



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY

**Depósitos sedimentarios marinos profundos del
margen continental del Uruguay: implicancias en la
exploración de hidrocarburos.**

Instituto de Ciencias Geológicas

Facultad de Ciencias - UdelaR

Enero de 2019

Dra. Ethel Morales

Lic. Belén Viera

Dr. Matías Soto

M. Sc. Bruno Conti

Resumen

El margen continental uruguayo (MCU) constituye un extenso ámbito de sedimentación meso-cenozoica que alberga el mayor espesor sedimentario posrift del Atlántico sur. Representa aún un área de frontera exploratoria que mantienen sin revelar su potencial para contener acumulaciones de hidrocarburos. En este trabajo se analizó el intervalo sedimentario correspondiente al Paleógeno en todo el MCU, utilizando como método de análisis de cuenca la estratigrafía de secuencias. El propósito fue caracterizar facies sísmicas, cortejos de sistemas y secuencias depositacionales para predecir el comportamiento de esas unidades como componentes de sistemas petroleros (reservorios y sellos). La base de datos incluyó aproximadamente 6.000 km lineares de secciones sísmicas de reflexión 2D, adquiridas en las campañas geofísicas de 2007 y 2008. Para el intervalo sedimentario analizado fueron definidas cinco secuencias depositacionales, denominadas, de base a tope: A, B, C, D y E. Las unidades estratigráficas con mayor potencial para albergar rocas reservorio se corresponden con: a) depósitos de *shoreface*, representados por lóbulos con geometría en *offlap*, de los cortejos de regresión forzada de las secuencias B, D y E; b) depósitos turbidíticos y turbidíticos-contorníticos de aguas profundas de los cortejos de regresión forzada de las secuencias B y E y de los cortejos de nivel bajo de las secuencias A y C. Por su parte, las potenciales rocas sello se asocian a los cortejos transgresivos de las secuencias A, B y D. El principal riesgo exploratorio para el intervalo sedimentario analizado se corresponde con la posibilidad de carga de los reservorios paleógenos desde rocas generadoras cretácicas, debido a la escasa presencia de estructuras y a la existencia de espesos paquetes sedimentarios interpretados como potenciales rocas sello. Las mejores posibilidades de carga vertical hacia reservorios paleógenos se corresponden con el sector más meridional y con una porción del sector central del MCU, donde el Sistema de Transferencia del Río de la Plata parece haber propiciado las reactivaciones más recientes de las estructuras de la fase rift.

Índice de figuras

Figura 1: Base de datos utilizada en la ejecución del proyecto	3
Figura 2: Secciones sísmicas representativas de las cuencas Punta del Este (arriba) y Pelotas (abajo), mostrando el intervalo sedimentario objeto de estudio	4
Figura 3: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de los horizontes base (izquierda) y tope (derecha) del intervalo sedimentario objeto de estudio.....	5
Figura 4: Mapa de isópacas en TWT (s) del Paleógeno en el margen uruguayo	5
Figura 5: límite K-Pg en el pozo Gaviotín de acuerdo a Daners & Guerstein (2004).	8
Figura 6: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este, en la cual se observa el amarre con el pozo Gaviotín y la asignación de edades a los horizontes rojo y verde....	9
Figura 7: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas, en la cual se observan los horizontes rojo y verde extrapolados desde el pozo Gaviotín	9
Figura 8: Sección sísmica <i>strike</i> del margen uruguayo, en la cual se observan los horizontes rojo y verde extrapolados entre las secciones dip presentadas en las figuras 6 y 7.	10
Figura 9: Columna estratigráfica y sección geosísmica tomadas de Raggio <i>et al.</i> (2011).....	11
Figura 10: Sección sísmica interpretada presentada por Raggio <i>et al.</i> (2011).....	12
Figura 11: Patrones de apilamiento sedimentario en función del abastecimiento sedimentario y el espacio de acomodación.	15
Figura 12: Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base, correspondiente a una secuencia depositacional. Mostrando tres superficies estratigráficas principales, los cortejos de sistemas formados en cada fase del ciclo completo, y los patrones de apilamiento que los caracteriza. Tomado de Holz (2012).....	17
Figura 13: Modelo simplificado de una secuencia depositacional, en donde se observan las terminaciones estratales, las superficies estratigráficas que limitan los cortejos, patrones de apilamiento, variaciones en el nivel de base y el cortejo caracterizado por los atributos anteriores. Modificado de Catuneanu (2006).....	19
Figura 14: Método ABC para la elaboración de mapas fisiográficos.....	20

Figura 15: Modelo simplificado de los sectores delimitados por las terminaciones estratales y el padrón interno entre dos superficies	20
Figura 16: Sección sísmica <i>dip</i> representativa del sector meridional del MCU (Cuenca Punta del Este), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).	22
Figura 17: Sección sísmica <i>dip</i> representativa del sector central del MCU (Cuenca Pelotas), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM)	23
Figura 18: Sección sísmica <i>dip</i> representativa del sector septentrional del MCU (Cuenca Pelotas), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM)	24
Figura 19: Mapa de isópacas en TWT (s) de las secuencias A, B, C, D y E.....	26
Figura 20: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S3.	27
Figura 21: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia A.....	27
Figura 22: Sección sísmica representativa de la Cuenca Punta del Este, mostrando la Secuencia A y los dos cortejos sedimentarios que la integran (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo).....	28
Figura 23: Sección sísmica representativa de la Cuenca Pelotas, mostrando la Secuencia A y los dos cortejos sedimentarios que la integran (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo).....	28
Figura 24: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S2.....	29
Figura 25: Facies sísmicas representativas de las configuraciones monticulares conspicuas de la base del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A (<i>Dn</i> : verde; <i>Tr</i> : rojo; <i>On</i> : azul).....	30
Figura 26: Mapa de isópacas en TWT (s) de las facies monticulares conspicuas de la Secuencia A.....	30
Figura 27. Facies sísmicas representativas de cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A. (<i>Dn</i> : verde; <i>On</i> : azul)	31
Figura 28. Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia A.....	32

Figura 29. Facies sísmicas representativas del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia A (<i>On</i> : azul; <i>Tr</i> : rojo)	32
Figura 30: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S7 + CC (tope de la secuencia B).....	33
Figura 31: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia B.....	34
Figura 32: Sección sísmica <i>dip</i> representativa de la Cuenca Punta del Este, mostrando la secuencia B y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).....	34
Figura 33: Sección sísmica <i>dip</i> representativa de la Cuenca Pelotas, mostrando la secuencia B y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).....	35
Figura 34: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S4 (superficie regresiva máxima)	35
Figura 35: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales que caracterizan las superficies límite del cortejo de sistemas de nivel bajo (<i>On</i> : azul; Dobles <i>Dn</i> : verde; <i>Tr</i> : rojo)	36
Figura 36: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia B.....	36
Figura 37: Sección sísmica <i>strike</i> de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales, superficies limitantes y la disposición de los reflectores asociados al cortejo de sistemas de nivel bajo (<i>On</i> : azul).....	37
Figura 38: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S5 (superficie transgresiva máxima)	38
Figura 39: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia B.....	38
Figura 40: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estratales identificadas (<i>On</i> : azul; <i>Dn</i> : verde).....	39

Figura 41: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando la facies sísmica más representativa del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estratales identificadas. (Tr: rojo; On: azul; Dn: verde)	40
Figura 42: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S6 (Superficie basal de regresión forzada).....	40
Figura 43: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel alto de la Secuencia B.....	41
Figura 44: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones de los reflectores sobre superficie transgresiva máxima. (Dn: verde) ..	42
Figura 45: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas y las terminaciones estratales identificadas en el cortejo de regresión forzada. (Nótese el <i>offlap</i> : flecha roja, marcado sobre la superficie basal de regresión forzada y <i>onlaps</i> costeros: azul, donde se comienza a ver el aumento del nivel de base, Dn: verde).....	43
Figura 46: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada	43
Figura 47: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada. (<i>Off</i> : flecha curva roja, <i>Tr</i> : rojo, <i>Dn</i> : verde)	44
Figura 48: Sección sísmica <i>strike</i> en el área distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada.....	45
Figura 49: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S8 + CC (tope de la secuencia C).....	45
Figura 50: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia C.....	46
Figura 51: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando la secuencia C, terminaciones estratales y atributos sísmicos. (Horizonte azul: límite de facies sísmicas, líneas punteadas: lóbulos progradantes, flechas negras: trayectoria de línea de costa, Tr: rojo, Dn: verde)	47
Figura 52: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando la secuencia C, las terminaciones estratales y atributos sísmicos. (Horizonte azul: límite de facies, líneas punteadas: lóbulos progradantes, flechas negras: trayectoria de línea de costa)	47

Figura 53: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S11 + CC (tope de la secuencia D)	49
Figura 54: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia D.....	49
Figura 55: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este, mostrando la secuencia D y los cortejos sedimentarios que la integran. (Azul: cortejo de sistemas transgresivo, naranja: cortejo de sistemas de regresión forzada).....	50
Figura 56: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas, mostrando la secuencia D y los cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo, azul: cortejo de sistemas transgresivo, naranja: cortejo de sistemas de regresión forzada)	50
Figura 57: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S9 (superficie regresiva máxima)	51
Figura 58: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo.....	51
Figura 59: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas características del cortejo de nivel bajo de la Secuencia D. (<i>On</i> : azul, <i>Dn</i> : verde)	52
Figura 60: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S10 (superficie basal de regresión forzada)	53
Figura 61: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia D, las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y el cortejo de regresión forzada. (<i>Off</i> : violeta; <i>On</i> : azul; <i>Tr</i> : rojo; <i>Dn</i> : verde)	54
Figura 62: Sección sísmica <i>dip</i> de la porción más meridional de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia D, el cortejo de sistemas de nivel bajo y las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo. (<i>On</i> : azul, <i>Tr</i> : rojo, <i>Dn</i> : verde).....	54
Figura 63: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S11 (discordancia tope).....	55
Figura 64: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada de la secuencia D	56

Figura 65: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características del cortejo de sistemas de regresión forzada (violetas: lóbulos de regresión forzada, <i>Dn</i> : verde).....	57
Figura 66: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S12 + CC (tope de la secuencia E).....	58
Figura 67: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia E	58
Figura 68: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características de la secuencia E en los sectores de plataforma	59
Figura 69: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas ilustrando las facies sísmicas características de la secuencia E en los sectores distales de cuenca.....	60
Figura 70: Tipos dominantes de flujos gravitacionales que abastecen de sedimentos a los ambientes marinos profundos, en relación a los movimientos de la línea de costa (modificado Posamentier & Kolla 2003). (1) flujos de detritos cohesivos; (2) turbiditas de alta densidad; (3) turbiditas de baja densidad.....	64
Figura 71: Procesos depositacionales y productos de la fase final del cortejo de sistemas de regresión forzada. El balance de sedimentos hace que la mayoría de la arena sea depositada en abanicos de fondo de cuenca en ambientes marinos profundos (Catuneanu 2006)	65
Figura 72: Procesos depositacionales y productos del cortejo de sistemas de nivel bajo. Los sedimentos son distribuidos en forma más homogénea entre los ambientes fluviales, costeros y marinos profundos que en el caso del cortejo de regresión forzada y existen arenas en los tres ambientes (Catuneanu 2006)	66
Figura 73: Tipos de flujos gravitacionales y abanicos de fondo de cuenca resultantes en cada estadio de variación del nivel de base (Catuneanu 2006).....	67
Figura 74: Distribución de los cortejos de sistemas depositacionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en el sector meridional del MCU.....	68
Figura 75: Distribución de los cortejos de sistemas depositacionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en el sector central del MCU	69

Figura 76: Distribución de los cortejos de sistemas depositacionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en el sector septentrional del MCU.....	70
Figura 77: Formas monticulares en la base del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A.....	72
Figura 78: Superposición de las áreas de ocurrencia de las potenciales unidades reservorio (facies turbidíticas-contorníticas) y sello (facies transgresivas) de la Secuencia A.....	73
Figura 79: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia B.....	74
Figura 80: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las ondulaciones migrantes <i>sensu</i> Mitchum <i>et al.</i> (1977a), interpretadas como un campo de dunas por Hernández-Molina <i>et al.</i> (2017)	76
Figura 81: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia B.....	76
Figura 82: Modelo esquemático que muestra la distribución tentativa de los elementos depositacionales y las tendencias de tamaños de granos inferidas en el análisis geomorfológico sísmico para el paquete PFS. Tomado de Turrini <i>et al.</i> (2017)	77
Figura 83: Superposición de las áreas de ocurrencia del cortejo de sistemas de nivel bajo y transgresivo de la secuencia B.....	78
Figura 84: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este donde se observa una segunda generación de dunas según Hernández-Molina <i>et al.</i> (2017).....	79
Figura 85: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia C.....	80
Figura 86: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia D	81
Figura 87: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando variación de facies sísmicas dentro del cortejo transgresivo.....	82
Figura 88: Superposición de las áreas de ocurrencia de las facies turbidíticas del cortejo de regresión forzada de la Secuencia B (reservorio 1) y del cortejo de sistemas de nivel	

bajo de la Secuencia C (reservorio 2) y de las facies del cortejo de sistema transgresivo (sello) de la Secuencia D	83
Figura 89: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia E	84
Figura 90: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de un horizonte auxiliar, próximo al basamento. Fallas normales en trazo rojo	85
Figura 91: Configuración estructural del área más distal del sector meridional del MCU. (Horizonte rojo: K/Pg; Horizontes auxiliares cretácicos: violeta y naranja).....	86
Figura 92: Configuración estructural del sector central del MCU. (horizontes rojos: discordancias definidas en este proyecto)	87
Figura 93: Configuración estructural del área distal del sector central del MCU. (Horizontes rojos: discordancias base y tope de la secuencia A; horizonte verde: SRM de la secuencia A)	88

Índice de tablas

Tabla 1: Bioestratigrafía y edades atribuidas en el pozo Gaviotín por Gema (2009) en Conti (2015).....	6
Tabla 2: Bioestratigrafía y edades atribuidas en el pozo Gaviotín por Daners <i>et al.</i> (2016) y Daners & Guerstein (2004).....	6
Tabla 3: Superficies mapeadas, criterios de interpretación y asignación de edades según Daners <i>et al.</i> (2016)*, GEMA (2009)** en Conti (2015), Chevron (1976) en Morales (2013)* y Daners & Guerstein (2004)*. (D= discordancia, CC= conformidad correlativa, SRM= superficie regresiva máxima, STM= superficie transgresiva máxima, SBRF= superficie basal de regresión forzada)	21
Tabla 4: Resumen de la aptitud de los diferentes cortejos de sistemas depositacionales como rocas reservorio y sello en ambientes marinos someros y profundos (Catuneanu 2006).....	61

Índice

I) Introducción	1
II) Objetivos.....	2
a) Objetivo General.....	2
b) Objetivos específicos	2
III) Base de datos	3
IV) Intervalo estratigráfico objeto de estudio	4
VI) Análisis de cuenca	13
A) Metodología	14
A.1.) Estratigrafía de Secuencias.....	14
A.2.) Mapas de facies sísmicas.....	20
B) Estratigrafía del Paleógeno.....	21
B.1.) Secuencia A.....	26
B.2.) Secuencia B.....	33
B.3.) Secuencia C.....	45
B.4.) Secuencia D	48
B.5.) Secuencia E	57
C) Exploración de hidrocarburos.....	60
C.1.) Modelos geológicos.....	62
C.2.) Rocas reservorio y rocas sello	67
C.3.) Vías de migración	84
VII) Consideraciones Finales	89

I. INTRODUCCIÓN

En la última década el margen continental uruguayo (MCU) ha registrado una intensa actividad exploratoria de hidrocarburos, habiendo sido objeto de análisis por parte de diversos grupos de profesionales, académicos y empresas petroleras. Esto ha propiciado un incremento en la cantidad y calidad de los datos disponibles para su estudio, lo que ha resultado en un mejor entendimiento de su historia tectónica y estratigráfica.

Los avances en el conocimiento del MCU registrados en los últimos años refieren tanto a la caracterización de las secuencias depositacionales que componen su relleno (*e.g.* Conti *et al.* 2017; Morales *et al.* 2017; Conti, 2015; Morales, 2013), como al entendimiento de los procesos que conducen a la formación de elementos depositacionales y erosivos asociados a la actuación de corrientes de contorno durante la fase posrift (*e.g.* Creaser *et al.* 2017, Hernández-Molina *et al.* 2017 y 2016).

En este proyecto se analizó del intervalo sedimentario correspondiente al Paleógeno en todo el MCU, utilizando como método de análisis de cuenca la estratigrafía de secuencias. El foco estuvo puesto en la caracterización de unidades estratigráficas de menor jerarquía que las secuencias depositacionales (cortejos de sistemas y facies sísmicas) y su vinculación con depósitos sedimentarios que favorezcan la acumulación y entrapamiento de hidrocarburos.

La base de datos utilizada estuvo compuesta por 54 secciones sísmicas de reflexión 2D, adquiridas en las campañas exploratorias de los años 2007 y 2008, cedidas por ANCAP al equipo de trabajo para la ejecución del proyecto. Estas secciones sísmicas presentan un espaciamiento variable comprendido entre 3 y 25 km para la Cuenca Punta del Este y entre 15 y 40 km para la Cuenca Pelotas, lo cual determinó que el mapeo de las facies sísmicas se ajustara a las posibilidades que ofrecía el dato. Por otra parte, la calidad del dato sísmico es relativamente buena, aunque existe importante pérdida de información en el sector septentrional del MCU (Cuenca de Pelotas), lo cual condicionó

la extensión de los horizontes mapeados en la Cuenca Punta del Este hacia ese sector, especialmente en las áreas del talud continental.

Este proyecto se desarrolló en el marco de las VI Jornadas ANCAP-UdelaR, organizadas por la Comisión Sectorial de Investigación Científica de la Universidad de la República y el Área de Innovación y Gestión del Conocimiento de ANCAP.

El equipo de trabajo estuvo compuesto por la Dra. Ethel Morales (responsable científico), la Lic. Belén Viera y el Dr. Matías Soto del Departamento de Geología Sedimentaria y Aplicada del Instituto de Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias) y el M.Sc. Bruno Conti, profesional de la Gerencia de Exploración y Producción de ANCAP.

II. OBJETIVOS

A. OBJETIVO GENERAL

Caracterizar los depósitos sedimentarios producto de corrientes de turbidez y de contorno en el margen continental del Uruguay, para el Paleógeno, y evaluar sus implicancias en la exploración de hidrocarburos.

B. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Identificar y delimitar el intervalo sedimentario Paleógeno para el MCU.
2. Identificar y mapear depósitos turbidíticos y contorníticos para el Paleógeno.
3. Caracterizar sistemas petroleros con reservorios conformados por turbiditas y contornitas paleógenas.
4. Evaluar la posible influencia del Sistema de Transferencia del Río de la Plata (STRP) en los sistemas petroleros.

III. BASE DE DATOS

Para la ejecución del presente proyecto se utilizaron secciones sísmicas de reflexión 2D, adquiridas en las campañas geofísicas de los años 2007 y 2008 (Fig. 1).

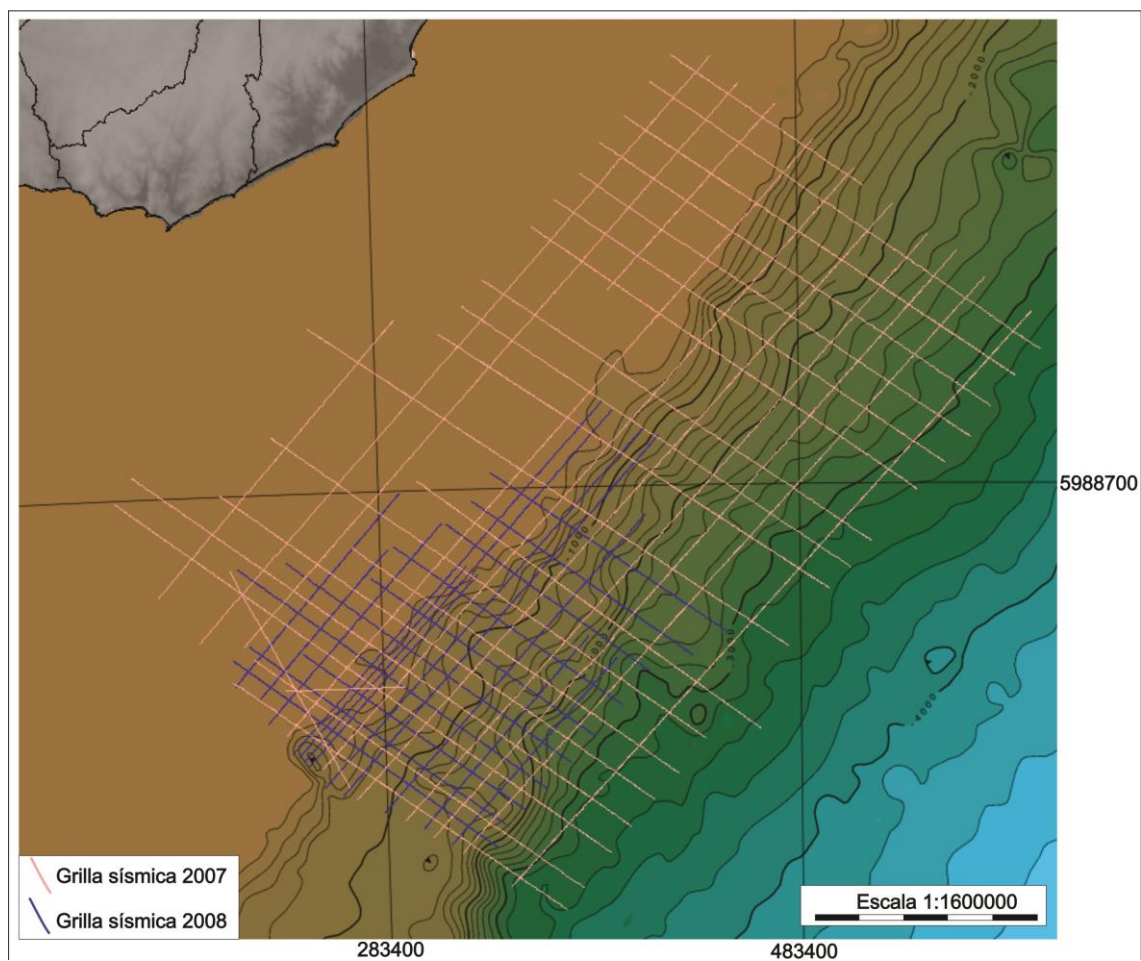


Figura 1: Base de datos utilizada en la ejecución del proyecto.

IV. INTERVALO ESTRATIGRÁFICO OBJETO DE ESTUDIO

En la primera reunión mantenida entre ANCAP y Facultad de Ciencias en el marco del proyecto, se definieron en forma conjunta los horizontes base (Límite Cretácico/Paleógeno) y tope (Tope del Oligoceno) del intervalo sedimentario objeto de estudio del presente proyecto (Fig. 2).

