

EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA EN EL ÁMBITO DE URIBE, TIERRA DEL FUEGO, REPUBLICA ARGENTINA

David Giunta¹, Francisco Nicolás Seoane Borracer¹, María Laura Loss¹, María Eugenia Pascariello¹

1: YPF S.A., Gerencia de Exploración, Buenos Aires, Argentina. david.giunta@ypf.com,
franciso.seoaneborracer@ypf.com, maria.loss@ypf.com, maria.pascariello@ypf.com

Palabras clave: Formación Springhill, interpretación sísmica, exploración, descomposición espectral

ABSTRACT

The Uribe area is located in the southernmost portion of Argentina. Due to its favorable position from a petroleum system point of view, it's been explored from the 60's to present day with non-economical results. From west to east the tecto-sedimentary evolution reveals two different configurations: initially, a N-S oriented Jurassic rifting filled with more than 500 meters of volcanic and sedimentary facies that *pinchout* laterally to a paleo basement paleo high. The resultant relief was flooded by the first transgression of the basin during the Early Cretaceous, represented by shallow water sandstones and shales of Springhill Fm. that are present above the synrift facies. These sandstones are the main reservoir of the basin.

On top of these sedimentary rocks, 600 meters of Mesozoic deep water clastic fine-grained deposits are encountered. This unit has a progradational trend, describing a ramp geometry from east to west. The bottom 150-200 meters located in the distal segments are organic rich facies with Type II-III kerogen corresponding to the source rock. Finally, a thick Cenozoic deep water foreland clastic -fine to medium grained- sedimentation evolves from southwest (> 3000 meters) to northeast (up to 2000 meters) overlying the Mesozoic units. A detailed seismic characterization reveals the presence of shingled turbidites considered as an interesting secondary target.

A complex tectonic history has been registered through the evidence of extensional and later compressive activity. Normal and reverse faults as well as detachment and fault associated *folds* are studied. This paper documents the workflow carried out to evaluate the remaining potential of the area.

INTRODUCCIÓN

El ámbito de Uribe representa un desafío desde el punto de vista exploratorio. Su ubicación y condiciones ambientales siempre han sido una limitante. Por otra parte, los distintos pozos perforados con resultados poco favorables en busca de reservorios convencionales sugieren que el bloque se encuentra en un alto grado de madurez exploratoria. Sin embargo, se visualizan oportunidades asociadas a *plays* no convencionales (*tight-shale*) que podrían ser de alto impacto en la isla, por lo que esta zona presenta un nuevo grado de valorización. Al mismo tiempo, se

aprecian oportunidades en la Serie Tobífera y en algunas unidades Cenozoicas como potenciales upsides. Se presenta una síntesis de la evaluación realizada, con el propósito de relanzar la actividad exploratoria en esta posición de la cuenca.

ANTECEDENTES

Los primeros pozos exploratorios fueron realizados por la compañía Tenesse en la primera parte de la década del 60 (SJ.x-1 y CO.x-1) (Fig. 1). En ambos casos se encontró la Fm. Springhill (reservorio principal de la cuenca) con manifestaciones de petróleo. Posteriormente, YPF realizó durante las décadas del 70 y 80 una decena de pozos, si bien en la mayoría de ellos se registró la presencia de hidrocarburos, sus resultados fueron poco favorables desde el punto de vista económico. En 1998, PAE realizó la perforación de un pozo en el depocentro principal ubicado al oeste del bloque, alcanzando los 3400 mbbp. Luego de realizar estimulación hidráulica, se obtuvo una baja producción de gas y condensado. Por último, YPF en 2016 perforó otros dos pozos en el mismo depocentro (ya con imagen sísmica 3D), con pronóstico de gas y condensado. El primero fue estimulado con baja producción, mientras que el segundo está pendiente de terminar.

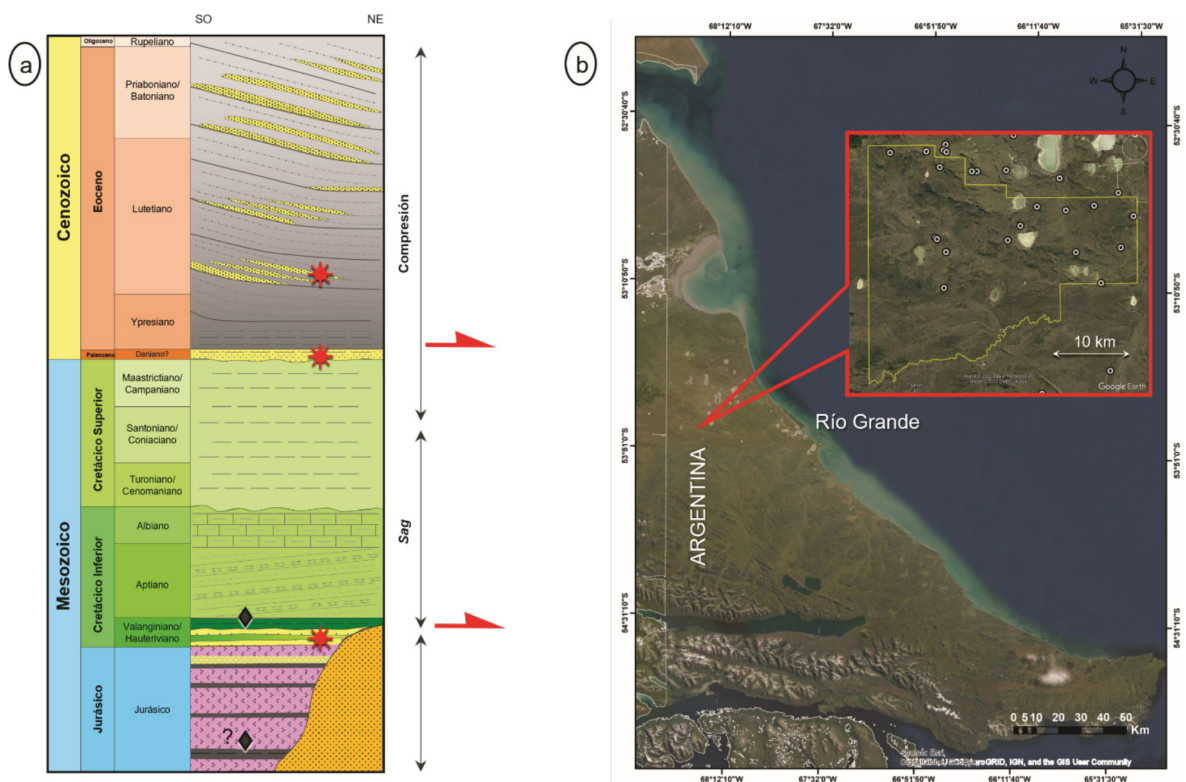


Figura 1. a) Columna estratigráfica de la Cuenca Austral en el ámbito de la zona de estudio. Las flechas rojas indican los principales niveles de despegue. b) Mapa de ubicación del bloque Tierra del Fuego -Fracción E- (Uribe) con pozos perforados en el mismo y alrededores, utilizados en el presente trabajo.

UBICACIÓN, COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y BASE DE DATOS

El bloque de Uribe se encuentra al oeste de la provincia de Tierra del Fuego, a unos 80 km de la ciudad de Río Grande (Fig. 1). El área en su totalidad dispone de sísmica 3D (660 km²), procesamiento pstm (*migración prestack* en tiempo) y PSDM (*migración prestack* en profundidad), 14 pozos con perfilaje y alrededor de 50 metros de coronas correspondientes a la Fm. Springhill, Fm. Pampa Rincón y Basamento.

La Cuenca Austral se caracteriza por la abundancia de nombres formacionales de acuerdo con la posición en la cuenca. En este trabajo se propone un marco de correlación basado en las edades de sedimentación de las unidades con el propósito de realzar la comprensión de la evolución del relleno sedimentario.

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS UNIDADES

Basamento-Serie Tobífera

El basamento de la cuenca fue definido por Kranck (1932) en el Monte Buckland. Allí determinó una importante discordancia que separa la unidad inferior compuesta por esquistos con biotita y moscovita (Basamento) de los aglomerados, porfiritas cuarzosas, tobas y pizarras de la Fm. Lemaire o Fm. Tobífera (Olivero y Martinioni 2001). En el subsuelo de Tierra del Fuego, el basamento ha sido constatado por muy pocos pozos. Del lado argentino solo se tienen datos de roca de una corona de 2 metros. La misma es descripta como gneis leucotonalítico a partir de la presencia de bandas *kink* de deformación dúctil, así como por la existencia de bandas de cuarzo y micas (algunas alteradas) (LCV 2007).

La Fm. Tobífera fue definida por Thomas (1949) y comprende el conjunto de rocas volcánicas, lavas riolíticas e ignimbritas y en menor proporción tobas y tufitas de edad Jurásica media a superior, desarrolladas en la etapa de rift de la cuenca. Dado el complejo conjunto litológico que involucra, como así también el relleno de varios eventos se considera más apropiado utilizar el nombre de Serie Tobífera para este conjunto volcanoclástico (Hinterwimmer 2002).

El área de estudio analizada en el presente trabajo presenta una característica muy distintiva para la relación Basamento-Serie Tobífera. La sección sísmica regional de la Figura 2 captura los dos rasgos estructurales dominantes que condicionan la existencia de estos depósitos: al oeste, el desarrollo de un gran depocentro de orientación N-S con más de 25 kilómetros de extensión, el cual se ensancha hacia el sur. El ancho de esta geometría varía desde los 5 kilómetros al norte hasta los 20 kilómetros al sur (figs. 2 y 3). Esta depresión registra un espesor superior a los 500 metros, con al menos 3 eventos de relleno de *syn-rift* identificables, asociados a una falla principal de rumbo aproximado NNO-SSE, de acuerdo con las relaciones angulares observadas (figs. 2 y 3).

