

LOS PRINCIPALES RESERVORIOS DEL YACIMIENTO VEGA-PLÉYADE DE LA CUENCA AUSTRAL, COSTA AFUERA, ARGENTINA

Hugo Alejandro Arbe¹, Patricio D’Odorico Benites¹

1: Total Austral S.A., hugo.arbe@total.com, patricio.dodorico@total.com

Palabras clave: Vega-Pléyade, Reservorios, Cuenca Austral, Sistema Transgresivo

ABSTRACT

Vega-Pléyade Field is located at 20 kilometers offshore Tierra del Fuego, on the Mar Argentino. First production came in on February 2016 with two horizontal wells. The main reservoirs are represented by the Paloma sequence of the Springhill Formation (Hauterivian), at the top of the stratigraphic reservoir column. It is composed of quartzose and arkosic sandstones, ranging from fine to coarse and very coarse-grained, subangular, moderate sorted with scarce chloritic and kaolinitic matrix. The coarse-grained facies are arranged in massive packages with no sedimentary structures interfingering with fine-grained sandstones displaying diffuse parallel lamination and/or hummocky cross stratification (HCS). These units overlay the shoreface and tidal deposits of Argo sequence unconformably (erosive or paraconcordant). These “massive sandstones” were observed in Vega-Pléyade field, as well as in other offshore fields, remaining very widespread. Given the stratigraphic location and the fluids distribution within structure, around 85% of the gas accumulation is contained in this type of reservoirs, which typically have porosities of 15 - 33% and permeabilities reaching up to 1 Darcy. On the other hand, Argo sequence holds the remaining 15% of the Vega-Pléyade gas, stored in littoral, tidal (channels and bars) and shoreface sandstone reservoirs, which were partially eroded and reworked by the coarse grained facies of Paloma sequence. The reservoir properties are considerably lower than the Paloma ones with permeabilities of a tens to hundreds of milidarcies. The depositional setting of the main reservoirs in Paloma sequence are interpreted as sandy shelf facies association deposited during multi-episodic storm events transported on mixed bed / suspended load. The former creates sandy debris flows while the latter ones are deposited by traction plus fallout mechanisms in a turbulence setting (due to hydraulic jump and the development of hummocky cross stratification) as well as the deposition of coarser suspended load (laminar stratification). The interpreted depositional morphology of these facies is lobe-shaped bodies that may be confined or unconfined. The sandy units would be therefore the direct result of marine reworking of previous littoral deposits (foreshore, upper shoreface, as well as tidal and even fluvial channels) during storm events. The existence of this type of facies associations open debate on the foreshore and intertidal deposits preservation during transgressive vs. regressive periods, as well as the type and origin of the sequence boundary of the Paloma sequence.

INTRODUCCIÓN

Vega-Pléyade es el último yacimiento de gas puesto en producción por el consorcio CMA-1 (Cuenca Marina Austral) operado por Total Austral en asociación con Wintershall Energía S.A. y Pan American Energy, en febrero de 2016. Se trata del yacimiento costa afuera más austral del

mundo, desarrollado desde una plataforma ubicada 20 km costa afuera de Tierra del Fuego a una profundidad de agua de 30 a 70 metros, y conectada a través de un gasoducto a las instalaciones de tratamiento en la costa de Río Cullen.

Su potencial de producción es de 9 Mm³ de gas, actualmente, a través de dos pozos de largo alcance con distancias de 4234 y 3565 metros desde la plataforma y con “drains” horizontales de 400 y 500 metros en las areniscas de Paloma de la Formación Springhill. Los resultados de estos pozos mostraron buenas producciones iniciales y altos valores de KH (permeabilidad x espesor).

Una buena producción de un yacimiento depende en gran medida del carácter predictivo del modelo geológico; en este contexto, su comprensión es clave para optimizar la ubicación de los pozos de desarrollo. En este trabajo, se presentará, en primer lugar, las generalidades del campo de Vega-Pléyade y luego se describirán en detalle las principales características de las facies de reservorio.

Ubicación y características geológicas del yacimiento.

El yacimiento de Vega-Pléyade, en el permiso CMA-1 (Cuenca Marina Austral), está localizado en la Cuenca Austral, 20 km costa afuera de Tierra del Fuego en el flanco oeste del Alto de Río Chico, borde oriental de la cuenca (Fig. 1).

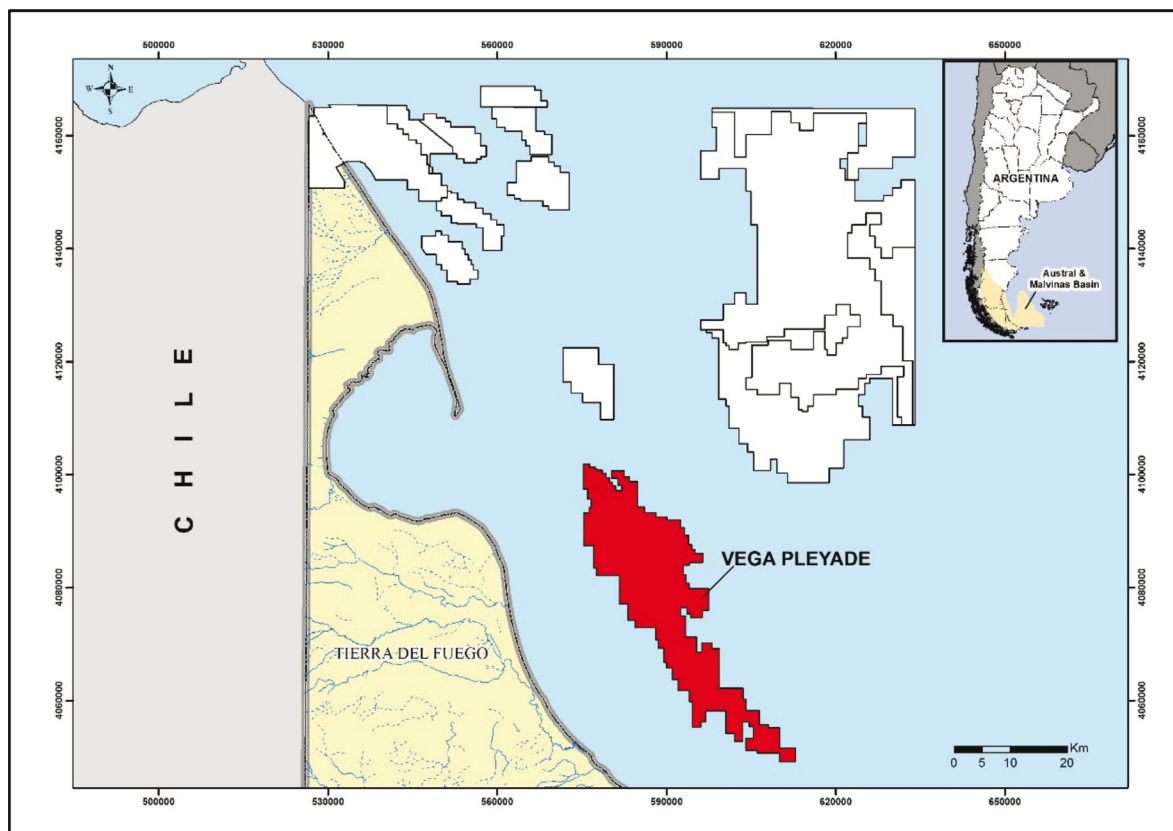


Figura 1. Ubicación del permiso CMA-1 (Cuenca Marina Austral-1)

Se trata de una estructura alargada con sentido NNO-SSE, de tipo anticlinal controlada por fallas normales (rift-controlled) que han sufrido sucesivas reactivaciones; posee una terminación periclinal al NNO y otra al SSE, con el punto de fuga regional localizado en esta última. La estructura de Vega-Pléyade conforma una trampa de 240 km² de superficie, de cresta relativamente plana con altos locales de la Serie Tobífera o del Basamento sin la presencia de facies reservorio (constituyen los “altos pelados”; en blanco en el mapa de Arbe y Fernández Bell Fano, 2002) (Figs. 2 y 3).

