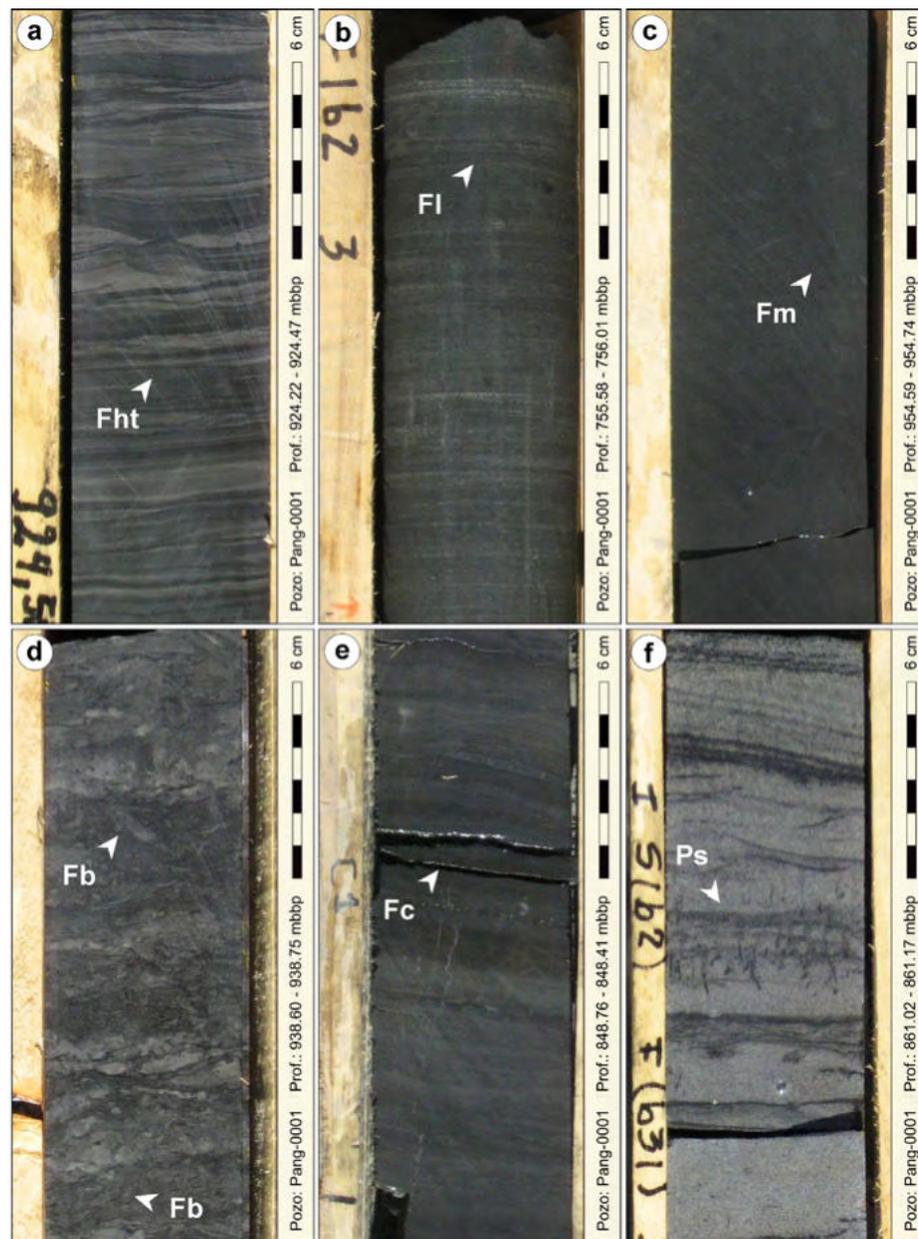


Figura 5. Detalle de las principales características de las facies finas reconocidas en este trabajo: a) Facies heterolíticas compuestas por intercalaciones de areniscas y lutitas (Fht), note las estructuras de carga a la base de los niveles arenosos; b) Lutitas finas laminadas (Fl); c) Lutitas finas masivas (Fm); d) Lutitas altamente bioturbadas (Fb); e) Lutitas carbonosas con delgadas intercalaciones de limos y material carbonoso (Fc). f) Areniscas finas con niveles caracterizados por trazas de raíces (Ps).

Facies C: Carbón

Descripción: se integra por niveles de carbón de hasta 4 m de potencia masivos a laminados (Fig. 6a).

Interpretación: Se interpreta que esta facies se habría acumulado por decantación de restos vegetales en un medio de baja energía, posiblemente subacuático.

Facies A: Cenizas volcánicas

Descripción: Se compone por niveles masivos a laminados de cenizas volcánicas (tobas) de color verdoso (Fig. 6b) que superan los 2 m de espesor, y presentan bases netas a erosivas. Comúnmente contienen abundantes microfracturas abiertas y cementadas por carbonato.

Interpretación: A partir de la presencia de estructuras masivas y laminadas se interpreta que estos niveles de ceniza volcánica se habrían acumulado por procesos de tracción-decantación dentro de cuerpos de agua tranquilos.

Facies Ps: Lutitas y areniscas con trazas de raíces

Descripción: Se compone por niveles de lutitas y areniscas, masivas a laminadas, los cuales presentan superficies desde donde se reconocen trazas de raíces (Fig. 4b y 5f).

Interpretación: Se interpreta que la facies Ps correspondería a niveles incipientes de suelos, desarrollados en áreas pantanosas.

Facies D: Lutitas y areniscas con replegamiento intrasedimentario

Descripción: Esta facies se compone por areniscas, lutitas y niveles de carbón, los cuales muestran indicios de un replegamiento intrasedimentario de hasta 1 m de espesor (Fig. 6c).

Interpretación: Se interpreta que el alto nivel de dislocación sedimentaria correspondería a una disturbación gravitacional provocada por la acumulación rápida de sedimentos con importantes contrastes de densidad en zonas con pendiente.

SECUENCIAS DE FACIES

El análisis del agrupamiento natural de las facies sedimentarias permitió la definición

de las secuencias de facies principales, las cuales resultan imprescindibles para caracterizar los ambientes y subambientes sedimentarios a partir de sus procesos. De este modo, se identificaron 4 secuencias de facies denominadas A, B C y D. En el cuadro 2 se presenta una síntesis con las principales características de las secuencias de facies identificadas.

Secuencia de facies A: Lutitas de plataforma a prodelta

Comprende una monótona sucesión de lutitas negras de 10 a 20 m de espesor, con moderada a alta bioturbación (Fig. 7). Las lutitas pueden ser masivas (facies Fm) a laminadas (facies FI) o heterolíticas (facies Fht). Ocasionalmente las lutitas incluyen intercalaciones de bancos arenosos de hasta 1 m de espesor, compuestos por areniscas finas masivas (facies SSm), laminadas (SSI), con ondulitas de corriente (SSr), o con estratificación tipo *hummocky* (SSh). Se interpreta que estas lutitas se habrían acumulado en un medio tranquilo caracterizado por la decantación de materiales finos en áreas de plataforma a prodelta. Ocasionalmente habrían irrumpido en este medio, flujos turbulentos de baja densidad resultando en la acumulación de lóbulos de plataforma distales y sus facies laterales heterolíticas (Mutti *et al.* 1996).

Secuencia de facies B: Lóbulos de plataforma

Comprende una sucesión grano y estrato decreciente con espesores de 10 a 25 m, compuesta por cuerpos arenosos espesos (facies SSh, SSm, SSI, SSr), intercalados en facies de lutitas masivas a laminadas (facies Fm, Fht, FI) (Fig. 8). Las areniscas presentan comúnmente estratificación cruzada tipo *hummocky*, indicando un origen asociado a flujos combinados no confinados. En base a la dominancia de estructuras indicativas de procesos de tracción-decantación a partir de flujos turbulentos (Mutti *et al.* 1994, Mulder y Alexander 2001, Sumner *et al.* 2008), se interpreta que estas areniscas corresponderían a lóbulos arenosos de plataforma (Mutti *et al.* 1996), vinculados a una descarga directa desde ríos en crecida correspondientes a flujos hiperpícnicos (Bates 1953, Zavala y Arcuri 2016).