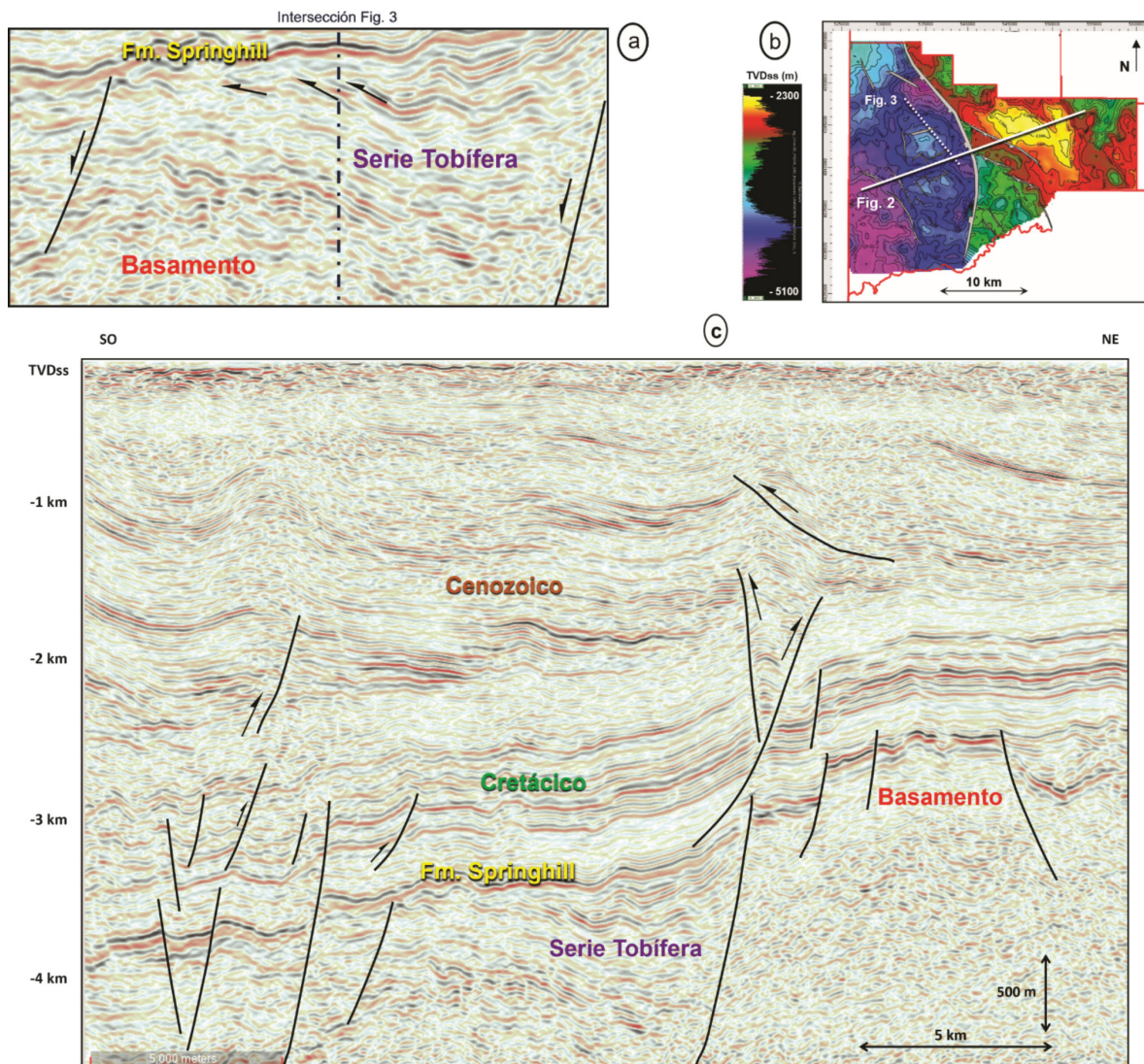


Figura 2. a) Zoom de la sección sísmica en la Serie Tobífera donde pueden observarse las distintas facies sísmicas y culminaciones registradas en esta orientación. b) Mapa estructural en profundidad del basamento (TVDss) y ubicación de la sección sísmica. c) Sección sísmica en profundidad de orientación SO-NE a lo largo del bloque de Uribe. Se destacan las distintas unidades estratigráficas analizadas en este trabajo y las principales fallas interpretadas.

Se destacan las facies sísmicas que componen esta unidad, de tipo estratigráfico, es decir reflectores sísmicos con relativa buena continuidad lateral y amplitudes variables (Fig. 3). Arreglos internos de tipo *onlap* y *downlap* son claramente identificables, estableciendo una relación proximal-distal de evolución SE-NO. Estas geometrías permiten plantear la hipótesis de la presencia de una roca madre jurásica - ¿lacustre? -, no constatada al día de la fecha en la zona. Cabe destacar, que existe un antecedente análogo en el área de Angostura, ubicada aproximadamente 60 kilómetros al norte del presente trabajo (Cagnolatti *et al.* 1996, Bravo y Herrero 1997).

La base de la Serie Tobífera se interpretó en un reflector positivo, asignado a un fuerte contraste de impedancias. El mapa estructural resultante (Fig. 3b) permite apreciar la presencia de

una serie de altos de basamento de menor entidad dentro del propio depocentro. Lateralmente a los mismos se depositan niveles con facies sísmicas de relativamente pobre continuidad lateral y moderada a baja amplitud (unidad violeta en la Fig. 3c). Por encima de este conjunto, se desarrollan facies de alta amplitud y buena continuidad lateral, interpretadas como el potencial nivel de roca madre. En la Figura 3c se puede apreciar también la comparación de estas facies sísmicas con las correspondientes a la roca madre cretácica, la cual está comprobada en toda la cuenca. En el caso de la unidad jurásica, se interpreta que por estar mucho más soterrada tiene menor contenido de frecuencia.

Secuencia arriba de estos depósitos, se desarrollan geometrías de rampa, de moderada a baja amplitud y relativa baja continuidad lateral, con una clara dirección SE-NW, de allí que no se observe en la Figura 2 (capas paralelas). Por encima, se observan nuevamente facies sísmicas de alta amplitud, pero en este caso desarrollando capas en abanico, asignadas comúnmente a eventos syn-téctónicos. Se interpreta que dicha actividad está asociada a la falla principal de orientación

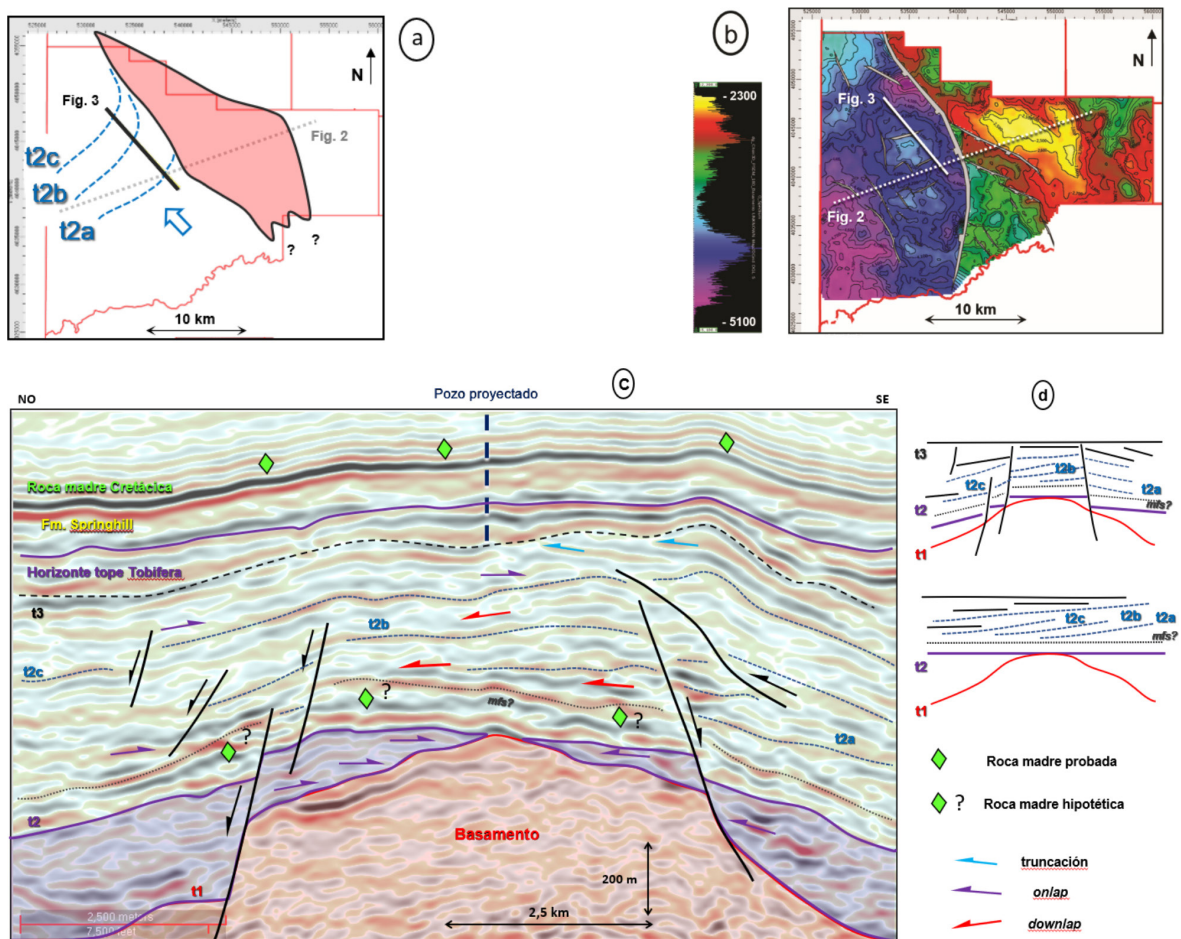


Figura 3. a) Mapa de ubicación del bloque de Uribe con alto de basamento y evolución del sistema progradante durante el intervalo de tiempo t2-t3. b) Mapa estructural en profundidad del basamento (TVDss) y ubicación de la sección sísmica. c) Sección sísmica en profundidad interpretada, de orientación NO-SE, ubicada en el depocentro de Uribe. Se destacan las culminaciones sísmicas identificadas. d) Los modelos deposicionales conceptuales. Ver interpretación en texto.

NNO-SSE previamente mencionada. Nuevamente, producto de la orientación, estas capas son fácilmente identificables en el zoom de la Figura 2 y presentan aparente paralelismo en la Figura 3.

Por último, se interpreta el tope de la Serie Tobífera, con alto grado de incertidumbre en muchas posiciones, en un *zero crossing* (horizonte violeta en la Fig. 3c), de acuerdo con las calibraciones sísmica-pozo. Un análisis más detallado de esta interfaz se describe en la sub-sección siguiente referida a la Fm. Springhill. En esta porción de la cuenca, se han perforado solamente los primeros 50-100 metros de la Serie Tobífera en los 3 pozos del depocentro del oeste. Como puede observarse en la Figura 3, representaría aproximadamente haber perforado hasta el nivel denominado t3, el resto de las unidades permanecen inexploradas. Este primer intervalo perforado registra en cuttings facies de areniscas y arcillitas tobáceas y tobas, con cromatografía completa de gas en todos los casos. No obstante, ningún tipo de estimulación ha sido realizada en estos niveles.

Por otra parte, al centro-este del bloque, se ubica un alto estructural de orientación noroeste-sureste de aproximadamente 25 kilómetros de largo por 5 kilómetros de ancho (figs. 3a y c). El mismo fue perforado por uno de los pozos, el cual documenta a partir de una corona la presencia de facies ígneas, fisuradas, con rastros de hidrocarburos (LCV 2007). Sísmicamente, es notable el contraste con las facies de relleno del depocentro dado que, en este caso típicas facies caóticas son identificadas por debajo de la interfaz Cretácico-Basamento. Hacia el este del mencionado alto estructural, un nuevo depocentro de menor tamaño que el occidental, de orientación NO-SE es identificado, como se puede observar en la Figura 2. En este sector, solo se han perforado los primeros 30-50 metros.

Fm. Springhill (Valanginiano- Hauteriviano Temprano)

La Fm. Springhill constituye el reservorio-carrier por excelencia de la cuenca (Arbe y Fernández Bell Fano 2002; Rodríguez *et al.* 2008, entre otros). Esta unidad, cuando está presente, constituye el primer registro sedimentario. Históricamente, en el subsuelo de Tierra del Fuego (del lado argentino) se la ha asignado a sucesivos eventos transgresivos ocurridos durante el Cretácico inferior fundamentalmente a partir de las dataciones bioestratigráficas. Recientemente, Lovecchio y Naipauer (2022) presentaron resultados de dataciones de edad de máxima sedimentación de la formación en la zona de estudio de este trabajo en torno a los 148 millones de años, es decir Tithoniano-Jurásico superior-, sin embargo, de acuerdo con su interpretación, los autores consideran un retrabajo de los circones identificados (comunicación oral), por lo que la edad de sedimentación de la unidad en este depocentro correspondería al Valanginiano. En diversos sectores de la cuenca, esta formación comienza con depósitos que presentan características continentales (interpretados como depósitos fluviales), los cuales pueden estar ausentes en posiciones cuspidales de las estructuras (Arbe y Fernández Bell Fano 2002; Sotelo *et al.* 2005). Posteriormente niveles finos y continuando hacia el techo de la unidad, niveles asignados a ambientes estuarinos y de

shoreface con presencia de glauconita. En dirección al *offshore* actual, en los yacimientos ubicados en dicha posición de la cuenca, depósitos de esta unidad han sido interpretados como lóbulos de plataforma somera (Arbe y Fernández Bell Fano 2002). El espesor gross de estos sedimentos rara vez supera los 50 metros y normalmente no llega a los 30, por lo que las areniscas que constituyen el reservorio se encuentran por debajo de la resolución sísmica. En particular, una excepción a este patrón se encuentra en la incisión documentada por Sotelo *et al.* (2005) y Ancheta *et al.* (2020), en donde los niveles de Springhill llegan a superar el centenar de metros. En la zona oeste de Uribe, este patrón de sedimentación continúa, habiendo sido comprobado por los 3 pozos perforados, convirtiéndolo en un atractivo objetivo exploratorio.