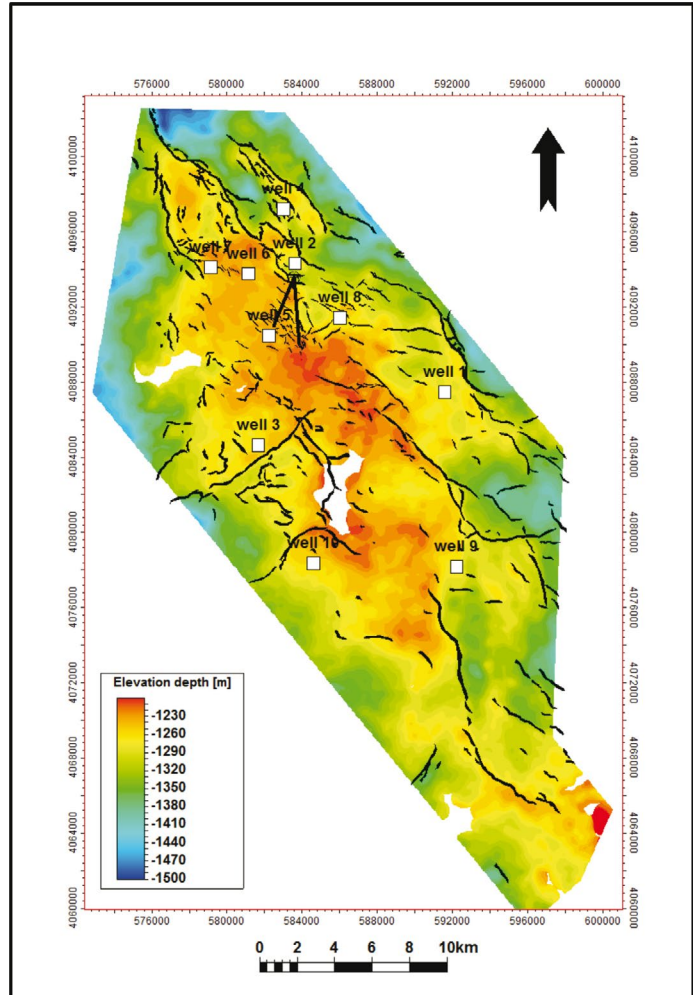


Figura 2. Mapa estructural del tope del reservorio. Las zonas blancas corresponden a altos estructurales sin depositación de reservorio o “altos pelados”.

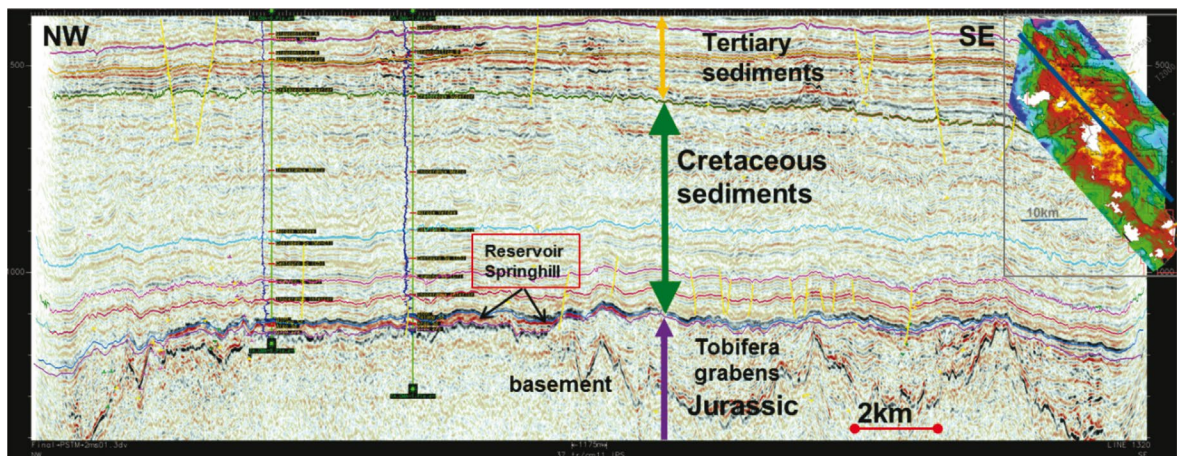


Figura 3. Línea regional NO-SE a lo largo de la estructura de Vega-Pléyade.

El principal reservorio está representado por las areniscas pertenecientes a la secuencia de Paloma de la Formación Springhill. En Vega-Pléyade la Formación Springhill está integrada por depósitos fluviales que verticalmente evolucionan a litorales, deltaicos, estuarinos y hasta marinos. Su depositación se desarrolla en sucesivos “on-laps” sobre la paleotopografía del Basamento Cristalino y/o de la Serie Tobífera; se disponen en un “backstepping” regional sobre el Alto de Río Chico. Las facies marino distales de esta unidad, compuesta por fangolitas oscuras, están representadas por la Formación Inoceramus Inferior, que corresponde tanto a la roca madre principal de la cuenca como al sello de los reservorios de la Formación Springhill (Arbe & Fernández, 2002) (Fig. 4). La Formación Springhill está representada por una mega secuencia depositacional de segundo orden integrada por las secuencias de Hidra (Berriasiano - Valanginiano), Argo (Valanginiano tardío - Hauteriviano temprano) y Paloma (Hauteriviano) (Fig. 4). Las areniscas de Hidra corresponden a facies de canales fluviales con porosidades comprendidas entre 12% a 24%, y facies de planicies de inundación; con porosidades entre 4% y 14%. Por otro lado, las areniscas de Argo son interpretadas de manera general como facies de anteplaya (“shoreface”) y estuarinas, con porosidades comprendidas entre 12% y 28 %.

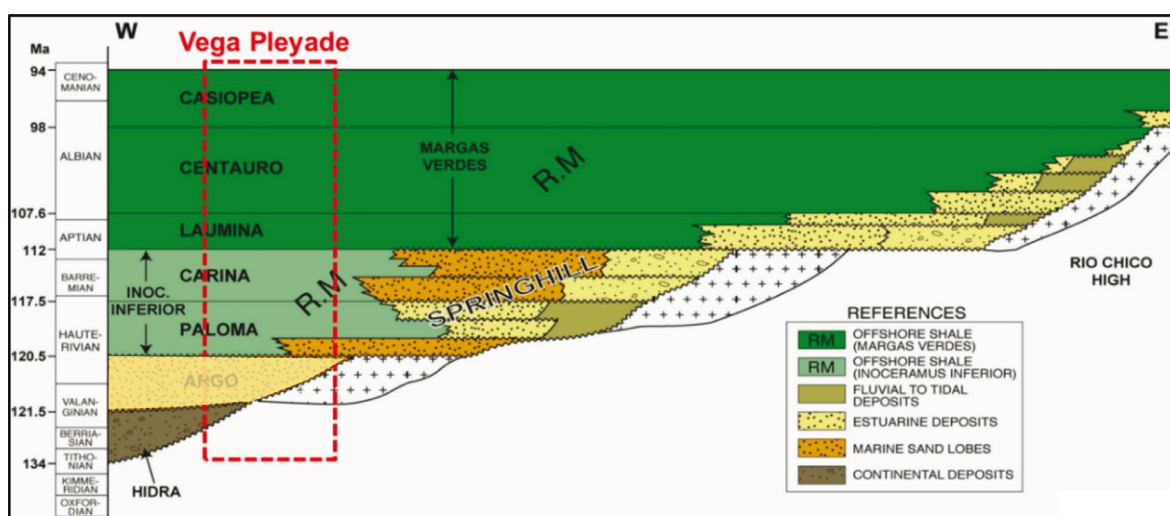


Figura 4. Evolución secuencial de la Formación Springhill y ubicación general del campo de Vega-Pléyade.

Los reservorios con las mejores propiedades pertenecen a la secuencia de Paloma compuesta por una sucesión de areniscas donde dominan los cuerpos masivos (sin estructuras sedimentarias). Se trata de areniscas que tienen entre 15% y 33% de porosidad; cuando están saturadas de gas muestran un comportamiento con baja impedancia acústica y su respuesta sísmica presentan una fuerte amplitud negativa y con efecto AVO (Fig. 5).