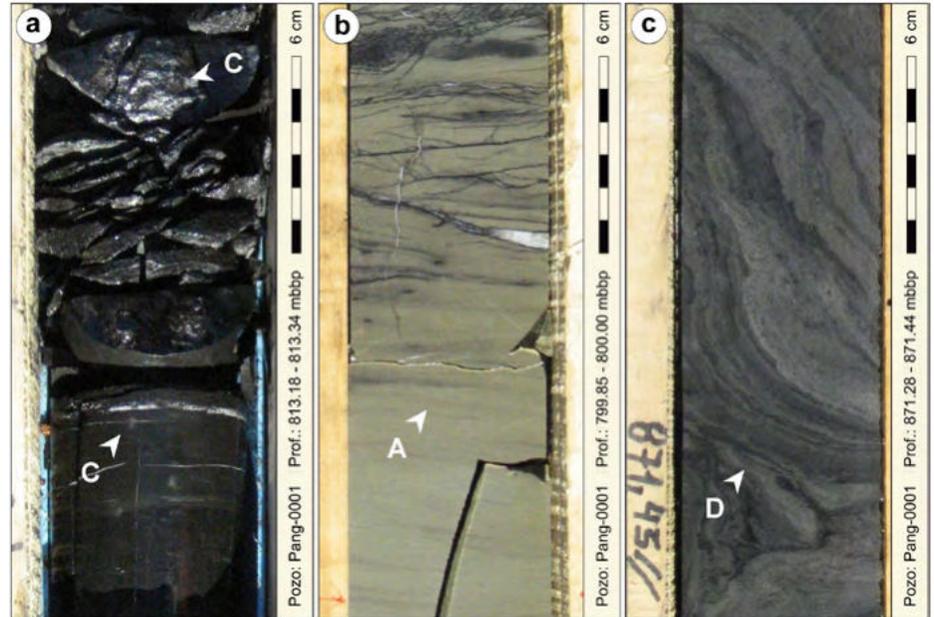


Figura 6. . a) Detalle de los niveles de carbón presentes en el pozo PANG0001 (facies C). b) Niveles laminados de ceniza volcánica (A), hacia el techo se observa la presencia de microfracturas; c) Areniscas y lutitas carbonosas con indicios de replegamiento intrasedimentario (D), relacionado a una disturbación gravitacional provocada por la acumulación rápida de sedimentos con importantes contrastes de densidad saturados en agua.

CUADRO 2. Síntesis de las principales asociaciones de facies reconocidas en los testigos corona analizados de los pozos PANG0001 y PANG0003.

ASOCIACIÓN DE FACIES	FACIES PRINCIPALES (Orden decreciente de importancia)	ORIGEN	AMBIENTE
A	Fm, Fht, FI, SSm, SSh, SSr	Deposición de materiales finos en áreas de plataforma a prodelta. Lóbulos arenosos distales.	Lutitas de plataforma a prodelta.
B	SSh, SSm, SSI, SSr, Fm, Fht, FI	Deposición de materiales arenosos a partir de flujos turbulentos de plataforma.	Lóbulos arenosos de plataforma.
C	Fht, SSI, SSr, SSm, SSx	Deposición de materiales arenosos en la desembocadura de canales fluviales principales.	Barras de plataforma a barras de desembocadura.
D	SSx, SSI, SSm, Fm, Fht, C	Relleno arenoso de canales fluviales inmersos en facies de llanura aluvial a pantano interdistributario.	Canales fluviales a distributarios. Pantano interdistributario a llanura aluvial.

Secuencia de facies C: Barras de plataforma a barras de desembocadura

Comprende una sucesión grano y estrato creciente normalmente inferior a los 20 m de potencia (Fig. 9). El conjunto se inicia con facies finas (Fm - FI - Fht), sucedidas por intercalaciones de areniscas

laminadas (SSI) y con ondulitas de corriente (SSr), culminando con una sucesión fundamentalmente arenosa integrada por areniscas laminadas a masivas (SSI - SSm). Esta sucesión estratocreciente correspondería a un cuerpo arenoso constructivo desarrollado en la plataforma (prodelta), o hacia la desembocadura

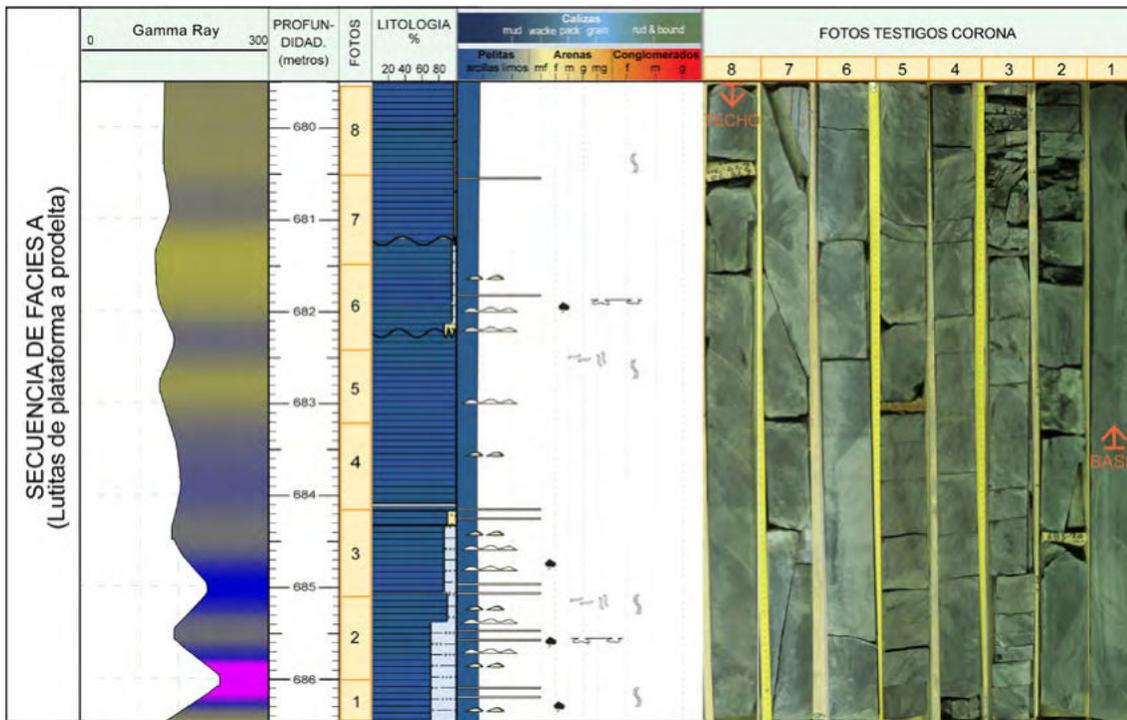


Figura 7. Vista de la asociación de facies A, correspondiente a lutitas de plataforma a prodelta. Las referencias se indican en la figura 3.