La figura 3 corresponde a los mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de los horizontes referidos y la figura 4 al mapa de isópacas en TWT (s) del Paleógeno, en el margen uruguayo.

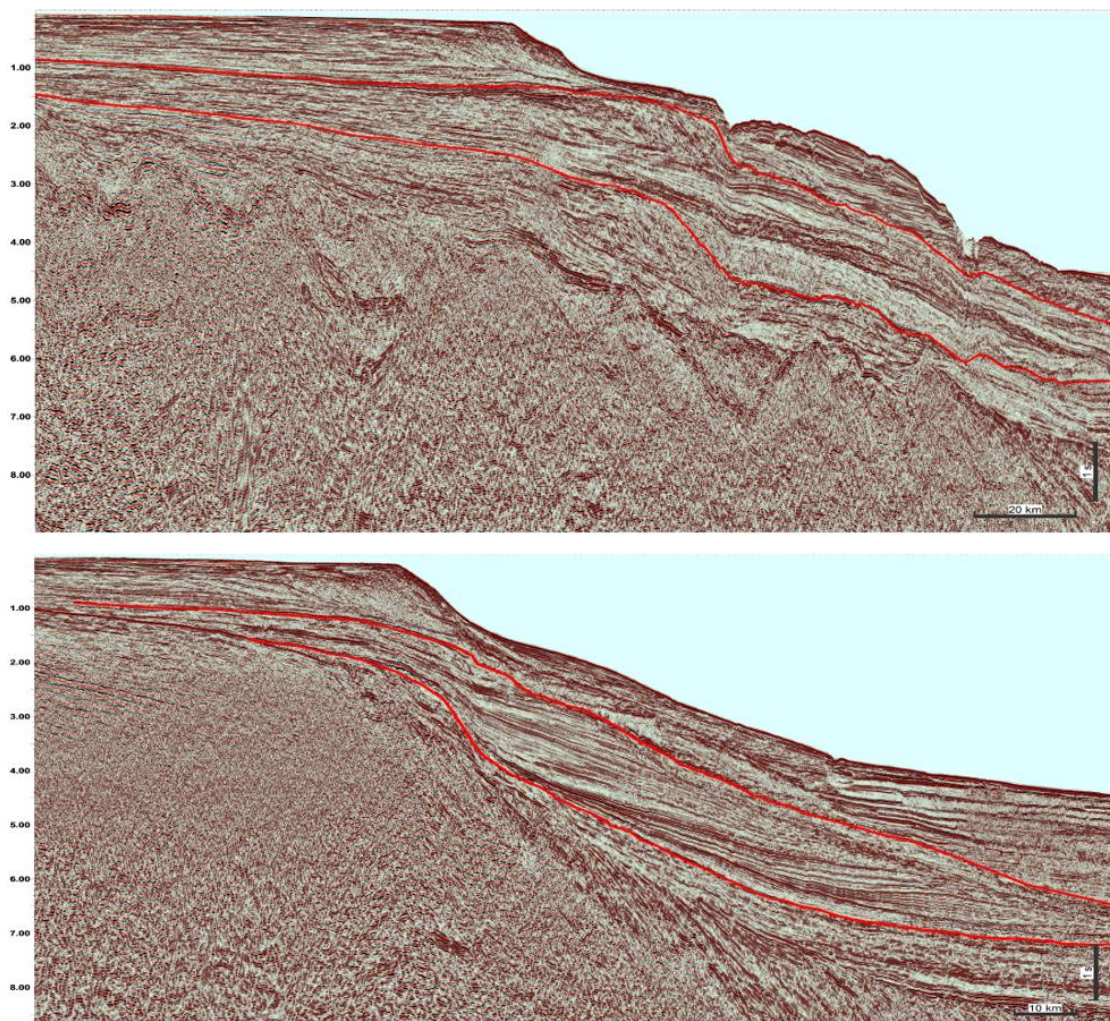


Figura 2: Secciones sísmicas representativas de las cuencas Punta del Este (arriba) y Pelotas (abajo), mostrando el intervalo sedimentario objeto de estudio.

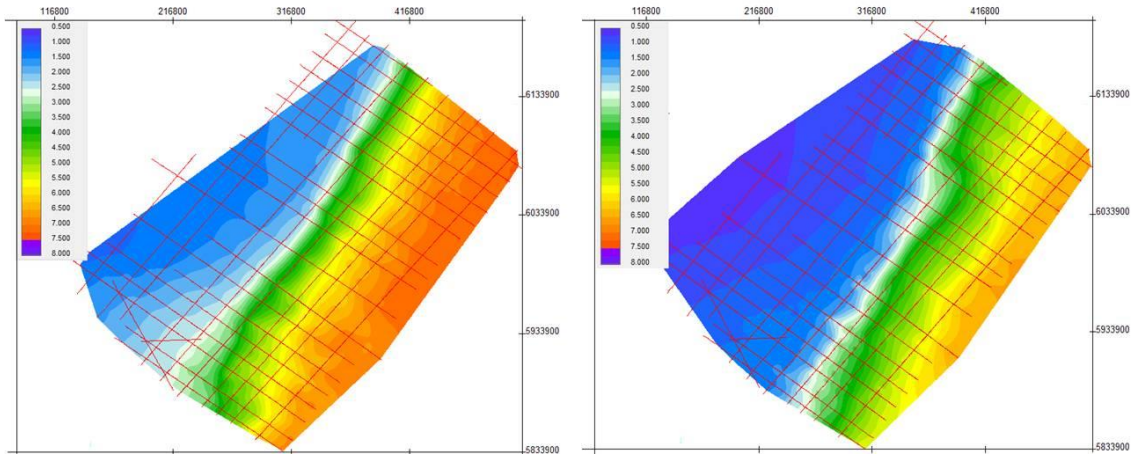


Figura 3: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de los horizontes base (izquierda) y tope (derecha) del intervalo sedimentario objeto de estudio.

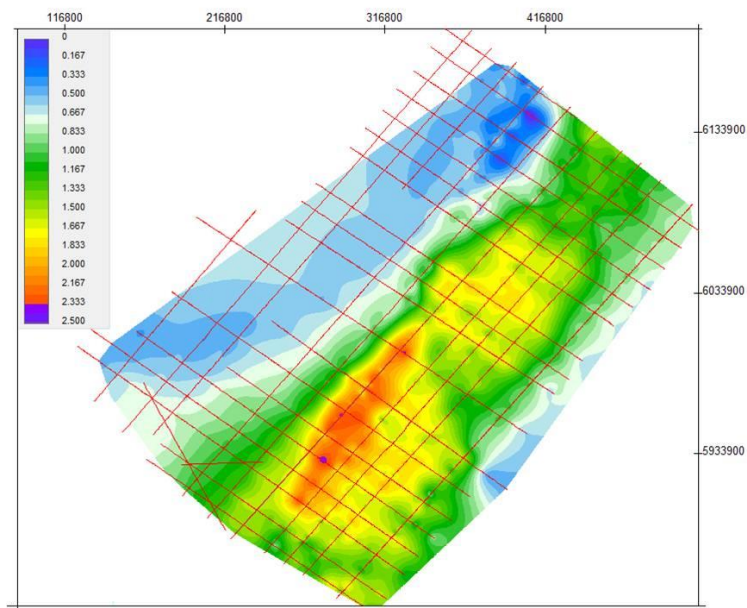


Figura 4: Mapa de isópachas en TWT (s) del Paleógeno en el margen uruguayo.

En este proyecto se siguió la edad asignada al horizonte base del intervalo sedimentario a analizar (tope del Cretácico) por Creaser *et al.* (2017), Morales *et al.* (2017), Conti *et al.* (2017), Conti (2015) y Morales (2013). Vale la pena mencionar que otros autores tienen una interpretación diferente y asignan el tope del Cretácico al horizonte denominado S3 en este trabajo (*e.g.* Raggio *et al.* 2011 y Hernández-Molina *et al.* 2016).

Las siguientes tablas resumen la bioestratigrafía del pozo Gaviotín según los datos de Gema (2009) presentados en Conti (2015) (Tabla 1), y los datos de Daners & Guerstein (2004) y Daners *et al.* (2016) (Tabla 2).

Tabla 1: Bioestratigrafía y edades atribuidas en el pozo Gaviotín por Gema (2009) en Conti (2015).

Profundidad (mbp)	Fósiles encontrados	Edad Atribuida
137,16-469	Foraminíferos calcáreos bentónicos. Ej: <i>Cancris sagra d'Orbigny</i>	Plioceno-Pleistoceno
479-634	Foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados. Ej: <i>Quinqueloculina seminula</i> (Linneo)	Mioceno Medio-Tardío?
643-853	Foraminíferos planctónicos. Ej: <i>Globigerina brazieri</i> Jenkins.	Mioceno Inferior
863-1539	Biomarcadores. Ej: <i>Sphenonithus radians</i> , <i>Sphenonithus anarrhopus</i> .	Eoceno Medio-Inferior.
1548-1649	Edad exclusivamente atribuida por la posición estratigráfica del tracto(duda)	Eoceno- Paleoceno?
1658-1704	Nanofósiles. Ej: <i>Lenticulina midwayensis</i> (Plummer)	Paleoceno
1713-1972	Foraminíferos bentónicos aglutinados. Ej: <i>Ammodiscus</i> sp. cf. <i>A. siliceus</i>	Maastrichtiano Inferior

Tabla 2: Bioestratigrafía y edades atribuidas en el pozo Gaviotín por Daners *et al.* (2016) y Daners & Guerstein (2004).

Profundidad (mbp)	Dinoflagelados	Edad Atribuida
1476	<i>Diphyes cOnligerum</i>	Edad mínima: 39,8 Ma
1549	<i>Enneadocysta dictyostila</i> 42 a 39 Ma. (1476-1576)	Eoceno Medio. Luteciano Superior a Bartoniano Inferior
	<i>Muratodinium fibriotum</i>	45,5Ma
1567	<i>Enneadocysta arcuata</i>	Edad máxima: 41,5 Ma
1576	<i>ADnatosphaeridium multispinosum</i> (46 Ma)	Eoceno Medio.
1582	<i>Palaeoperidinium pyrophorum</i> (hasta 58 Ma)	Paleoceno.
1585	<i>Damassadinium californicum</i> (última ocurrencia 60.3Ma, Selandiense)	Paleoceno. Selandiense
1631	<i>Spiniferites</i> - No supera Paleoceno	Paleoceno

1658		Paleoceno
1695		Paleoceno
1717-1747		Límite Cretácico-Paleógeno
1747	<i>Tanyosphaeridium variecalamum</i>	Edad mínima Maastrichtiense.
1548-1795	<i>Alisogymnium euclaense</i>	Maastrichtiense

A continuación, se resumen los criterios que según el equipo de trabajo del presente proyecto justifican la asignación de la edad tope del Cretácico al horizonte base del intervalo sedimentario objeto de estudio.

- a) El límite K-Pg de acuerdo a Daners & Guerin (2004) está ubicado entre 1.717 y 1.747 m en el pozo Gaviotín (Fig. 5). A esa profundidad se incrementa la respuesta de los registros de *Gamma Ray* y Sónico, reflejando el mayor contenido de pelitas (primera transgresión registrada en los pozos) y la menor compactación de las unidades sedimentarias hacia el tope. Datos bioestratigráficos de GEMA (2009) presentados en Conti (2015) muestran el límite K/Pg en una posición comparable (entre 1.704 y 1.713 m).

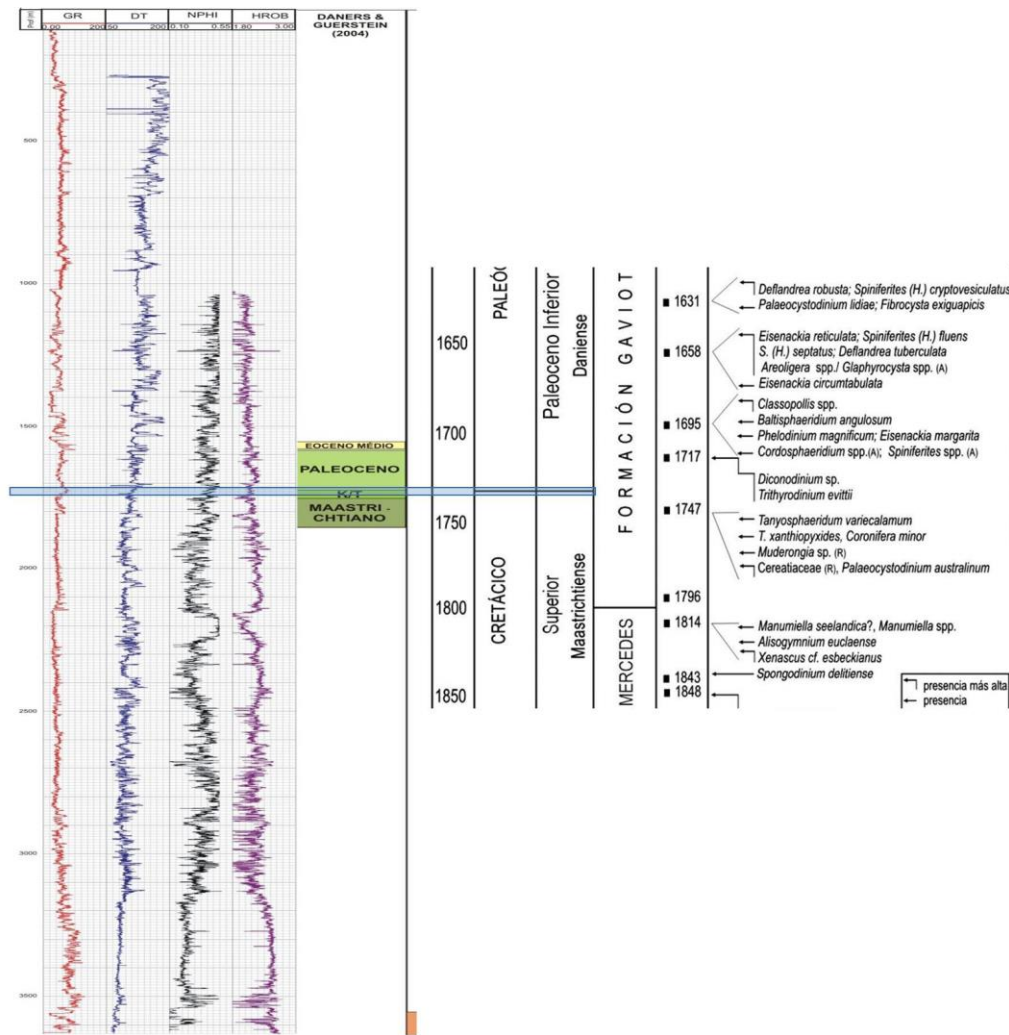


Figura 5: límite K-Pg en el pozo Gaviotín de acuerdo a Daners & Guerstein (2004).

b) El límite K-Pg en el pozo (basado en datos palinológicos y en la respuesta de los registros) se correlaciona estrechamente con el horizonte en rojo en la figura 6. El horizonte verde de la figura 6 se corresponde con el hiato entre depósitos paleocénicos (Daniano) y del Eoceno Medio (Luteciano), definido por Daners & Guerstein (2004), entre 1.582 y 1.576 m de profundidad. De acuerdo a los datos de GEMA (2009) ese intervalo presenta una edad sin certidumbre entre el Eoceno-Paleoceno.

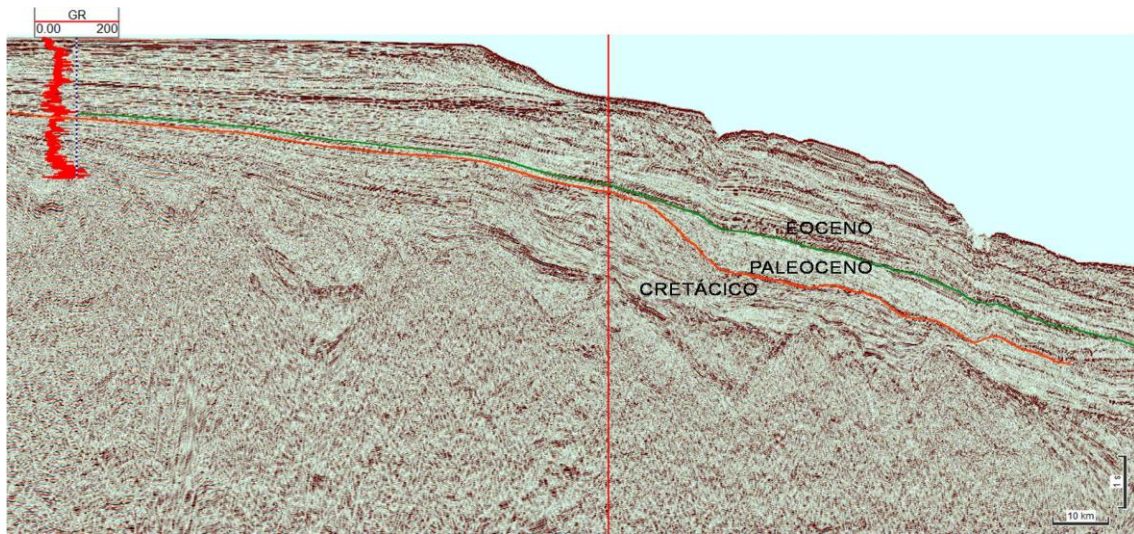


Figura 6: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este, en la cual se observa el amarre con el pozo Gaviotín y la asignación de edades a los horizontes rojo y verde.

- c) En la figura 7 se presentan los horizontes rojo y verde de la figura 6 extrapolados desde el pozo Gaviotín hasta la Cuenca Pelotas. Si bien la extrapolación presenta ciertas dificultades debido a la calidad de las secciones sísmicas, particularmente en los sectores del paleotalud de esta cuenca, la interpretación es consistente con interpretaciones de la porción brasileña de la Cuenca Pelotas (ver secuencia F en el recuadro, extraído de Barboza *et al.* 2008).

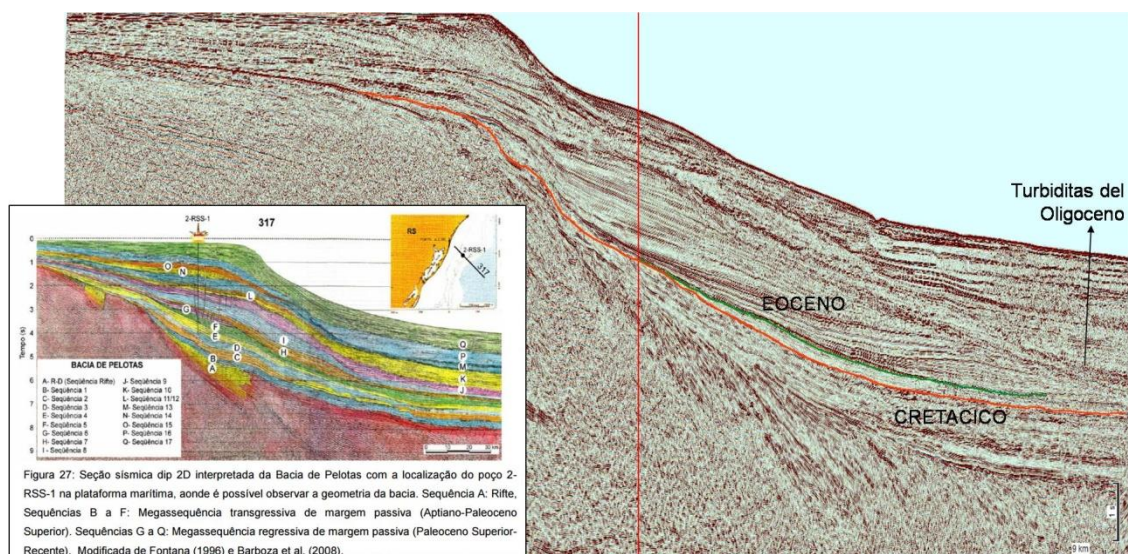


Figura 7: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas, en la cual se observan los horizontes rojo y verde extrapolados desde el pozo Gaviotín.

- d) En la sección *strike* presentada en la figura 8, se observa la correlación de los horizontes rojo y verde entre las dos secciones *dip* presentadas en las figuras 6 y 7. Asimismo, es posible observar la variación del espesor de los depósitos comprendidos entre ambos horizontes y la naturaleza claramente erosiva de los mismos.

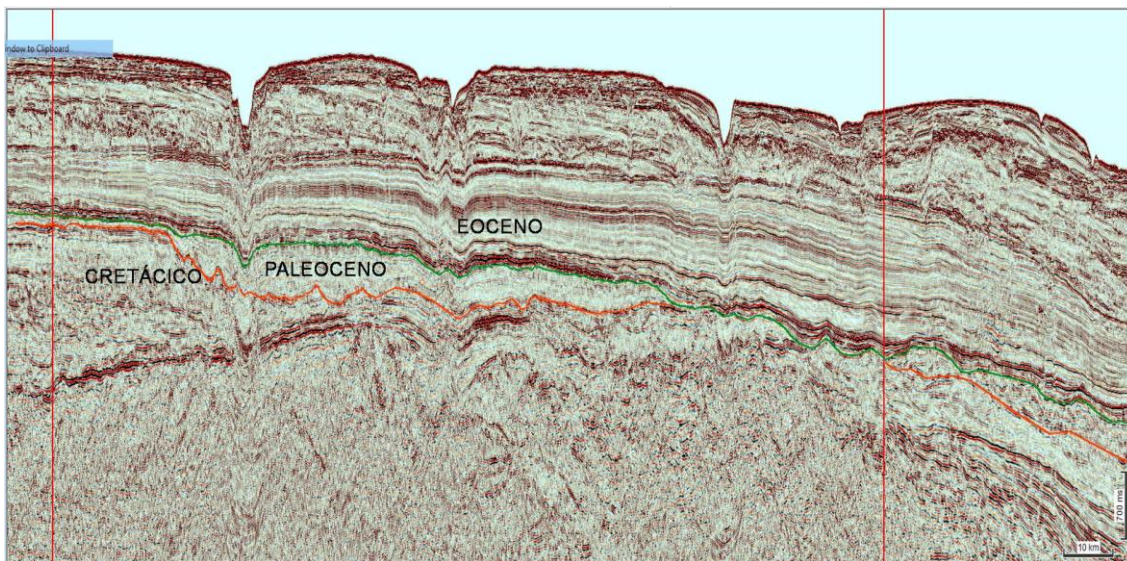


Figura 8: Sección sísmica *strike* del margen uruguayo, en la cual se observan los horizontes rojo y verde extrapolados entre las secciones *dip* presentadas en las figuras 6 y 7.

Vale la pena mencionar que la asignación de edades a estos horizontes y la interpretación de los depósitos contenidos entre los mismos no son sencillas. Por ejemplo, en el trabajo de Raggio *et al.* (2011) se presenta una columna estratigráfica en la cual están marcados los horizontes objeto de discusión en los párrafos anteriores.