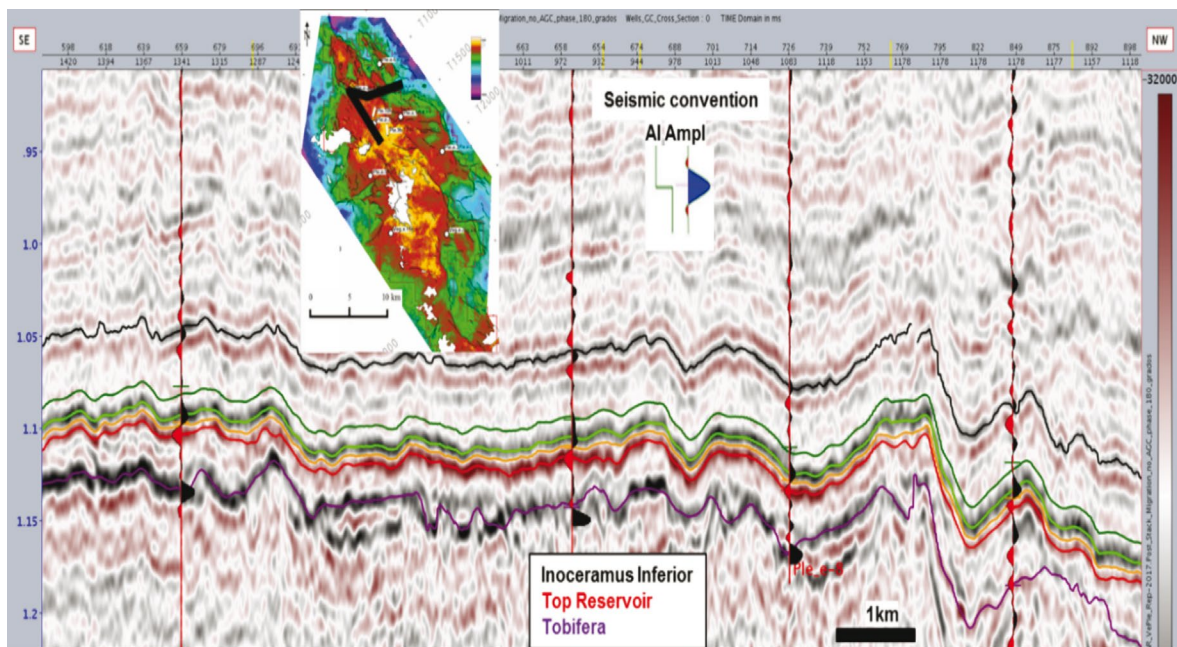


Figura 5. Línea arbitraria detallando la respuesta sísmica del reservorio, calibrada en pozos.

Descripción de las facies de Paloma

La secuencia de Paloma, en el yacimiento Vega-Pléyade, se interpreta conformada por depósitos marinos, de morfología lobular desarrollados en zona de plataforma; sus espesores varían desde el centro de los cuerpos hacia sus bordes y pueden alcanzar las decenas de metros, en especial, cuando se encuentran amalgamados (Fig. 6).

Las facies principales de reservorio de Paloma, como se señaló anteriormente, están representadas por areniscas masivas interpretadas como “facies de lóbulo”; que lateralmente o en forma distal gradan a facies de areniscas con estratificación paralela planar y/o con “*hummocky cross stratification*” (HCS) considerándolas como “facies de interlóbulo”; una de las características de estas últimas es que presentan un desmejoramiento en sus propiedades petrofísicas. La secuencia de facies culmina con la depositación de la carga en suspensión, más diluida, constituyendo la facies de areniscas laminadas.

1. Facies de areniscas masivas

Estas facies están constituidas por areniscas gruesas a medianas, hasta conglomerádicas, con una selección buena a moderada. Normalmente, están compuestas por abundantes granos de cuarzo (30%-52%), escasos clastos de feldespatos que a veces se presentan parcialmente disueltos, algunos fragmentos líticos (4%-11%), glauconita granular (hasta 5%) y una matriz detrítica (hasta 20%) parcialmente conformada por caolinita y clorita.

Una de las características principales de esta facies es la ausencia de estructuras sedimentarias; son comunes la participación de clastos “flotantes” dentro de la matriz arenosa, con tamaños que alcanzan los 10 cm, hasta inclusive incorporan valvas rotas de Gryphaeas (Fig. 7). Eventualmente, los clastos se encuentran hacia el tope de los bancos (coarsening-upward). Es común la amalgamación de estos cuerpos masivos constituyendo eventos multi-episódicos que llegan a alcanzar varios metros de espesor. Comúnmente se disponen con un contacto basal neto de carácter erosivo. Asimismo, el tope de estos cuerpos arenosos también suelen ser de tipo neto en particular cuando están en contacto con las facies de areniscas laminadas. También suelen presentar evidencias de bioturbación y estructuras de escape de agua.

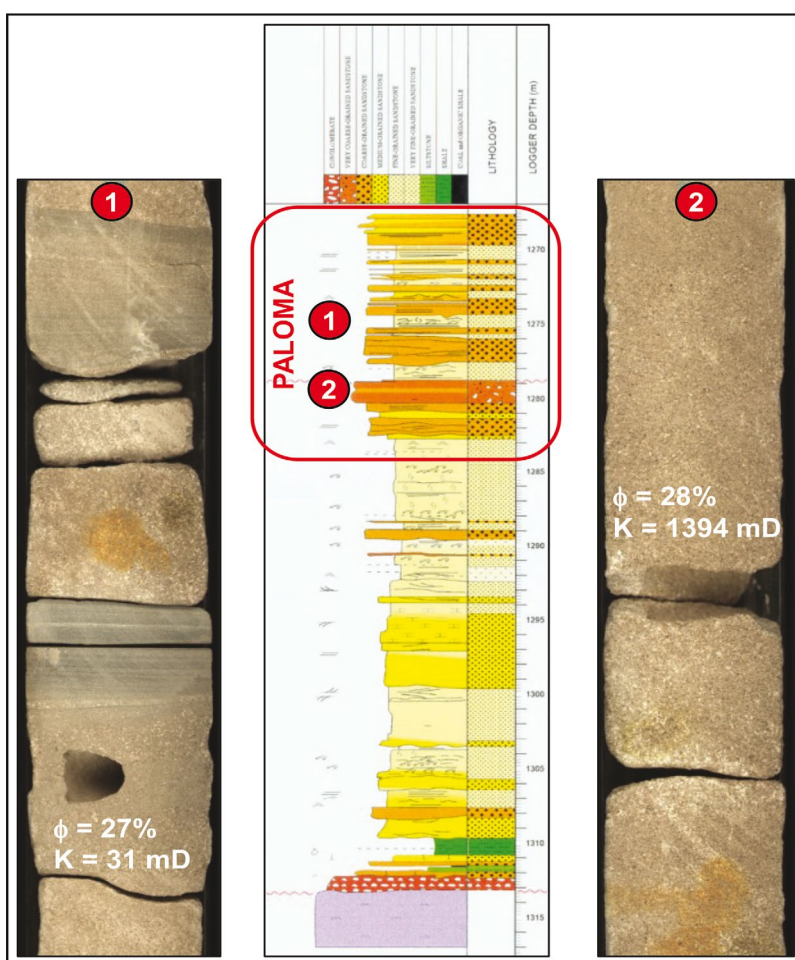


Figura 6. Facies de Paloma - Ilustración en pozos y aspecto macroscópico en coronas.

Desde el punto de vista petrográfico, las porosidades totales oscilan entre 25% y 33% mientras que las permeabilidades se encuentran en el rango de los 500 a 1500 mD, aunque excepcionalmente llegan a valores superiores a los 5000 milidarcies. De este modo, estas facies representan el reservorio más importante del yacimiento Vega-Pléyade. Si bien se estima que las porosidades primarias fueron elevadas teniendo en cuenta el estilo de sedimentación, los altos

valores responden a la presencia de porosidad secundaria producto de la disolución de los granos de feldespatos durante los procesos diagenéticos.