Las propiedades como reservorio de esta unidad dependen directamente de la profundidad. En el rango de los 1000 - 1500 metros los valores de porosidad oscilan entre 22-30% y los de permeabilidad pueden superar 1 Darcy, llegando incluso a 3 darcies en algunos yacimientos *offshore* (Arbe y Fernández Bell Fano 2002). El rango entre 1500 – 2500 metros presenta valores de porosidad y permeabilidad intermedios (Sotelo *et al.* 2005), en tanto que, a partir de los 2500 metros, los valores decrecen muy rápidamente, pudiendo llegar a porosidades inferiores a 10% y permeabilidades por debajo de 0,1 mD.

En el caso del depocentro del oeste de Uribe, la Fm. Springhill se encuentra en profundidades que van desde los 2900 hasta los 3700 metros, por lo que sus propiedades como reservorio son pobres. Sin embargo, de acuerdo con la interpretación petrofísica de los 3 pozos perforados, se han constatado más de 100 metros de espesor de relleno del paleo valle, con presencia de reservorio en dos o tres niveles (Fig. 4d), saturados con hidrocarburos.

La Figura 4c muestra la relación Permeabilidad (K) vs Porosidad (PHI) en valores de corona-rectángulos rojos- de 3 pozos a lo largo de una sección norte-sur representando el impacto de la transición tanto hacia niveles más profundos como en relación proximal-distal en las propiedades del reservorio.

Para el mapeo regional de la Fm. Springhill se adoptó con un criterio basado en las calibraciones sísmica-pozo de los pozos ubicados en el depocentro donde hay más espesor.

La Figura 4d muestra el criterio de interpretación adoptado en una sección sísmica horizontalizada al Tope del Aptiano para poder apreciar con más claridad el mapeo. El tope de la unidad se interpretó en un reflector positivo muy continuo de gran amplitud, el cual puede seguirse sin ninguna dificultad en el depocentro, en tanto hacia el este, en dirección al alto de basamento, comienza a perder definición. Por otra parte, la base de la Formación se mapeó en un *zero crossing*, sumamente discontinuo. En ocasiones, se debe saltar de fase producto de la pobre continuidad del reflector sobreyacente en las posiciones circundantes a las estructuras ubicadas dentro del depocentro. Hacia el este, la unidad pierde mucho espesor hasta llegar a cero, sin embargo, el *pinchout* sísmico de la interpretación, producto del *tuning*, es previo al deposicional real (Ver diferencia entre mapas de las figs. 4 a y b).

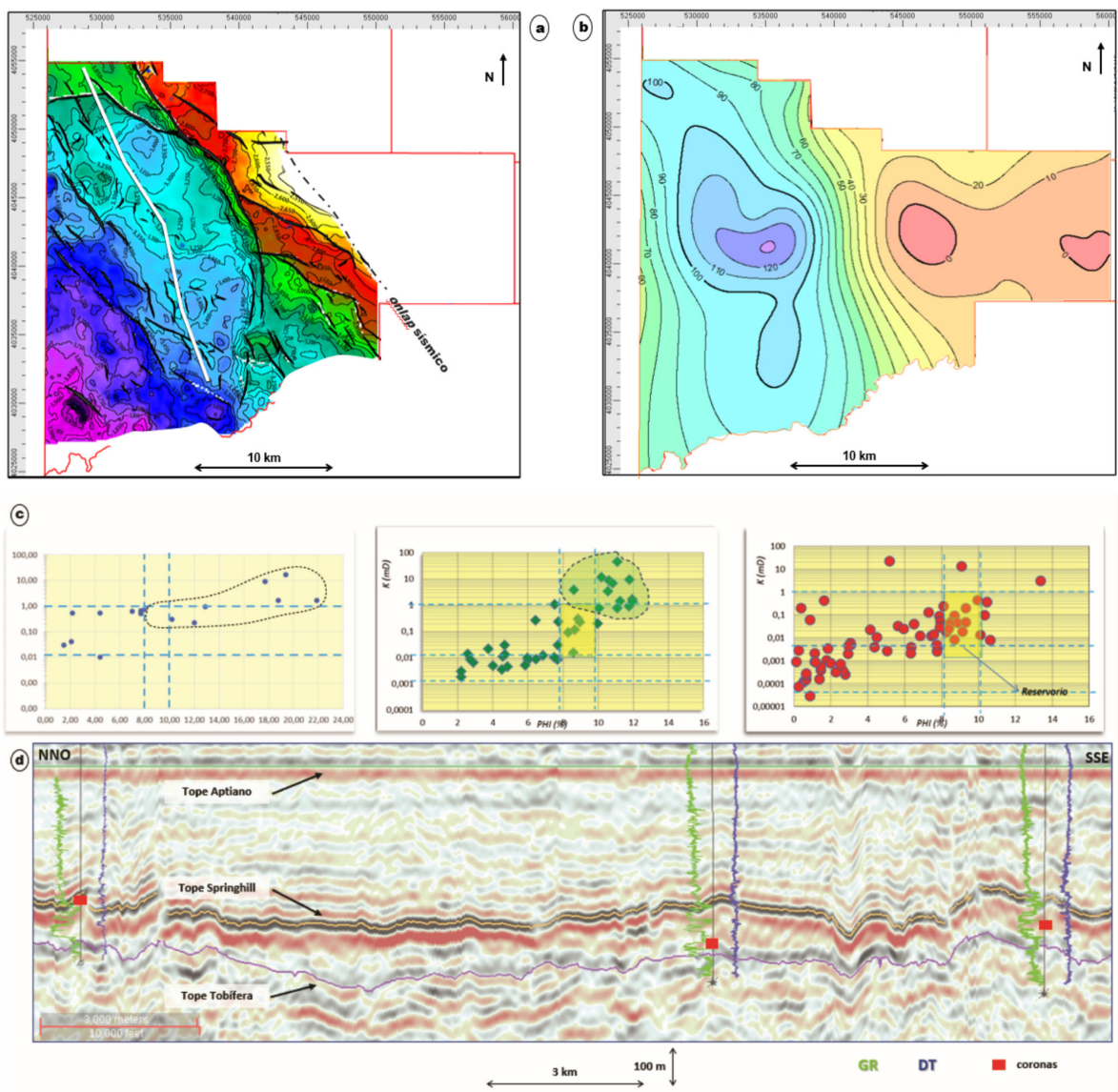


Figura 4. a) Mapa estructural sísmico en profundidad (TVDss) al tope de la Fm. Springhill y ubicación de la sección sísmica. b) Mapa de espesor de la Fm. Springhill construido a partir de los pozos. c) Crossplots K vs. PHI de las coronas de la Fm. Springhill correspondientes a la sección sísmica de la Figura d. d) Sección sísmica en profundidad horizontalizada al tope Aptiano con pozos, perfiles de GR y DT y ubicación de las coronas utilizadas en c).

Con los citados parámetros de reservorio de la Fm. Springhill en esta posición de la cuenca, se analizaron distintas metodologías de caracterización con el propósito de intentar capturar la variabilidad de la distribución de este y la eventual presencia de hidrocarburos en el mismo.

La Figura 5 muestra la generación de gathers sísmicos sintéticos a partir de los perfiles de uno de los pozos que perforó el mayor espesor de la Formación. El horizonte naranja representa el tope interpretado en la sísmica 3D de la Fm. Springhill aunque, como es posible apreciar, el tope del nivel reservorio en la posición de este pozo corresponde a un *zero crossing* (trazos amarillos). Por otra parte, el horizonte violeta corresponde a la base de la unidad mapeada en dicho volumen

de amplitudes. Los perfiles de izquierda a derecha corresponden a: GR (Rayos *Gamma*), Densidad, Sónico P y Sónico S. Sobreimpuesto en trazo blanco, los mismos perfiles filtrados a una frecuencia sísmica de 40 Hz. Por último, los gathers sintéticos corresponden a la siguiente secuencia: con 80 % de saturación de GAS, fluidos *in situ*, y 100% agua. En todos los casos, fueron construidos con una ondícula Butterworth 8-30-40-60, fase cero.

Como puede observarse, a una frecuencia de 40 Hz. es casi imposible predecir la presencia del fluido, respuesta esperable, dada la baja porosidad de reservorio.

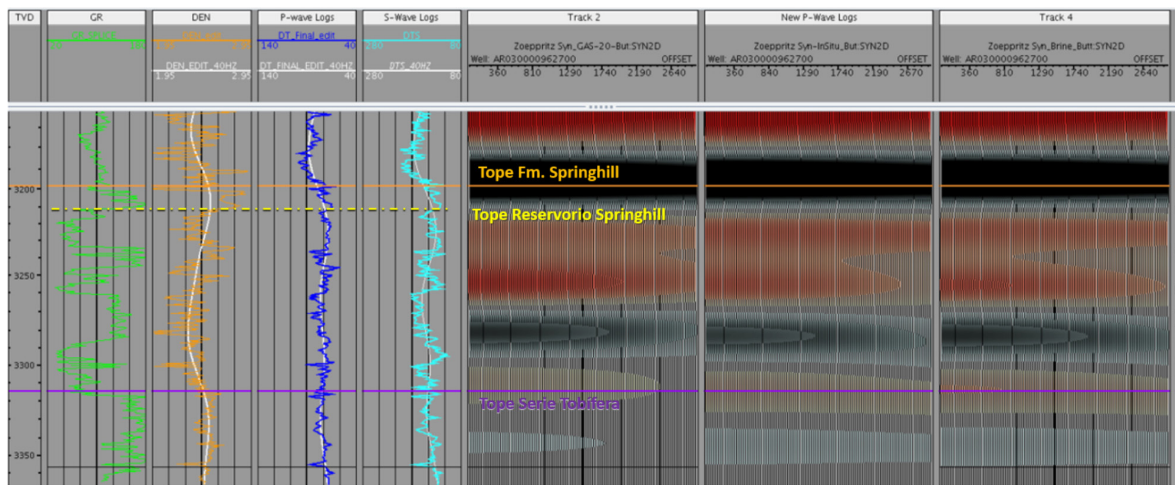


Figura 5. Generación de gathers sísmicos sintéticos a partir de sustitución de fluidos en la Fm. Springhill en un pozo del depocentro de Uribe. Horizonte naranja -Tope Springhill-; horizonte violeta -Tope Tobífera-. Ver explicación en texto.

Descartada la viabilidad de la predicción de la presencia de fluido, el flujo de trabajo derivó en la potencial resolución del mapeo del reservorio mediante el análisis de factibilidad de inversión acústica. Se realizó la mencionada evaluación mediante crossplots contruidos a partir de datos de pozos, como por ejemplo el de la Figura 6. En este caso se puede observar la relación entre la impedancia acústica en abscisas y la porosidad en ordenadas y donde los colores representan el valor de GR. Como puede apreciarse, es imposible hacer una predicción de facies mediante esta herramienta debido al amplio rango de impedancias que abarcan las arenas.