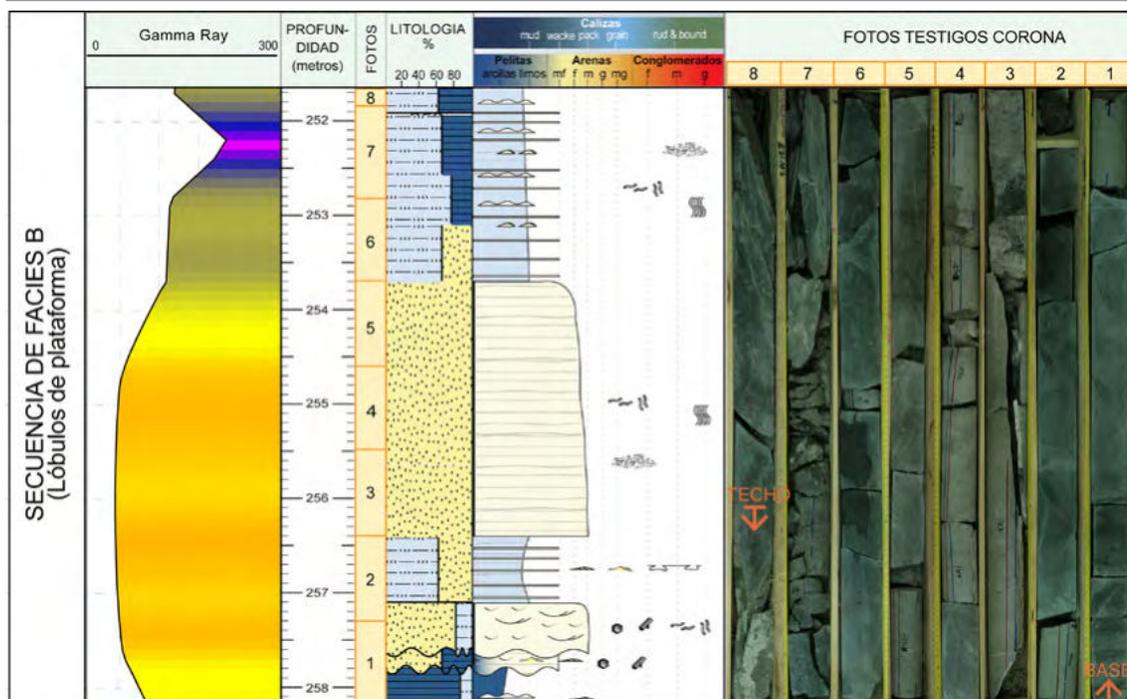


Figura 8. Vista de la secuencia de facies B, integrada por ciclos grano y estrato decrecientes interpretados como lóbulos arenosos de plataforma, inmersos en facies lutíticas. Las referencias se indican en la figura 3.

de un curso de agua, en este último caso integrando barras de desembocadura deltaicas (Scruton 1960). Estas barras de desembocadura se componen por facies finas de prodelta que evolucionan a facies arenosas de frente deltaico. La presencia subordinada de estructuras de ola permite interpretar a estas barras como asociadas a un sistema deltaico mayormente flujo-dominado (Galloway 1975).

Secuencia de facies D: Canales fluviales a distributarios, pantano interdistributario a llanura aluvial

Comprende una sucesión estrato y grano decreciente con espesores de 15 a 20 m, la cual inicia con areniscas con estratificación cruzada (facies SSx) dispuestas sobre base neta-erosiva (Fig. 10). Los niveles con estratificación cruzada son

sucedidos por areniscas masivas (SSm) a laminadas (SSI) con intercalaciones menores de lutitas. La sucesión culmina con materiales finos, integrados por niveles heterolíticos (Fht), lutitas masivas (Fm), laminadas (FI) y carbón (C). Asociados a estos niveles finos se reconocen localmente intervalos con trazas de raíces (facies Ps). En base a estas características se interpreta que estos depósitos se ha-

brían acumulado en un medio de canales fluviales a distributarios que culminan con facies de pantano interdistributario a llanura aluvial (Coleman y Wright 1975).

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

El análisis estratigráfico secuencial de los depósitos atravesados en los pozos PANG0001 y PANG0003 permitió la identificación de 8 secuencias deposicionales mayores, denominadas desde abajo hacia arriba como T1 a T8 (Fig. 3), en donde la T se refiere a la Formación Tunas. Estas secuencias mayores internamente se componen por secuencias menores (denominadas como T1.1, T1.2, etc.), las que podrían corresponder a secuencias elementales en el sentido de Mutti *et al.* (1994). Por su escala y magnitud, es posible que las secuencias deposicionales principales se relacionen a una ciclicidad de tercer orden (1 a 10 Ma), mientras que las secuencias elementales representarían ciclos de cuarto orden (0,1 a 1 Ma). Las secuencias deposicionales principales (T1 a T8) pueden asimismo agruparse en dos megaciclos mayores transgresivos-regresivos (Fig. 3), denominados como Megasecuencias MTi (Megasecuencia Tunas inferior) y MTs (Megasecuencia Tunas superior). La Megasecuencia MTi se integra por las secuencias deposicionales T1 a T3, mientras que la Megasecuencia MTs se compone por las secuencias T4 a T8. El análisis secuencial y correlación de los pozos analizados fue facilitada por la excelente ciclicidad reconocible en los depósitos a partir de los registros de rayos gamma y la descripción de los núcleos de pozo. En la figura 3 se muestra el esquema secuencial básico (Mitchum 1977) y correlación propuesta entre los pozos analizados. Las secciones columnares muestran de derecha a izquierda el registro de rayos gamma (indicativo de litología, en donde se indican en amarillo las facies arenosas y en azul las lutíticas), el registro de densidad (útil para identificar niveles de carbón), y la columna litológica construida a partir de la descripción de los núcleos.

La secuencia T1 corresponde a la más profunda de las unidades perforadas, por

lo que ha sido atravesada principalmente en el pozo PANG0003 (785,16 - 901,66 mbbp). En el pozo PANG0001 se reconoce entre 958,30 y 873,44 mbbp. La misma aparece con base desconocida y presenta un espesor de al menos 120 metros. Se integra por un megaciclo estrato y grano decreciente, compuesto por un cortejo deposicional de bajo nivel a transgresivo (LST/TST). Internamente se han reconocido 8 secuencias elementales, denominadas como T1.1 a T1.8 (Fig. 3).

Estas secuencias elementales (LST-TST, T1.1-T1.8) muestran espesores de entre 10 y 25 m y comprenden ciclos grano y estrato decrecientes, los cuales se inician con areniscas medias con estratificación cruzada y culminan con niveles de materiales lutíticos, conteniendo niveles de carbón de hasta 3 m de potencia. Se interpreta que estas secuencias elementales se habrían acumulado a partir del relleno de canales fluviales a distributarios, sucedidos por materiales finos de pantano interdistributario. En el pozo PANG0001 las facies son algo más distales, por lo que se reconocen ciclos grano decrecientes compuestos por cuerpos arenosos con laminación paralela, *hummocky* y estratificación cruzada en artesa, seguidos por depósitos finos heterolíticos. Estos ciclos corresponderían a lóbulos arenosos de plataforma y lutitas de plataforma a *shoreface* inferior. En la secuencia T1 se han reconocido 16 niveles de carbón en el pozo PANG0003, con espesores individuales que alcanzan los 1,5 m, con un acumulado de 7,20 m. Por el contrario, para el pozo PANG0001 no se describieron niveles de carbón en esta secuencia. Generalmente estos niveles se localizan hacia el tope de las secuencias elementales grano y estrato decrecientes (canales) en asociación de facies correspondientes a pantano interdistributario.

La secuencia T2 muestra un amplio desarrollo en los pozos analizados. En el pozo PANG0003 esta secuencia se reconoce entre 785,16 y 649,62 mbbp, y en el pozo PANG0001 entre 873,44 y 750,44 mbbp. Se integra por un megaciclo granodecreciente-granocreciente (LST/TST-HST) compuesto por 8 secuencias elementales, denominadas como T2.1 a T2.8 (Fig. 3). El intervalo basal de esta secuencia (granodecreciente, LST/TST) se compone

por cinco secuencias elementales (T2.1 a T2.5) las cuales muestran espesores individuales de entre 20 y 25 metros. Internamente, estas secuencias elementales muestran un arreglo estrato y grano decreciente, compuestas por un tramo basal de areniscas medias con estratificación cruzada, seguido hacia el techo por un intervalo más fino en ocasiones con abundantes niveles de carbón, con espesores individuales de hasta 4 m en el pozo PANG0003 y 2,25 m en el pozo PANG0001. Se interpreta que estas secuencias se habrían acumulado por el relleno de canales fluviales a distributarios asociados a facies de pantano interdistributario. Este intervalo basal resulta uno de los más ricos en niveles de carbón. La secuencia T2.1 en el pozo PANG0001 presenta en su tramo superior 4 niveles de carbón, a lo largo de un espesor de unos 12 metros.