Entre los minerales diagenéticos arcillosos más abundantes se encuentra la caolinita que reemplaza parcialmente a los granos de feldespatos y de líticos, pero también hay que destacar la presencia de caolinita detrítica producto de la devitrificación diagenética de las tobas de la Serie Tobífera. Son comunes los crecimientos secundarios de sílice que suelen disminuir la porosidad y la permeabilidad del reservorio, como así también los crecimientos de clorita intergranular, muchas veces derivada de la alteración secundaria de la glauconita detrítica. Localmente, la cementación con calcita puede disminuir en gran medida las propiedades petrofísicas de estas facies, pero su participación es escasa y aleatoria.

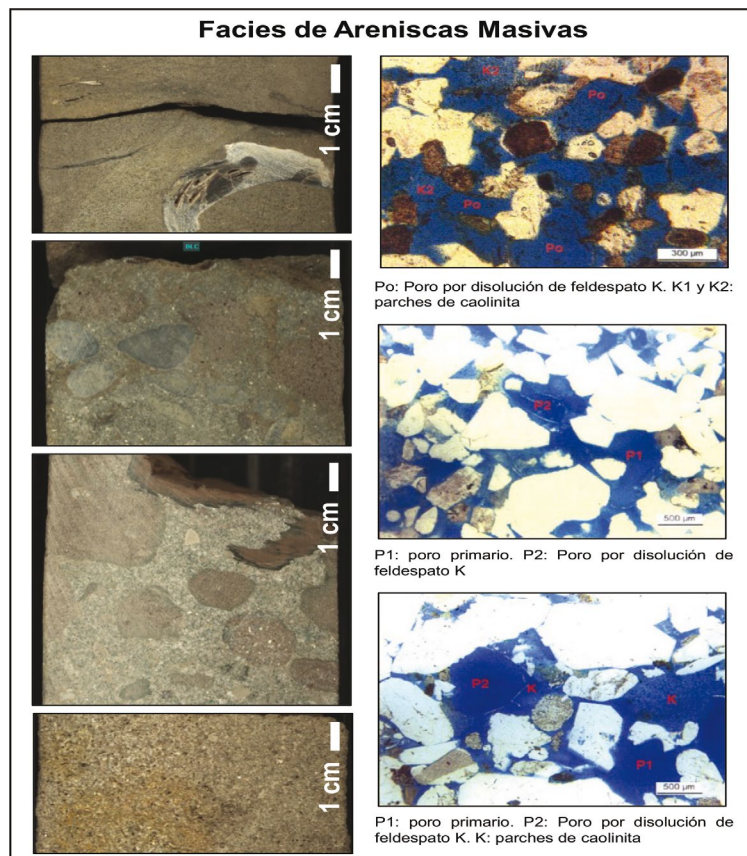


Figura 7. Facies de areniscas masivas, vista en coronas y cortes delgados. Nótese la presencia de clastos flotantes y bioclastos sensiblemente mayores que la matriz arenosa circundante.

2. Facies de areniscas con estratificación paralela planar y areniscas con estratificación entrecruzada tipo hummocky (HCS)

Estas dos facies se analizan en conjunto y están integradas por areniscas de grano mediano que eventualmente alcanza el grueso y pueden ser percibidas como dos extremos de un continuo, donde se

observan estructuras con estratificación paralela planar, a veces sensiblemente ondulante y estratificación entrecruzada de bajo ángulo con “sets” limitados al techo con estratificación ondulosa a convexa, interpretándose como “hummocky cross stratification” (HCS). En ambos casos, la composición mineralógica es similar y está integrada por fragmentos líticos (20% - 40%, esporádicamente asciende hasta 50%), granos de cuarzo y abundantes clastos de arcillas principalmente de caolinita y clorita (Fig. 8). En ocasiones intercala delgados bancos centimétricos de areniscas gruesas a muy gruesas interpretadas como carpetas tractivas de alta densidad (“grain flow”) producto del flujo bipartito basal desacoplado de un flujo turbulento más diluido que lo suprayace (Lowe, 1979; Todd, 1989). En este caso, la porosidad oscila entre 15% y 25%, aunque la permeabilidad comúnmente se limita a un máximo de 400 mD, con un promedio de 100 milidarcies. En estas facies la disolución secundaria de los feldespatos también juega un rol preponderante en la generación de propiedades petrofísicas óptimas.

A diferencia de las facies de areniscas masivas, se observa un grado variable de bioturbación, desde muy escasa hasta abundante. Las icnofacies más comunes son Planolites, Macaronichnus, Chondrites y Ophiomorpha. En lo referido a la diagénesis, se observa una secuencia similar a la descrita para las facies de areniscas masivas, aunque la participación de cementos calcáreos puede ser mayor, obliterando y disminuyendo localmente la porosidad primaria.

3. Facies de areniscas laminadas

Estas facies están constituidas por arenisca fina a muy fina, en algunos casos hasta limolitas, de color gris a gris verdoso, bien seleccionadas, en donde se observa una clara laminación horizontal y a veces una alternancia de bandas más oscuras y más claras. Pueden incluir fragmentos detríticos de restos de tallos carbonosos. Se encuentran mayormente asociadas a las facies de areniscas con estratificación paralela planar y areniscas con HCS. Están mayormente compuestas por fragmentos líticos (30% - 40%), cuarzo en proporción variable y entre las arcillas es común la presencia de caolinita y clorita de origen detrítico. Los clastos de líticos suelen encontrarse asociados a la arcilla detrítica y puede ocurrir una cementación calcítica que bloquee parcialmente el sistema poral. Suelen intercalar niveles delgados de fangolitas oscuras (Fig. 9).

Las trazas fósiles más comunes son Macaronichnus, Ophiomorpha y Chondrites y pueden alterar e incluso eliminar su estructura primaria. Por otro lado, las propiedades petrofísicas de estas facies elevan la porosidad máxima a 25% (mínima 10%), mientras que las permeabilidades oscilan entre 0.1 mD y 150 milidarcies.

Modelo Depositacional de las facies de Paloma

En la Figura 10 se presenta un modelo esquemático y tentativo de depositación de las facies principales de los reservorios de Paloma. En su oportunidad Arbe y Fernández (2002) postularon

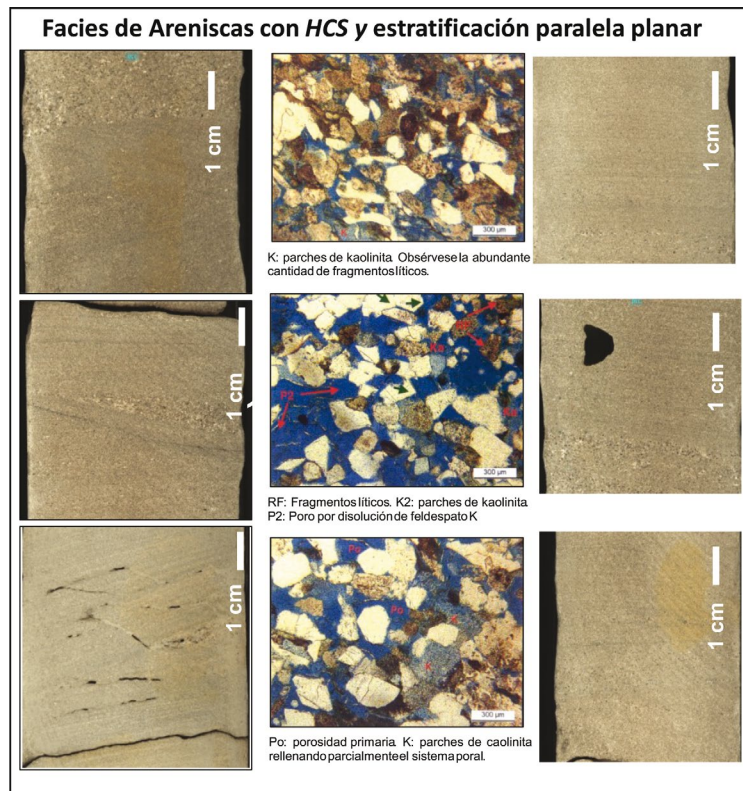


Figura 8. Facies de areniscas con estratificación entrecruzada tipo “hummocky” (HCS) y estratificación paralela planar.