Por último, el estudio se enfocó en la técnica de descomposición espectral. Teniendo disponible el procesamiento PSDM *post-drill* de los pozos, se realizó el análisis en el dominio de la profundidad, representando un importante ahorro de tiempo en calibraciones, así como en la reducción de incertidumbre en el pasaje entre ambos dominios. En el trabajo de Lin y Zang (2013), puede observarse la justificación de la utilización de esta metodología en el dominio de la profundidad. No solo no produce ninguna pérdida de resolución, sino que por el contrario es muy favorable en el caso de capas con cierta angularidad. En el caso de la Fm. Springhill, el buzamiento no es muy pronunciado, pero si en los niveles del Cenozoico con buzamientos que

supera los 30 grados, por lo que se realizó todo el flujo de cálculo y visualización en el dominio de la profundidad.

Debido a que la sísmica pierde frecuencia con la profundidad, se realizaron varios ejercicios de descomposición espectral -subdivisión del espectro total en bandas de determinada frecuencia- y posterior *blending* o mezcla de 3 bandas seleccionadas con un color -en este caso rojo, verde y azul- con el propósito de capturar mejor las variaciones en cada caso (10-16-34 ciclos /km en la Fig. 7d).

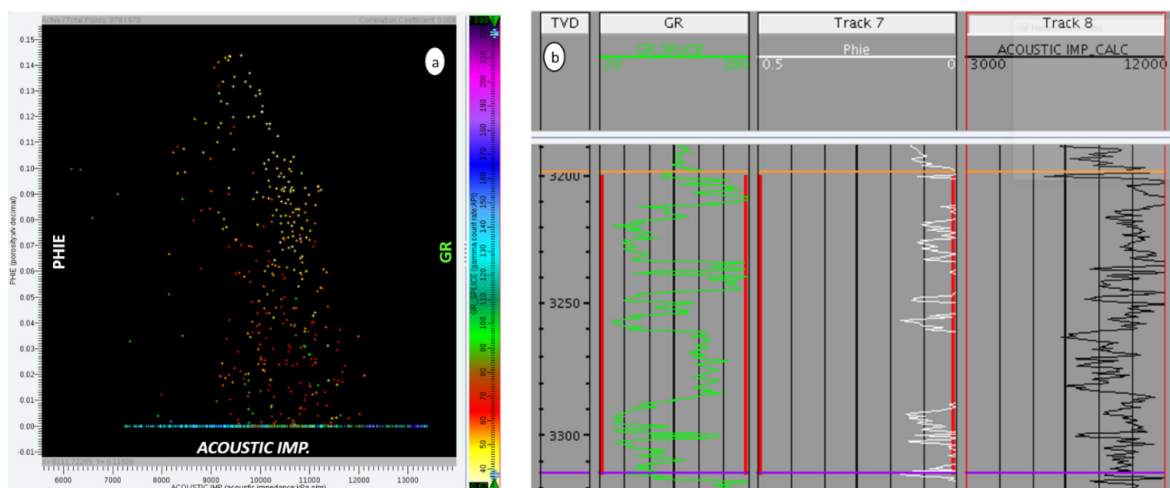


Figura 6. a) Crossplot de PHIE vs Impedancia Acústica. b) Perfiles de GR, PHIE e Impedancia acústica en la Fm. Springhill utilizados para el crossplot. Horizonte naranja -Tope Springhill; horizonte violeta -Tope Tobífera-. Ver explicación en texto.

Una vez generada esta mezcla o blend de 3 frecuencias, se la horizontalizó a un horizonte sísmico interpretado determinado con el objeto de remover los artefactos estructurales post-deposicionales y realzar los rasgos geométricos dominantes al momento de la sedimentación. Al ser una zona con múltiples eventos de deformación y de distinta orientación, en algunas zonas convenía realizar las horizontalizaciones más arriba o más abajo estratigráficamente.

La Figura 7 muestra dos vistas 3D representativas del estudio ubicadas en el depocentro del oeste. El *blending* de la figura de arriba a la izquierda (Fig. 7a), está construido a partir de un RGB de 16-24-32 ciclos/km, y la extracción corresponde a un nivel 330 metros por debajo del tope Aptiano. Pueden apreciarse geometrías canalizadas diagnósticas bastante evidentes. La interpretación de algunas de las facies identificadas en la corona del pozo que atraviesa el depocentro (Fig. 7b), asocia a estos depósitos a corrientes tractivas unidireccionales de moderada a alta energía, con pausas en la sedimentación que permiten interpretar la acción subordinada de corrientes de mareas (LCV 2017). Esta descripción comprueba los rasgos observados en la Figura interpretada del *blending*.

Por otra parte, en la imagen inferior (Fig. 7c), se observa un *blending* realizado con un RGB de

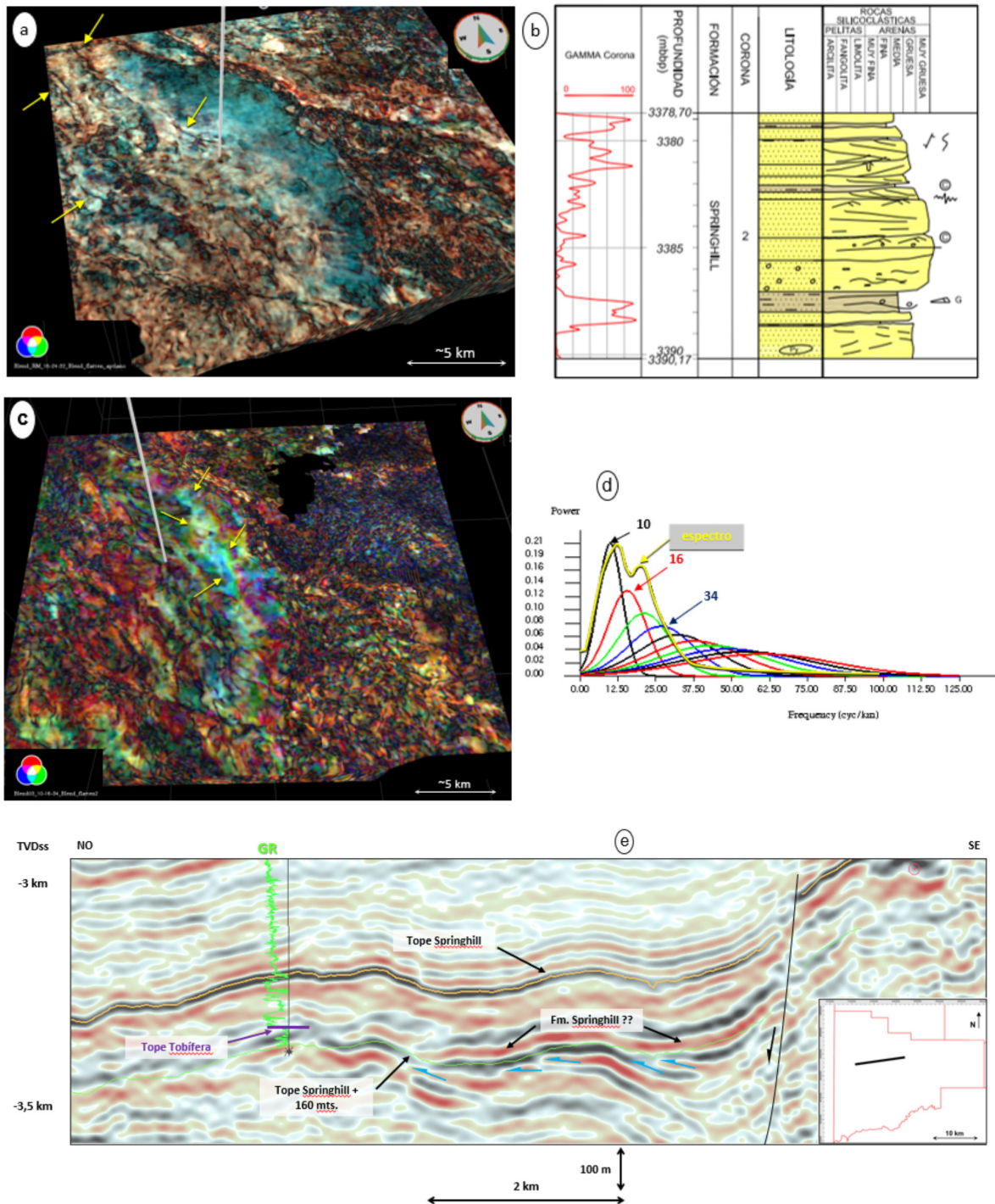


Figura 7. a) Vista 3D de la extracción de *blending* 16-24-32 ciclos/km en un horizonte 330 metros por debajo del tope Aptiano con ubicación de pozo. b) Perfil selley de la corona del pozo en la Fm. Springhill. c) Vista 3D de la extracción de *blending* 10-16-34 ciclos/km en un horizonte 160 metros por debajo del tope Springhill interpretado (horizonte naranja). d) Espectro de frecuencia (en ciclos/km) y bandas seleccionadas para descomposición para el volumen PSDM en niveles profundos. e) Sección sísmica en profundidad de orientación SO-NE con horizontes interpretados tope Springhill y nivel 160 metros más profundo. El pozo de la sección (con perfil de GR) y las vistas 3D es el mismo.

10-16-34 ciclos/km, 160 m por debajo del Tope Springhill interpretado en el *full stack* (horizonte naranja). En este caso, los colores celestes (asociados a la participación de las frecuencias más altas) admiten interpretar otra relación de canales, un poco más difusos pero paralelos a la falla principal de *syn-rift* -flechas amarillas-. Esta información es de gran valor por dos motivos: a) _permite reducir la incertidumbre en la interpretación de la base de la unidad y b) _establecería un espesamiento importante de la Fm. Springhill contra la falla a lo largo de una importante extensión (superior a 10 km.) por lo que aumentan las chances de encontrar más niveles reservorio. La sección sísmica de la Figura 7e ilustra la posición de este rasgo en la vertical donde el horizonte naranja es interpretado como Tope Springhill y el nivel 160 metros por debajo de color verde, que es el utilizado para realizar la extracción en la descomposición. Otros elementos que sustentan esta interpretación radican en la relación angular de los reflectores truncando a la altura del nivel verde (ver sub-sección anterior para interpretación de estos) en tanto que, de acuerdo con Arbe y Fernández Bell Fano (2002) y Schwarz *et al.* (2011) entre otros, hay un nivel inicial de la Fm. Springhill depositado en estadios de late synrift en otras posiciones de la cuenca.

Adicionalmente, hay dos características relevantes más para destacar: por un lado, los 3 pozos perforados en el depocentro lo hacen en 2 estructuras con cierre 4D, que probablemente tuvieron un ligero relieve al momento de la sedimentación. De ser correcta la interpretación, habilitaría la chance de que niveles con depósitos de granulometría gruesa aumenten hacia los flancos. Por otra parte, de acuerdo con las interpretaciones petrofísicas, el hidrocarburo estaría presente hasta la base de la unidad, por lo que no se comprobó la presencia de un spill point en ninguno de los dos casos. Todos estos elementos llevan a plantear la posibilidad de un play tight de gran extensión en el depocentro de Uribe analizado. Por lo tanto, el desafío pasa a ser la manera óptima de realizar las estimulaciones de estos reservorios y cuál sería la manera ideal de delinear este tipo de recurso, dadas las limitaciones que radican en su ubicación.