Estos autores denominan horizontes B y C a los horizontes rojo y verde de las figuras 6 a 8 del presente informe, respectivamente. Asimismo, le asignan al horizonte B una edad Mastrichtiano tardío y al horizonte C una edad Paleoceno (Daniano) y lo representan en la columna estratigráfica como una transgresión (sólo pelitas) (Fig. 9). Sin embargo, en la sección geosísmica presentada en el mismo trabajo, interpretan entre ambos horizontes un *Lowstand Systems Tract*, con facies fuertemente regresivas (Fig. 9).

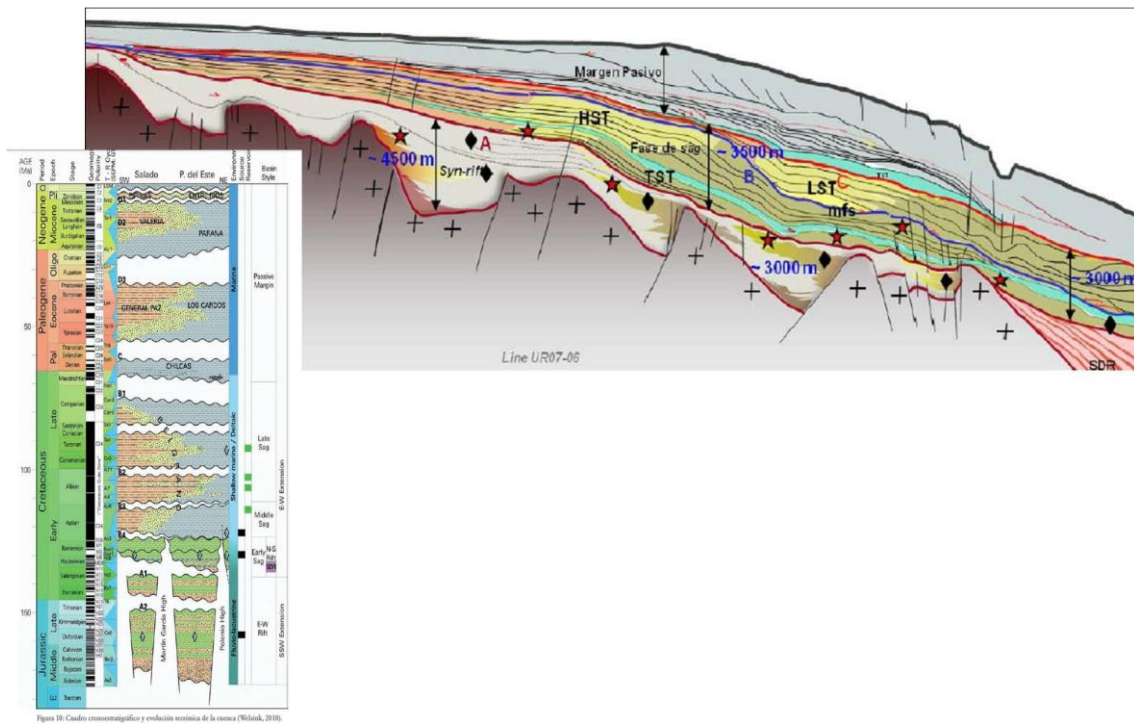


Figura 9: Columna estratigráfica y sección geosísmica tomadas de Raggio *et al.* (2011).

En otra figura de ese mismo trabajo estos autores colocan el paquete sedimentario comprendido entre los horizontes B y C como un paquete IntraC (Fig. 10) y le asignan la edad Daniano al paquete ubicado por encima de C. Esa asignación para nosotros no es correcta en función de: a) la edad del horizonte C discutida en los párrafos anteriores, b) el paquete gris en la figura 10 presenta características transgresivas en la base y regresivas en el tope y se acepta en la literatura que el Daniano es transgresivo (observar, además, que el TST marcado en la figura 9 con color azul difiere del paquete gris marcado como C en la figura 10).

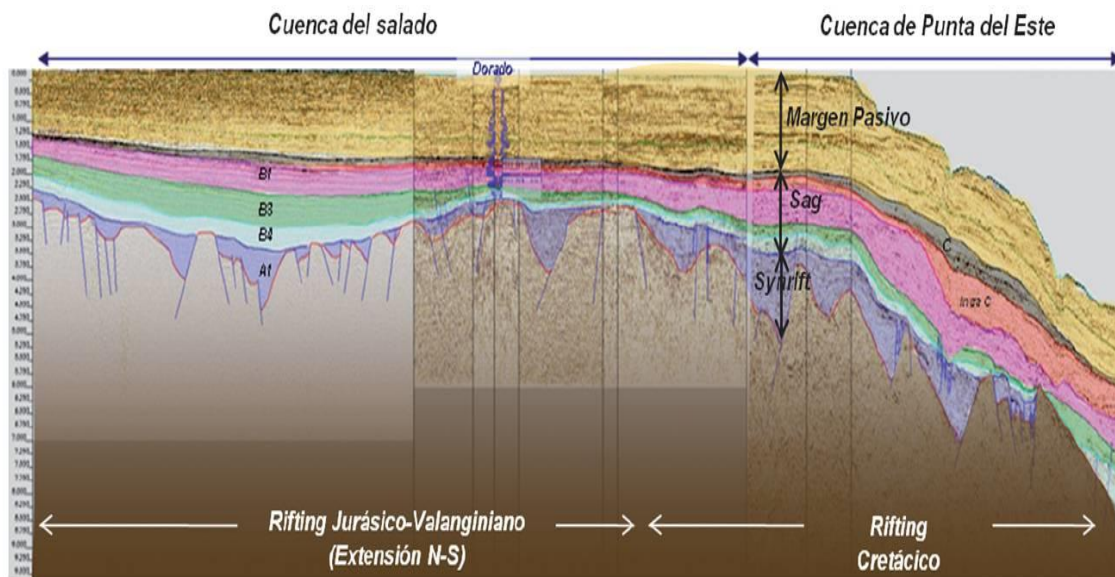


Figura 10: Sección sísmica interpretada presentada por Raggio *et al.* (2011).

Con relación al horizonte tope del intervalo sedimentario a analizar, el mismo se corresponde con el horizonte H13 de Morales (2013) y Morales *et al.* (2017), quienes lo asignan a la base del Mioceno, basados en los datos de Chevron (1976). La misma edad es asignada por Conti (2015) y Conti *et al.* (2017) a la superficie SS 9, basados en los datos de GEMA (2009).

Raggio *et al.* (2011), basados en datos bioestratigráficos y sísmicos, identifican una discordancia (denominada D3 en la columna estratigráfica de la figura 9), de edad Oligoceno, probablemente coincidente con la superficie tope del intervalo estratigráfico objeto de estudio del presente proyecto. Pérez Panera *et al.* (2016) reconocen un ciclo regresivo que involucra todo el Oligoceno y por encima del cual se depositan sedimentitas marinas miocénicas. Por su parte, Hernández-Molina *et al.* (2016) correlacionan el horizonte en análisis con la superficie AR4 de Hinz *et al.* (1997) y la asignan al límite Eoceno-Oligoceno.

V. ANÁLISIS DE CUENCA

El análisis de cuenca constituye la plataforma sobre la cual es posible realizar la evaluación del potencial de hidrocarburos no descubierto de un área (Allen & Allen 2005). Posibilita el entendimiento de la distribución y evolución de las unidades estratigráficas que componen el registro de una cuenca, permitiendo reconstruir la historia de relleno de la misma (Miall, 1991).

Como resultado de ese entendimiento es posible utilizar modelos geológicos que expliquen la arquitectura estratigráfica de una cuenca, para cada momento del tiempo geológico, y generar modelos predictivos, realistas y posibles, aplicables a la exploración de sus recursos minerales y energéticos (Posamentier & Allen 1999).

La validez de los modelos geológicos, y por tanto de las predicciones realizadas a partir de ellos, es dependiente de dos factores principales. Un factor es la correcta interpretación de los límites y de la geometría general de las unidades estratigráficas genéticas (cortejos y secuencias depositacionales) y de las facies sedimentarias incluidas en las mismas. Mientras que el otro factor, refiere a la cantidad y calidad de los datos disponibles, ya que la base de datos es determinante para el nivel de confiabilidad de cualquier interpretación estratigráfica.

En este proyecto se eligió como método de análisis de cuenca la estratigrafía de secuencias, ya que la misma posee un enfoque analítico genético, basado en los procesos, y proporciona un conjunto de herramientas conceptuales que facilita la elaboración de interpretaciones y modelos geológicos (*e.g.* Holz, 2012; Catuneanu *et al.* 2011; Neal & Abreu 2009).

En un análisis de cuenca con enfoque en la estratigrafía de secuencias la correcta identificación e interpretación de las secuencias depositacionales es el primer paso para la elaboración/utilización de modelos geológicos que puedan constituirse en guías para la exploración de hidrocarburos. Cada secuencia puede ser subdividida en una serie de cortejos de sistemas, los cuales representan fases discretas en el relleno de la

cuenca y a partir de las cuales pueden realizarse predicciones respecto a la distribución de las facies sedimentarias (ver capítulo metodológico).

La combinación de estos modelos depositacionales, ilustrando las relaciones entre las facies sedimentarias en una secuencia depositacional, con mapas de isópacas resultan en guías exploratorias útiles para evaluar el potencial de un área relativamente desconocida, ya que permiten inferir el desempeño de las unidades estratigráficas como componentes de un sistema petrolero (Catuneanu *et al.* 2011 y 2009; Allen & Allen 2005; Miall, 1991).

A pesar del potencial de la estratigrafía de secuencias para el estudio de un área con fines petroleros, debe tenerse en cuenta que todo modelo geológico tiene asociado un riesgo de no ser válido, llamado *model risk*. Adicionalmente, aún siendo válido el modelo, hay un riesgo de que los elementos que constituyen el sistema petrolero no existan, el cual es referido como *conditional play risk*.

A continuación, se describe brevemente la metodología utilizada para el análisis de cuenca, la estratigrafía del intervalo sedimentario objeto de estudio y el potencial de exploración de hidrocarburos del mismo, basado en el entendimiento de su arquitectura estratigráfica.

A. METODOLOGÍA

A.1) ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

Como fuera mencionado, la estratigrafía de secuencias fue el método de análisis utilizado en la interpretación de las secciones sísmicas en este trabajo, ya que la misma posibilita la realización de reconstrucciones paleoambientales y la predicción de litologías y facies fuera de los puntos de control (Catuneanu *et al.* 2011). Adicionalmente, provee el contexto para interpretar la evolución de los sistemas depositacionales en el espacio y en el tiempo (Holz, 2012).

La estratigrafía de secuencias utiliza la arquitectura estratigráfica referida como la agradación vs la erosión y la progradación vs la retrogradación, así como las superficies que limitan sucesiones con diferentes patrones de apilamiento para definir fases discretas en el relleno de una cuenca (Fig. 11).

Los criterios involucrados en la definición de la arquitectura estratigráfica refieren a las terminaciones estratales, la definición de facies y al establecimiento de la geometría de apilamiento sedimentario que resultan de las variaciones y de la relación entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario, en el momento en el que se produce la sedimentación (Fig. 11).

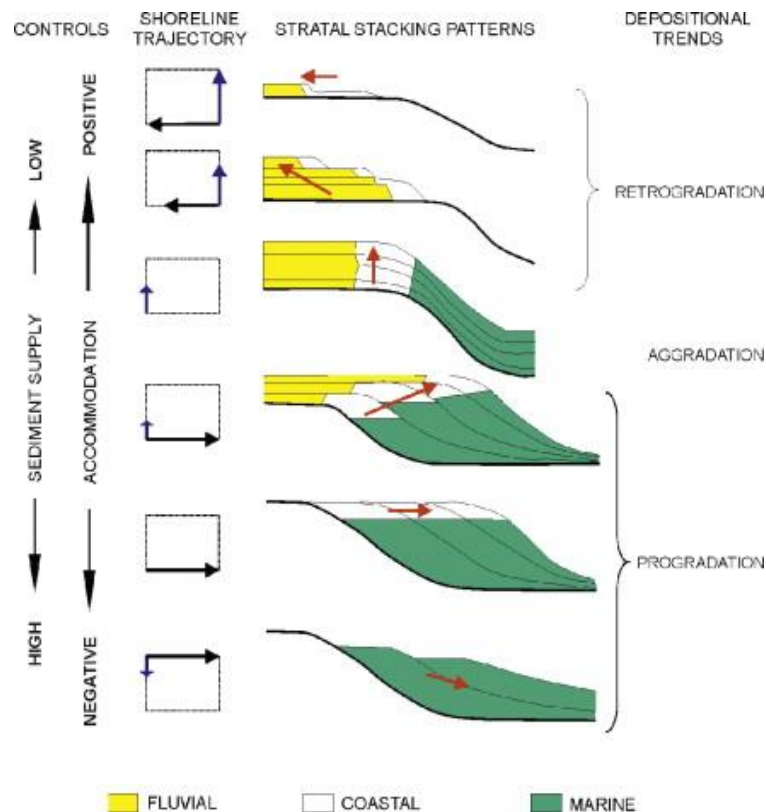


Figura 11: Patrones de apilamiento sedimentario en función del abastecimiento sedimentario y el espacio de acomodación.

La secuencia metodológica aplicada en este proyecto estuvo representada por: a) identificación de terminaciones estratales, b) identificación de facies sísmicas, c) caracterización de patrones de apilamiento, d) definición de superficies estratigráficas

con significado genético, e) definición de cortejos sedimentarios y f) definición de secuencias depositacionales.

El análisis realizado siguió la jerarquía de las unidades estratigráficas que componen el relleno de una cuenca. En este trabajo se aplicó el concepto de facies sísmicas o sismofacies entendido como una unidad tridimensional, arealmente definida, constituida por reflexiones sísmicas cuyos parámetros inherentes difieren de las facies adyacentes (Brown Jr. & Fisher 1977).

En la caracterización de las facies sísmicas son descritos los parámetros o atributos de los reflectores observados en una unidad sísmica, entre los que se encuentran configuración, continuidad y amplitud, entre otros. Cada uno de esos parámetros manifiestan una o más características particulares del registro geológico de la cuenca. Por ejemplo, la continuidad de los reflectores se puede asociar a la continuidad y espesor de los estratos, sugiriendo depósitos ampliamente distribuidos y uniformemente estratificados.

Sin embargo, el atributo que mejor caracteriza una facies sísmica es su configuración interna, la cual permite interpretar procesos depositacionales y erosivos, siendo las más comunes paralelas/subparalelas, divergentes, progradantes, caóticas, *hummocky* y lenticulares, entre otros. Por otro lado, la geometría externa es una característica sumamente importante de las facies sísmicas ya que evidencia la expresión areal y la forma tridimensional de las mismas.

Los sistemas depositacionales fueron definidos formalmente a partir de la publicación de Fisher & McGowan (1967) como “una asamblea de facies tridimensional, genéticamente relacionadas, vinculadas a procesos sedimentarios observados o inferidos”.

Al conjunto de sistemas depositacionales contemporáneos y contiguos se le denomina cortejo de sistemas depositacionales, término que fuera introducido por Brown & Fisher (1977). Los cortejos de sistemas son interpretados en base a su patrón de

apilamiento, el cual se asocia al movimiento de la línea de costa y refleja una respuesta específica al balance entre el aporte sedimentario, la fisiografía de la cuenca, energía del ambiente y variaciones en la tasa de acomodación (Posamentier & Allen 1999), a su posición en la secuencia y a sus superficies limitantes (Catuneanu 2006).

En este trabajo para la nomenclatura de los cortejos de sistemas depositacionales fue utilizado el modelo cuatripartito extensamente descrito en Holz (2012), Catuneanu *et al.* (2009, 2011) y Catuneanu (2006). Las principales diferencias entre este modelo y el modelo tripartito (*e.g.* Posamentier & Allen 1999; Mitchum *et al.* 1977) son la ubicación de las superficies limitantes de las secuencias en las porciones distales de la cuenca y la individualización de los depósitos de regresión forzada. Se optó por el modelo cuatripartito en función de su potencial para individualizar depósitos de regresión forzada y a la importancia de estos como potenciales reservorios de hidrocarburos.

De acuerdo a Catuneanu *et al.* (2009 y 2011) cuatro cortejos de sistemas se forman durante un ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base (Fig. 12), definiendo así una secuencia depositacional (Fig. 13): cortejo de sistemas de nivel alto, de regresión forzada, de nivel bajo y transgresivo.

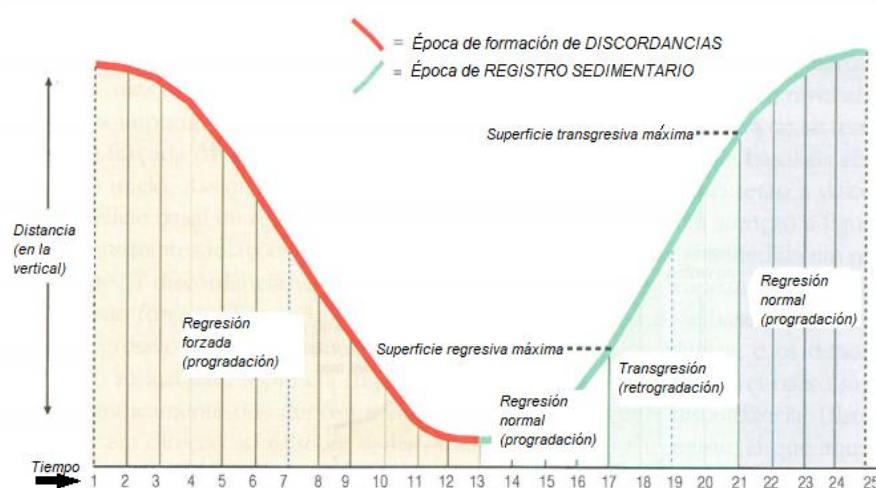


Figura 12: Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base, correspondiente a una secuencia depositacional. Mostrando tres superficies estratigráficas principales, los cortejos de sistemas formados en cada fase del ciclo completo, y los patrones de apilamiento que los caracteriza. Tomado de Holz (2012).

El *Cortejo de Sistemas de Nivel Alto* se forma durante la fase final de ascenso del nivel de base, cuando la tasa de creación de espacio de acomodación va disminuyendo gradualmente en relación al aporte sedimentario, de modo que la sedimentación será en un principio agradacional pasando a progradacional, siendo este último el patrón de apilamiento característico de esta fase. Está limitado en la base por la superficie transgresiva máxima y en el tope por una superficie compuesta conformada por la discordancia subaérea, la superficie basal de regresión forzada y la superficie regresiva de erosión marina en caso de estar preservada (Fig. 13 (1)).

El *Cortejo de Sistemas de Regresión Forzada* se deposita durante todo el descenso del nivel de base incluyendo desde depósitos costeros a marinos profundos. El aporte sedimentario es alto y el espacio de acomodación disminuye mientras cae el nivel de base, generando patrones de apilamiento fuertemente progradantes. Está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada y en el tope por una superficie compuesta formada por la discordancia subaérea y su correspondiente superficie de conformidad correlativa en la parte distal de la cuenca (Fig. 13 (2)).

Luego de la efectiva caída del nivel de base, comienza el ascenso del nivel de base, pero aún el aporte sedimentario sobrepasa el espacio de acomodación, depositándose el *Cortejo de Sistemas de Nivel Bajo*. Se limita en la base por la discordancia subaérea y su superficie de conformidad correlativa y en el tope por la superficie regresiva máxima. La geometría de este sistema es progradante al inicio pasando a agradante, producto del aumento de la tasa de creación del espacio de acomodación como resultado del lento ascenso del nivel de base (Fig. 13 (3)).

La última fase de un ciclo completo de variación del nivel de base, se corresponde con el *Cortejo de Sistemas Transgresivo*, el cual se da durante la fase de ascenso del mismo, cuando la tasa de creación de espacio de acomodación es mayor al aporte sedimentario, por lo que la geometría de apilamiento es puramente retrogradacional. Se limita en la base por la superficie regresiva máxima y en el tope por la superficie transgresiva máxima (Fig. 13 (4)).

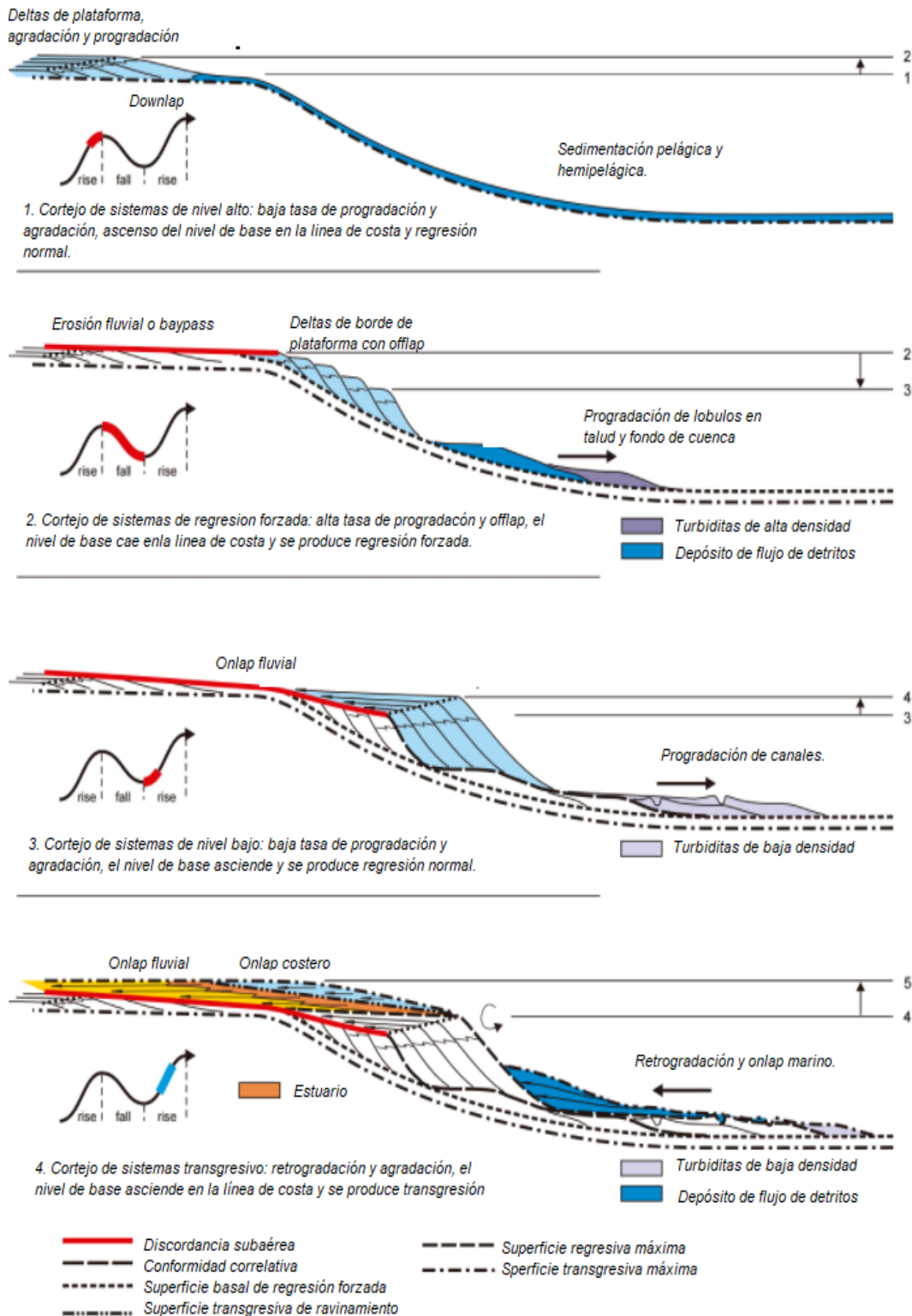


Figura 13: Modelo simplificado de una secuencia depositacional, en donde se observan las terminaciones estratales, las superficies estratigráficas que limitan los cortejos, patrones de apilamiento, variaciones en el nivel de base y el cortejo caracterizado por los atributos anteriores. Modificado de Catuneanu (2006).