Figura 9. Facies de areniscas laminadas, vistas en corona y cortes delgados. Nótese el carácter erosivo de las facies de areniscas masivas en la parte superior

la existencia de depósitos hiperconcentrados para todos los principales reservorios de las secuencias de la Formación Springhill desarrolladas en los yacimientos costa afuera. El flujo hiperconcentrado es un flujo de detritos de alta densidad que se deposita en masa (*cohesive/frictional freezing*) (Lowe, 1979, Hampton 1979, Shanmugam 1996). Mutti *et al.* (2000) estableció un modelo donde facies equivalentes conforman un sistema deltaico subáqueo dominado por inundaciones y donde el aporte fluvial juega un rol predominante. Por otro lado, en numerosas oportunidades se destacó el concepto de flujos hiperpícnicos, a aquellos flujos de alta densidad hiperconcentrados que se desarrollan en forma subáquea y que conforman depósitos arenosos carentes de estructuras sedimentarias primarias que resultan de la depositación de la carga en suspensión (facies S de Zavala *et al.* 2011).

En el caso de del modelo tentativo para Paloma, se interpreta el desarrollo de flujos de alta densidad, hiperconcentrados, que se depositan en masa (facies de areniscas masivas), como carga de lecho y que generan un “*by-pass*” de la carga en suspensión dentro de un flujo turbulento, y que desarrollan estructuras sedimentarias planares con estratificación paralela consideradas de alto régimen de flujo con carpetas tractivas (flujo de granos) y entrecruzamientos (facies de areniscas con estratificación planar y/o HCS). Lo particular de estas últimas es la presencia de “*hummocky cross stratification*” (HCS), interpretadas como el resultado del salto hidráulico al pie de la cuña depositacional de los depósitos de detritos arenosos, con disminución de la densidad del flujo. Ese salto hidráulico genera un sistema tractivo en la base y ondulatorio en el techo (con tracción/decantación). Una vez que la carga más gruesa del sistema es depositada sobreviene la deposición de la carga en suspensión más fina generando cuerpos tabulares en facies de areniscas laminadas.

Por las características interpretadas de las facies sedimentarias, se define un modelo deposicional cuya morfología de depósito sería de tipo lobulado, no confinado donde las facies masivas representan el cuerpo principal de depositación, en posición proximal, teniendo en cuenta el sentido deposicional. De todas formas los cuerpos en facies de areniscas masivas pueden presentarse también en forma confinada. Estos cuerpos lobulados al presentar amalgamaciones, evidencian su carácter multi-episódicos, conformando cuerpos tabulares producto de la compensación morfológica (Fig. 10).

Origen de las areniscas de Paloma

En la sección previa se desarrolló un modelo deposicional para las areniscas de Paloma, estableciendo una morfología deposicional de tipo lobulado, representadas por las facies de areniscas masivas, mientras que las facies de areniscas con estratificación paralela planar, HCS y de areniscas laminadas corresponderían a facies de interlóbulos y facies distales, respectivamente.

Ahora bien, este modelo deposicional no contempla el concepto de hiperpícnico, que si bien se corresponde con procesos de alta densidad, por considerarlo de origen predominantemente fluvial y subaéreo no se adaptaría en su totalidad al origen de los sedimentos que conforman los depósitos de plataforma de las areniscas de Paloma.

Si analizamos la evolución vertical de todas las secuencias de la Formación Springhill, observamos que el volumen de los cuerpos arenosos de Paloma desarrollados en posiciones de plataforma, sobrepasa ampliamente al volumen de arenas presentes en los depósitos litorales, preferentemente mareales y hasta fluviales de las secuencias inferiores. Esta característica podría interpretarse como debida a un fuerte “*by-pass*” sedimentario de arenas desarrolladas en ambientes fluviales que migran y se depositan en ambientes de plataforma como flujos hiperpícnicos, como producto de importantes caídas relativas en el nivel del mar y por supuesto asociadas a importantes inundaciones (factores climáticos). No obstante, los sistemas fluviales asociados a la secuencia Paloma no se encuentran bien representados en el registro sedimentario por lo que, de haber existido, su desarrollo habría sido efímero y de corto desarrollo longitudinal.

Por otro lado los depósitos de “lóbulos” de Paloma presentan características petrográficas particulares, como ser la selección de buena a moderada que posee su matriz arenosa. El mecanismo de transporte de origen fluvial debería tener una baja capacidad de selección del sedimento, por lo tanto se presupone que el origen de estas arenas ha sido previamente seleccionado mediante algún otro agente de transporte.

De acuerdo a las cartas eustáticas para el Cretácico inferior (Haq *et al*, 1987) se identifica un marcado período de ascenso eustático de segundo orden y donde las caídas del nivel del mar son breves y de poca magnitud. Al mismo tiempo, la subsidencia térmica (*sag phase*)

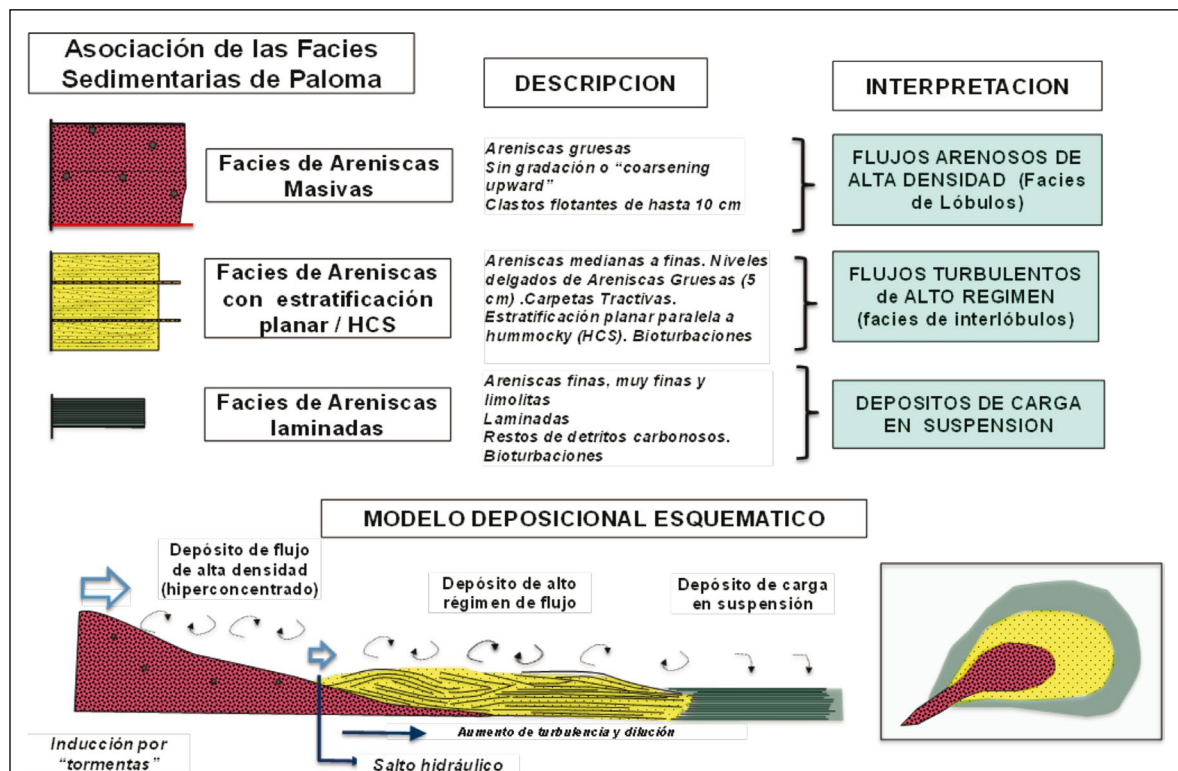


Figura 10. Asociación de facies y esquema deposicional de las facies de Paloma en Vega-Pléyade.

incrementa el espacio de acomodación, lo cual otorga al sistema depositacional un fuerte carácter predominantemente transgresivo.