Intervalo Cretácico Inferior (Valanginiano tardío- Albiano)

Esos niveles se depositan por encima de la Fm. Springhill o directamente sobre los altos de Tobífera-Basamento. Desde el punto de vista litoestratigráfico abarca las Fms. Inoceramus Inferior y Margas Verdes. En la zona de estudio, presentan un espesor variable, desde 340 metros al este hasta 440 metros al oeste. Están constituidos por arcilitas limosas, arcilitas calcáreas, limolitas y margas, depositadas en un ambiente de plataforma externa (YTEC 2021). Dentro de esta columna, los valores geoquímicos en los intervalos más atractivos desde el punto de vista prospectivo presentan un rango de COT (carbón orgánico total) promedio 0,5 a 2%, IH (índice de hidrógeno) de 100 a 550 mgHc/gCOT y querógeno tipo II a II - III.

Sísmicamente, puede subdividirse en dos grandes grupos. El inferior, el cual presenta una geometría de rampa de baja angularidad que evoluciona del este hacia el oeste, con un espesor

entorno a los 220 metros en las posiciones proximales hasta alcanzar los 300 metros de espesor en las distales. Este intervalo está caracterizado por facies de moderada a baja amplitud, con mejor continuidad en la base, asignadas al período Valanginiano tardío-Hauteriviano que pasan a facies de relativamente pobre continuidad hasta casi transparentes en las unidades más jóvenes, de edad aptiana (YTEC 2021). En conjunto, los 150 - 200 metros inferiores, presentan altos valores de cromatografía de gases. En la Figura 8, puede observarse actividad tectónica sin-deposicional extensiva en los niveles inferiores de estos depósitos (flechas rojas). Por otra parte, el intervalo superior, de menor espesor, del orden de 120-150 metros, presenta un triplete de moderada a alta amplitud y muy buena continuidad lateral, asociado a los niveles más ricos en carbonatos.

Con respecto a la interpretación sísmica de este intervalo, la base de la unidad se toma como el tope Springhill donde tiene espesor suficiente, en tanto que, hacia el este se adopta la interpretación realizada del tope de la Serie Tobífera. En cuanto al mapeo del tope del intervalo, se interpretó en un reflector negativo asignado a partir de la descripción bioestratigráfica como tope del Albiano.

En el este del bloque se observa muy clara la discordancia angular entre estos niveles y los sobreyacentes del Cretácico Superior (Fig. 8). Para una caracterización de detalle del intervalo generador y su potencial hidrocarburífero como play shale se recomienda la lectura del trabajo de Periale *et al.* del presente congreso.

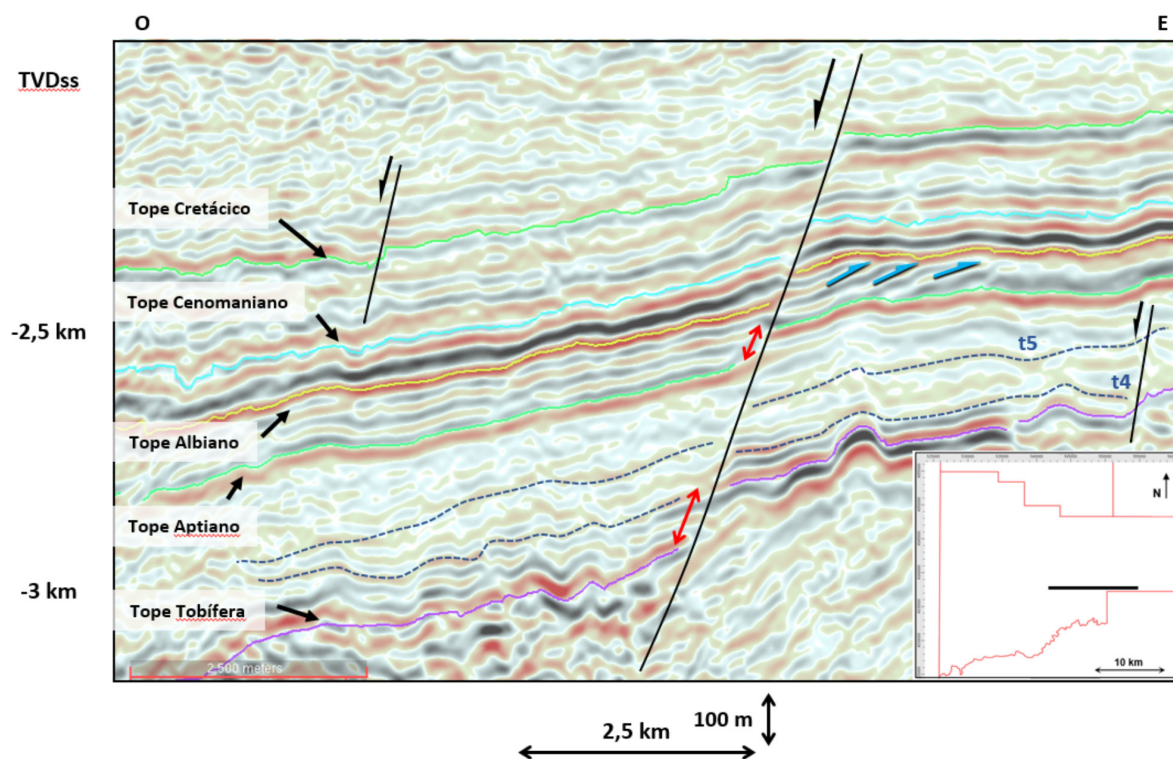


Figura 8. Sección sísmica en profundidad de orientación O-E donde se destacan los horizontes interpretados y sus correspondientes edades. También se señala el rechazo de la falla en dos intervalos de tiempo: pre-t4 y post-aptiano (flechas rojas), el cual responde a un movimiento de edad Eoceno inferior, y las truncaciones de los niveles albianos contra el horizonte amarillo (flechas azules).

Intervalo Cretácico Superior

Este intervalo carece de interés desde el punto de vista económico. Su litología en la zona de estudio está compuesta por arcilitas, limoarcilitas y arcilitas calcáreas depositadas en un ambiente de plataforma media a interna (YTEC 2021). Nunca presentó manifestaciones y su cromatografía de gases siempre es baja. Tiene un espesor que varía entre 200 metros al este hasta los 400 metros al oeste del bloque. La base de este intervalo se interpretó en el horizonte sísmico tope Albiano en un negativo en tanto que el techo está interpretado en un zero-crossing negativo-positivo de acuerdo con las calibraciones sísmica-pozo (Fig. 8).

En la Figura 9, puede observarse la evolución de la unidad, la cual está marcada por una notable subsidencia en la región occidental del bloque. Durante el Cenomaniano, la variación de espesor existe, pero no es tan pronunciada. Los mapas de espesores no parecen mostrar una influencia directa de la falla de basamento como condicionante principal del aumento de espesor. Por otra parte, la sección sísmica horizontalizada al tope del Cretácico (Fig. 9a) presenta una

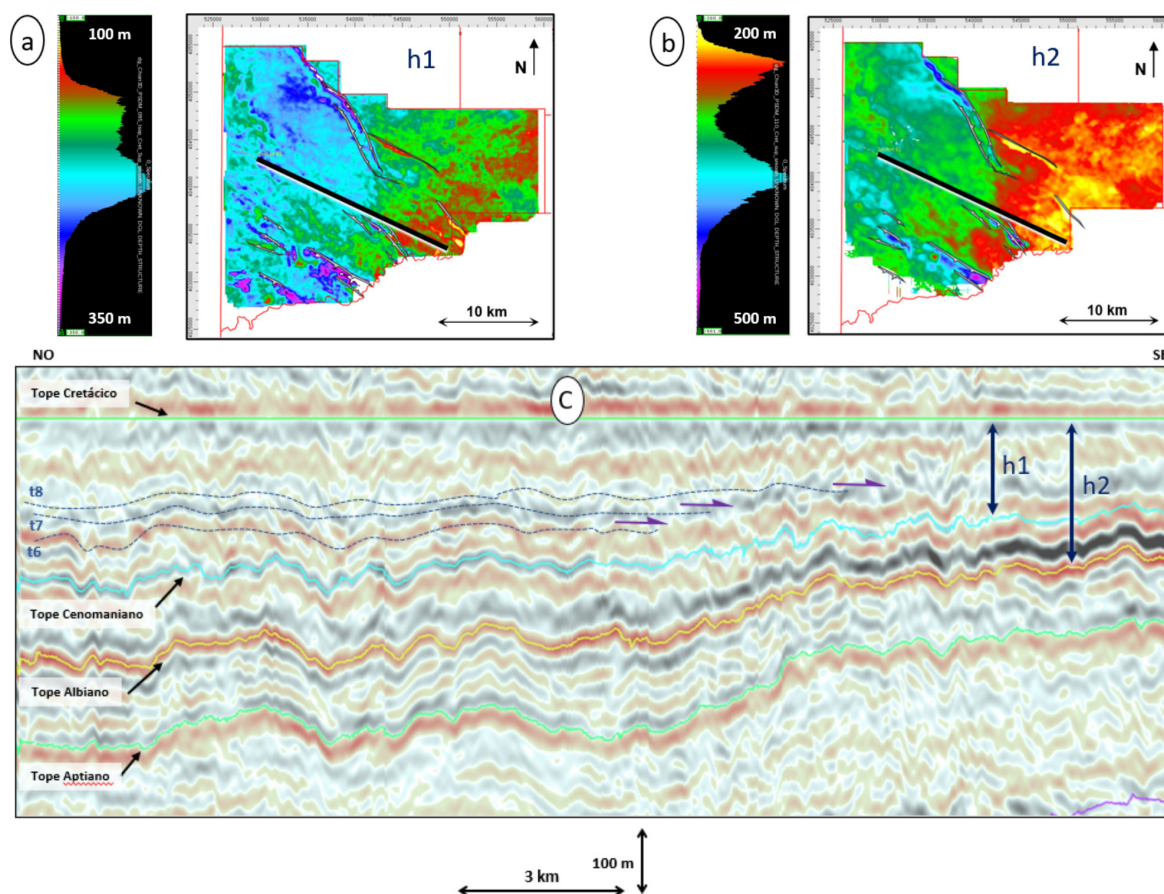


Figura 9. a) Mapa de espesores del intervalo Cenomaniano-Topo Cretácico (intervalo h1 en sección sísmica). b) Mapa de espesores del intervalo Cretácico superior (intervalo h2 en sección sísmica). c) Sección sísmica en profundidad de orientación NO-SE interpretada y horizontalizada a la base del Cenozoico. Los niveles t6, t7 y t8 representan *onlaps* de las unidades del Cretácico superior. Ver explicación en texto.

sucesión de *onlaps* avanzando desde el noroeste hacia el sureste (t6, t7, t8). Este patrón deposicional se interpreta como respuesta al aumento de la subsidencia y/o ascenso de nivel del mar de manera paulatina.

Otro rasgo distintivo de este intervalo es el desarrollo de fallas poligonales. Las mismas se circunscriben a una ventana estratigráfica que abarca el intervalo Albiano-Cenomaniano. En cuanto a la interpretación de la génesis de este sistema aún es tema de discusión. Algunos autores la asignan a fenómenos diagenéticos asociados a la expulsión de fluidos en sistemas marinos profundos (Cartwright 2011). De acuerdo con la interpretación bioestratigráfica se trata de los niveles más someros (plataforma somera), por lo que es necesaria otra interpretación. Por el lado de la expulsión producto de la carga tectónica, es difícil establecer un apilamiento súbito de los niveles sobreyacentes dadas las condiciones ambientales registradas. Un análisis de estas unidades puede verse en la Figura 10. Se destacan 3 capturas en niveles aptianos, albianos y post-cenomanianos de volúmenes de amplitud, semblanza y un *blending* 16-23-30 ciclos/km respectivamente. Las figuras *a*, *b* y *c* corresponden aproximadamente al *onlap* del tiempo t8 de la Figura 9, es decir 130 m por encima del horizonte sísmico Tope Cenomaniano (celeste). Las figuras *d*, *e* y *f* pertenecen a un nivel 40 m por debajo del horizonte sísmico tope Albiano (amarillo) en la Figura 9. Por último, las figuras *g*, *h* e *i* son capturas a niveles 40 m por debajo del horizonte tope Aptiano (verde). Como puede observarse, el patrón de fallas poligonales está presente sólo en la línea del medio. Estas fallas presentan una extensión de entre 1-1,5 kilómetros de extensión. En general, la respuesta en el volumen de amplitud es una disminución de esta en los reflectores o a veces una interrupción en la continuidad de los eventos. Volviendo a las imágenes *e* y *f* de la Figura 10, es apreciable cierta orientación paralela a los lineamientos tectónicos, de sentido NNO-SSE (flechas rojas). Esto tiende a llevar a la hipótesis de al menos una componente tectónica en la generación de estos sistemas, si bien resta mucho por analizarse aún.