El intervalo superior de la secuencia T2 (HST) se integra por cuatro secuencias elementales (T2.6-T2.8), con espesores individuales de entre 10 y 20 metros. En conjunto estas secuencias elementales muestran un arreglo estrato y grano creciente, y se disponen sobre una superficie basal de progradación interpretada como una superficie de máxima inundación (MFS). Internamente, cada secuencia muestra un arreglo estrato y grano creciente, compuesta por un tramo basal fino, con lutitas masivas, seguido por lutitas con laminación ondulítica y lenticular, culminando con un intervalo de areniscas masivas a laminadas, a menudo bioturbadas con el icnogénero *Macaronichnus*. Se interpreta que estas secuencias elementales representan una progradación clásica, caracterizada por lutitas de plataforma/prodelta sucedidas por barras de plataforma a barras de desembocadura. Desde el punto de vista económico, las secuencias T1 y T2 son las que presentan una mayor relevancia ya que contienen la mayoría de los niveles de carbón reconocidos en los pozos estudiados. Para el pozo PANG0003 se han descrito un total de 28 niveles de carbón con un espesor acumulado de 16,44 m, mientras que en el pozo PANG0001 se reconocen 17 niveles de carbón con un espesor acumulado de 5,27 metros. Por otra parte, la secuencia T3 compren-

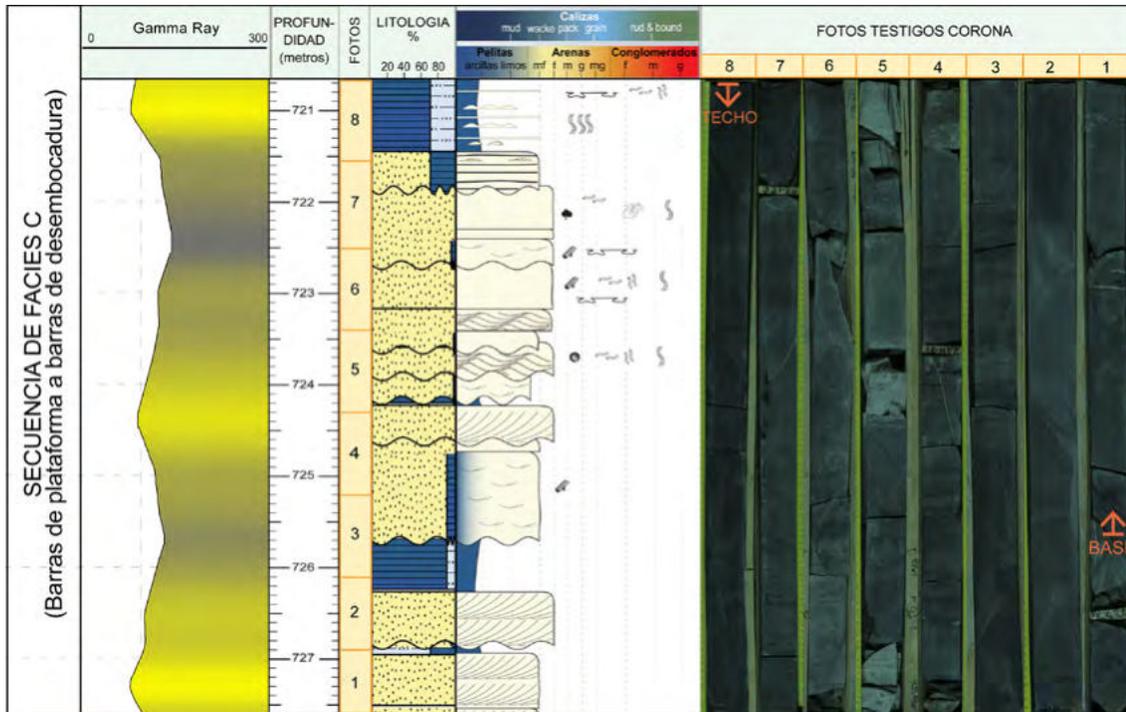


Figura 9. Vista de la secuencia de facies C, correspondiente a barras de plataforma a barras de desembocadura deltaica. Esta secuencia de facies compone un arreglo estrato y grano creciente de hasta 20 m de potencia. Las referencias se indican en la figura. 3.

de un megaciclo granodecreciente-granocreciente (LST/TST-HST). En el pozo PANG0003 esta secuencia se dispone entre 649,62 y 511,04 mbbp, y en el pozo PANG0001 entre 750,44 y 612,88 mbbp. Se integra internamente por siete secuencias elementales denominadas como T3.1 a T3.7, con espesores de entre 8 y 40 m (Fig. 3). Las secuencias del intervalo basal (T3.1 y T3.2) inician con depósitos finos (Fm, Fl, Fht) con moderada a alta bioturbación sucedidos por areniscas finas a medias, laminadas, masivas o con estratificación cruzada tipo *hummocky* conformando una sucesión granocreciente. Se interpreta que estas secuencias elementales corresponderían a depósitos de barras de plataforma a barras de desembocadura. Sobre esta secuencia se dispone una superficie basal de progradación, interpretada como una superficie de máxima inundación (MFS), sucedida por una progradación caracterizada por secuencias elementales grano y estrato crecientes (T3.3 a T3.7). Las secuencias T3.3 a T3.7 se componen por un intervalo basal de grano fino (lutitas masivas y lutitas con laminación ondulítica y lenticular) sobre las que se disponen areniscas masivas a laminadas, localmente con evidencias de oleaje. Se interpreta que estas secuencias elementales corresponderían a elementos clásicos constructivos correspondientes

a lutitas de plataforma/prodelta sucedidas por barras de plataforma hasta barras de desembocadura deltaicas.

Las secuencias T4 y T5 se integran cada una de ellas por megaciclos grano y estrato decrecientes y presentan características similares, por lo cual serán descritas en conjunto. En el pozo PANG0003, las secuencias T4 y T5 se ubican desde 511,09 a 441,51 mbbp y 441,51 a 386,38 mbbp, respectivamente. En el pozo PANG0001 la secuencia T4 se reconoce desde 612,88 a 542,39 mbbp, mientras que la secuencia T5 se ubica entre 542,39 y 482,45 mbbp. Internamente, ambas secuencias se componen por secuencias elementales grano y estrato decrecientes, con espesores de entre 7 y 20 m (Fig. 3). La secuencia T4 muestra seis secuencias elementales (T4.1 a T4.6) mientras que la secuencia T5 se integra por cuatro secuencias elementales (T5.1 a T5.4). Estas secuencias muestran características similares entre ellas, ya que se componen por un tramo basal de areniscas medias con estratificación cruzada, seguida por un intervalo integrado por facies heterolíticas (laminación ondulítica y lenticular) finalizando con depósitos de lutitas masivas. Se interpreta que estas secuencias se habrían acumulado por canales fluviales a distributarios inmersos en facies de planicie deltaica a llanura aluvial.

La secuencia T6 comprende un megaciclo granodecreciente-granocreciente (Fig. 3). En el pozo PANG0003, esta secuencia se ubica entre 386,08 y 280,95 mbbp y en el pozo PANG0001 entre 482,45 y 388,46 mbbp. Internamente, la secuencia T6 se compone por 7 secuencias elementales de alta frecuencia, denominadas como T6.1 a T6.7, con espesores de entre 7 y 24 metros.