Al realizar una comparación morfológica entre los sistemas actuales de depositación con los que podría inferirse para la secuencia Paloma, se observa que en los sistemas deposicionales actuales existe un fuerte predominio de depósitos costeros dominados por playas, las que presentan un enorme volumen de acumulación de sedimentos. En el análisis sedimentario de los depósitos descritos de la Formación Springhill en los yacimientos costa afuera de Tierra del Fuego, no se han observado en los testigos coronas facies típicas de playa. En la estructura de Vega-Pléyade, es muy factible que el sistema deposicional dominante haya estado asociado a sistemas de playa (por acción de olas) y mareales, como los actuales. Esto no implica la inexistencia de este tipo de depósitos durante el Cretácico Inferior, sino que se pone de manifiesto el grado de preservación durante períodos marcadamente transgresivos.

Como hipótesis, se propone que durante períodos transgresivos existe una marcada erosión de los depósitos costeros, un fuerte retrabajo por tormentas y una redistribución dominante hacia zonas de plataforma, eliminando así el registro depositacional. Por lo tanto, uno de los principales factores de inducción serían episodios de tormenta (*"gravity flows induced by storms"*, Puig *et al.*, 2003), en periodos de ascenso del nivel del mar. Una de las características de este tipo de depósitos es que el mecanismo de transporte puede iniciarse por licuefacción debido al sobrepeso de las olas de tormentas (*"load-wave"*) y conformar luego un flujo arenoso de alta densidad o flujo de detritos arenosos (*"sandy debris-flow, debrite, cohesionless debris flow, sensu Shanmugam, 2010"*) que se depositaría conformando cuerpos lobulados.

Modelo deposicional en sistemas predominantemente transgresivos

El efecto potencial del ascenso del nivel del mar en costas arenosas y sus implicancias ha sido estudiado por Bruun (1954), el cual fue utilizado para predecir la translación horizontal de la línea de costa asociada al ascenso del nivel del mar. En esta hipótesis en dos dimensiones se sugiere la transferencia de sedimentos en función del perfil de playa, los procesos erosivos y depositacionales. Existen numerosos trabajos, que por otro lado, invalidan la regla de Bruun, y en especial Cooper y Pilkey (2005), quienes sugieren que solo podría aplicarse a algunos casos particulares. Peters (2000) aplica la regla de Bruun a playas de Grenada y concluye que el 60% de las playas podrían desaparecer con 50cm de ascenso del nivel del mar. En el mismo sentido, Mimura (1995) considera que si la regla de Bruun es válida, entre el 56% y 90% de las playas desaparecerían si el nivel del mar subiese entre 30 cm y 1 m respectivamente. En la actualidad, es conocida la erosión costera y la pérdida de arenas de playas.

Se plantea un modelo sedimentario de preservación y destrucción de los sistemas costeros, basados en el modelo de Bruun (1954). Durante el ascenso del nivel del mar en períodos

transgresivos existe una fuerte acción erosiva sobre la zona costera con poco grado de preservación, producto de la migración hacia el continente del perfil dinámico de playa (Fig. 11). El transporte de sedimentos se realiza hacia las zonas con mayor espacio de acomodación (hacia el continente y hacia la plataforma) y está representada por una superficie erosiva de transgresión, diacrónica, que removiliza los depósitos costeros y sólo se preservarían aquellos que se encuentran en posiciones subtidales (tidal-inlets y canales y barras subtidales), y aquellos depósitos internos protegidos de la acción de olas.

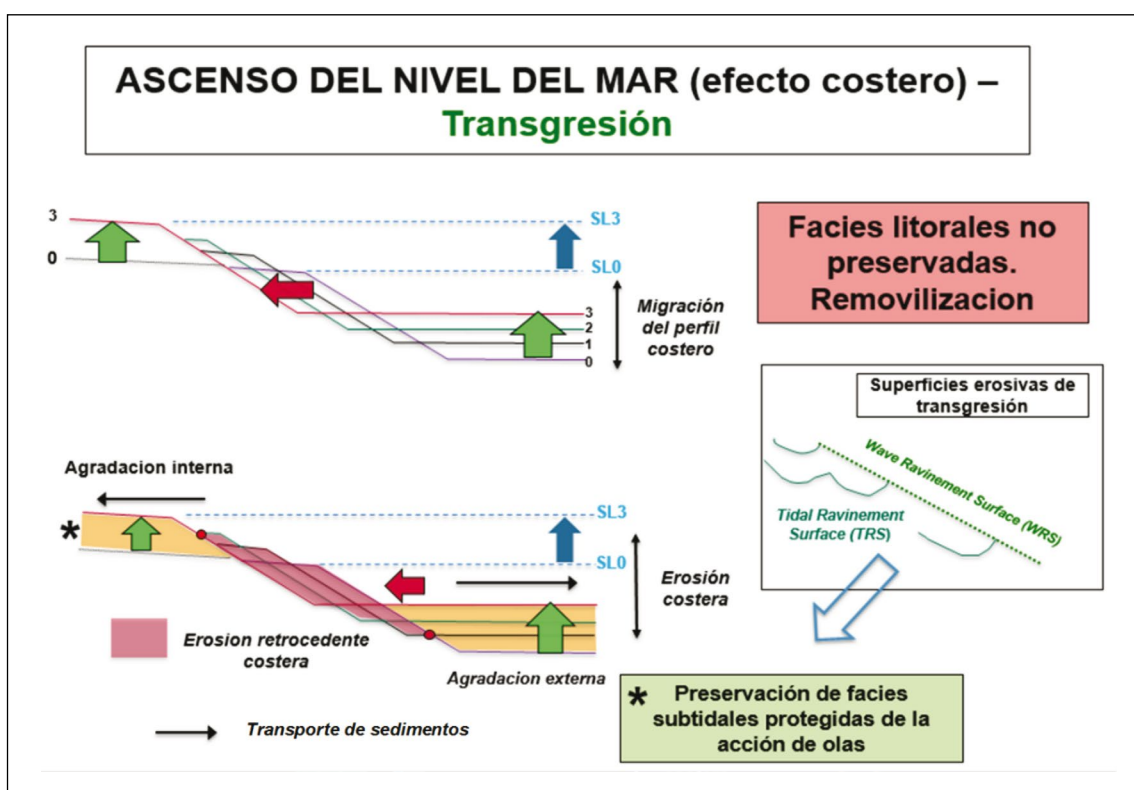


Figura 11. Modelo de evolución costera durante períodos transgresivo

Por el contrario, se considera que los sistemas depositacionales regresivos son los que poseen el mayor potencial de preservación de los depósitos costeros (playas y sistemas deltaicos); su preservación se debe a la marcada creación de espacio de acomodación tanto agradacional como progradacional en periodos altos de nivel del mar (HST) (Fig. 12).

Si se tiene en cuenta que los procesos de tormentas juegan un papel preponderante en la erosión y transporte de sedimentos, entonces: a) durante el ascenso del nivel del mar, la acción de las tormentas produce la destrucción de las playas y depósitos costeros trasladándolos primero hacia el continente (*"inshore"*) y b): una vez que el nivel de tormentas llega a su máximo (*maximum storm stage* SSL), al descender para alcanzar el nivel normal del mar (*steady-stage* SL) se genera una marcada erosión, incisión y transporte (*"back-flow incision"*) que reactivaría el sistema fluvial

existente y/o estuarino y transporta todo el sedimento hacia sectores de plataforma (“*seaward*”) (Fig. 13). Según este modelo, los depósitos de plataforma en facies de lóbulos definido en la secuencia de Paloma serían el resultado del transporte hacia zonas de plataforma de sedimentos litorales retrabajados durante eventos de tormenta y durante períodos de ascenso eustático.

Análisis de la secuencia Paloma

La aparición abrupta de asociaciones de facies clásticas arenosas sobre pelitas y niveles glauconíticos de plataforma (interpretados como zonas de condensación asociadas a períodos de nivel alto del mar), es a priori indicativo de un potencial límite secuencial (SB). Sin embargo, en el caso particular de las facies de Paloma, no constituyen un sistema depositacional de carácter proximal, con estilo progradante, sino que son facies clásticas arenosas depositadas en ambientes de plataforma, con fuerte carácter agradacional y traslapante (“*on-lapping*”). Es decir, depósitos de alta energía se disponen sobre depósitos de baja energía en ambiente de plataforma en forma neta y erosiva; se interpretan como depósitos transgresivos (TST) desarrollados durante episodios de tormentas (eventos climáticos) que se disponen discordantemente (SB) sobre zonas de condensación (HST).