A.2) MAPAS DE FACIES SÍSMICAS

Con el objeto de delimitar arealmente las unidades de interés se utilizó el método ABC para la elaboración de mapas de facies sísmicas. El mismo consiste en identificar en una sección sísmica las terminaciones de los reflectores contra una superficie superior (A) e inferior (B), las que limitan un paquete con atributos sísmicos uniformes, y el patrón interno de reflexiones (C) del mismo (Futalan *et al.* 2012).

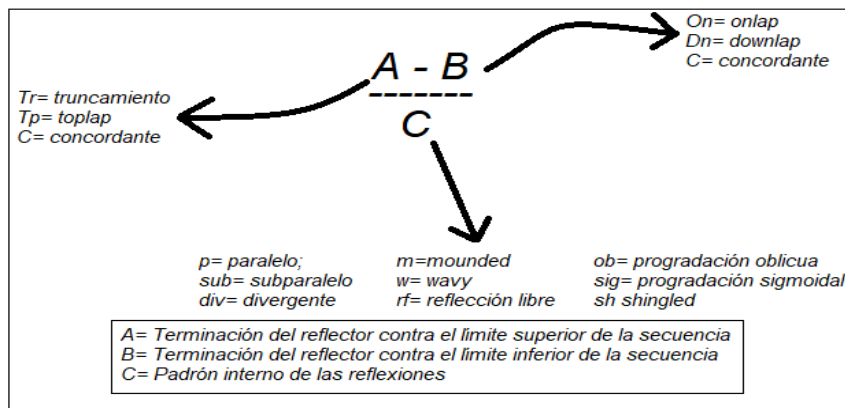


Figura 14: Método ABC para la elaboración de mapas fisiográficos.

Con el uso de este método se generan áreas con iguales terminaciones y patrones estratales, las que caracterizan diferentes ambientes depositacionales según su ubicación y permiten inferir la fisiografía de la cuenca.

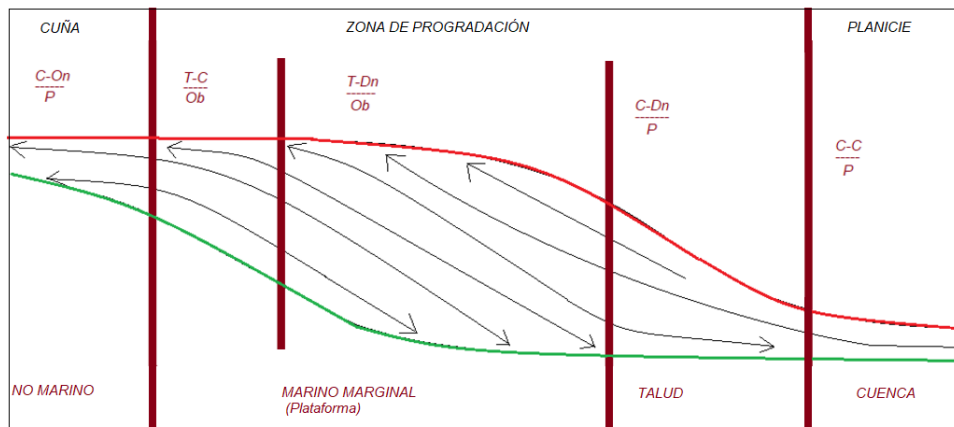


Figura 15: Modelo simplificado de los sectores delimitados por las terminaciones estratales y el padrón interno entre dos superficies.

B. ESTRATIGRAFÍA DEL PALEÓGENO

En el intervalo sedimentario objeto de estudio fueron mapeadas 12 superficies sísmicas, de acuerdo a las terminaciones estratales, patrones de apilamiento sedimentario y configuraciones internas de las facies sísmicas (Tabla 3, Figs. 16 a 18).

Tabla 3: Superficies mapeadas, criterios de interpretación y asignación de edades según Daners *et al.* (2016)*, GEMA (2009)** en Conti (2015), Chevron (1976) en Morales (2013)* y Daners & Guerstein (2004)*. (D= discordancia, CC= conformidad correlativa, SRM= superficie regresiva máxima, STM= superficie transgresiva máxima, SBRF= superficie basal de regresión forzada).

Secuencia	Nº	Significado genético	Edad según *	Edad según **	Criterios
E	S12	<i>D+ CC</i>	Base Mioceno	Base Mioceno	Abajo: Tr Superficie: Off Arriba: <i>Dn</i>
	S11	<i>D+CC</i>	Oligoceno inferior(?)	Eoceno Medio – Inferior	Abajo: Tr en el área central y distal Arriba: <i>Dn</i>
D	S10	<i>SBRF</i>	Eoceno		Arriba: <i>Dn</i> Superficie: Off
	S9	<i>SRM</i>	Eoceno		Arriba: <i>On</i>
	S8	<i>D+CC</i>	Eoceno		Abajo: Tr en el área distal. Arriba: <i>On</i> en el área central, <i>Dn</i> en el área distal de CP
C	S7	<i>D+CC</i>	Eoceno Medio		Abajo: Tr en el área distal. Superficie: Off Arriba: <i>On</i> , doble <i>Dn</i> en el área distal
B	S6	<i>SBRF</i>	Eoceno Medio	Eoceno-Paleoceno (?)	Abajo: Tr en el área distal Arriba: <i>Dn</i> , doble <i>Dn</i> en el área distal
	S5	<i>STM</i>	Eoceno Medio		Abajo: Tr en el sector distal Arriba: <i>Dn</i> en plataforma
	S4	<i>SRM</i>	Eoceno Medio		Arriba: <i>On</i>
	S3	<i>D+CC</i>	Daniano-Luteniano		Abajo: Tr Arriba: <i>Dn</i> en la planicie abisal
A	S2	<i>SRM</i>	Paleoceno	Paleoceno	Arriba: <i>On</i> en el área central Abajo: Tp, Tr(?)
	S1	<i>D+CC</i>	Tope Cretácico	Tope Cretácico	Arriba: <i>Dn</i> , doble <i>Dn</i> Abajo: Tr.

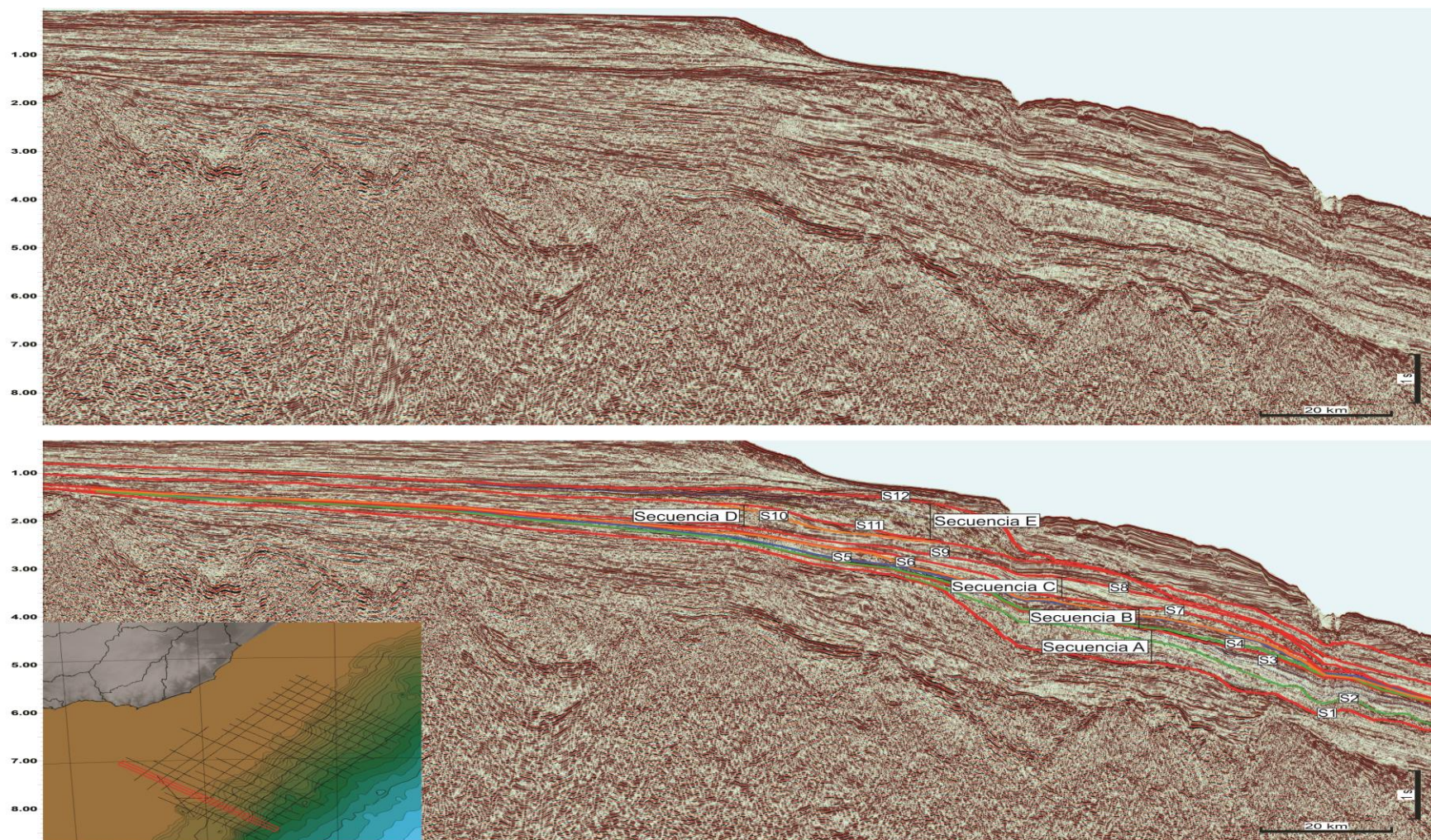


Figura 16: Sección sísmica *dip* representativa del sector meridional del MCU (Cuenca Punta del Este), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).

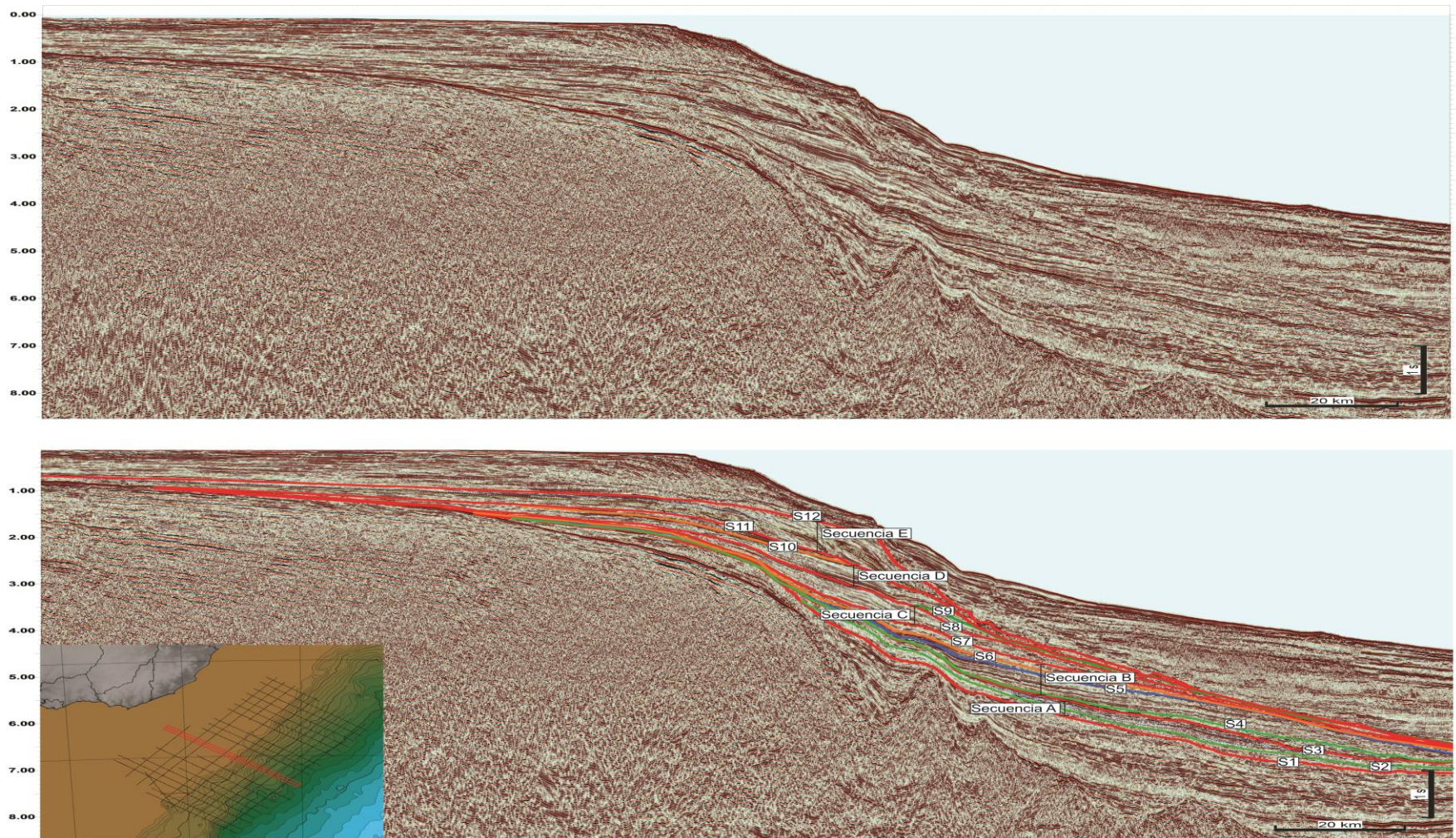


Figura 17: Sección sísmica *dip* representativa del sector central del MCU (Cuenca Pelotas), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).

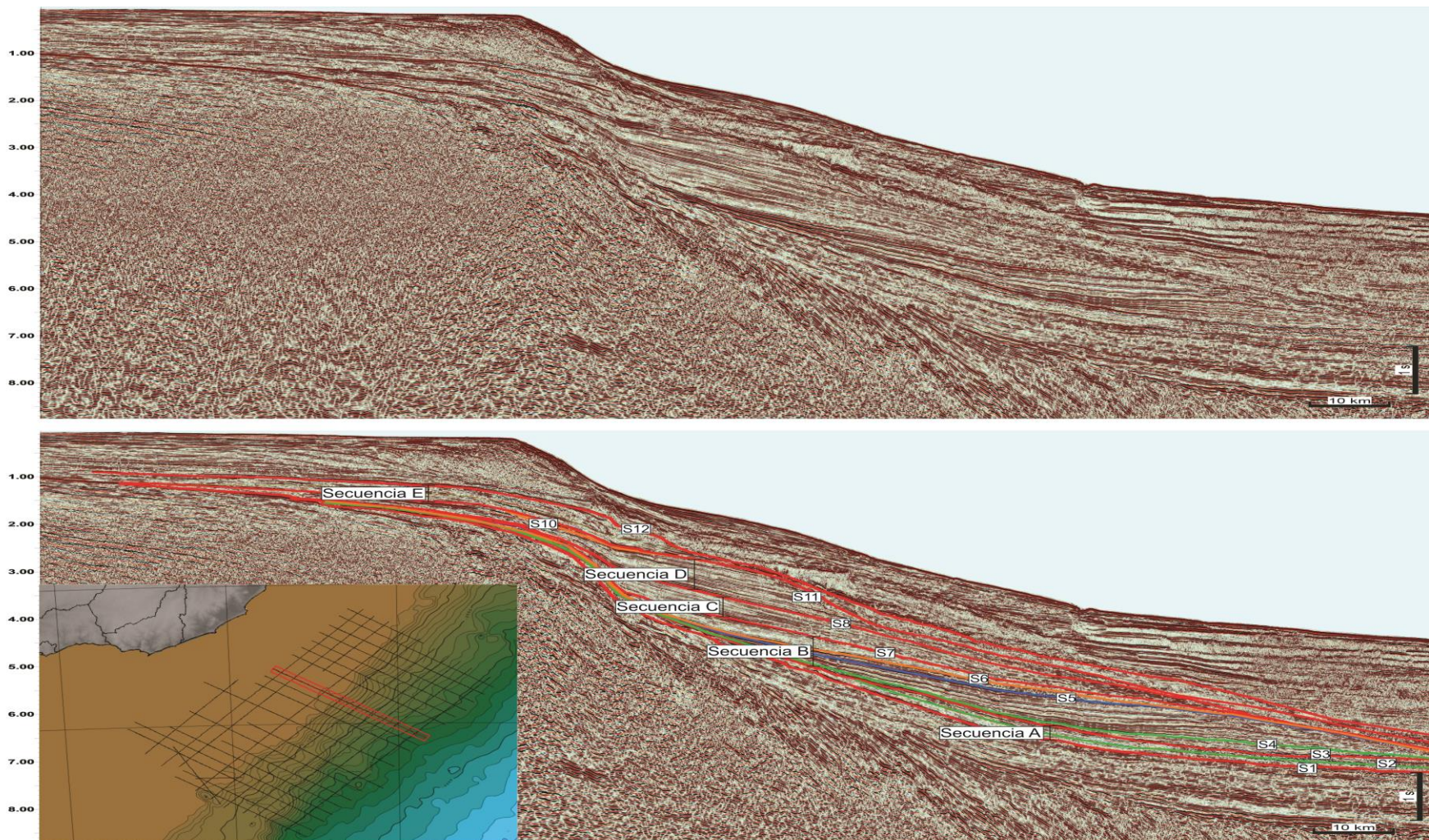


Figura 18: Sección sísmica *dip* representativa del sector septentrional del MCU (Cuenca Pelotas), mostrando las superficies sísmicas mapeadas. (Rojo = D + CC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).

Las superficies mapeadas corresponden a 5 secuencias depositacionales en el sentido de Catuneanu *et al.* (2009), limitadas por 6 discordancias y sus respectivas superficies de conformidad correlativa, habiendo sido denominadas de base a tope A, B, C, D y E (Tabla 3 - Figs. 16 a 18).

El horizonte sísmico S2 presenta por debajo aparentes truncamientos y por encima terminaciones en *onlaps*. El dato sísmico no permite asegurar con contundencia que las terminaciones estratales observadas por debajo del mismo sean efectivamente truncamientos. Si esa observación fuera real, dicha superficie se correspondería con una discordancia y el paquete sedimentario comprendido entre S1 y S3 representaría dos secuencias depositacionales en lugar de sólo una. Sin embargo, las observaciones realizadas durante el proyecto no fueron conclusivas; por lo cual, se optó por considerar una única secuencia y simplemente alertar sobre el posible significado genético de la superficie S2.

Las secuencias identificadas se presentan en todo el MCU (Fig. 19). La Secuencia A presenta su mayor desarrollo en el área distal del sector meridional del margen uruguayo. La Secuencia B presenta su mayor desarrollo en el área distal de todo el margen uruguayo, mostrando evidencias de erosión en los sectores meridional y central. Las Secuencias C, D y E presentan claras evidencias de erosión en las áreas próximas y distales de todo el MCU, lo cual también puede observarse en las secciones sísmicas presentadas en las figuras 16 a 18, donde se aprecia una amalgamación de discordancias

Por otra parte, en el sector septentrional del MCU, correspondiente a la Cuenca Pelotas, la calidad del dato sísmico no es buena y por tanto no fue posible mapear las superficies con confianza, lo cual se refleja en los mapas presentados en esta sección.

A continuación, se describen las 5 secuencias que conforman la estratigrafía del Paleógeno en el MCU.

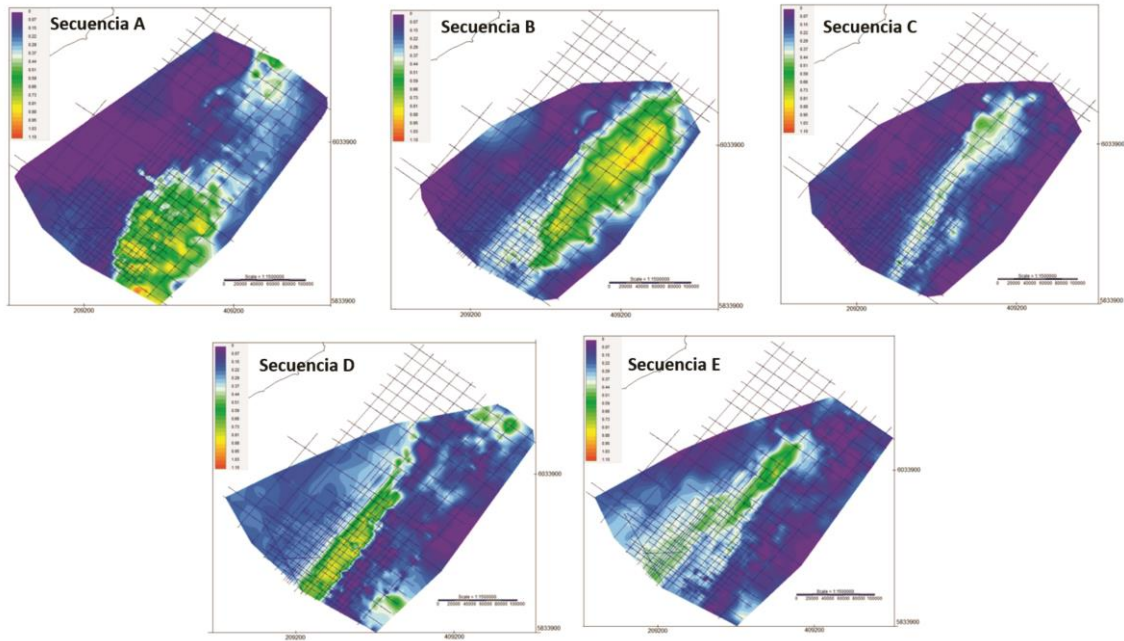


Figura 19: Mapa de isópacas en TWT (s) de las secuencias A, B, C, D y E.