Pinto *et al.* (2018) también identificaron estos sistemas afectando unidades del Cretácico superior y el Paleógeno en el norte de la isla en Chile, en tanto que Belotti *et al.* (2013), las describen en Santa Cruz en depósitos pertenecientes al Cretácico inferior. En ambos casos son interpretadas como no-tectónicas, dada la falta de un patrón de orientación de las mismas.

Cenozoico

Los niveles cenozoicos siempre han sido un objetivo exploratorio secundario en esta porción de la cuenca. La presencia de reservorio está constatada en diversos niveles, pero los mismos generalmente no presentan carga de hidrocarburos. La interpretación de esta falencia radica en los problemas de conexión entre los reservorios cenozoicos y el nivel Springhill -*carrier* principal (Rodríguez *et al.* 2008). Sin un sistema de fallas que haya actuado de manera eficiente, no hay posibilidad remanente de carga de dichos reservorios.

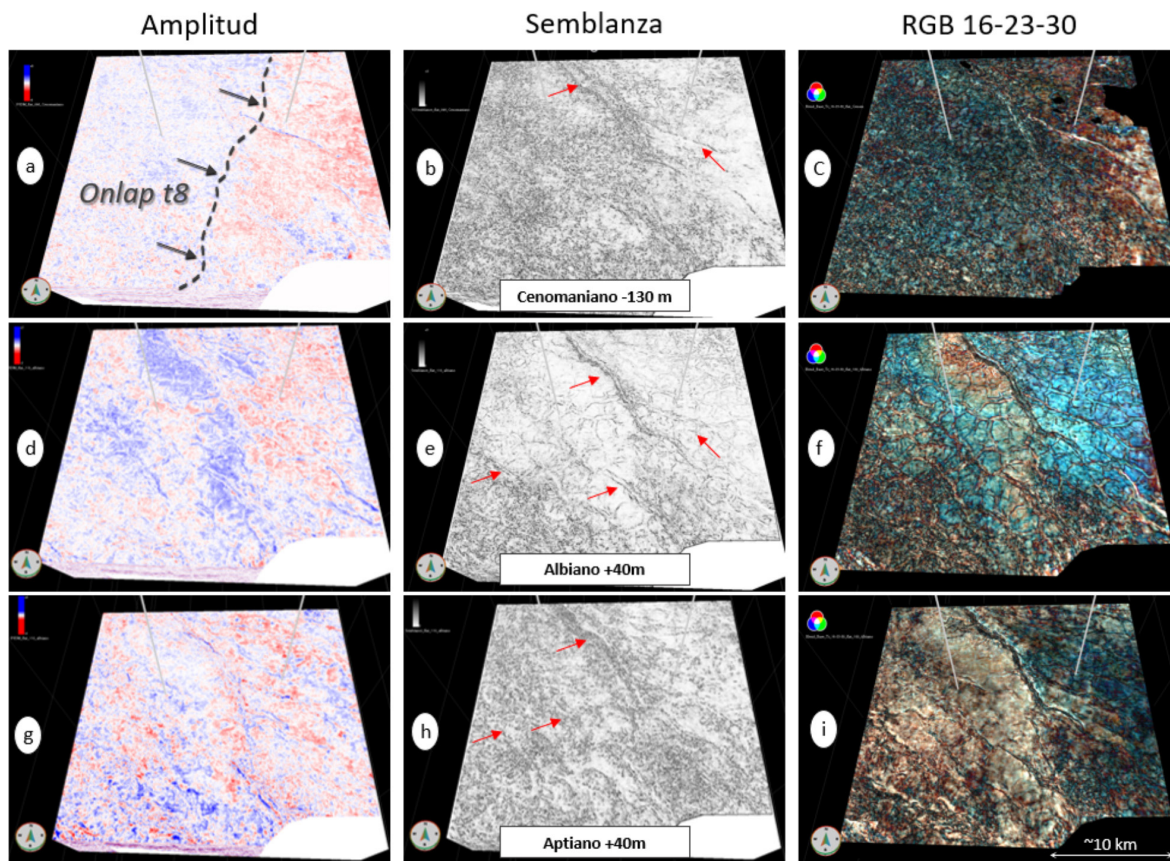


Figura 10. Vistas 3D de volúmenes de amplitud, semblanza y *blending* de números de onda a distintos niveles del Cretácico superior (2 primeras líneas) e inferior (3ra. línea). Se resalta la presencia de fallas poligonales en los niveles albianos (2da línea) a diferencia de los niveles sobre y subyacentes. Ver explicación en texto.

Con respecto a la estratigrafía, un trabajo regional de mucho detalle puede leerse en Barros *et al.* (2018), donde se estableció un marco sismo-estratigráfico de correlación regionales ajustado con edades provenientes de la bioestratigrafía. El presente estudio en el ámbito de Uribe está enmarcado dentro de las mismas edades analizadas en dicho trabajo.

En esta zona de la cuenca, la gran mayoría de los depósitos corresponden a edades paleógenas. En particular la región occidental del bloque de Uribe no posee prácticamente depósitos más jóvenes preservados. Los niveles correspondientes al intervalo Paleoceno-Eoceno están asociados al desarrollo de la cuenca de Antepaís iniciada en el Cretácico tardío (Klepeis *et al.* 2010; Gallardo 2014; Torres Carbonell *et al.* 2022). Desarrollan una geometría de cuña con un espesor máximo al oeste de 3000 metros. En tanto en el este del bloque (distancia aproximada: 35 km), el espesor total preservado tiene como máximo 2000 metros.

La base del Cenozoico consiste en aproximadamente 50 metros de areniscas finas y limolitas asignadas al Paleoceno (Fig. 11). El reducido espesor no permite un trabajo de detalle con respecto a su procedencia. No obstante, en algunas posiciones de la cuenca se ha identificado actividad extensional al momento de la sedimentación de estos niveles (Barros *et al.* 2018).

Por sobre esta unidad, se desarrolla un sistema progradante de sentido de avance SSO-NNE sin-tectónico con la generación de la faja plegada y corrida. Basándose fundamentalmente en afloramientos de campo, Torres Carbonell *et al.* (2022) interpretan una evolución similar a partir de sistemas deposicionales transversales (fan deltas y depósitos de plataforma) que luego pasan a conformar sistemas axiales turbidíticos paralelos al orógeno, los cuales discurren posteriormente en dirección sureste hacia la cuenca de Malvinas.

La Figura 11 permite analizar en detalle la evolución estratigráfica de la columna en la porción occidental del bloque. Como puede observarse, hay un espeso intervalo donde la bioestratigrafía no logra más resolución que la de Eoceno medio. Debido a esto se subdividió y posteriormente se interpretó sísmicamente los mapas asociados a los techos de cada unidad de los intervalos definidos, simplemente numerándolos de manera ascendente. El criterio de subdivisión estuvo dado por las distintas facies sísmicas identificadas en el pozo de calibración. Los primeros 300 metros están constituidos únicamente por sedimentos finos, que disminuyen a 100 metros en el sector oriental. Están compuestos por una alternancia de arcillitas y limolitas que, sísmicamente, están asociados a facies de baja amplitud, de muy pobre continuidad lateral. Este intervalo fue asignado a una edad ypresiana (Eoceno inferior) por bioestratigrafía y correspondería a una paleo batimetría Batial superior (YTEC 2021). A los fines del mapeo este intervalo fue definido como unidad Ei1. Al estar íntimamente relacionados con la actividad tectónica y dada la pobre resolución sísmica, es muy difícil establecer una superficie continua de *downlap* regional en donde prograda todo el sistema. Una opción sería ubicarla en una posición próxima al cambio de facies sísmicas entre las transparentes y el inicio de las de alta amplitud. De ser así, coincidiría con la transición Eoceno inferior-Eoceno medio. Sin embargo, el arreglo litológico describe los niveles más cercanos a la base de la unidad como los más finos. De acuerdo con la curva de variación de nivel del mar publicada por Miller *et al.* (2020), hay varios niveles que podrían ser los equivalentes a esta superficie. De todos modos, debe tenerse en cuenta el contexto tectónico de la cuenca el cual condiciona este tipo de análisis.

Por encima de estos depósitos, comienza un ciclo compuesto por una alternancia de sedimentos finos y areniscas arcillosas, en ocasiones calcáreas, de más de 2000 metros de espesor separados por un intervalo netamente fino. En primer lugar, la unidad denominada Em1, con aproximadamente 150 metros de espesor en el pozo de calibración, compuesto por arcillitas limosas y delgados niveles de areniscas muy finas. Como puede observarse, hay una mejora en la continuidad lateral de los eventos con respecto a la unidad subyacente y también un aumento considerable hacia posiciones más proximales de la reflectividad y el espesor (superior a 300 metros). A continuación, en la unidad nombrada como Em2, se registran en el pozo unos 250 metros de alternancia de areniscas calcáreas (muy finas, finas y en ocasiones medias) y limolitas las cuales se correlacionan con reflectores sísmicos oblicuos de relativa alta amplitud y buena continuidad lateral. En dirección proximal, estas facies se vuelven más paralelas y de menor amplitud y continuidad lateral. Las areniscas suelen presentar valores de porosidad de entre 5-10%.

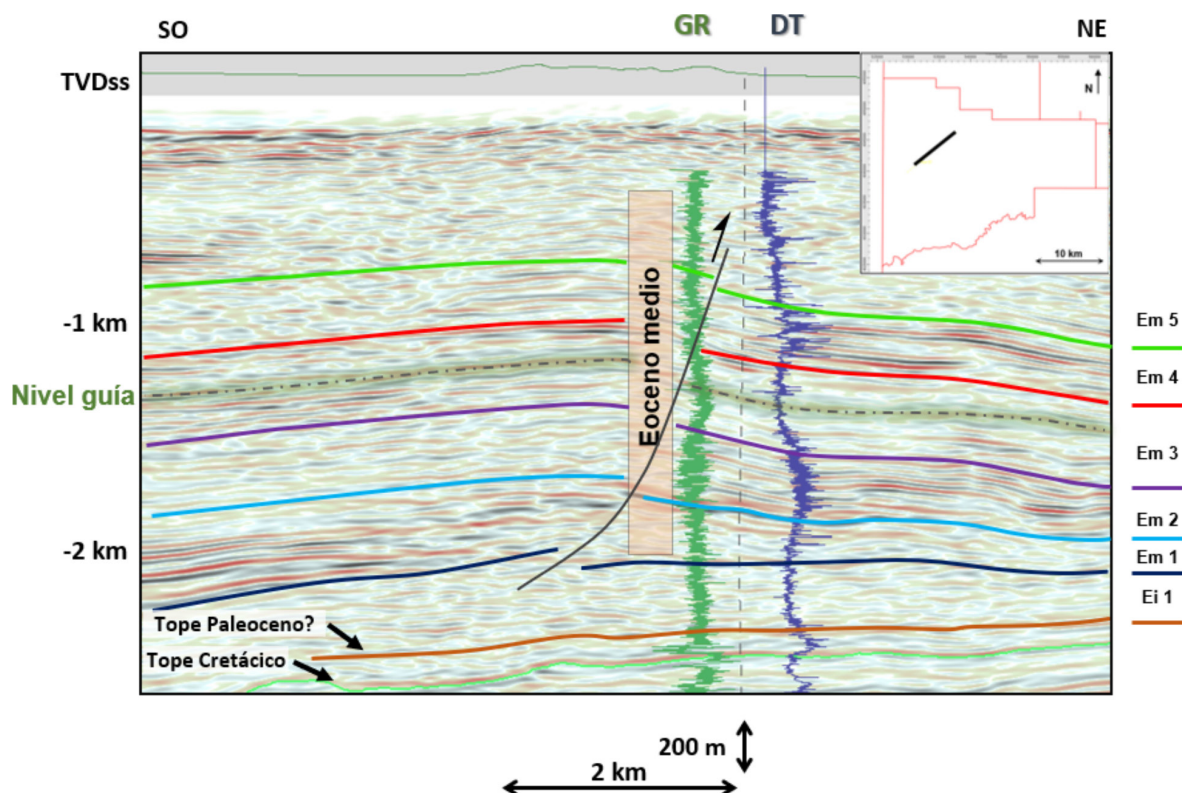


Figura 11. Sección sísmica en profundidad de orientación SO-NE con pozo de calibración y subdivisión de unidades internas asignadas al Eoceno medio y Eoceno inferior. Ver explicación en texto.