Como se mencionó anteriormente, durante el Cretácico Inferior se produjo un ascenso eustático de segundo orden con breves caídas del nivel del mar de poca magnitud. En este contexto, las facies de Paloma (Hauteriviano) se desarrollaron en períodos de ascenso del nivel eustático y marcada subsidencia térmica, destacando no sólo el estilo predominantemente transgresivo de la unidad sino también el estilo depositacional de las facies arenosas y el carácter evolutivo de las secuencias depositacionales. Por lo tanto, la discusión se concentra en el mecanismo que permite la depositación de facies clásticas gruesas en profundidades propias de ambiente de plataforma y al tipo de discontinuidad que representa esa actitud.

De acuerdo a este modelo propuesto los límites secuenciales TST/HST en posiciones de plataforma, se desarrollarían durante periodos transgresivos, estableciéndose el límite de secuencia (SB) al inicio del sistema transgresivo y no como respuesta a una caída eustática del nivel del mar. Este modelo señalaría que los depósitos arenosos de plataforma resultan del producto de las “caídas relativas del nivel del mar” posteriores al máximo alcanzado por las tormentas hasta alcanzar el estadio de nivel normal y que corresponderían a fenómenos climáticos desarrollados durante periodos de ascenso eustático. Para clasificar al tipo de secuencia depositacional que caracteriza a las depósitos de Paloma deberían tenerse en cuenta los conceptos de Vail *et al.* (1977) y Schlager (1989) quienes mencionaron secuencias de tercer orden con discordancias de tipo 3 desarrolladas durante períodos transgresivos a posteriori de un período de nivel del mar alto (highstand) sin poder reconocer o sin el desarrollo de sistemas y depósitos de nivel bajo de mar (lowstand).



Las discontinuidades asociadas a ascensos eustáticos, de tipo 3, fueron descritas fundamentalmente en sistemas carbonáticos, y en particular asociadas a estructuras de crecimiento; denominadas por Schlager (1989) como discordancias de hundimiento ("*drowning unconformities*"). Una característica de estas discontinuidades es la disposición traslapante ("*on-lapping*") de depósitos pelíticos profundos. Esta actitud no se correspondería con un clásico traslapamiento costero sino con uno de tipo profundo (pseudo *on-lap*?).

IAPG • Instituto Argentino del Petróleo y el Gas

conformando una superficie transgresiva de erosión (*transgressive ravinement surface*). Esta superficie no sólo es erosiva sino que también resulta una superficie de transferencia de sedimentos producto de la erosión de los depósitos costeros, por acción de las tormentas y redepositación (Bruun, 1962; Schwartz, 1967; Swift, 1976).

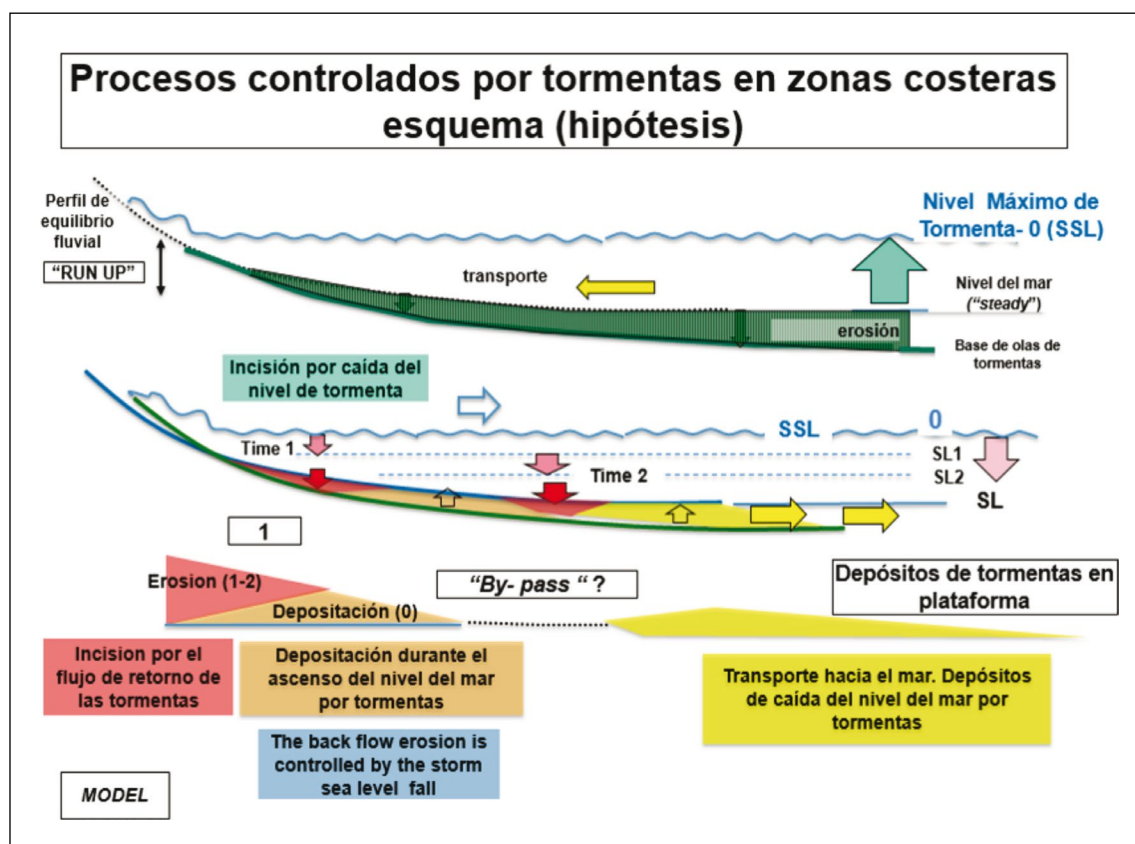


Figura 13. Modelo depositacional en períodos de tormenta.

En la Figura 14 se propone un modelo evolutivo para las secuencias de la Fm. Springhill en parte de los yacimientos costa afuera; resulta ser esquemático, sintético y tentativo de la evolución de las secuencias de Argo y Paloma, fundamentalmente. Se destaca la actitud erosiva de las facies arenosas de plataforma (facies de lóbulos) que se disponen en discordancia (SB) y que resultan del retrabajo costero, por acción de tormentas. Hacia las áreas de aporte se preservan los depósitos transgresivos en facies estuarinas hasta fluviales protegidos de la acción de olas. Los límites de secuencia responderían a la acción conjunta de fenómenos climáticos y eustáticos.

Como análisis general de la participación de sistemas depositacionales asociados a la acción destructiva del oleaje existen numerosos ejemplos de flujos gravitatorios que aportan sedimentos hacia la cuenca sin estar relacionados con sistema fluviales. Es conocido en la actualidad la destrucción de playas y el transporte hacia la plataforma de las mismas. En muchos casos la removilización está inducida por el exceso de presión poral de los sedimentos costeros debidos a la

carga por olas de tormentas y que producen procesos de licuefacción. Si se añaden las pendientes propias de una anteplaya, resulta un activo mecanismo de iniciación del transporte de sedimentos (Puig *et al.*, 2003). Por otro lado, estos mismos procesos, en presencia de cañones submarinos pueden ser promotores de muchos “sistemas turbidíticos” desarrollados en márgenes pasivos y donde hay escasa presencia o ausencia de sistemas fluviales y/o sistemas deltaicos dominados por ríos que aporten sedimentos a la cuenca en forma directa. Asimismo, la presencia de numerosos cañones submarinos con relieves relativos superiores a los 200 metros, evidencian que no son el producto de la acción erosiva fluvial por caídas eustáticas. Si observamos las cuencas profundas linderas a la costa atlántica suroccidental del Brasil, se caracterizan por la presencia de enormes depósitos de turbiditas terciarias y, si especulamos con el potencial aporte fluvial de las mismas, también observamos que actualmente no existe ningún sistema fluvial que hubiera aportado sedimentos a zonas profundas en forma directa. Lo mismo sucede también en parte de la costa occidental africana; la distribución y extensión de los depósitos turbidíticos que se instalaron en la cuenca profunda desde el Oligoceno es marcadamente mucho mayor, lateralmente, que las potencialmente aportadas por los ríos, si bien existen sistemas deltaicos (Kwanza, Níger y Congo, entre otros).