El intervalo basal de la secuencia T6 comprende una sucesión estrato y grano decreciente interpretada como un cortejo de nivel bajo (LST) a transgresivo (LST/TST). Este intervalo se compone por cuatro secuencias elementales, las cuales se disponen discordantemente a partir de un cuerpo arenoso espeso canalizado, con estratificación cruzada sucedido por depósitos finos. Estas secuencias internamente muestran un arreglo estrato y grano decreciente, y se componen por depósitos de relleno de canales fluviales a distributarios, seguido por facies finas de planicie aluvial a llanura interdistributaria. Hacia los términos más distales, estas secuencias elementales se integran por lutitas masivas, laminadas y heterolíticas, que intercalan con bancos de hasta 2 m de espesor de areniscas finas masivas, laminadas y con estratificación tipo *hummocky* (SSh). Estas secuencias se interpretan como lutitas de plataforma a prodelta, intercalados

con bancos arenosos correspondientes a lóbulos distales de plataforma. Este intervalo estrato y grano decreciente culmina con una superficie basal de progradación, la cual es interpretada como una superficie de máxima inundación (MFS). Sobre esta superficie se dispone una sucesión progradante integrada por tres secuencias elementales (T6.5 a T6.7). La secuencia T6.5 comprende una sucesión estrato y grano creciente compuesta por lutitas masivas y heterolíticas interpretada como lutitas de plataforma a prodelta. La secuencia T6.6 presenta un tramo basal compuesto por areniscas finas a medias masivas y laminadas sucedidas por lutitas masivas y facies heterolíticas, conformando una sucesión grano y estrato decreciente. Esta secuencia elemental se interpreta como correspondiente a lóbulos de plataforma. La secuencia T6.7 presenta un arreglo interno estrato y grano creciente y se compone por depósitos de materiales finos (lutitas masivas) seguidas por facies heterolíticas y culminando con depósitos de areniscas masivas a laminadas. Se interpreta que estos depósitos corresponderían a barras de desembocadura deltaicas, dispuestas dentro de un esquema clástico progradante. La secuencia T7 comprende un megaci-

clo granodecreciente-granocreciente, internamente compuesto por 7 secuencias elementales, denominadas como T7.1 a T7.7 (Fig. 3).

En el pozo PANG0003 la secuencia T7 se localiza entre las profundidades de 185,20 y 281,29 mbbp, y en el pozo PANG0001 entre 388,46 y 280,63 mbbp. Esta secuencia se inicia con un intervalo grano y estrato decreciente dispuesto sobre una discontinuidad estratigráfica (LST/TST - HST), e integrado por 5 secuencias elementales estrato y grano decrecientes denominadas como T7.1 a T7.5. Las secuencias T7.1 a T7.3 muestran espesores de entre 7 y 15 m, y se componen por un tramo inferior arenoso, con estratificación cruzada, seguido hacia arriba por materiales finos con laminación ondulítica y lenticular. Se interpreta que estas secuencias elementales granodecrecientes corresponderían al relleno de cuerpos canalizados fluviales a distributarios, inmersos en facies de pantano interdistributario a llanura aluvial. Las secuencias elementales T7.4 y T7.5 presentan un arreglo estrato y grano decreciente compuesto por areniscas laminadas a masivas que pasan a depósitos finos de lutitas masivas, laminadas y facies heterolíticas, correspondientes a lutitas y lóbulos de plataforma. Hacia el techo de

este intervalo se reconoce una superficie neta, interpretada como una superficie de máxima inundación (MFS), la cual es sucedida por un conjunto progradante (HST) integrado por dos secuencias elementales (T7.6-T7.7) con arreglo estrato y grano decreciente. Estas secuencias superiores son interpretadas como acumuladas por elementos constructivos correspondientes a lutitas y lóbulos de plataforma.

La secuencia T8 es la unidad paleozoica más joven de la sucesión. Presenta un mejor desarrollo en el pozo PANG0001, dado que en el pozo PANG0003 esta unidad estaría casi totalmente erosionada (Fig. 3).

En el pozo PANG0001, la secuencia T8 se localiza a una profundidad comprendida entre los 182,77 (contacto con las unidades terciarias) y los 280,89 mbbp, mientras que para el pozo PANG0003 se reconoce entre 185,24 y 164,46 mbbp. Internamente, la secuencia T8 se compone por 6 secuencias elementales, denominadas como T8.1 a T8.6. Esta secuencia se compone por un tramo basal estrato y grano decreciente, seguido por un intervalo superior estrato y grano creciente. El tramo basal (LST/TST) se integra por una secuencia elemental, caracterizada por un arreglo estrato y grano decreciente y

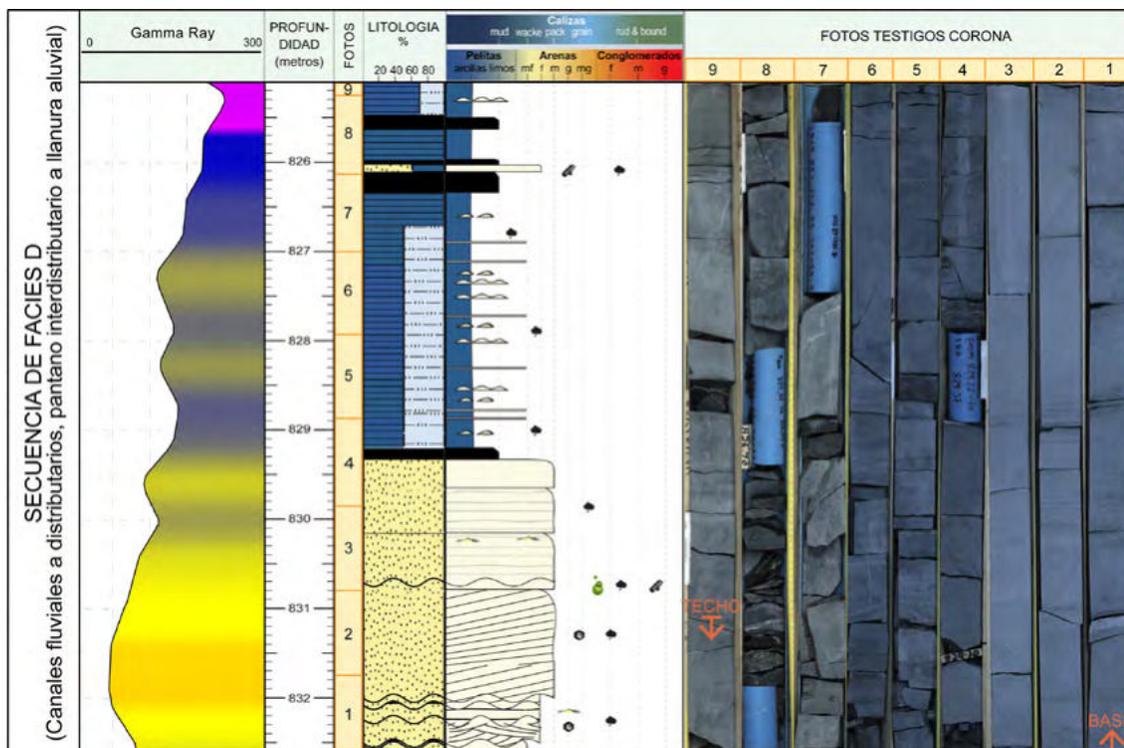


Figura 10. Vista de la secuencia de facies D, integrada por una sucesión estrato y grano decreciente. Esta secuencia de facies se interpreta como relacionada al relleno de canales fluviales a distributarios con facies finas asociadas (llanura aluvial a pantano interdistributario). Las referencias se indican en la figura 3.