Luego, la unidad Em3 consiste exclusivamente de sedimentos finos. Alcanza los 330 metros de espesor en el pozo, debido a la falta de contrastes acústicos, presenta facies sísmica relativamente de baja amplitud y pobre continuidad lateral, sin embargo, se caracteriza por un nivel guía (¿sección condensada?) de alta amplitud y muy buena continuidad lateral que ha permitido un mapeo de importante significado regional.

Continúan aproximadamente 200 metros de areniscas finas y arcillas, las cuales presentan geometrías oblicuas con alta amplitud y muy buena continuidad lateral. Este intervalo ha sido denominado E4m. En este caso, las areniscas presentan mejores valores de porosidad, entre 10-15%. Por último, la unidad Em5 cuyo techo no fue interpretado, registra unos 250 metros de alternancia de areniscas arcillosas y limolitas. Aquí la pérdida de señal es muy notable, pero en general es un intervalo con facies de baja amplitud y pobre continuidad lateral.

El paleo ambiente de sedimentación interpretado a partir de los micro y nanofósiles, asigna a todos los intervalos descriptos un rango de profundidad ubicado entre batial superior y nerítico externo (YTEC-2021), es decir, posiciones de plataforma distal a talud, entre los 100 y los 500 metros de profundidad de agua. Esta información es de alto impacto en la interpretación regional. Barros et. al (2018) planteaban dos escenarios de interpretación para las anomalías sísmicas asociadas con areniscas identificadas en este intervalo: niveles de shoreface o shingled turbidites. El primero de

ellos radica en el *rollover* que presentan algunas progradaciones y la distribución de geometrías que podrían interpretarse como barras. En vista de la nueva interpretación bioestratigráfica, el primer escenario es inviable, dado que no se podría explicar con las profundidades de agua estimadas al momento de la sedimentación. Con respecto a la geometría de *rollover*, se interpreta que la misma es generada ya sea bien por los pliegues de despegues y pequeñas fallas asociadas a los mismos o por la generación de geometrías abombadas hacia arriba, diagnósticas de presencia de arenas. Al reconstruir la situación pre-deformación, la geometría de rampa es recuperada, por lo que el escenario de shingled turbidites es el más apropiado también desde el punto de vista geométrico. En cuanto a la alineación de estos depósitos perpendiculares al avance del sistema progradante, se plantea la asignación de estos depósitos a sistemas turbidíticos semiconfinados paralelos al orógeno como se describirá más adelante.

Los pliegues que afectan a estos niveles presentan una orientación dominante NNO-SSE (figs. 12a y b). Tienen una extensión superior a la decena de kilómetros y un ancho de aproximadamente 3 kilómetros. Se identifican 3 tipos de plegamientos en base al nivel estructural que involucra la deformación: a) _ la mayor parte de ellos se los interpreta como pliegues de despegue, utilizando las arcillas y limos del Eoceno inferior como nivel de despegue. Las fallas internas que se visualizan en los núcleos de estas estructuras no pueden explicar el acortamiento de las mismas, por lo que son interpretadas como posteriores al plegamiento (se analiza con más detalle a continuación). b) _ el plegamiento del anticlinal de San Julio, el cual utiliza como nivel de despegue principal las arcillas de la Fm. Inoceramus inferior (Fig. 12a) c) _ una estructura anticlinal sin nombre ubicada al sureste del bloque que podría estar asociada a una falla más profunda que involucra los niveles jurásicos.

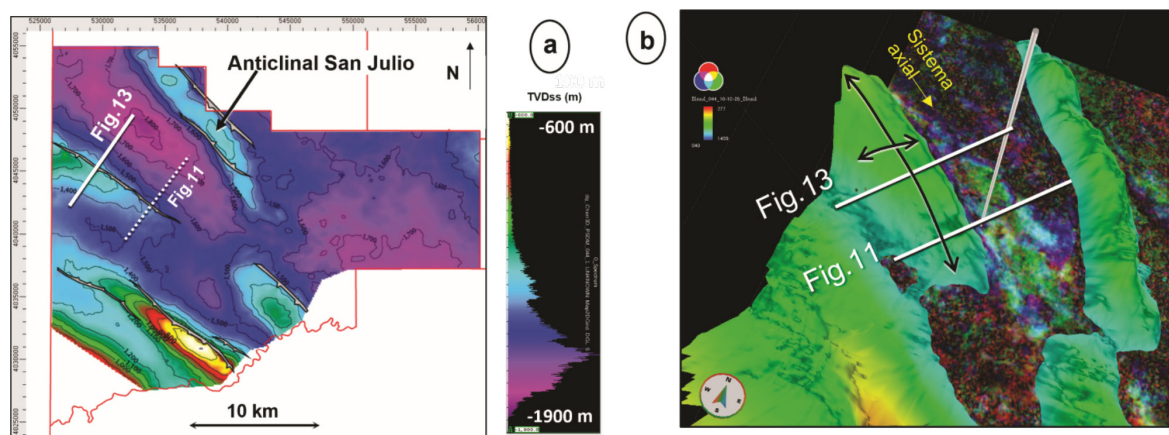


Figura 12. a) _ mapa estructural en profundidad TVDss al tope da la unidad Em2. b) _ vista 3D de RGB 10-18-26 ciclos/km. con interpretación de abanico ubicado de manera axial a la deformación. Ver explicación en texto.

En el oeste del bloque, la totalidad de la columna del Eoceno medio se encuentra plegada, por lo que la compresión debió ser posterior a la sedimentación de dichas unidades. Las geometrías

de crecimiento no se observan con facilidad dado que prácticamente no hay *fold* disponible para iluminarlas. La Figura 13 muestra el mismo pliegue de la Figura 11 en una sección sísmica ubicada a unos 6 kilómetros hacia el noreste, donde la imagen sísmica permite un mejor análisis de las relaciones angulares. Es importante destacar que esta dirección es tanto paralela a la dirección de transporte tectónico como a la dirección general de avance de sistema sedimentario, es decir SO-NE; en caso de existir una angularidad importante entre ambas, las relaciones angulares pueden llevar a interpretaciones muy erróneas. En una primera observación es una geometría muy sencilla, sin embargo, al realizar el análisis en detalle presenta ciertas características que lo vuelven bastante más complejo de interpretar: en primer lugar, al estar afectando unidades progradantes, no presenta simetría de capas a ambos lados de las estructuras, acompañando esta situación, a esto debe añadirse que al ser un núcleo litológicamente dúctil, carente de reflectividades internas, no puede analizarse con facilidad la continuidad de las capas en las unidades inferiores; por otra parte, pudo salir material por fuera de la sección del corte afectando mucho el balanceo por área. Una última consideración no menor es que no se observan superficies de *downlap* regionales claras como se comentó en la descripción de la estratigrafía, esto impacta en la determinación de la pendiente regional de referencia de restauración. En consecuencia, al ser una estructura con muy poco acortamiento, es preferible realizar la interpretación con la imagen actual en lugar de realizar balanceos con el propósito de minimizar un error que se puede producir por algunos de los efectos mencionados. Cabe aclarar que la sección tiene una exageración vertical x2 para poder resaltar las culminaciones estratigráficas.

El intervalo Ei1, compuesto por arcillitas y limolitas, describe una geometría de cuña, con un marcado adelgazamiento en dirección SO-NE (hacia el centro de cuenca). Sin embargo, se aprecia un espesamiento en el núcleo de la estructura, comprobable a partir de $h3 > h1$ (Fig. 13). El intervalo Em1, presenta una menor variación de espesor regional. En el limbo trasero de la estructura se observan reflectores de mayor amplitud y mejor continuidad lateral que hacen *downlap* sobre el tope del intervalo Ei1. Se interpreta una transición de facies relativamente más gruesas en el limbo trasero hacia depósitos más finos en el limbo frontal. El intervalo Em2, con mayor presencia de areniscas de baja porosidad de acuerdo con la calibración previamente descrita, también describe una geometría de cuña, sin embargo, en este caso la geometría de *downlap* de las unidades se observa en el limbo frontal de la estructura, confirmando la continuidad en el avance del sistema progradante. Por encima, la unidad Em3, predominantemente fina presenta el desarrollo de múltiples *onlaps* basales desde el limbo frontal hacia el núcleo de la estructura, observables a partir de las flechas violetas. Otra característica muy llamativa de este intervalo es que el espesor en el limbo frontal -h7- es mayor que en la cresta del pliegue -h6-, esto tendería a llevar a la interpretación de un crecimiento de la estructura en este intervalo temporal, sin embargo, este espesor es mayor que en el limbo trasero -h5-. Dado que se trata de una cuenca de antepaís con un orógeno activo, se interpreta que en este intervalo temporal ocurrió un estadio de calma tectónica, probablemente

acompañado de un ascenso relativo del nivel del mar como denota el posicionamiento del nivel arcilloso guía de alta amplitud. Luego se encuentra el intervalo Em4, nuevamente caracterizado por depósitos relativamente más gruesos, con una pequeña variación de espesor desde el SO hacia el NE. En este caso puede apreciarse en el limbo frontal una geometría diagnóstica de canal (base cóncava - techo convexo) de orientación aproximada perpendicular a la sección. Sobre esta profundidad (~1100 metros TVDss) se realizó una visualización de la descomposición espectral (RGB: 10-18-26 ciclos/km) y se pudo observar un depósito con forma de abanico paralelo a la estructura con dispersión hacia el sureste (Fig. 12b). Esto coincide con el modelo propuesto para canales axiales por Torres Carbonell *et al.* (2022) observado en afloramientos y en la sísmica marina frente a la costa de Tierra del Fuego. Finalmente, se encuentra el intervalo Em5, del cual se desconoce el techo producto de la ausencia de imagen sísmica. De todos modos, hasta donde la imagen lo permite (trazos de puntos) no se observan geometrías de crecimiento.