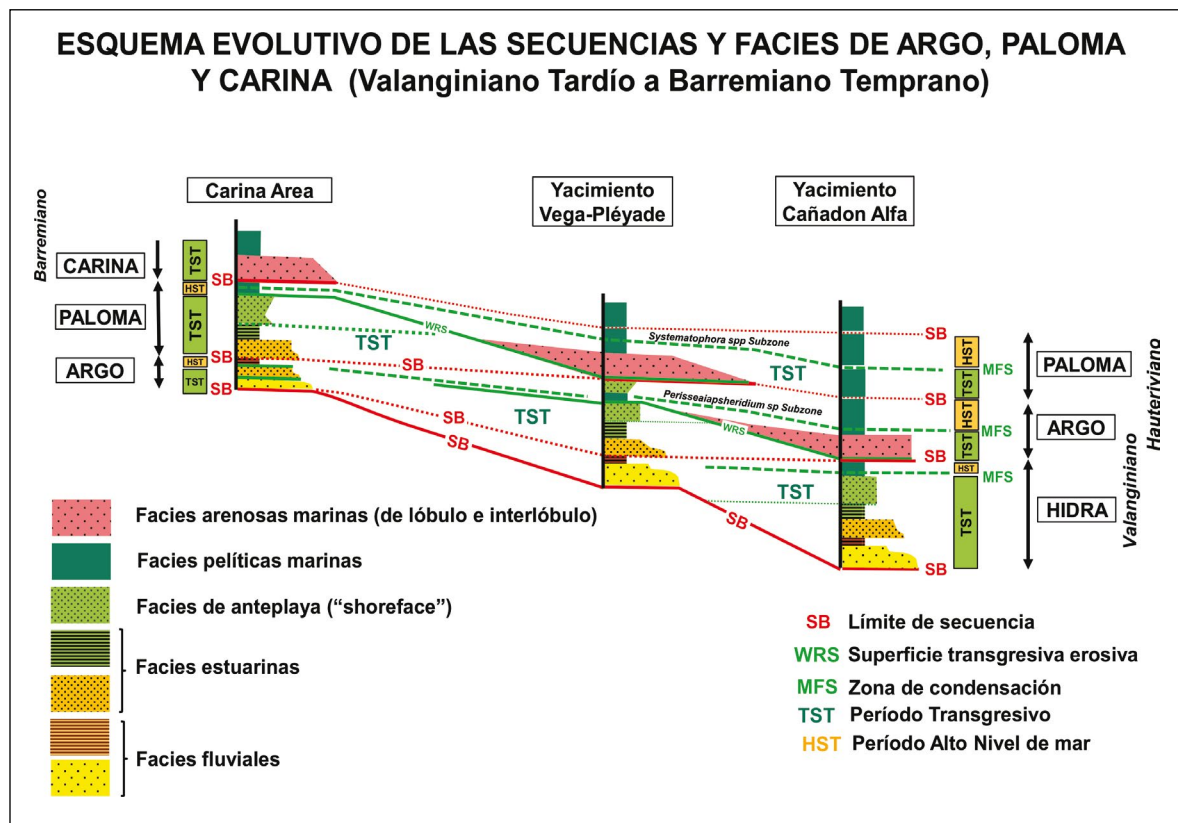


Figura 14. Esquema evolutivo de las secuencias deposicionales de Springhill (Argo, Paloma y Carina). El modelo muestra el traslape deposicional “transgresivo” de secuencias.

Por lo tanto, se hipotetiza que muchos de los sistemas deposicionales turbidíticos podrían haberse iniciado durante periodos de ascenso del nivel del mar, por la acción erosiva del oleaje, la destrucción de sistemas costeros en periodos de tormentas y la removilización hacia zonas de cuenca profunda.

CONCLUSIONES

En este trabajo se analizaron las principales facies reservorios de la Formación Springhill en el yacimiento Vega-Pléyade y pertenecientes a la secuencia de Paloma, de edad Hauteriviana. El énfasis principal es la caracterización e interpretación de los cuerpos depositacionales asociados a procesos de flujos de alta densidad, producto de la acción de tormentas en periodos de ascenso de nivel del mar, que no sólo han reactivado las áreas de aporte durante su evolución sino que se destaca el mecanismo depositacional en áreas de plataforma. Asimismo se categoriza la naturaleza de los límites secuenciales de Paloma, asociados a procesos predominantemente transgresivos.

AGRADECIMIENTOS

A Total Austral S.A., en particular a la Dirección de Geociencias y Reservorio, al plantel de geólogos y geofísicos y a los socios del consorcio (Wintershall Energia S.A y Pan American Energy) por autorizar la publicación de este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Arbe, Hugo A. y Fernández Belfano, F., 2002. Los reservorios de la Formación Springhill en el "off-shore" de la Cuenca Austral. En Schiuma, M.; Hinterwimmer, G.; Vergani, G. (eds.: Simposio de Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Mar del Plata, 2002, pp. 75 - 89.
- Lowe, D.R., 1979, Sedimentary gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and their deposits. In: *Geology of Continental Slopes* (Ed. By L.J. Doyle & O.H. Pilkey. Special Publication Society Econ. Paleont. Miner. Tulsa, 27, pp. 75 - 82.
- Todd, S.P., 1989. Stream-driven high density gravely traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36, pp. 513 - 530.
- Mutti, E., R. Tinterri, D. di Biase, L. Fava, N. Mavilla, S. Angella and L. Calabrese., 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio deltaic systems. *Rev. Asoc. Geol. España*, 13, 2.
- Hampton, M.A., 1979. Buoyancy in Debris Flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 49, 3, pp. 753 - 758.

- Shanmugam, G., 2010. Sandy-mass-transport deposits (SMTD) in deep-water environments: recognition, geometry and reservoir quality. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and exhibition, New Orleans, Abstracts, Vol. p--234.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (2500 million years ago to present). *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- Bruun, P., 1954. Coast erosion and the development of beach profiles. Beach erosion board technical memorandum, N°4, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Bruun, P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion; *Journal of Waterways and Harbors Division*, American Society of Civil Engineers, v.88, pp 117-130.
- Cooper, J.A.G. and Pilkey, O.H., 2004b, Sea level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun rule', *Global Planet Change*, 43: 157 - 171.
- Peters, E.J., 2000. Beach erosion in Grenada. Ministry of Agriculture, Lands, Forestry and Fisheries. Government of Grenade.
- Mimura N., Nobuoka, H., 1995. Verification of Bruun Rule for the estimate of shoreline retreat caused by sea level rise. In Dally, W.R., Zeidler, R.B. (Eds.). *Coastal Dynamics 95*, American Society of Civil Engineers, New York, pp. 607 - 616
- Nummedal, D. y Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples, in Nummedal, D., Pilkey, O.H., and Howard, J.D.,(eds.). *Sea level Fluctuation and Coastal Evolution: SEPM Special Publication 41*, pp. 241-260.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S., III. 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level: relative changes of sea level from coastal onlap. In *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26*, p. 49 - 212.
- Schlager, W., 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. In *controls on carbonate platform and basin development* (eds. Crevello, P.D., Wilson, J., L. Sarg, J.F., and Read, J.F. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication 44*, pp.15 – 25
- Schwartz, M.L., 1967. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion: *Journal of Geology*, V. 75, pp. 76-92.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy: *Journal of Geology*, v. 76, pp. 311-350.
- Puig, P., A.S. Ogston, B.L. Mullenbach, C.A., Nitrouer, J.D. Parsons and R.W., Sternberg, 2003. Storm induced sediment gravity flows at the end of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109.
- Zavala, C., M. Arcuri, M. Di Meglio, H. Gamero Diaz, and C. Contreras, 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits, in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology 61*, pp. 31 - 51.



**10° CONGRESO DE
EXPLORACIÓN Y
DESARROLLO DE
HIDROCARBUROS**

**Energía y Sociedad
aliados inseparables
Mendoza 2018**