B.1) SECUENCIA A

Esta secuencia está limitada en la base por la superficie S1 (Fig. 3, izquierda) y en el tope por la superficie S3 (Fig. 20). La superficie S1 se corresponde con una discordancia importante en el MCU, de hecho, una de las más relevantes del mismo, cuya edad fue discutida en el capítulo IV de este informe.

La superficie S3 se corresponde con la discordancia Daniano-Luteciano, definida por Daners & Guerstein (2004) en el pozo Gaviotín, ya que según estas autoras el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior no están presentes.

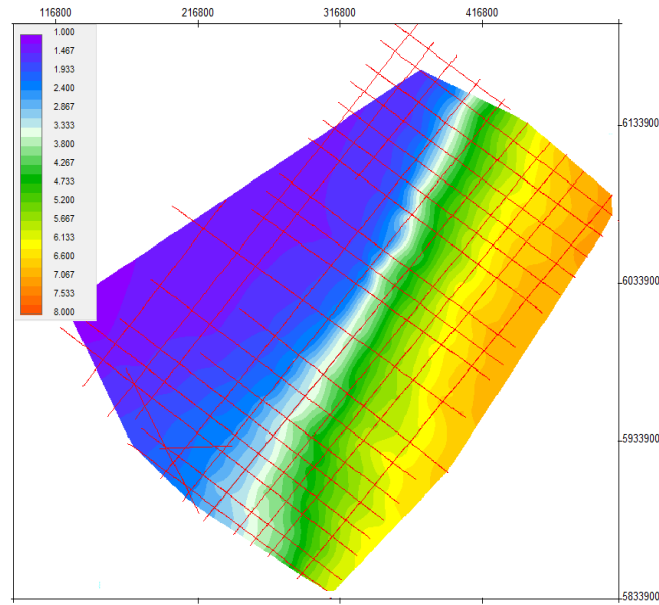


Figura 20: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S3.

La Secuencia A se desarrolla a lo largo de todo el talud del MCU, así como en áreas de plataforma en el sector meridional (Cuenca Punta del Este) (Fig. 21). Su mayor potencia se registra en ese mismo sector del margen uruguayo, alcanzando un máximo de 1 s (TWT). Hacia la Cuenca Pelotas, y particularmente en el sector central del MCU, la secuencia presenta evidencias de importante erosión (Fig. 21).

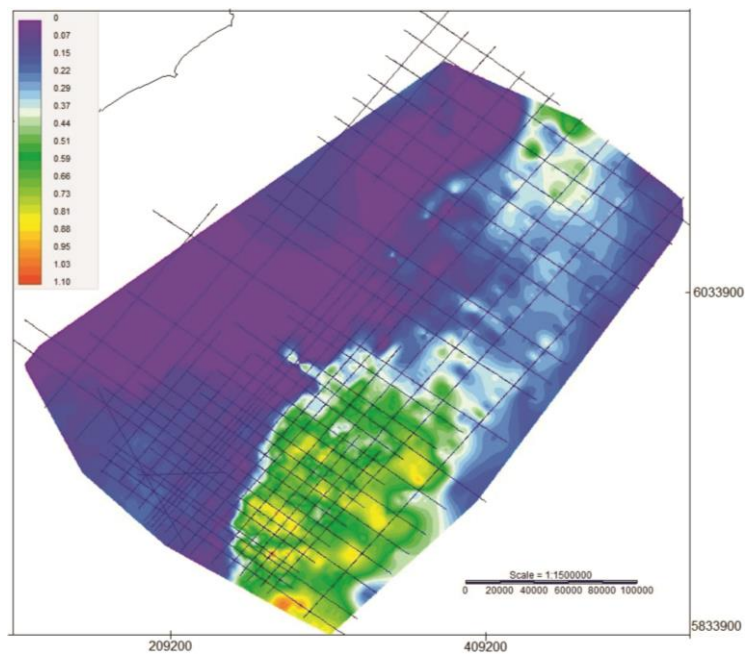


Figura 21: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia A.

En la secuencia fueron identificados 2 cortejos de sistemas deposicionales, correspondientes a un cortejo regresivo de nivel bajo en la base y un cortejo transgresivo en el tope (Figs. 22 y 23).

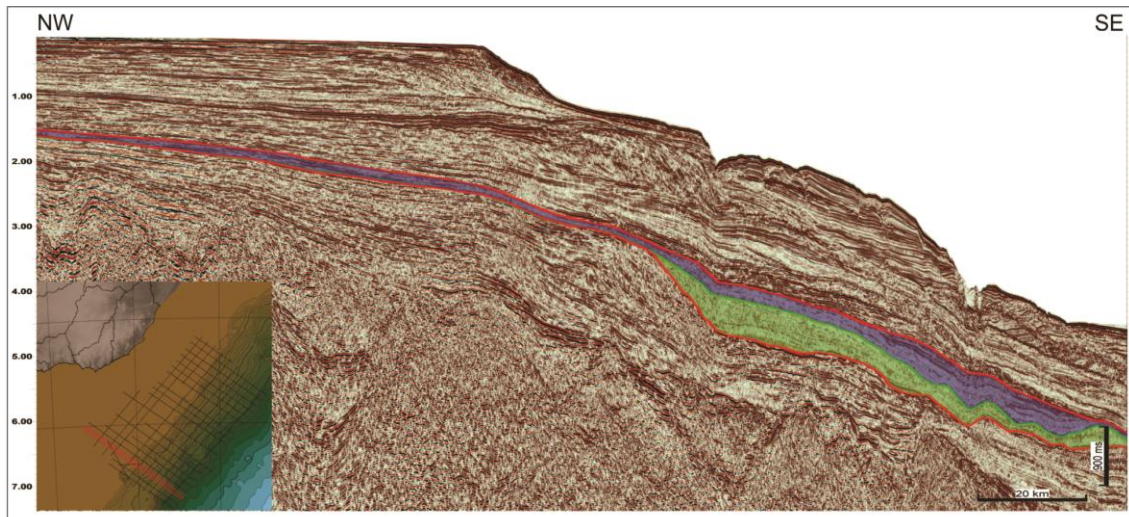


Figura 22: Sección sísmica representativa de la Cuenca Punta del Este, mostrando la Secuencia A y los dos cortejos sedimentarios que la integran (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo).

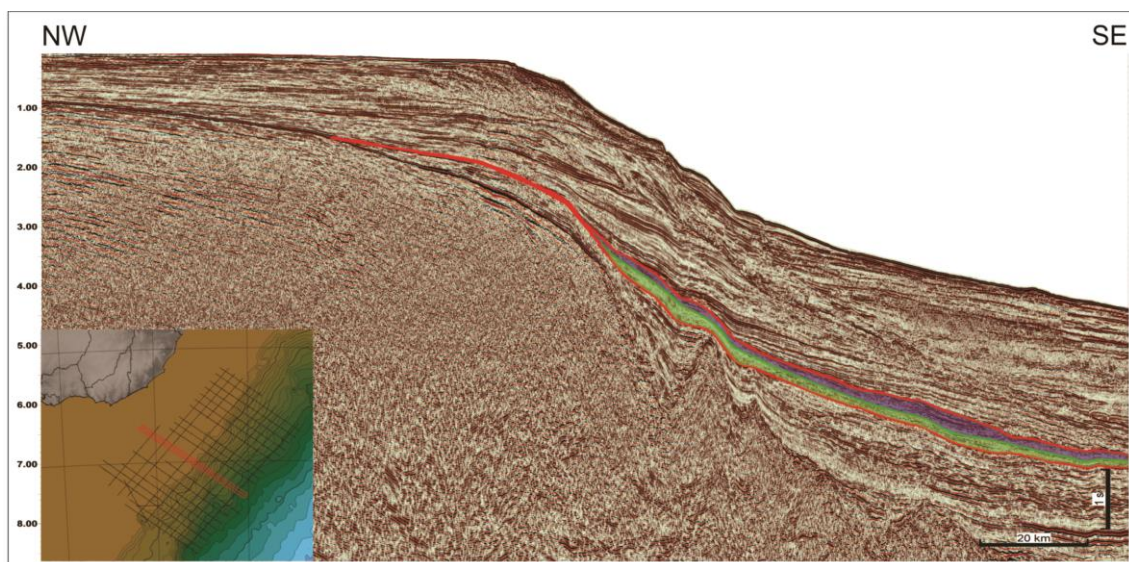


Figura 23: Sección sísmica representativa de la Cuenca Pelotas, mostrando la Secuencia A y los dos cortejos sedimentarios que la integran (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo).

Cortejo de sistemas de nivel bajo

Está limitado en la base por la superficie compuesta por la discordancia S1 y su superficie de conformidad correlativa (Figs. 3, 22 y 23) y al tope por la superficie regresiva máxima S2 (Fig. 24).

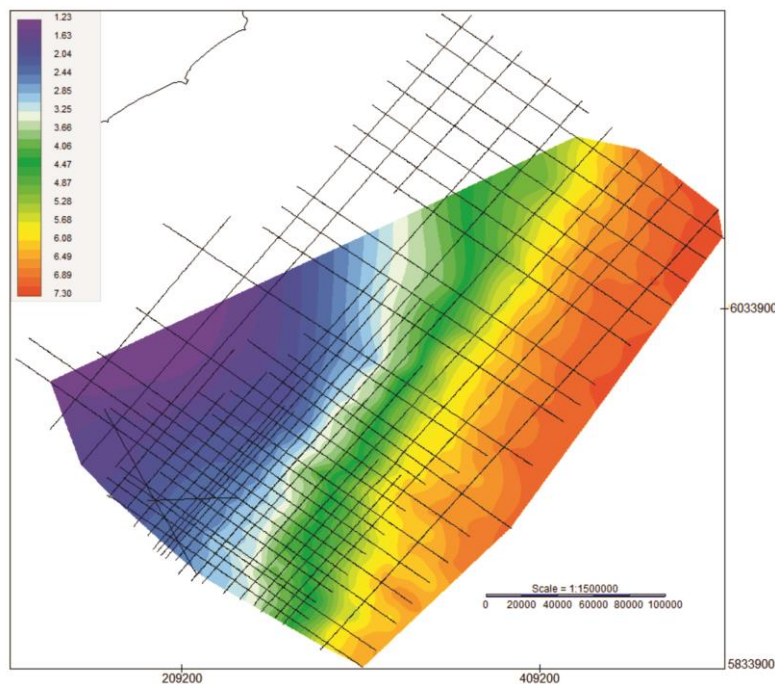


Figura 24: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S2.

La superficie basal (S1) es definida por truncamientos por debajo y *downlap* y doble *downlap* hacia los sectores más distales de cuenca (Fig. 25). La superficie S2 muestra aparentes truncamientos por debajo y terminaciones en *onlap* por encima (Fig. 29).

Este cortejo está constituido en la base, hacia el sector más meridional del margen, por facies sísmicas con una configuración externa monticular conspicua y reflectores internos relativamente discontinuos, de amplitudes medias a bajas, levemente monticulares, pasando a subparalelos hacia el tope del intervalo (Fig. 25). En los valles se observa *onlap* de relleno de canal (Fig. 25). El espesor máximo de estas formas monticulares conspicuas es de 0,38 s en TWT (Fig. 26), estando ausentes en la Cuenca Pelotas.

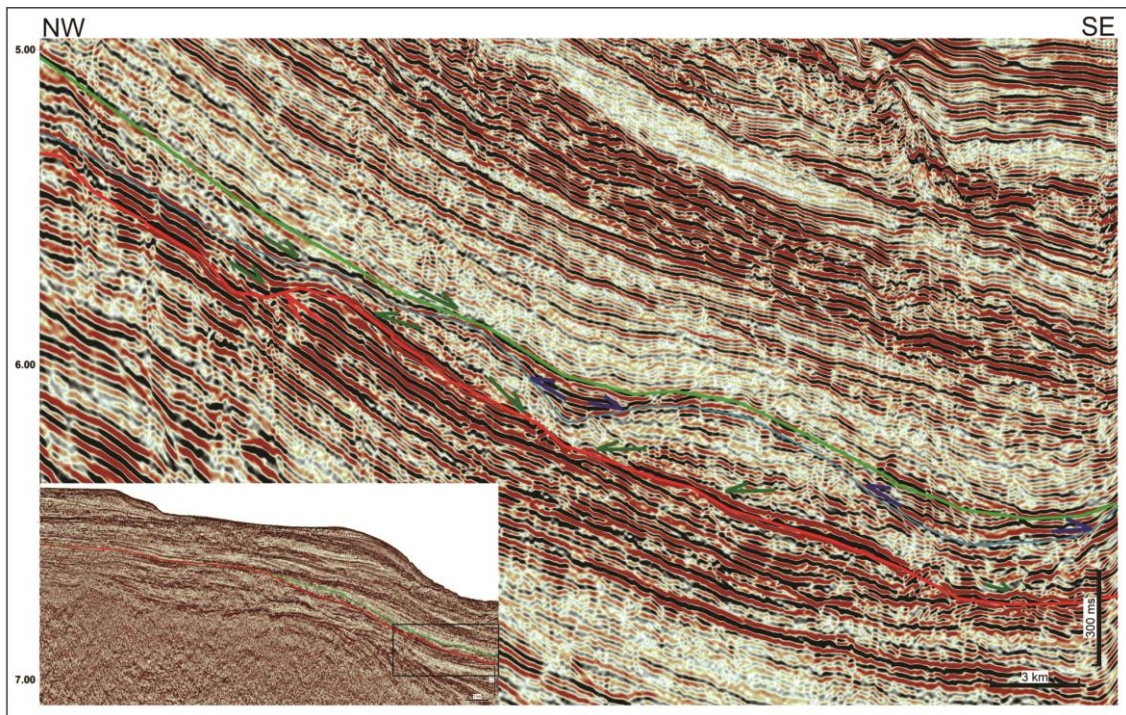


Figura 25: Facies sísmicas representativas de las configuraciones monticulares conspicuas de la base del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A (*Dn*: verde; *Tr*: rojo; *On*: azul).

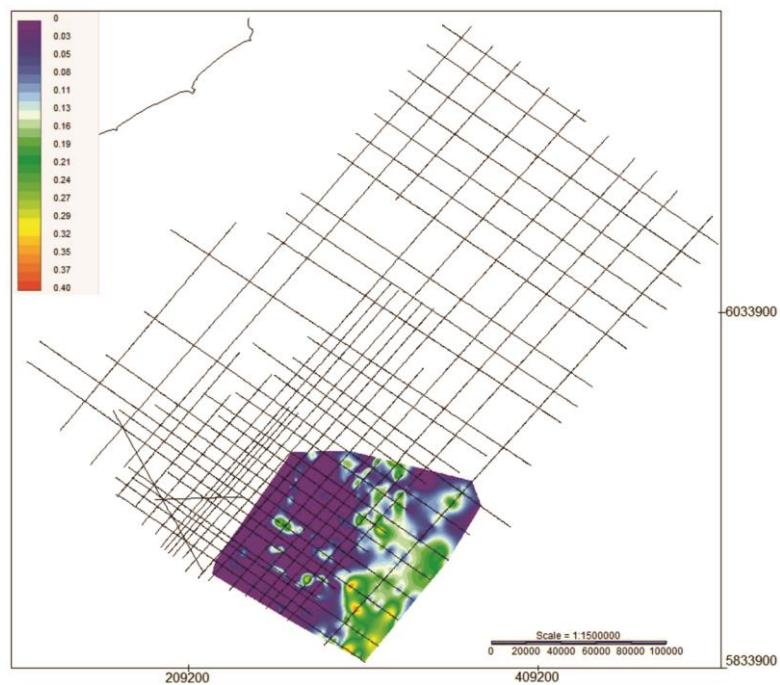


Figura 26: Mapa de isópacas en TWT (s) de las facies monticulares conspicuas de la Secuencia A.

También en la base del cortejo se identifican facies sísmicas representadas por reflectores subparalelos con alta amplitud y buena continuidad y reflectores suavemente monticulares con baja a media amplitud y escasa continuidad (Fig. 27).

Por encima de estas facies ocurren reflectores subparalelos, suavemente progradacionales, de media a baja amplitud y pobre continuidad que hacen *onlap* sobre el palotalud y *downlap* sobre las facies monticulares conspicuas en las áreas distales de cuenca (Fig. 27).

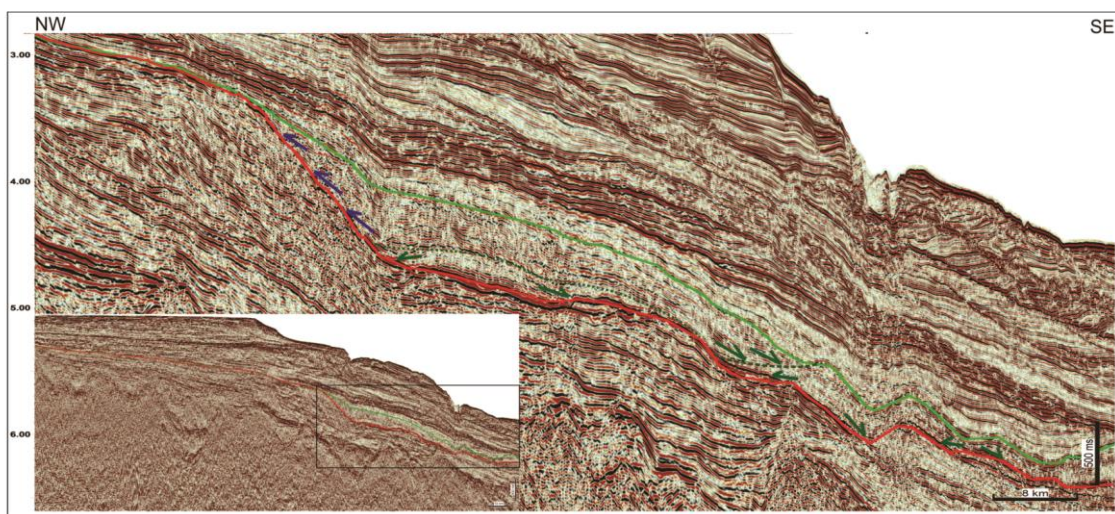


Figura 27. Facies sísmicas representativas de cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A. (Dn: verde; On: azul).

Cortejo de sistemas transgresivo

Está limitado en la base por la superficie regresiva máxima S2 y en el tope por la discordancia S3 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 20). Por debajo de la superficie S3 son observados truncamientos y por encima se observan terminaciones en *onlap* (área central) y *downlap* (área distal) (Fig. 29).

Se desarrolla a lo largo de todo el margen continental desde la base del talud, siendo el espesor máximo de 0,72 s (TWT) (Fig. 28).

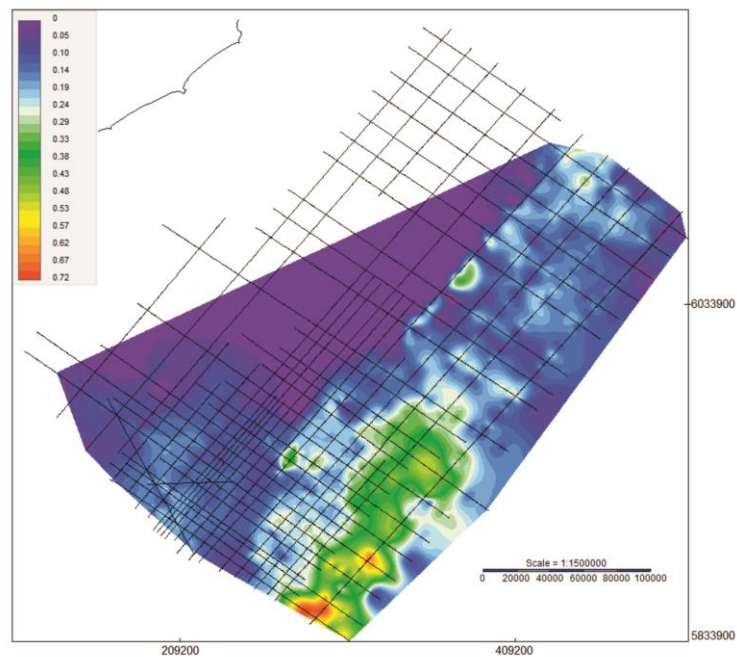


Figura 28. Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia A.

Presenta un patrón de apilamiento retrogradante constituido por reflectores subparalelos de baja amplitud y continuidad en la base, que pasan hacia el tope a alta amplitud y gran continuidad (Fig. 29). Estos reflectores cubren la paleotopografía monticular del cortejo de sistemas de nivel bajo en las áreas distales de cuenca (Fig. 29).

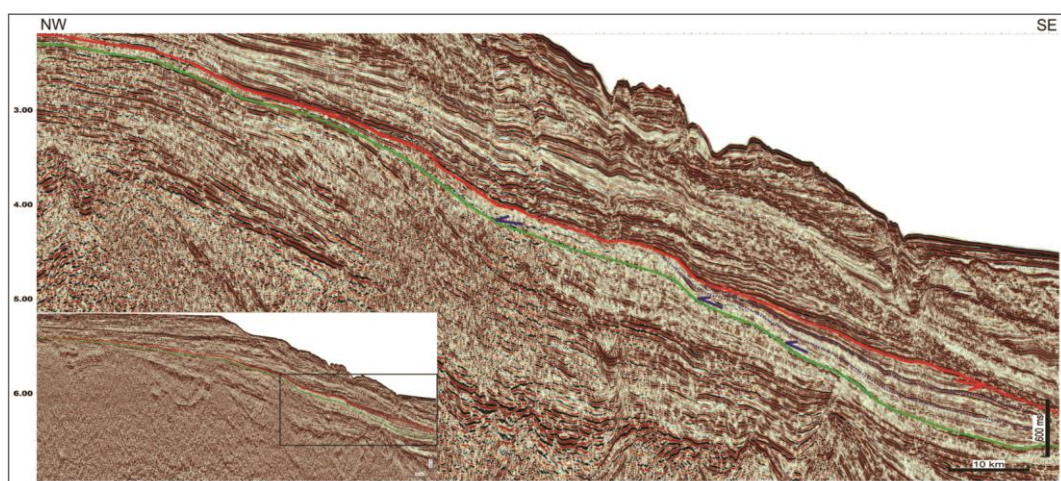


Figura 29. Facies sísmicas representativas del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia A (On: azul; Tr: rojo).

B.2) SECUENCIA B

Esta secuencia es limitada en la base por una superficie compuesta por la discordancia S3 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 20) y en el tope por la discordancia S7 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 30).

La secuencia B ocurre principalmente en las áreas de plataforma y talud de la Cuenca Punta del Este, estando parcialmente erosionada por la discordancia superior en las áreas distales (Fig. 31). En la Cuenca Pelotas se desarrolla principalmente en el talud, donde presenta los mayores espesores de todo el margen, presentando carácter relictual en los sectores de plataforma y llanura abisal distal (Fig. 31). Presenta espesores comprendidos entre 0,01 y 1,027 en TWT (s) (Fig. 31).