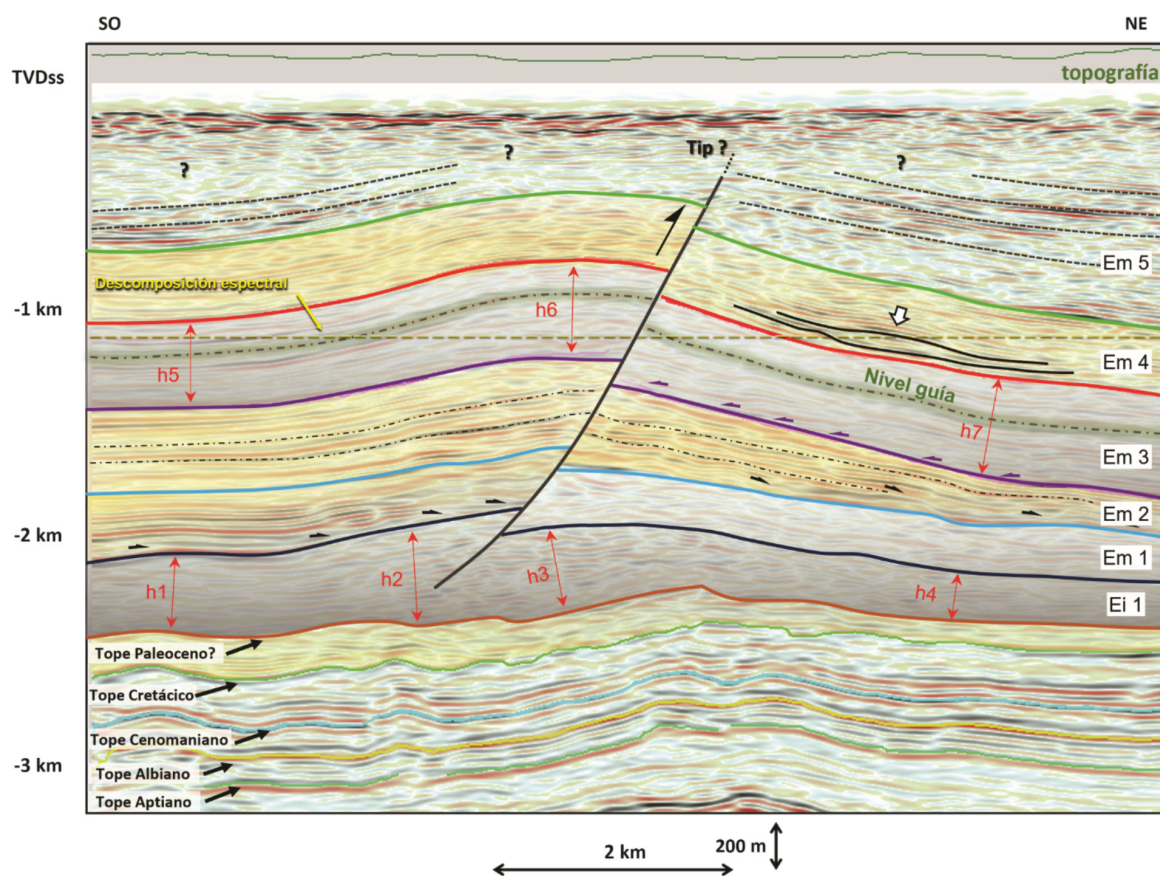


Figura 13. Sección sísmica en profundidad de orientación SO-NE interpretada, con principales elementos destacados para realizar el análisis estructural de la misma. Ver explicación en texto.

Este análisis permite, por un lado, confirmar que la deformación que afectó a la estructura (plegamiento y fallamiento asociado) han sido posteriores a la sedimentación de las unidades de Em5. Por el otro, representa un ejemplo del análisis que debe hacerse con respecto a la distribución de facies

en sistemas progradantes cuya dirección es paralela al frente de avance tectónico, con el objeto de obtener un mejor apilamiento de arenas. Esto se debe a que la disposición en el espacio de los distintos pliegues involucra lógicamente diferentes posiciones paleoambientales del sistema sedimentario.

Vale aclarar que este análisis estructural se llevó cabo en un anticlinal que no conecta los reservorios eocenos con las rocas generadoras y/o *carriers* del Cretácico inferior, por lo que no tendría chances de ser cargado. Sin embargo, existen en el bloque otras estructuras que, si tienen la posibilidad ya sea por medio de corrimientos despegados en la Fm. Inoceramus inferior o por la interacción entre estos y fallas reactivadas del basamento como pueden verse por ejemplo en Torres Carbonell *et al.* (2013).

DISCUSIÓN

A partir de la interpretación de las unidades estratigráficas y su evolución tectonosedimentaria surge la discusión -entre otras- sobre si el potencial exploratorio del bloque de Uribe está acabado o no. De acuerdo con lo relevado por este trabajo, el oeste del área se encuentra lejos de estarlo, habida cuenta de que la Fm. Springhill cuenta con un área prospectable de gran tamaño, y la tecnología disponible para realizar este tipo de estimulaciones es habitual en, por ejemplo, la cuenca Neuquina. Por otra parte, los niveles cenozoicos nunca han sido perforados en una posición óptima donde se conjugue la reducción de riesgo por carga y la o las secuencias en posiciones más favorables desde un punto de vista paleoambiental.

Por último, tanto la roca madre -no abordada en detalle en este estudio- con el desarrollo de la tecnología actual del *shale* de la Fm. Vaca Muerta, como la serie Tobífera con algunos antecedes muy prósperos en la isla han sido objeto de exploraciones específicas.

Los puntos previamente citados plantean el desafío de encarar un plan integral de evaluación de las mejores oportunidades con el fin de minimizar el impacto de la ubicación geográfica del bloque y la complejidad logística asociada.

CONCLUSIONES

La interpretación detallada de la sísmica 3D y la integración de información proveniente de los pozos sumado a los estudios bioestratigráficos y los análogos de afloramientos publicados en la literatura han permitido reevaluar el potencial remanente del ámbito de Uribe.

Una estrategia de terminación exitosa permitiría abrir un área de gran magnitud a explorar y desarrollar los recursos de gas y condensado asociados a la Fm. Springhill.

Los upsides exploratorios compuestos por la Serie Tobífera y los niveles turbidíticos cenozoicos continúan sin ser evaluados en las posiciones óptimas. A estas unidades, debe agregarse el valor de la roca madre cretácica como reservorio no-convencional.

Todos estos elementos permiten plantear que el ciclo exploratorio en este ámbito de la Cuenca Austral se encuentra lejos de estar finalizado.

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades de YPF por permitir la publicación de este trabajo, a los revisores Matías Ghiglione y Alejandro Bande y a Walter Brinkworth por las recomendaciones para mejorar el mismo.

REFERENCIAS CITADAS

- Ancheta, D., Lovecchio, J. P., Covellone, G., Naipauer, M., Azpiroz, G., Atencio, M. y Meissinger, V., 2020. New Insights in the Characterization of the Springhill Fm. Play in the Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. Search and Discovery Article #11327.
- Arbe, H. A., y Fernández Bell Fano, F., 2002. Los reservorios de la Formación Springhill costa afuera. En: M: Schiuma, G. Hinterwimmer y G. Vergani (Edit.). Rocas reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, Cuenca Austral (Simposio). V congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, págs.:75-90. Mar del Plata
- Barros, P., Marino, J. Miller, M., Angelozzi, G., Ronchi, D., Hiriart, L y Giampaoli, P., 2018. Integración de datos bioestratigráficos en un modelo regional sismoestratigráfico de la cuenca Austral fueguina. 10 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Sesiones Generales. 835-856.
- Belotti, H., F., Pagan, F., Perez Mazas, A., Agüera, M., Rodriguez, J., Porras, J., Köhler, G., Weiner, G., Conforto, G. y Cagnolatti, M., 2013. Geologic Interpretation and Assessment of Early Cretaceous Shale Oil and Gas potential in Austral Basin, Santa Cruz, Argentina. URTeC 2013 Conference Paper.
- Bravo, P. y Herrero, C., 1997. Reservorios naturalmente fracturados en rocas volcánicas jurásicas, Cuenca de Magallanes, Chile. VI Simposio Bolivariano. "Exploración Petrolífera de las Cuencas Subandinas. Cartagena de Indias, Colombia. Septiembre 14 – 17. Memorias Tomo I, p. 66 – 84.
- Cagnolatti, M., J., Martins, R. y Villar, H. J., 1996. La formación Lemaire como probable generadora de hidrocarburos en el área Angostura, Provincia de Tierra del Fuego, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 123-139.
- Cartwright, J. A. 2011. Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems: Marine and Petroleum Geology, v.28, p. 1593-1610.
- Gallardo, R. 2014. Seismic sequence stratigraphy of a foreland unit in the Magallanes-Austral Basin, Dorado Riquelme block, Chile: Implications for Deep-marine reservoirs. En Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, June 2014.
- Lovecchio, J. P., y Naipauer, M. 2022. Provenance of the Springhill Formation in the Austral/Malvinas Basins from detrital zircon Geochronology. AAPG International Conference and Exhibition. Cartagena. Colombia. Presentación Oral.

- Hinterwimmer, G. 2002. Los reservorios de la Serie To-bífera. Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G. (Eds.), Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas, 27 – 47.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L. y Thomson, S., 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics*, 29(3).
- Kranck, E.H., 1932. Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* 4, 1-231.
- LCV, 2007. YPF.TF.U.x-2 (Uribe). Cores #1 and #2 Sedimentologic and petrophysical study. Informe Inédito.
- LCV, 2017. Sondeo PLF.TF.NRM.x-2001. Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopía electrónica. Informe Inédito.
- Lin, T. y Zang, B., 2013. Spectral decomposition of time-versus depth-migrated data. Conference Paper. SEG Houston Annual Meeting.
- Miller, K.G., Schmelz, W.J., Browning, J.V., Kopp, R.E., Mountain, G.S. y Wright, J.D., 2020. Ancient Sea level as key to the future. *Oceanography* 33(2):32–41.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes; Pergamon-Elsevier Science Ltd; *Journal of South American Earth Sciences*; 14; 2; 1-2001; 175-188.
- Periale, S., Mykietiuk, K., Simmonetto, L., Pascariello, M. E., Atencio, M., González, C., Chiacharelli, F. Ciancio, L., Moraga, J., Mendez Kinsley, D., Gschaidner, T., Sandia Rojas, J., Arriagada, I. y Gavarrino, A., 2022. Play Roca Madre Cretácica. Una nueva oportunidad exploratoria en la Isla Grande de Tierra del Fuego. 11 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Pinto, J., González, D., L., González, A. P., Zapata, R. A. y Mella, P. E., 2018. Polygonal Fault system in the Paleogene of the Magallanes Foreland Basin, Southern Chile. URTeC 2018 Conference Paper.
- Rodriguez, J. F., M. Miller y Cagnolatti, M.J., 2008. “Sistemas Petroleros de Cuenca Austral, Argentina y Chile”, en VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas).
- Sotelo, D., Lopez Angriman, A., Martinez, E. y Pecuch, D. 2005. Entrampamientos de hidrocarburos en la Formación Springhill en las áreas de concesión Tierra del Fuego, Cuenca Austral. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. p. 521-539.
- Schwarz, E., Veiga, G. D., Spalletti, L., A. y Massafferro, J., L. 2011. The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, Volumen 28, Issue 6, p:1218-1241.
- Thomas, C. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. *AAPG. Geol.Bull.* 33, 9: 1553-1578.
- Torres Carbonell, P., Dimieri, L. y Olivero, E., 2013. Evaluation of strain and structural style variations along the strike of the Fuegian thrust-fold belt front, Argentina. *En Andean Geology* 40 (3): 438-457. September 2013
- Torres Carbonell, P., Olivero, E. y Giunta, D. 2022. El Cretácico Superior-Cenozoico de los Andes Fueguinos: Evolución tectónica, sistemas sedimentarios y aporte detrítico hacia la Cuenca Malvinas Occidental. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- YTEC, 2021. Estudio bioestratigráfico de pozos de Tierra del Fuego. Informe Inédito.