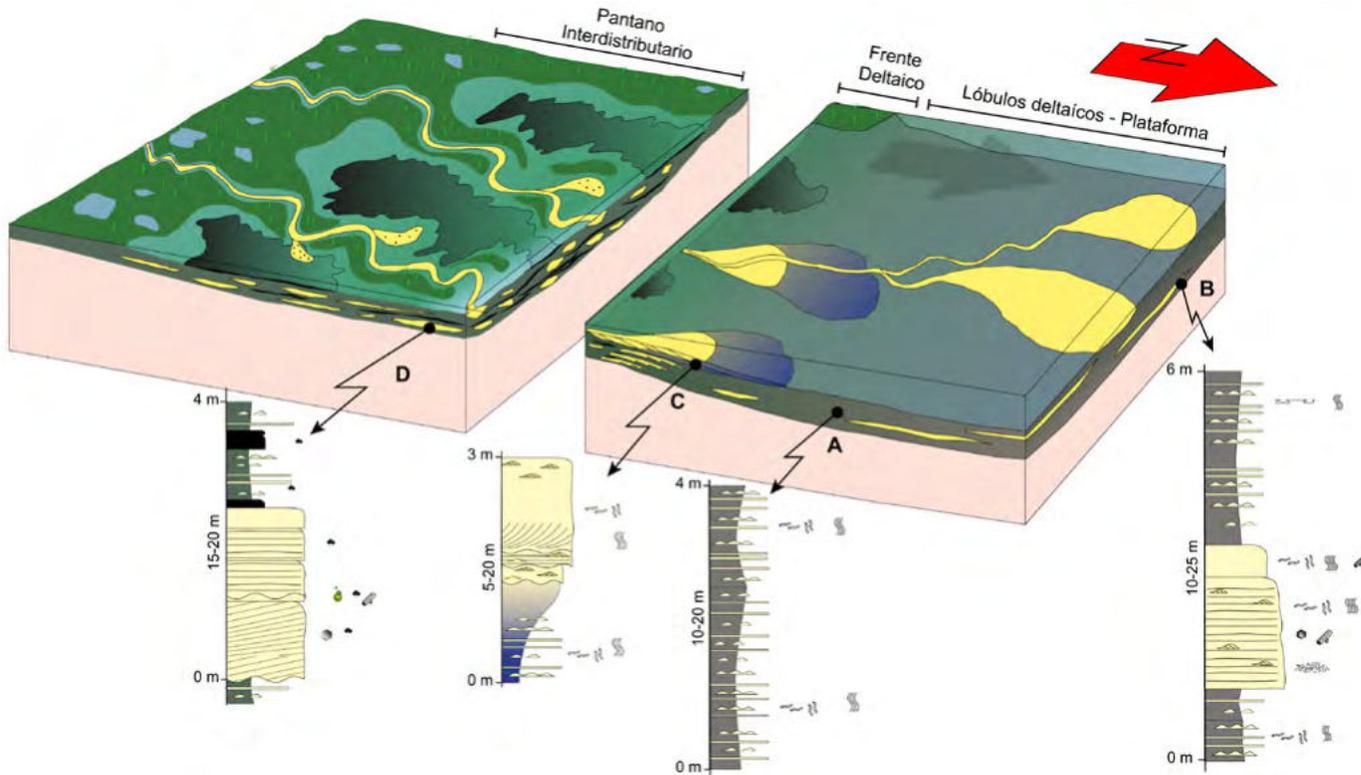


Figura 11. Esquema paleogeográfico y paleoambiental para la deposición de las asociaciones de facies reconocidas en los pozos PANG0001 y PANG0003. Se indican las distintas secuencias de facies reconocidas y su ubicación relativa dentro del sistema deltaico.

correspondería a lutitas y lóbulos de plataforma. Sobre este tramo basal se reconoce una superficie de progradación (MFS) sucedida por un intervalo progradante caracterizado por 4 secuencias elementales grano y estrato decrecientes, las que son interpretadas como lóbulos de plataforma. En el pozo PANG0001 solo se distingue la secuencia T8.1 interpretada como barras de plataforma a litorales.

DISCUSIÓN

Las secuencias T1 a T8 comprenden ciclos granodecrecientes–granocrecientes interpretados como depósitos de cortejos de nivel bajo (LST) a transgresivo, sucedido por un cortejo de alto nivel (LST/TST - HST). El cortejo depositacional de bajo nivel a transgresivo (LST/TST) comprende una secuencia grano y estrato decreciente compuesta principalmente por facies de relleno de canales fluviales a distributarios sucedidos por facies de pantano interdistributivo y por facies de barras de desembocadura deltaica a prodelta. El cortejo de alto nivel (HST) corresponde a ciclos grano

y estrato crecientes compuestos por lutitas de plataforma a prodelta, lóbulos distales de plataforma y depósitos de barras de desembocadura. Dentro de este contexto, los intervalos estratigráficos analizados de la Formación Tunas, se habrían depositado en un ambiente deltaico comprendiendo depósitos de llanura deltaica, frente deltaico y prodelta hasta plataforma, con depósitos episódicos de flujos hiperpícnicos (Bates 1953, Zavala y Arcuri 2016) vinculados a una descarga directa desde ríos en crecida (Fig. 11). Las estructuras sedimentarias indican una predominancia de procesos tractivos, con presencia subordinada de estructuras de ola. Estas características indicarían sistemas deltaicos mayormente fluvio-dominados (Galloway 1975). Respecto a la edad de estos depósitos, Arzadún *et al.* (2018) y Di Pasquo *et al.* (2018) realizaron diferentes estudios en muestras extraídas del pozo PANG0001. Arzadún *et al.* (2018) midió edades U/Pb a partir de circones en muestras de tobas a los 780 mbbp, obteniendo una edad de $295,5 \pm 8$ Ma (Sakmariano, Pérmico Inferior). Por otra parte Di Pasquo *et al.* (2018) realizaron un estudio palinológico en muestras del

mismo pozo en cinco intervalos de profundidad diferentes. En el intervalo medio-superior (434 mbbp, 685 mbbp, 688 mbbp) se registraron especies indicadoras del Guadalupiano y Lopingiano, mientras que en el tramo inferior (809 mbbp, 893 mbbp) se hallaron especies que permiten extender la edad basal hasta el Artinskiano. Teniendo en cuenta que las secuencias que presentan niveles de carbón se encuentran entre los 790 y 875 mbbp, se interpreta que las mismas se habrían depositado durante el Pérmico temprano.

El análisis estratigráfico de los depósitos atravesados por los pozos PANG0001 y PANG0003, permite hacer algunas consideraciones acerca del origen de los mantos de carbón. La relativa abundancia y la localización de los mantos de carbón durante el Carbonífero-Pérmico se relacionarían tanto a causas atmosféricas como paleogeográficas. A partir del Silúrico, se habría producido la colonización de los continentes por las plantas vasculares, las cuales habrían producido progresivamente una modificación de la atmósfera llevando hacia fines del Carbonífero los niveles de oxígeno a valores del 35%, muy por en-

cima de nuestra atmósfera actual (21%) (Berner 1999, Uhl *et al.* 2008). Con valores tan altos de oxígeno, las especies vegetales pueden ser objeto de combustión espontánea, incluso estando verdes.

Uno de los elementos utilizados para reconocer la existencia de incendios forestales (*wildfires*) en el registro fósil es la presencia en los mantos de carbón de inertinitas, en la forma de fusinita (fusinite) y semifusinita (semifusinite). El contenido de fusinita y semifusinita de carbones fósiles carboníferos atribuidos a incendios en general alcanza el 20% (Nichols y Jones 1992, Scott y Jones 1994). Según estudios realizados por Arzadún *et al.* (2016) y Arzadún *et al.* (2017) en muestras de carbón del pozo PANG0001, los mismos están formados por macerales del grupo de la vitrinita (mayoritariamente collotelinita y en menor cantidad gelovitrinita) y del grupo de la inertinita (únicamente fusinita). Los resultados del conteo de macerales muestran predominio de macerales del grupo de la vitrinita en todas las muestras (valor máximo de 64,9 %), seguido de fusinita (valor máximo de 28,5 %) (Arzadún *et al.* 2016).

El origen de los carbones a partir de incendios forestales plantea interesantes perspectivas ya que permite explicar la acumulación rápida de espesos mantos de carbón. Dichos incendios serían responsables de la combustión incompleta de extensas áreas continentales, cuyos restos serían luego transportados por los sistemas fluviales hacia áreas costeras y marino marginales adyacentes. La acumulación rápida de materiales de baja densidad saturados en agua y sobrecargados por depósitos arenosos podría explicar la presencia de los niveles estratigráficos replegados, los que podrían corresponder a estructuras de colapso gravitacional por carga sedimentaria.

Respecto de la localización de las acumulaciones de carbón para el Paleozoico tardío, pareciera existir un control paleogeográfico (Walker 2000), ya que las principales acumulaciones para el hemisferio norte se ubican en el Carbonífero tardío mientras que en el hemisferio sur los principales yacimientos se habrían acumulado durante el Permo-Triásico.