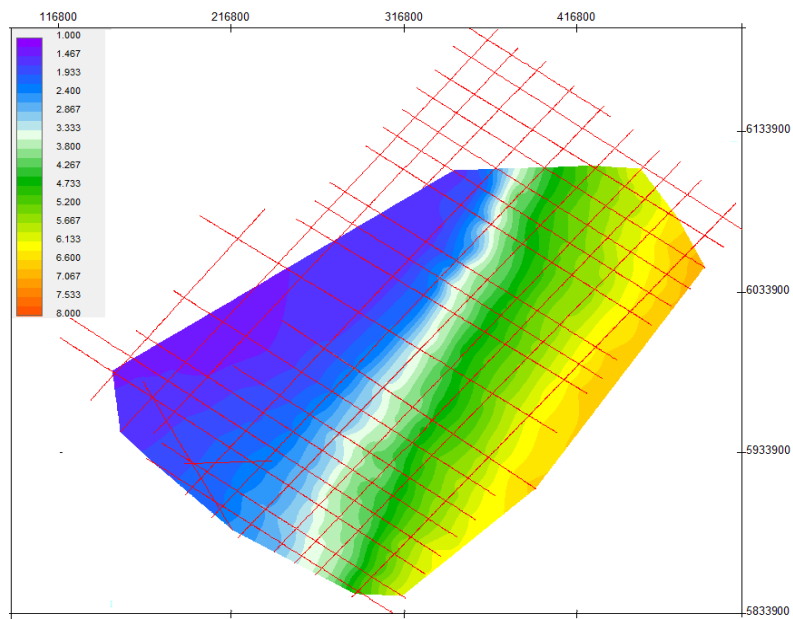


Figura 30: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S7 + CC (tope de la secuencia B).

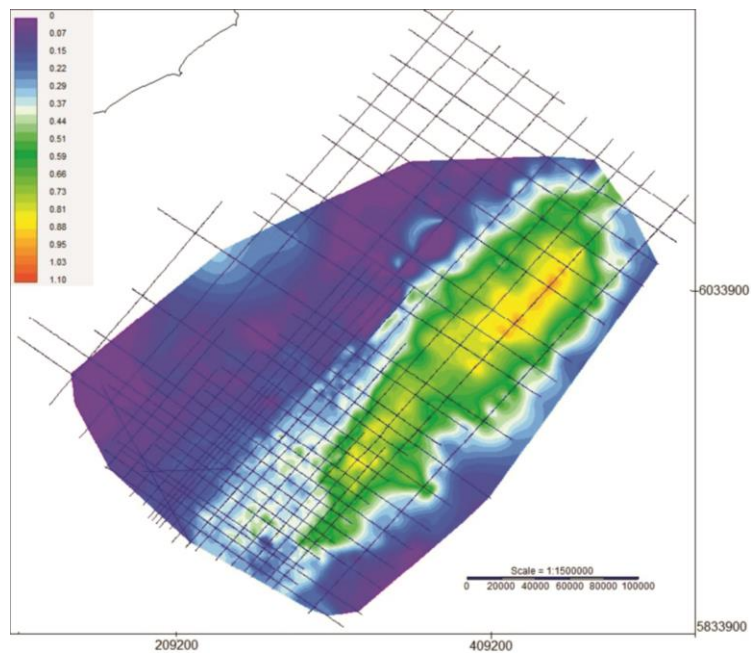


Figura 31: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia B.

Cuatro cortejos de sistemas deposicionales son identificados en esta secuencia, correspondientes, de base a tope, al cortejo de sistemas de nivel bajo, transgresivo, de nivel alto y de regresión forzada (Figs. 32 y 33).

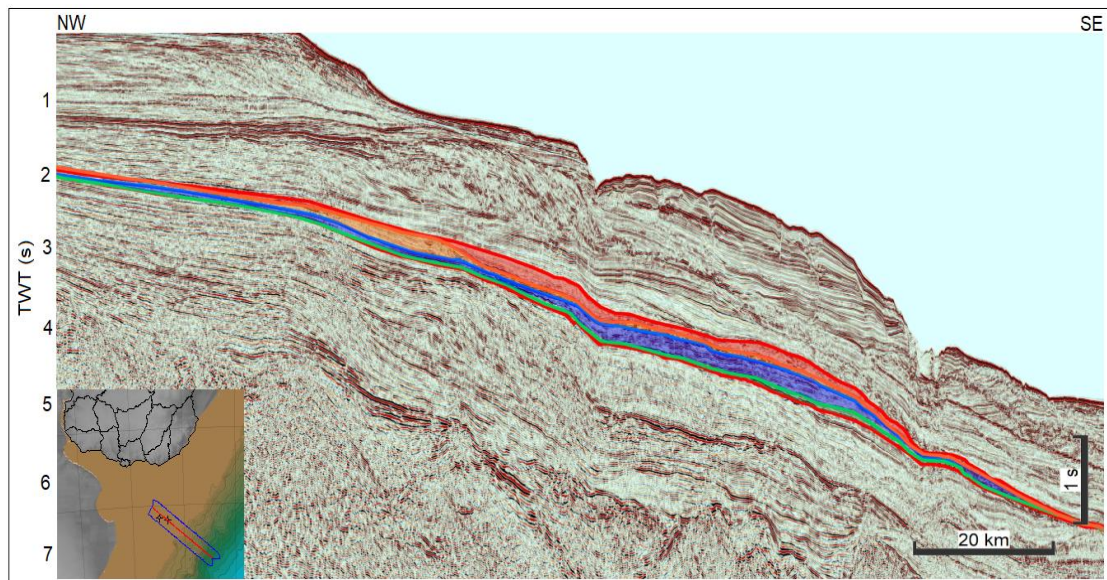


Figura 32: Sección sísmica *dip* representativa de la Cuenca Punta del Este, mostrando la secuencia B y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).

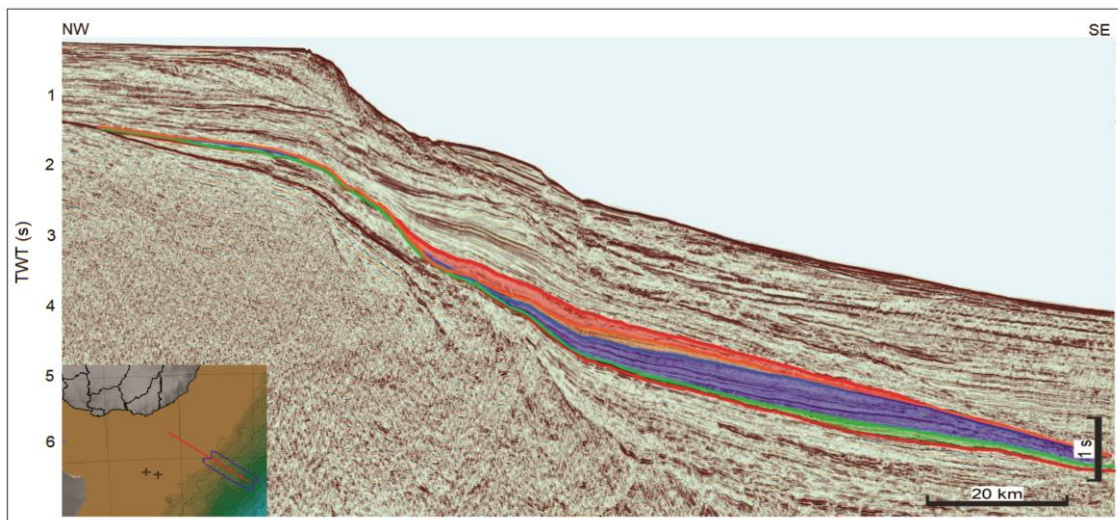


Figura 33: Sección sísmica *dip* representativa de la Cuenca Pelotas, mostrando la secuencia B y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).

Cortejo de sistemas de nivel bajo

Está limitado en la base por la superficie compuesta por la discordancia S3 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 20) y al tope por la superficie regresiva máxima S4 (Fig. 34).

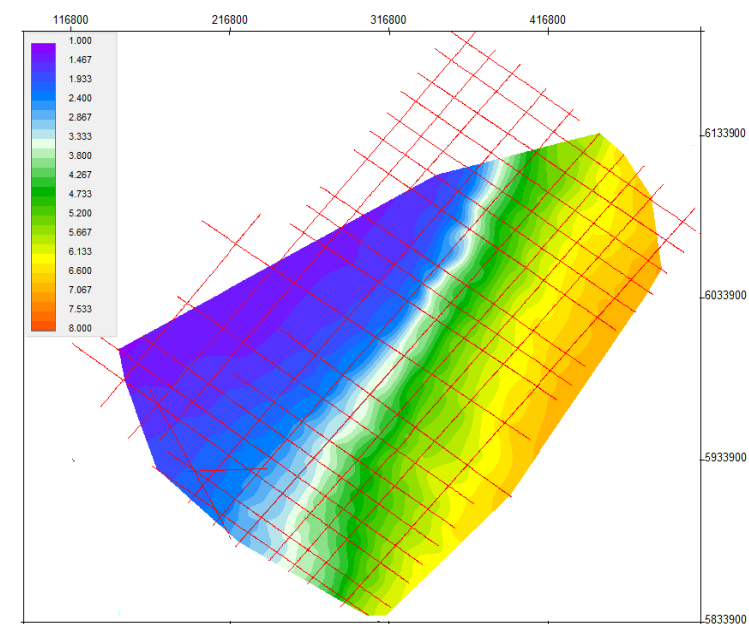


Figura 34: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S4 (superficie regresiva máxima).

La superficie basal está definida por truncamientos por debajo y dobles *downlap* por encima de la misma. En tanto, por sobre la superficie regresiva máxima se disponen reflectores en *onlap*, característicos de un aumento del nivel de base (Fig. 35).

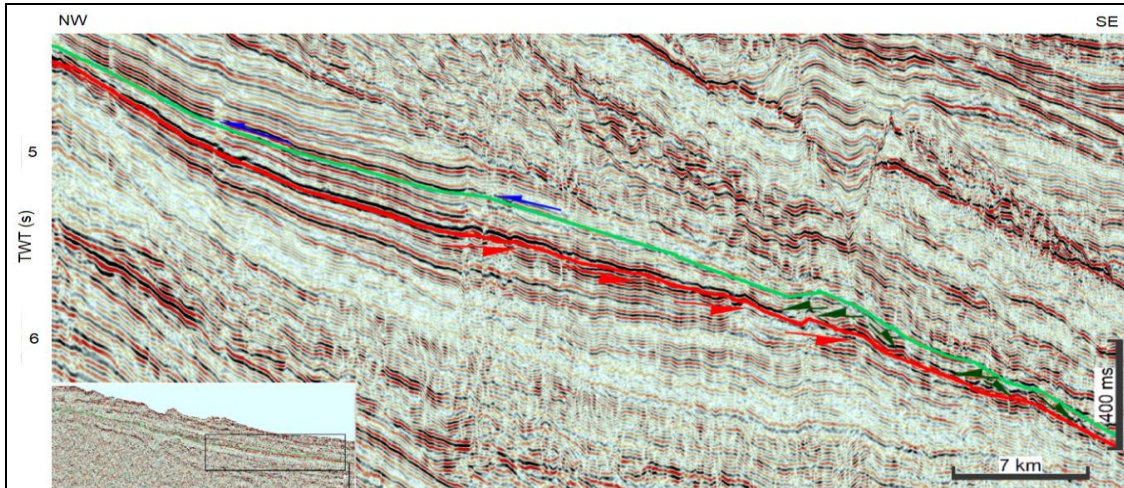


Figura 35: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales que caracterizan las superficies límite del cortejo de sistemas de nivel bajo (*On*: azul; Dobles *Dn*: verde; *Tr*: rojo).

Este cortejo se desarrolla principalmente en las áreas más distales de las cuencas, correspondiente al pie de talud y la planicie abisal, presentando los mayores espesores en la Cuenca Pelotas (0,25 s) (Fig. 36).

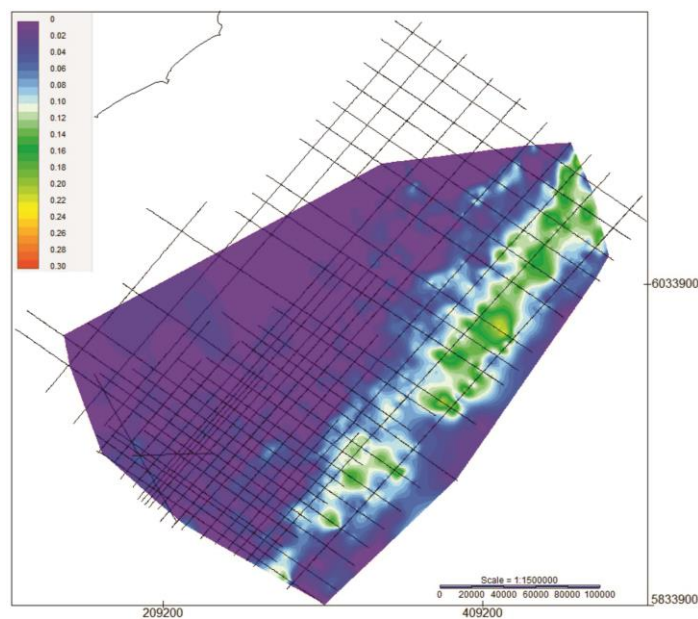


Figura 36: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia B.

Las facies sísmicas presentes en este cortejo son reflectores paralelos, continuos a discontinuos desde el pie de talud a la planicie abisal, con medio a bajo contraste de impedancia acústica, pasando lateralmente a formas monticulares, de baja amplitud, con terminaciones en *downlap* y/o doble *downlap* hacia la planicie abisal rellenando el paleorelieve (Figs. 35 y 37).

En secciones sísmicas *strike* (Fig. 37) el cortejo aparece, hacia las áreas distales de cuenca, como relleno de grandes canales generados por la discordancia basal. Se observan reflectores haciendo *onlap* sobre la discordancia S3.

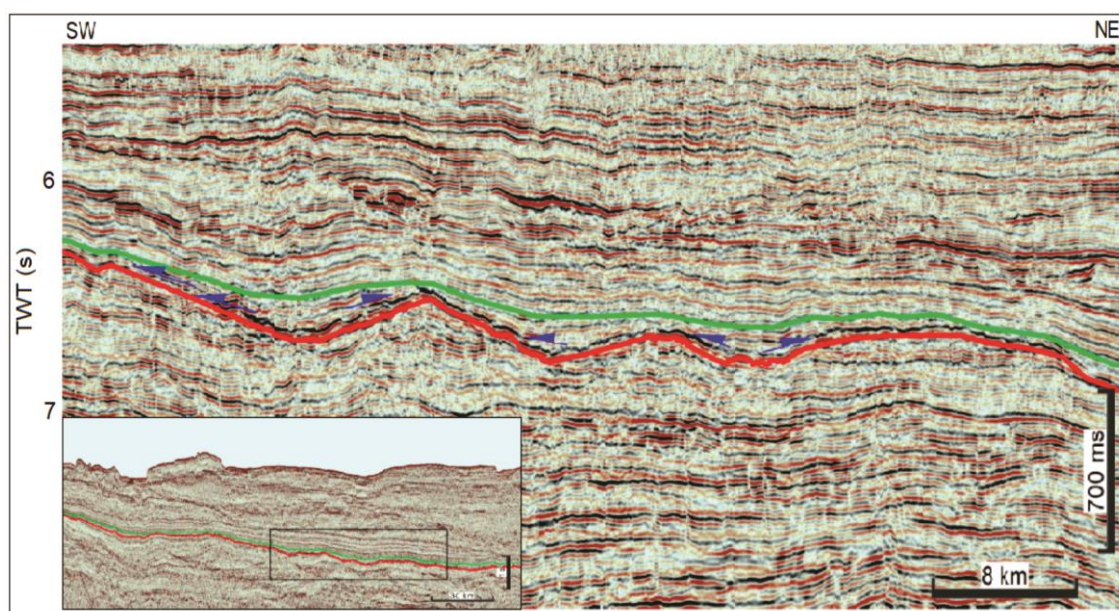


Figura 37: Sección sísmica *strike* de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales, superficies limitantes y la disposición de los reflectores asociados al cortejo de sistemas de nivel bajo (*On*: azul).

Cortejo de sistemas transgresivo

El cortejo transgresivo está limitado en la base por la superficie regresiva máxima S4 y al tope por la superficie transgresiva máxima S5 (Fig. 38). Esta última superficie fue definida por cliniformas haciendo *downlap*, por encima, principalmente en el sector de plataforma en la Cuenca Punta del Este (Fig. 40).

El cortejo presenta los mayores espesores en las áreas de talud y pie de talud de los sectores central y septentrional del MCU, con un máximo de 0,6 s (Fig. 39). Este cortejo se presenta erosionado en el área distal del sector meridional y septentrional del MCU y en las áreas de plataforma del sector septentrional.

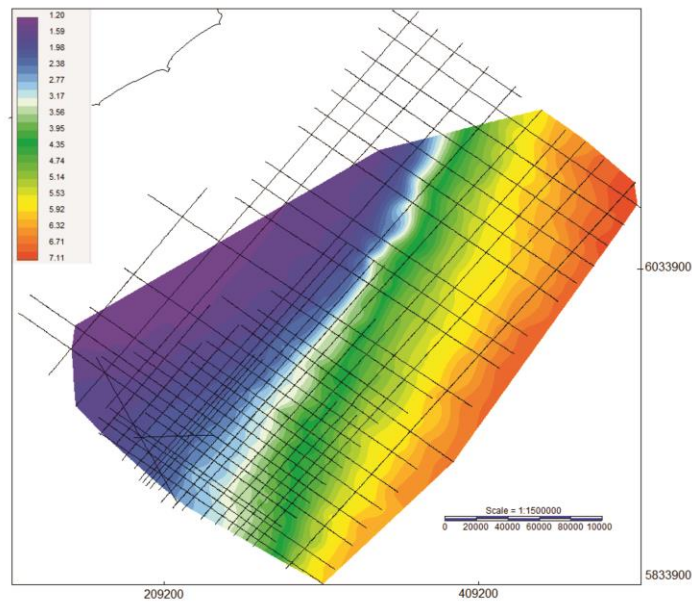


Figura 38: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S5 (superficie transgresiva máxima).

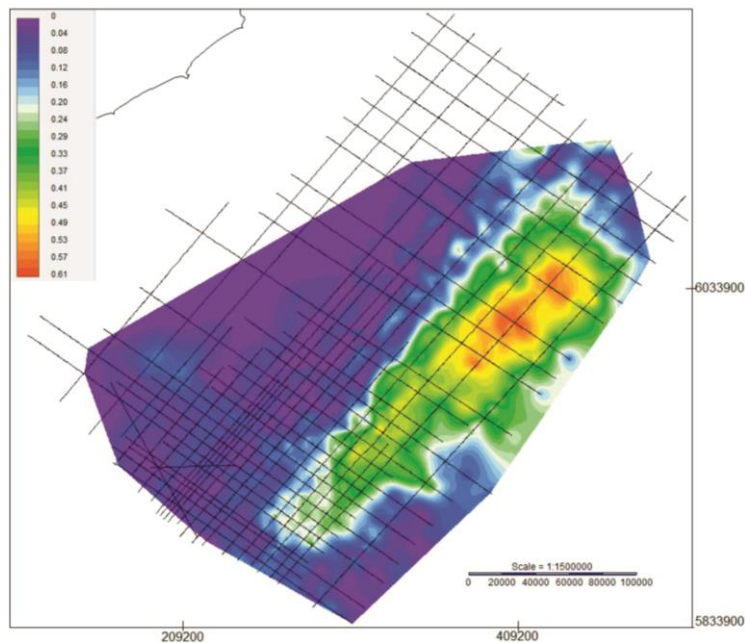


Figura 39: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas transgresivo de la Secuencia B.

En la Cuenca Punta del Este sobre la plataforma las facies sísmicas de este cortejo corresponden a reflectores paralelos, de continuidad y contraste de amplitud media, pasando lateralmente a reflectores paralelos/subparalelos en el área del paleotalud (Fig. 40).

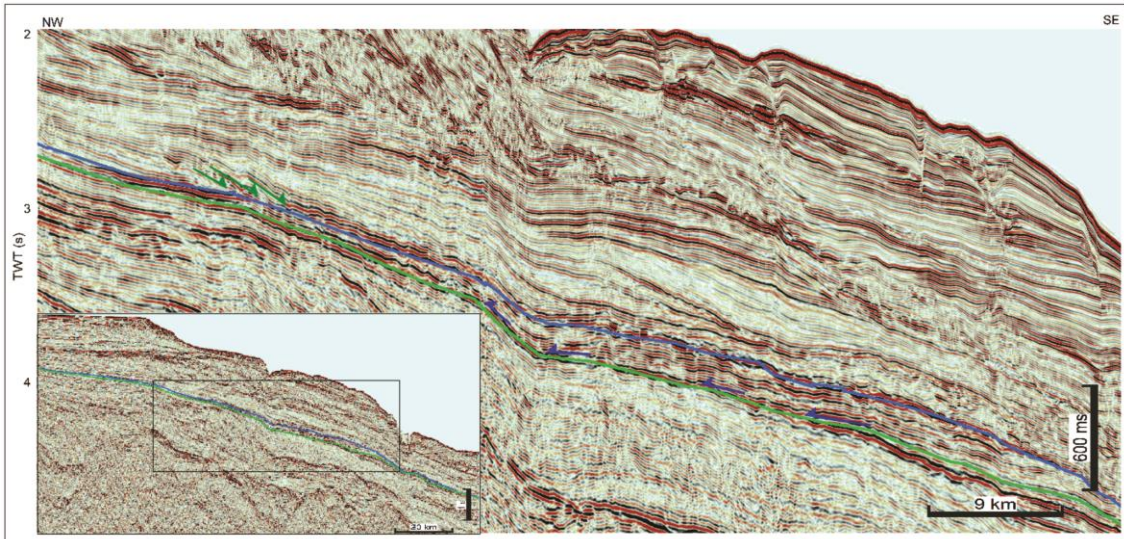


Figura 40: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estatales identificadas (O_n = azul; D_n = verde).

Las facies sísmicas más características de este cortejo se desarrollan en la Cuenca Pelotas y corresponden a reflectores paralelos, suavemente divergentes, de continuidad muy marcada y con alto contraste de impedancia acústica y frecuencia media a alta (Fig. 41).

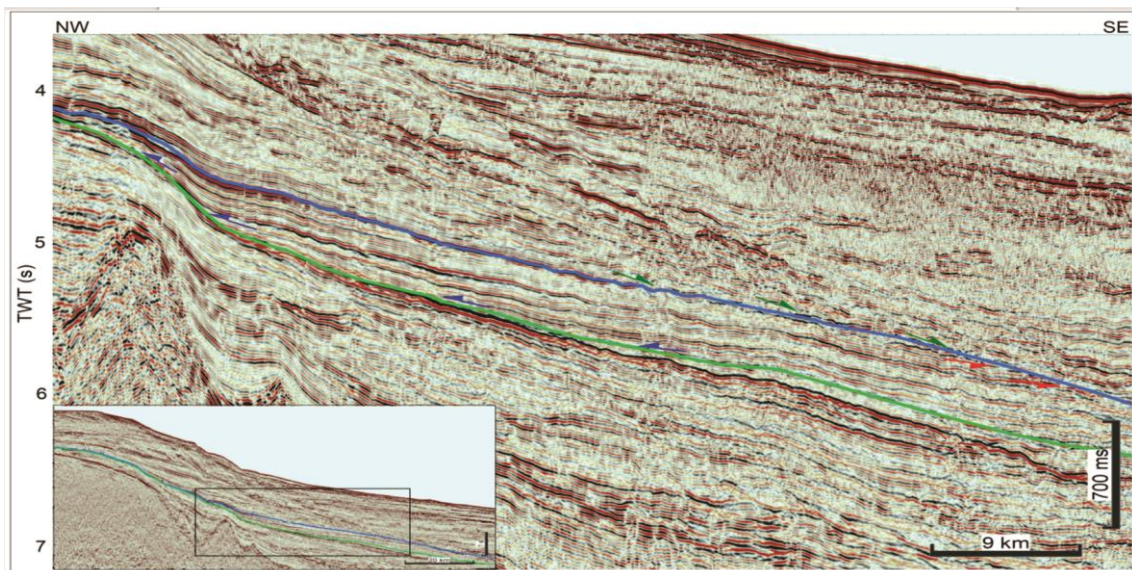


Figura 41: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando la facies sísmica más representativa del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estratales identificadas. (Tr: rojo; On: azul; Dn: verde).

Cortejo de sistemas de nivel alto

Este cortejo está limitado en la base por la superficie transgresiva máxima S5 (Fig. 38) y en el tope por la superficie basal de regresión forzada S6 (Fig. 42).

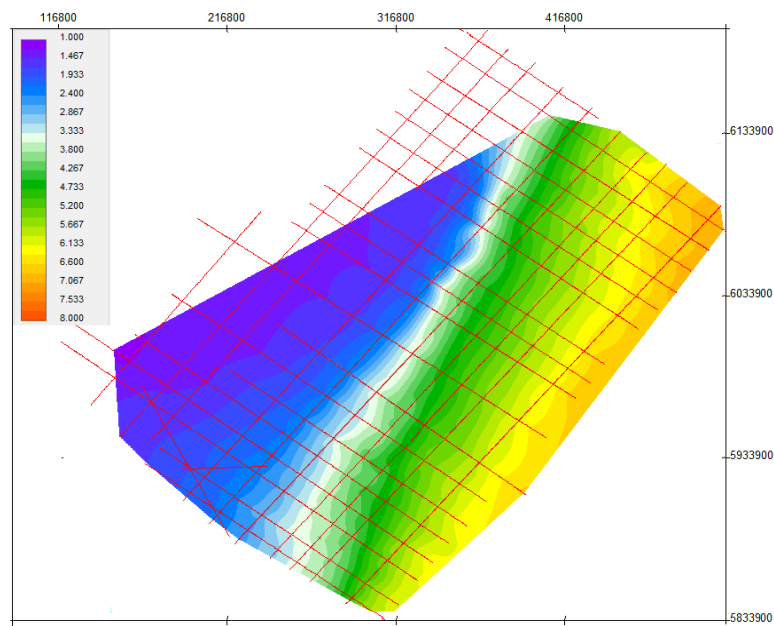


Figura 42: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S6 (Superficie basal de regresión forzada).

La superficie basal de este cortejo, como fuera mencionado en la descripción del cortejo anterior, se caracteriza por terminaciones de reflectores en *downlap* por encima (Figs. 40 y 44). Mientras la superficie basal de regresión forzada se corresponde con la superficie sobre la cual se depositan las clinoformas con geometría en *offlap* (Figs. 45 y 47).

Dentro de la secuencia es el cortejo que presenta menor potencia, encontrándose restringido a los sectores de plataforma en la Cuenca Punta del Este y al pie de talud en la Cuenca Pelotas (Fig. 44).

El patrón de apilamiento de este cortejo es progradante en el área de plataforma de la Cuenca Punta del Este y agradante en el pie de talud de la Cuenca Pelotas.

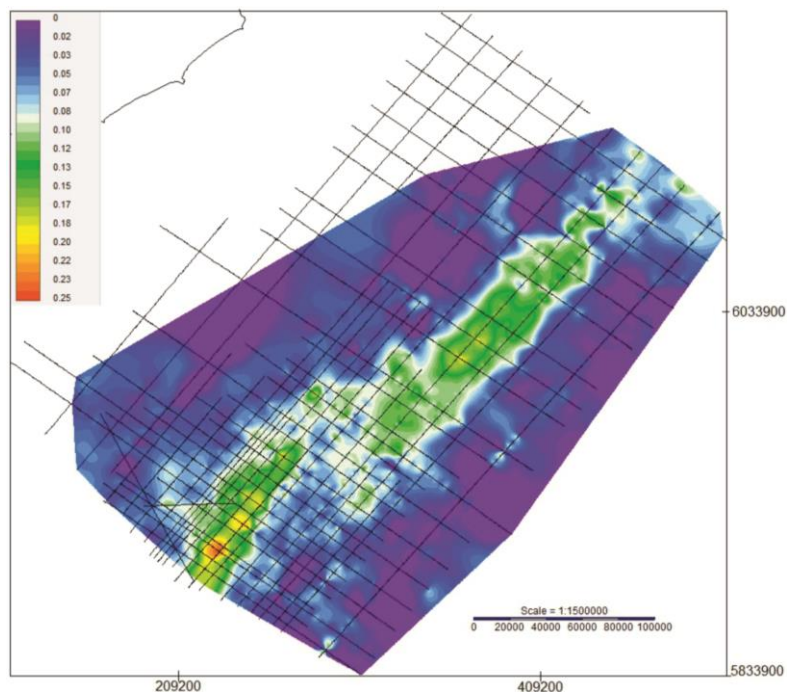


Figura 43: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel alto de la Secuencia B.

Las facies sísmicas identificadas en el área de plataforma son clinoformas haciendo *downlap* sobre la superficie transgresiva máxima, con reflectores suaves a oblicuo-tangenciales y amplitud media (Fig. 44). En el área distal de pie de talud y llanura abisal

la configuración interna de este cortejo está caracterizada por reflectores subparalelos, continuos a discontinuos y amplitud media a baja.

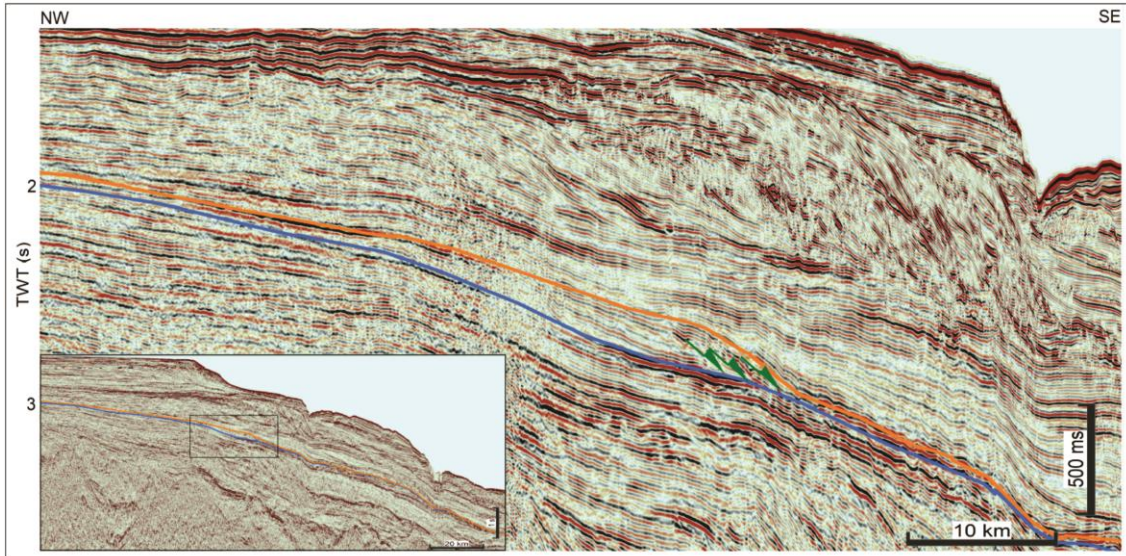


Figura 44: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones de los reflectores sobre superficie transgresiva máxima y las facies sísmicas del cortejo de nivel alto. (*Dn*: verde).

Cortejo de sistemas de regresión forzada

Este cortejo está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada S6 (Fig. 42) y al tope por la superficie compuesta por la discordancia superior de la secuencia (S7) y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 30).

La discordancia superior S7 está definida en el área de plataforma por terminaciones en *toplap*, adicionalmente hacia el área distal se identificaron truncamientos por debajo y terminaciones en *onlap* costero por encima (Fig. 45). La misma se presenta mejor documentada en el sector de la Cuenca Pelotas (Fig. 47).

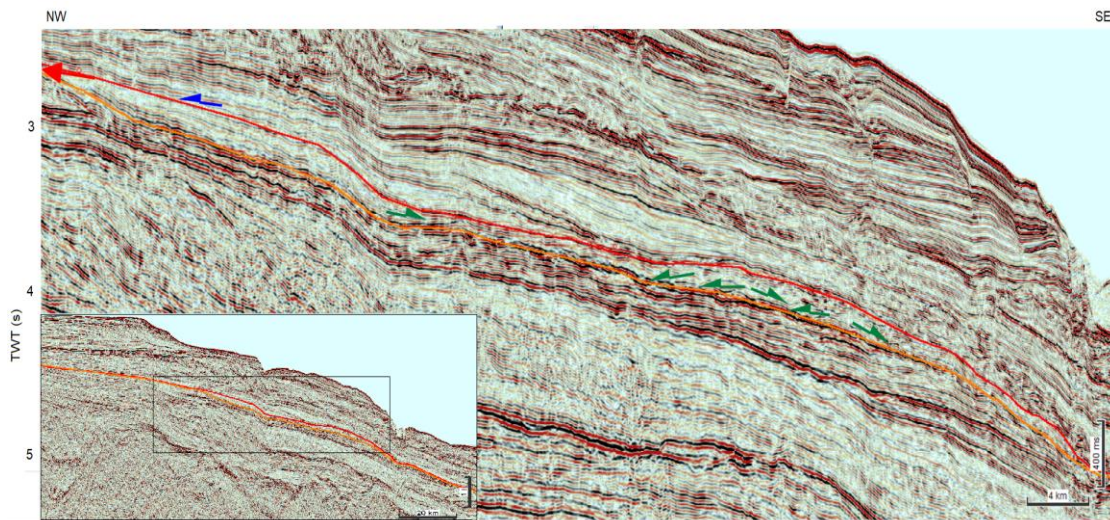


Figura 45: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas y las terminaciones estratales identificadas en el cortejo de regresión forzada. (Nótese el *offlap*: flecha roja, marcado sobre la superficie basal de regresión forzada y *onlaps* costeros: azul, donde se comienza a ver el aumento del nivel de base, *Dn*: verde).

El mayor desarrollo de este cortejo se da en las áreas de talud y pie de talud del margen uruguayo, con espesores de hasta 0,3 s (Fig. 46). En el área de plataforma, el espesor es menor (0,05 s) mientras que en el área distal el cortejo se encuentra erosionado, junto con los demás cortejos que forman la secuencia.

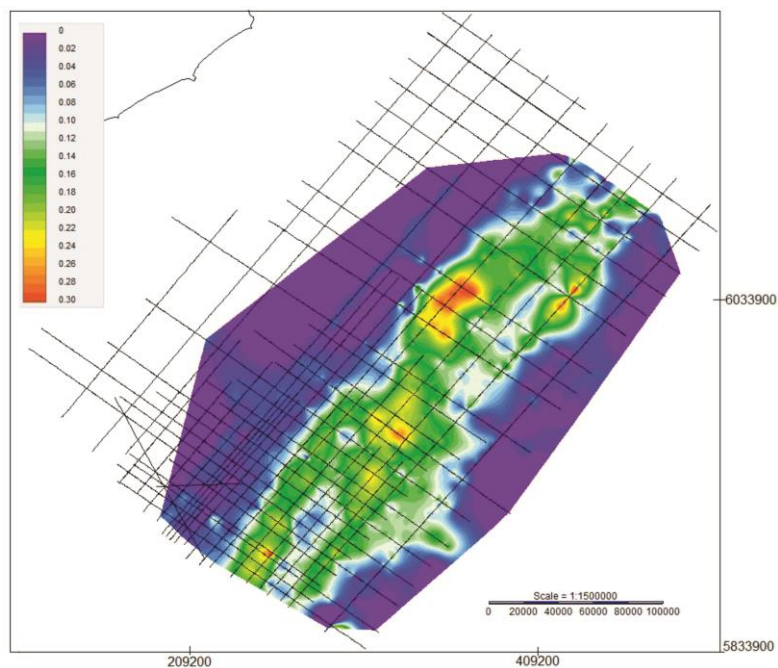


Figura 46: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada.

El patrón de apilamiento de este cortejo es progradante, siendo en la Cuenca Punta del Este fuertemente progradante y levemente progradante en la Cuenca Pelotas (Figs. 45 y 47).

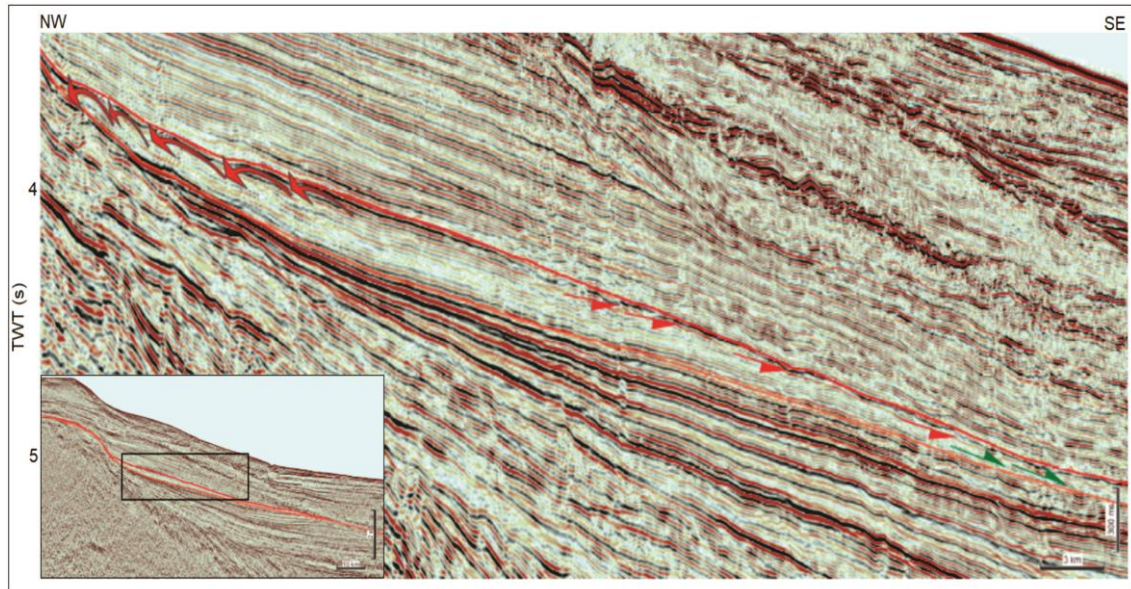


Figura 47: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada. (*Off*: flecha curva roja, *Tr*: rojo, *Dn*: verde).

Las facies sísmicas varían de acuerdo a la cuenca. En la Cuenca Punta del Este se encuentra mejor preservado el cortejo en las áreas de plataforma y talud (Fig. 45), donde la facies sísmica más representativa son clinofomas con continuidad no muy marcada y amplitud baja; hacia el sector distal las facies varían a formas monticulares de bajo contraste de impedancia acústica.

En la Cuenca Pelotas el cortejo se desarrolla principalmente en el área de talud y pie de talud mostrando clinofomas muy suaves con geomtería en *offlap*, continuas y con amplitud media a baja, pasando lateralmente a formas irregulares de baja amplitud y continuidad (Fig. 47)

En *strike* se identifica mayor representatividad en Cuenca Pelotas con facies sísmicas discontinuas, tendientes a formas monticulares, de baja amplitud y muy bajo contraste de impedancia acústica (Fig. 48).

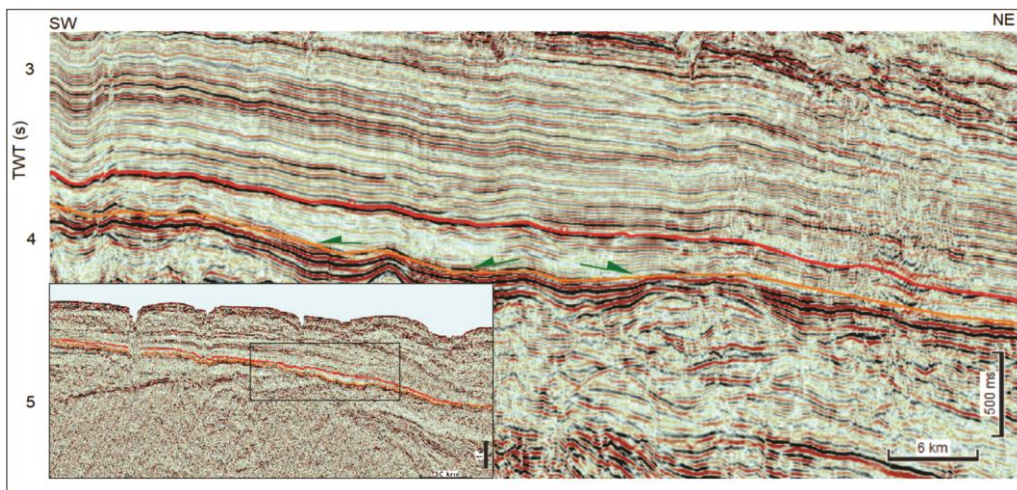


Figura 48: Sección sísmica *strike* en el área distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada.

B.3) SECUENCIA C

Es limitada en la base y en el tope por las discordancias S7 (Fig. 30) y S8 (Fig. 49), respectivamente, y sus superficies de conformidad correlativas.

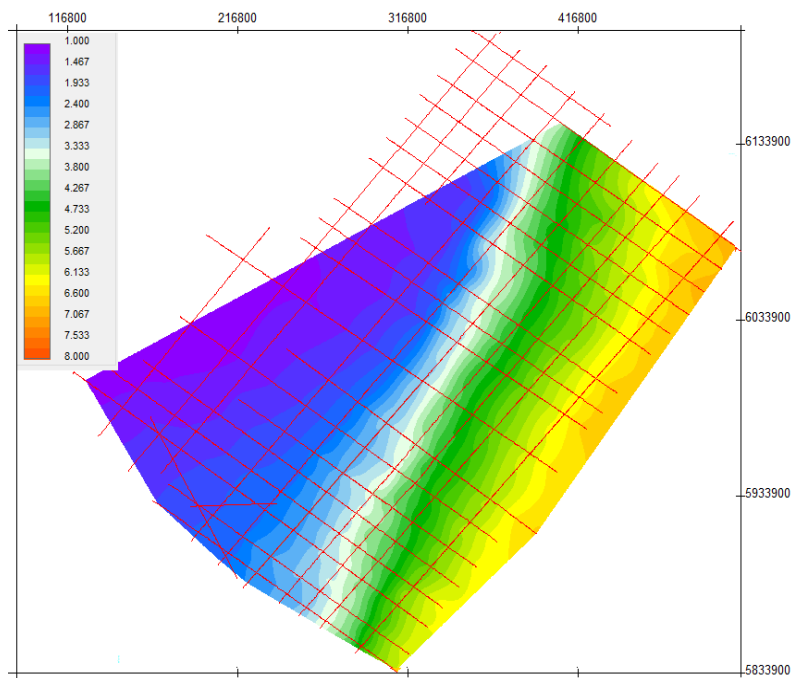


Figura 49: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S8 + CC (tope de la secuencia C).

Se presenta erosionada en el área distal de todo el margen continental, ubicándose los mayores espesores en el área central de Cuenca Pelotas (Fig. 50).

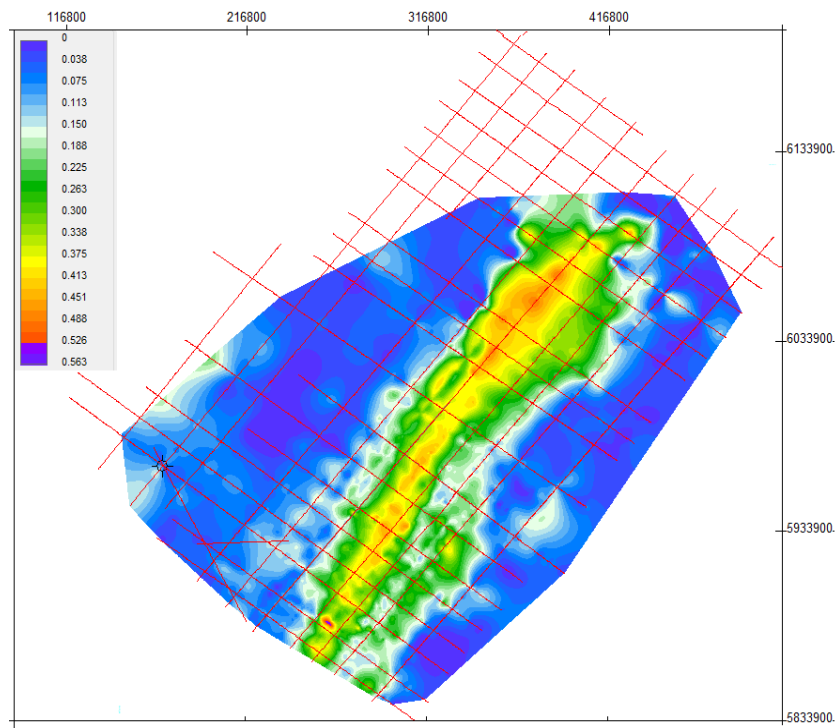


Figura 50: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia C.

La discordancia tope está caracterizada por terminaciones en *toplap* y truncamientos por debajo y *onlap* por encima en la Cuenca Punta del Este (Fig. 51). En tanto, en la Cuenca Pelotas, en el sector central del margen, se observan terminaciones en *onlap* y *downlap* por encima (Fig. 52).

Esta secuencia únicamente preserva el cortejo de sistemas de nivel bajo. El mismo está caracterizado por el desarrollo de clinofomas, con un patrón de apilamiento progradacional, mostrando una trayectoria de la línea de costa cóncava hacia arriba (Figs. 51 y 52).