El análisis sedimentológico y estratigráfico de los intervalos que contienen las principales acumulaciones de carbón en

los pozos estudiados revela que estos depósitos, localizados en las secuencias T1 y T2, se habrían acumulado en diversos ambientes litorales hasta continentales correspondientes a barras de desembocadura deltaicas hasta canales fluviales a distributarios.

En lo que respecta a los depósitos de barras de desembocadura en los pozos estudiados, los mismos contienen pocas acumulaciones de carbón, ya que estas han sido reconocidas entre las secuencias elementales T3.1y T3.2 (Fig. 3). Las secuencias de facies de barras de desembocadura deltaicas integran cuerpos estrato y grano crecientes con espesores de 5 a 20 m (Bhattacharya y Walker 1992). Los niveles de carbón se acumularían principalmente en la llanura deltaica a pantano interdistributario, ya que comúnmente aparecen en el tope de las sucesiones arenosas grano y estrato crecientes (Fig. 11).

Estos ciclos grano crecientes limitados por materiales finos (sobre superficies de inundación) se originarían por procesos autocíclicos dentro del sistema deltaico. El sucesivo avance y retracción de los lóbulos deltaicos respondería a un equilibrio entre la subsidencia y la magnitud del aporte, el cual provocaría la migración lateral recurrente del lóbulo deltaico activo. De esta manera, cuando un lóbulo activo es desactivado por avulsión del canal principal, la zona no recibe sedimentos, por lo cual es inundada a consecuencia del accionar de la subsidencia. Una vez que esta zona se ha profundizado, el lóbulo activo vuelve a irrumpir en este lugar iniciando un nuevo ciclo de progradación construyendo una nueva sucesión grano y estrato creciente. Dentro de este escenario, la acumulación de los niveles de carbón tendría lugar principalmente en zonas bajas subsidentes y tranquilas, localizadas en áreas de llanura deltaica a pantano interdistributario (Fig. 11).

Las principales acumulaciones de carbón en los pozos estudiados aparecen asociadas a depósitos arenosos rellenando formas canalizadas, los cuales integran sucesiones estrato y grano decrecientes interpretados como canales fluviales a distributarios (Fig. 11). Estas sucesiones grano y estrato decrecientes muestran espesores individuales entre 15 y 20 m (Fig.

3), y se inician con depósitos arenosos con estratificación cruzada, sucedidos por materiales finos (lutitas y carbón). Cabe destacar que en afloramientos de la Formación Tunas relevados en la localidad de Las Mostazas (Zavala *et al.* 1993), se reconocen cuerpos estrato y grano decrecientes interpretados como acumulados a partir de sistemas fluviales meandriformes. Los depósitos componen secuencias elementales de 8 a 12 m de espesor, las que se inician con base neta-erosiva, e internamente se componen por areniscas con estratificación cruzada sucedida por depósitos de lutitas con restos vegetales y delgadas intercalaciones arenosas (Zavala *et al.* 1993). Estas secuencias podrían considerarse como un equivalente estratigráfico de los niveles portadores de carbón reconocidos en los pozos PANG0001 y PANG0003.

CONCLUSIONES

Los pozos PANG0001 y PANG0003 atraviesan una sucesión eminentemente clástica, la cual en razón a su litología, espesor, edad y posición estratigráfica sería equivalente a la Formación Tunas, aflorante en el ámbito de las Sierras Australes. El análisis de los testigos corona complementado con la información de los registros eléctricos permitió efectuar una correlación detallada entre los pozos PANG0001 y PANG0003. Esta correlación evidencia una importante truncación en el contacto con las unidades del Terciario, ya que en el pozo PANG0003 existe la omisión de 66 m estratigráficos presentes en el pozo PANG0001.

Se identificaron 16 facies sedimentarias principales, las cuales de acuerdo a su agrupamiento natural permitieron reconocer 4 secuencias de facies, correspondientes a lutitas de plataforma a prodelta, lóbulos arenosos de plataforma, barras de plataforma a barras de desembocadura, y canales fluviales a distributarios, pantano interdistributario a llanura aluvial. El análisis secuencial de la sucesión permitió identificar 8 secuencias deposicionales principales de tercer orden (T1 a T8), las cuales se integran a su vez por secuencias menores (secuencias elementales, posiblemente de cuarto orden). Estas se-

cuencias a su vez pueden agruparse en dos megaciclos o megasecuencias transgresivo-regresivos, integrados por las secuencias T1-T3 y T4-T8. Las secuencias elementales comprenden ciclos granodecreciente–granocreciente interpretados como depósitos de cortejos de nivel bajo a transgresivo (LST/TST - HST).

Los intervalos estratigráficos analizados de la Formación Tunas, se habrían depositado en un ambiente deltaico comprendiendo depósitos de llanura deltaica, frente deltaico y prodelta hasta plataforma. Las estructuras sedimentarias indican una predominancia de procesos tractivos, con presencia subordinada de estructuras de ola. Estas características indicarían sistemas deltaicos del tipo fluvio-dominados (Galloway 1975). La sucesión analizada no muestra en su conjunto una tendencia generalizada a la transgresión ni a la regresión, ya que los términos superiores perforados muestran aún elementos (trazas fósiles) que sugieren ambientes marinos de plataforma.

Los niveles de carbón aparecen asociados a las secuencias T1 y T2, principalmente hacia los términos superiores de cuerpos arenosos granodecrecientes interpretados como relleno de canales. Estos carbones se habrían acumulado en zonas bajas costeras a litorales (pantanos interdistributarios) y habrían sido mayormente acarreados por la descarga fluvial. La presencia de fusinita en valores cercanos al 20% (Arzadún *et al.* 2016, Arzadún *et al.* 2017) sugiere que estos carbones corresponderían principalmente al producto de incendios forestales, y habrían sido acarreados y acumulados rápidamente en zonas costeras subsidentes.

REFERENCIAS

- Alessandretti, L., Chemale, F. Jr., Ramos, V.A. y Philipp, R.P. 2010. Idade de deposição dos tufos da Formação Tunas, Sierra de la Ventana fold belt, Argentina. 6° Congreso Uruguayo de Geología, Actas: 10-11, Lavalleja.
- Alonso-Muruaga, P. J., Febbo, M. B. y Buatois L. A. 2018. Criterios icnológicos en la diferenciación de depósitos marinos abiertos y deltaicos en la Formación Tunas (Pérmico inferior, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina) a partir de Testigos Corona. IV Simposio latinoamericano de Icnología, Actas: 22-23, Santa Marta.
- Andreis, R.R. 1965. Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Anales 6: 9-63, La Plata.
- Andreis, R.R. 1984. Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbónico superior?), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Annual Meeting Project IGCP-211, Actas: 28-29, San Carlos de Bariloche.
- Andreis, R.R., Iñiguez, A.M., Lluch, J.L. y Rodríguez, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G., Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 265-298, San Miguel de Tucumán.
- Andreis, R.R. y Torres Ribeiro, M. 2003. Estratigrafía, facies y evolución deposicional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior), Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 137-165.
- Arnott, R.W.C. y Hand, B.M. 1989. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. Journal of Sedimentary Petrology 69: 1062-1069.
- Arzadún, G., Cesaretti, N.N., Fortunatti, N. y Cisternas, M.E. 2013. Análisis de petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas en carbonato de matas algáceas de la Formación Tunas, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 165-169, San Juan.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y Fortunatti, N. 2014. Análisis diagenético y estructural en la Formación Tunas (Pozo PANG0001 - Pérmico de la Cuenca de Claromecó-Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina). 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 481-497, Mendoza.
- Arzadún, G. 2015. Análisis del soterramiento de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires a partir de índices de compactación y de empaquetamiento. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 243 p., Bahía Blanca.
- Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y Tomezzoli, R.N. 2016. Análisis de materia orgánica en niveles de carbón identificados en el pozo PANG0001, en la Formación Tunas (Pérmico de Gondwana), Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73: 538-551.
- Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y Tomezzoli, R.N. 2017. Presence of charcoal as evidence of paleofires in the Claromecó Basin, Permian of Gondwana, Argentina: Diagenetic and paleoenvironment analysis based on coal petrography studies. GeoResJ Journal 14: 121-134.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Trindade, R., Gallo, L.C., Cesaretti, N.N. y Calvagno, J.M. 2018. Shrimp zircon geochronology constrains on Permian pyroclastic levels, Claromecó Basin, South West margin of Gondwana, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 85: 191-208.
- Bates, C. 1953. Rational theory of delta formation. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 37: 2119-2162.
- Bhattacharya, J.P. y Walker, R.G. 1992. Deltas. En: Walker, R.G. y James, N.P. (ed.), Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada: 157-177.
- Berner, R.A. 1999. Atmospheric oxygen over the Phanerozoic time. Proceedings of the National Academy of Science 96: 10955-10957.
- Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of Sierra Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implication in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Palaontologie 1(7-8): 819-837.
- Camacho, H., Busby, C.J. y Kneller, B. 2002. A new depositional model for the classical turbidite locality at San Clemente State Beach, California. American Association of Petroleum Geologist, Acta 86(9): 1543-1560.
- Clifton, H.E. y Thompson, J.K. 1978. Macaronichnus Segregatis: A Feeding Structure of Shallow Marine Polychaetes. Journal of Sedimentary Petrology 48(4):1293-1302.
- Coleman, J.M. y Wright, L.D. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: Broussard, M.L. (ed.), Deltas, Models for Exploration, Houston Geological Society: 87-98, Houston.
- Demoulin, A., Zarate, M. y Rabassa, J. 2005. Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19(2): 193-204.

- Di Pasquo, M., Di Nardo, J., Martínez, M., Arzadún, G. y Silvestri, L. 2018. Análisis palinoestratigráfico de muestras de subsuelo de la Formación Tunas (Pérmico), Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. XVII Simposio Argentino de Palinología y Paleobotánica, Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología 18: 77-78, Paraná.
- Febbo, M. B., Fortunatti, N. B., Arzadún, G., Cesaretti, N. N. y Tomazzoli, R.N. 2017. Análisis de facies de subsuelo y su potencial oleogénico para el pozo PANG 0001, Formación Tunas, Pérmico de la Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires. XX Congreso Geológico Argentino. Prospección y desarrollo de yacimientos convencionales y no convencionales y desarrollo en campos maduros, Actas: 27-33, San Miguel de Tucumán.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J. 1996. Cuenca del Colorado. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 8: 135-158.
- Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (ed.), Deltas, Models for Exploration, Houston Geological Society: 87-98. Houston.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 2, 161 p., Dallas.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín 61.
- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena alucogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(2): 151-181.
- Iparraquirre, J., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2016. Litho 2: Enabling the power of mobile devices and cloud computing for creating comprehensive sedimentary logs from outcrop, core and mud logging. International Conference and Exhibition, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, pp. 74, Barcelona. DOI: 10.1190/ice2016-6349079.1
- Japas, S. 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. 1. Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 38: 145-156, Buenos Aires.
- Jopling, A.V. y Walker, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples of Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology 38: 971-984.
- Kneller, B. y Branney, M. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. Sedimentology 42: 607-616.
- Lesta P, Sylwan C. 2005. Cuenca de Claromecó. En: Chebli G, Cortiñas J, Spalletti L, Legarreta L, Vallejo E (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina. 6° Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Actas 10: 217-231, Mar del Plata.
- López Gamundi, O.R., Conaghan, P., Rossello E.A. y Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Fold belt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. Journal of South American Earth Sciences 8: 129-142.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1984. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352, San Carlos de Bariloche.
- Massabie, A. C., Nestiero, O. E. y Sanguinetti, A. S. 2008. Brechas y microbrechas cohesivas en cuarcitas de las Sierras Australes de Buenos Aires. Similitudes, diferencias y aproximaciones a su vinculación tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(2): 163-71.
- Mitchum Jr., R. M., Vail, P. R. y Thomlson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: Payton, C. E. (ed.), Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26: 117-133, Tulsa.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48: 269-299.
- Mutti, E., Davoli, G. y Tinterri, R. 1994. Flood-Related Gravity-Flow Deposits in Fluvial and Fluvio-Deltaic Depositional Systems and their Sequence-Stratigraphic Implications. En: Posamentier, H.W. y Mutti, E. (ed.), Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Tremp, Libro de resúmenes: 137-143, Parma.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova 48: 233-291.
- Nichols, G. y Jones, T. 1992. Fusain in Carboniferous shallow marine sediments, Donegal, Ireland: the sedimentological effects of wild-fire. Sedimentology 39(3): 487-502.
- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Marchal, D., Kohler, G., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2018. The role of fluid mud flows in the accumulation of organic-rich shales. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención: 61-90.
- Pagani, M.A. 1998. Braquiópodos y gastrópodos Pérmicos de las formaciones Piedra Azul y Bonete (Provincia de Buenos Aires), Ameghiniana 35(3): 265-270.
- Pángaro, F. 2013. Las cuencas paleozoicas episuatras del margen atlántico de la provincia de Buenos Aires y su control sobre la apertura atlántica. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 286 p., Buenos Aires.
- Rabassa, J., Carignano, C. y Cioccale, M. 2010. Gondwana paleosurfaces in Argentina: an introduction. Geociencias 29(4): 439-466.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, San Carlos de Bariloche.
- Ruiz, T. y Bianco, T.M. 1985. Presencia de restos de Lycopsidas arborescentes en Las Mostazas, Paleozoico Superior de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 217 p., Buenos Aires.
- Sanders, J. E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms. En: Middleton, G. V. (ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Socie-

- ty for Sedimentary Geology, Special Publications 12: 192-219, Oklahoma.
- Scott, A.C. y Jones, T.P. 1994. The nature and influence of fire in Carboniferous ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 106: 91-112.
- Scruton, P. C. 1960. Delta building and the delta sequence. En: Shepard, F. P. y Vall Andel, T. H. (eds.), *Recent Sediments*, American Association of Petroleum Geologist: 82-102, Tulsa.
- Simons, D.B., Richardson, E.V. y Nordin, C.F. 1965. Sedimentary structures generated by flow on alluvial channels. En: Middleton, G. V. (ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, Society for Sedimentary Geology, Special Publications 12: 34-52, Oklahoma.
- Southard, J.B. 1991. Experimental determination of bed-form stability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 19(1): 423-455.
- Suero, T. 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, Serie 2(74): 5-31, La Plata.
- Suero, T. 1972. *Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología, Anales 3: 135-147, La Plata.
- Sumner, E.J., Amy, L.A. y Talling, P.J. 2008. Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 529-547.
- Tomezzoli, R. N. y Vilas, J. F. 1997. Paleomagnetismo y fábrica magnética en afloramientos cercanos a las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (López Lecube y González Chaves). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(4): 419-32.
- Walker, S. 2000. *Major coalfields of the world*. International Energy Agency, Coal Research, 131 p., Londres.
- Uhl, D., Jasper, A., Hamad, A. y Montenari, M. 2008. Permian and Triassic wildfires and atmospheric oxygen levels. *Ecosystems* 9: 179-187.
- Zavala, C.A., Santiago, M.F. y Amaolo, G.E. 1993. Depósitos fluviales de la Formación Tunas (Pérmico). *Cuenca Paleozoica de Ventania, Provincia de Buenos Aires*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 307-316.
- Zavala, C., Azúa, G., Freije, H. y Ponce, J. 2000. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico Inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 165-178.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M. y Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine Hyperpycnites: A Depositional Model from a Case Study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of West-Central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76: 41-59.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C. y Di Meglio, M. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. En: Slatt, R. M. y Zavala, C. (ed.), *Sediment transfer from shelf to deep water-Revisiting the delivery system*, American Association of Petroleum Geologist, *Studies in Geology* 61: 31-51.
- Zavala, C., y Arcuri, M. 2016. Intra-basinal and extra-basinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology* 337: 36-54.
- Zavala, C., y Pan, S.X. 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs* 30 (1): 1-27.

Recibido: 25 de febrero, 2019

Aceptado: 19 de septiembre, 2019