Dentro del cortejo es posible caracterizar dos conjuntos de clinofomas con atributos sísmicos levemente diferentes que permiten diferenciar dos asociaciones de facies sísmicas. En la Cuenca Punta del Este, el conjunto de clinofomas de la base presenta geometría sigmoidal, con amplitudes y frecuencias medias a bajas (debajo del

horizonte azul en la Fig. 51). Hacia el tope, el conjunto de cliniformas pasa a geometrías oblicuo-tangenciales y la amplitud disminuye (por encima del horizonte azul en la Fig. 51). Hacia el área distal se desarrollan facies sísmicas con configuración interna monticular de baja amplitud.

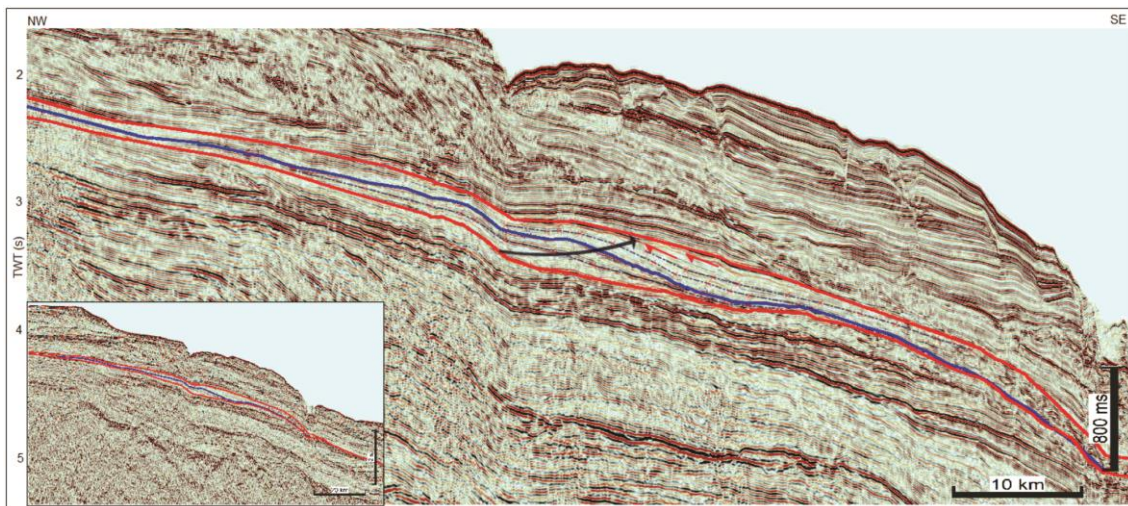


Figura 51: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando la secuencia C, terminaciones estatales y atributos sísmicos. (Horizonte azul: límite de facies sísmicas, líneas punteadas: lóbulos progradantes, flechas negras: trayectoria de línea de costa, Tr: rojo, Dn: verde).

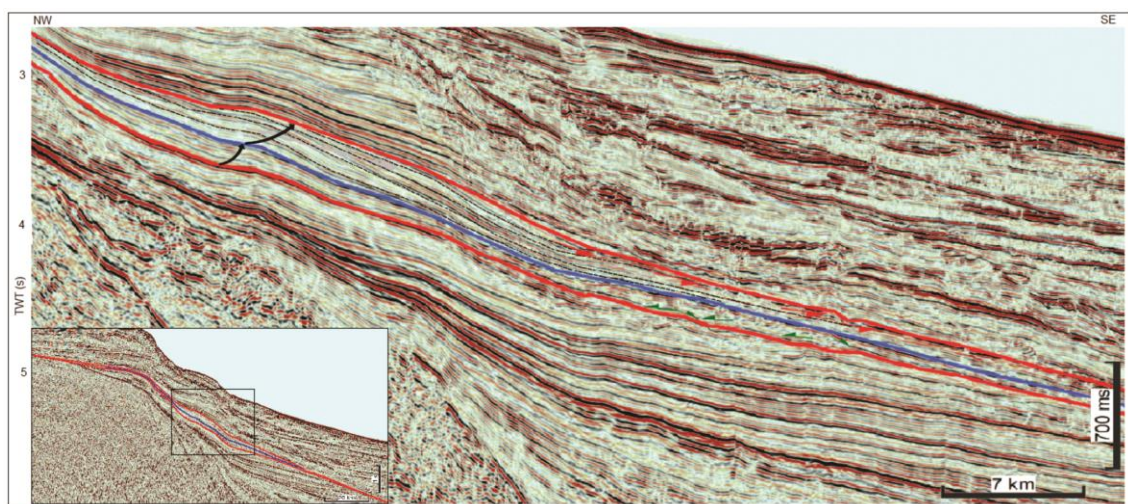


Figura 52: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando la secuencia C, las terminaciones estatales y atributos sísmicos. (Horizonte azul: límite de facies, líneas punteadas: lóbulos progradantes, flechas negras: trayectoria de línea de costa).

En la Cuenca Pelotas las clinofomas son muy suaves, con geometría sigmoidal y continuas en la base (por debajo del horizonte azul en la Fig. 52), de amplitud media a baja y sigmoidales a oblicuo-tangenciales en el tope (por encima del horizonte azul en la Fig. 52). Hacia el área distal de la cuenca se desarrollan facies sísmicas caracterizadas por formas monticulares de baja amplitud.

La configuración externa e interna del cortejo muestra un carácter progradante en toda la secuencia en forma de lóbulos (líneas punteadas en las Figs. 51 y 52).

B.4) SECUENCIA D

Esta secuencia está limitada por la discordancia S8 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 49) en la base y la discordancia S11 y su superficie de conformidad correlativa al tope (Fig. 53).

La discordancia basal está mejor representada en el sector central del margen uruguayo, donde se preserva un conjunto de clinofomas con dislocamiento *downdip*, evidenciando un descenso del nivel de base respecto a las unidades sísmicas inferiores (Fig. 56). La discordancia superior está caracterizada por truncamientos por debajo y terminaciones en *downlap* por encima (Figs. 55 y 56).

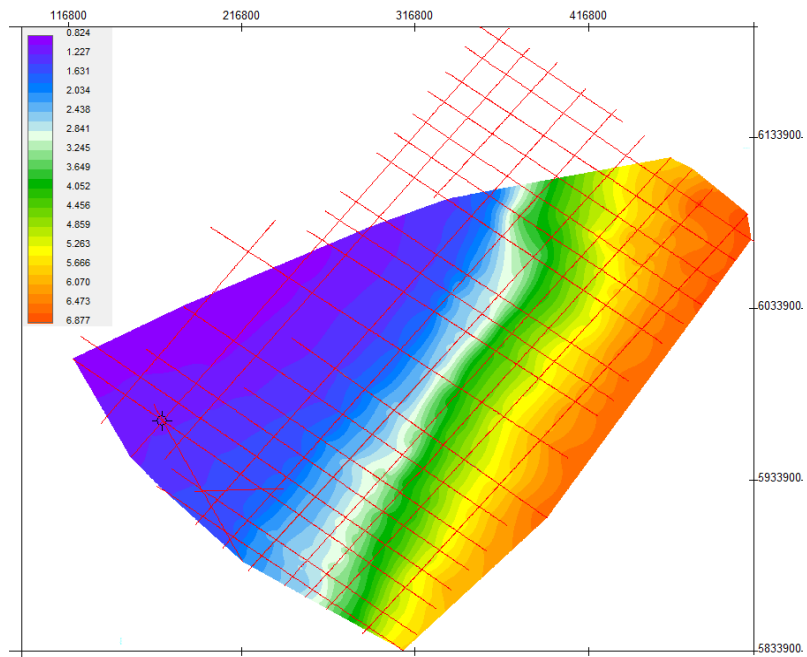


Figura 53: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S11 + CC (tope de la secuencia D).

La secuencia se desarrolla en todo el MCU, ubicándose los mayores espesores (hasta de 0,8 s) en el sector central del mismo (Fig. 54).

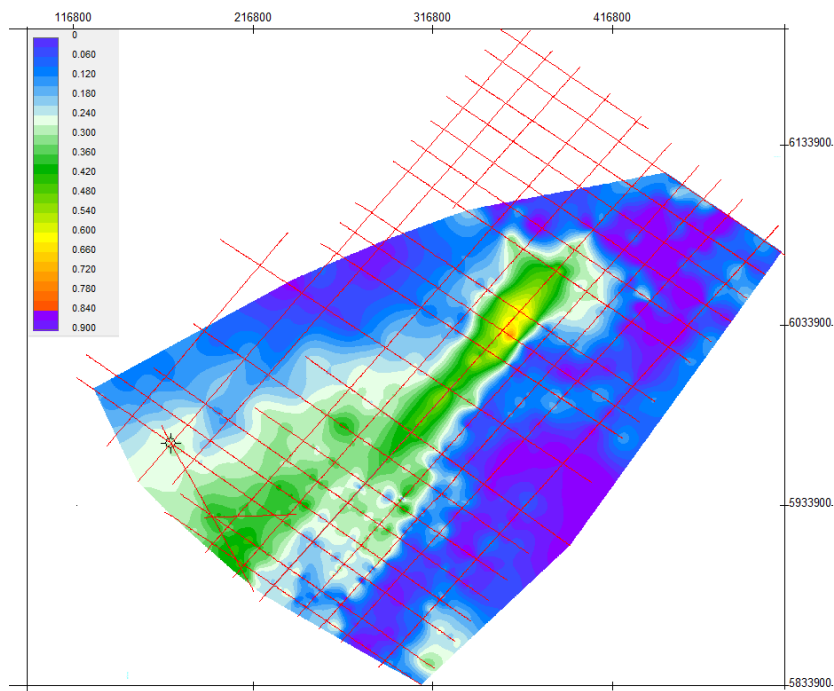


Figura 54: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia D.

En esta secuencia se identificaron tres cortejos de sistemas deposicionales correspondiente al nivel bajo, transgresivo y de regresión forzada (Figs. 55 y 56). El primero de ellos fue únicamente identificado en el sector central del margen uruguayo (porción más meridional de la Cuenca Pelotas) (Fig. 56).

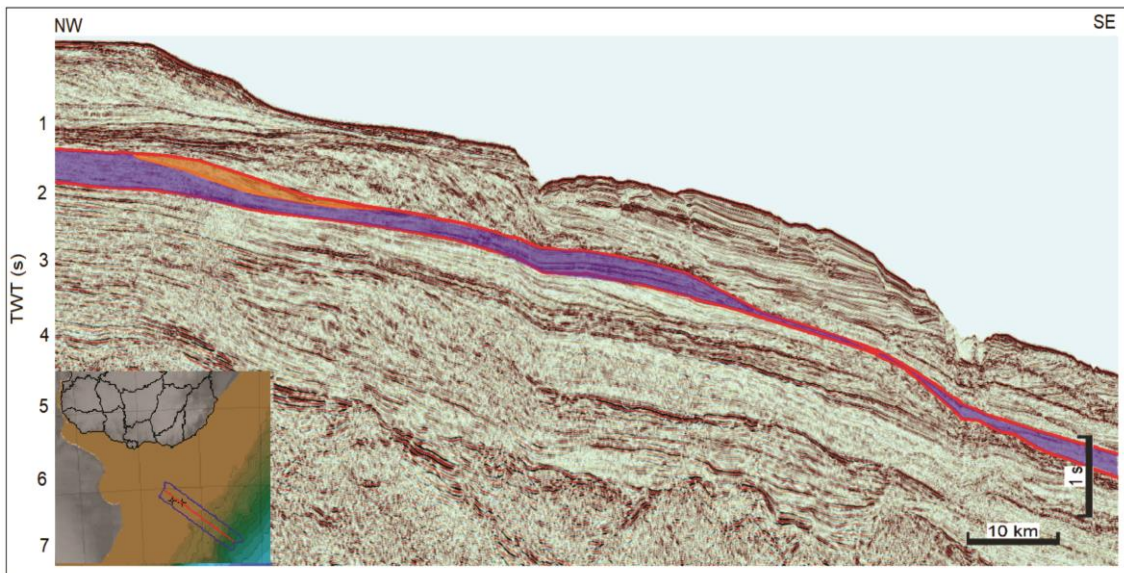


Figura 55: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este, mostrando la secuencia D y los cortejos sedimentarios que la integran. (Azul: cortejo de sistemas transgresivo, naranja: cortejo de sistemas de regresión forzada).

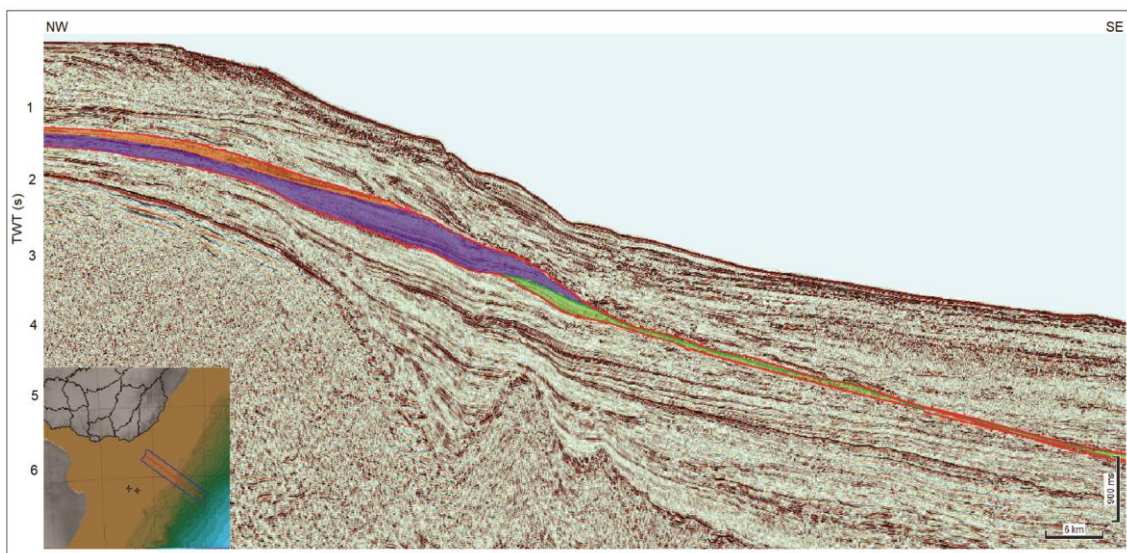


Figura 56: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas, mostrando la secuencia D y los cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo, azul: cortejo de sistemas transgresivo, naranja: cortejo de sistemas de regresión forzada).

Cortejo de sistemas de nivel bajo

Está limitado en la base por la discordancia S8 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 55) y al tope por la superficie regresiva máxima S9 (Fig. 57).

La superficie regresiva máxima se definió en forma coincidente con la última clinoforma, presentando terminaciones en *onlap* por encima (Fig. 59). Este cortejo está restringido al sector central del MCU y tiene muy escaso desarrollo (Fig. 58).

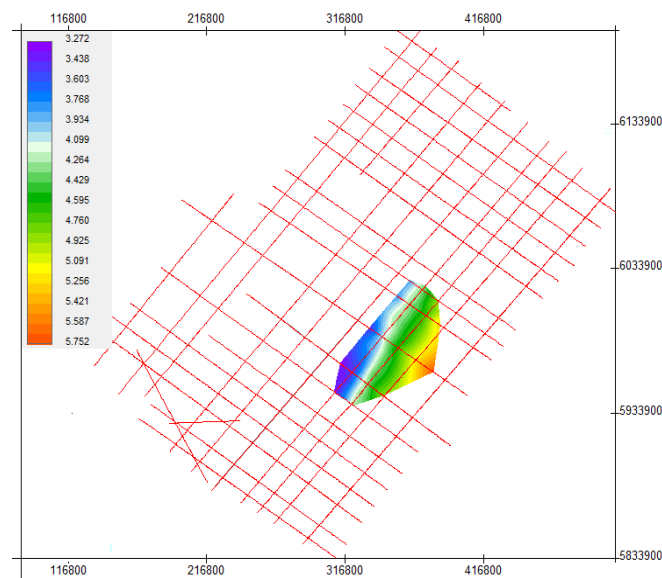


Figura 57: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S9 (superficie regresiva máxima).

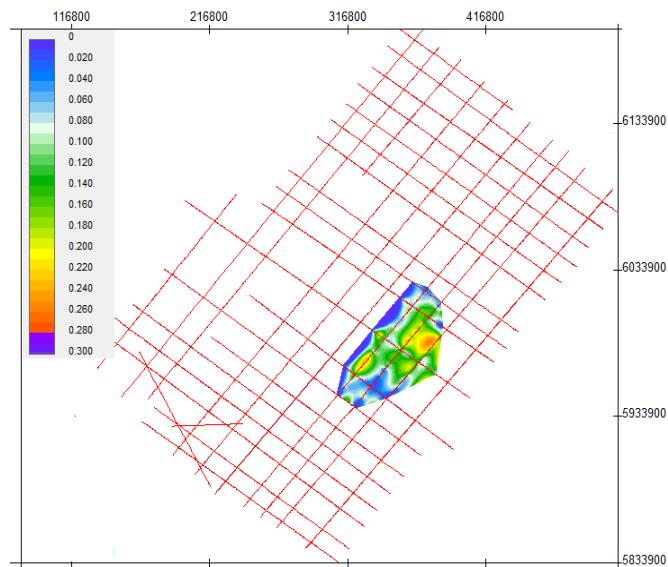


Figura 58: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo.

Presenta un patrón de apilamiento progradante con el desarrollo de facies sísmicas representadas por cliniformas sigmoidales, continuas y de amplitud media en el área de talud, mientras en el área de planicie abisal los atributos varían a formas irregulares parcialmente erosionadas (Fig. 59).

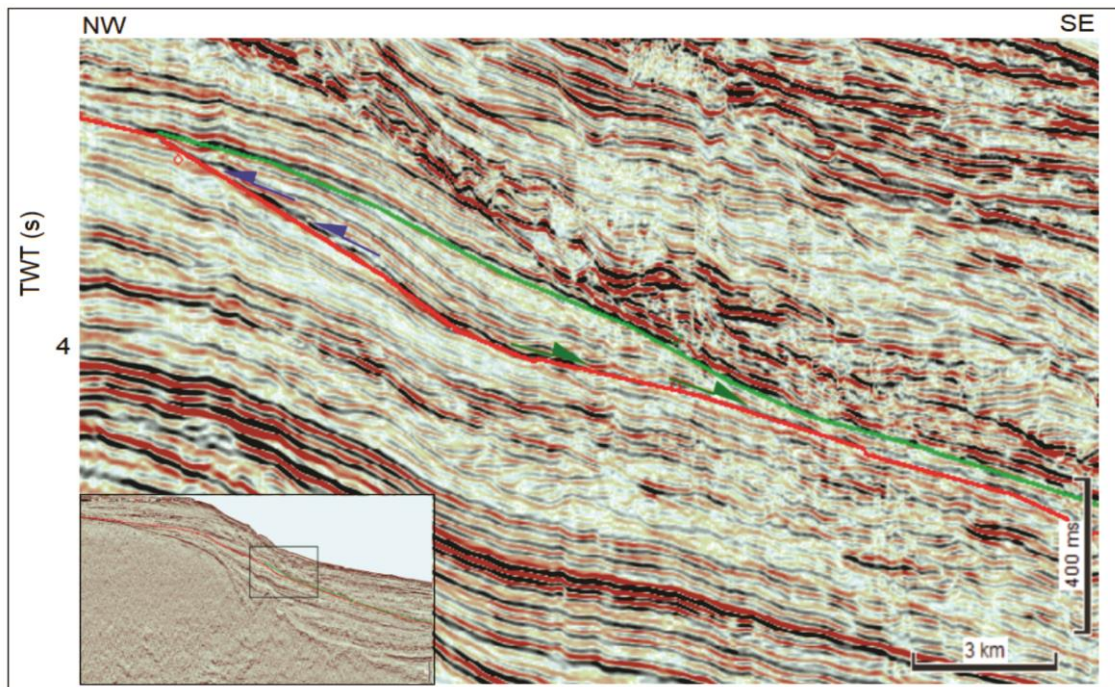


Figura 59: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas características del cortejo de nivel bajo de la Secuencia D. (On: azul, Dn: verde).

Cortejo de sistemas transgresivo

Entre cortejo está limitado en la base por la superficie compuesta por S8 y S9 y en el tope por la superficie compuesta por la discordancia tope S11 y la superficie basal de regresión forzada S10 (Fig 60).

En virtud del escaso desarrollo de los cortejos de nivel bajo y de regresión forzada, el espesor de este cortejo es prácticamente coincidente con el espesor de la secuencia D.

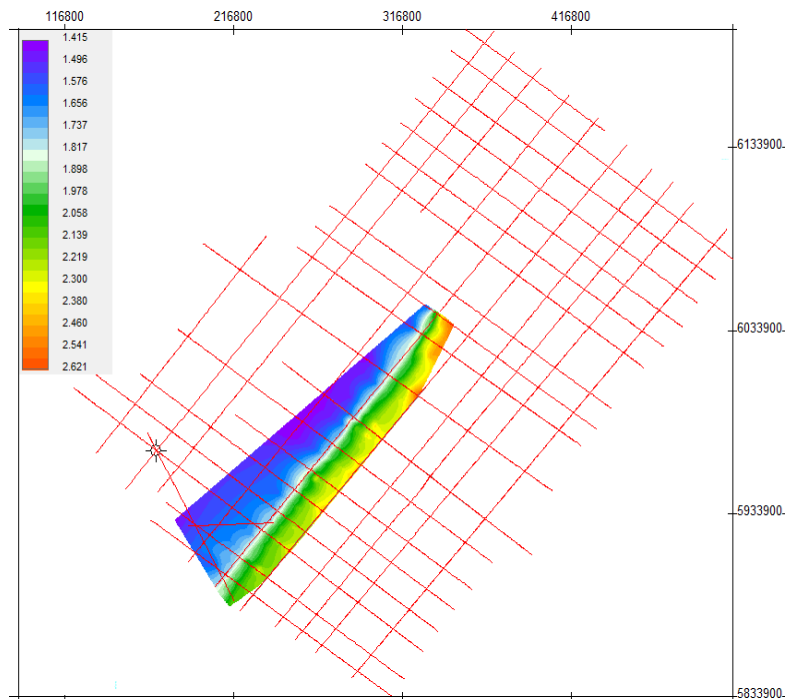


Figura 60: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S10 (superficie basal de regresión forzada).

Este cortejo presenta un patrón de apilamiento retrogradante, con el desarrollo de terminaciones en *onlap*. Los atributos sísmicos permitieron identificar dos grupos de facies sísmicas diferentes dentro de este cortejo.

En la base, los reflectores son paralelos y continuos, con contraste de impedancia acústica media a alta (Figs. 61 y 62). Hacia el tope, los atributos varían y las facies identificadas son reflectores paralelos, de continuidad media baja, con contraste de impedancia acústica que varía de media a baja (Figs. 61 y 62).

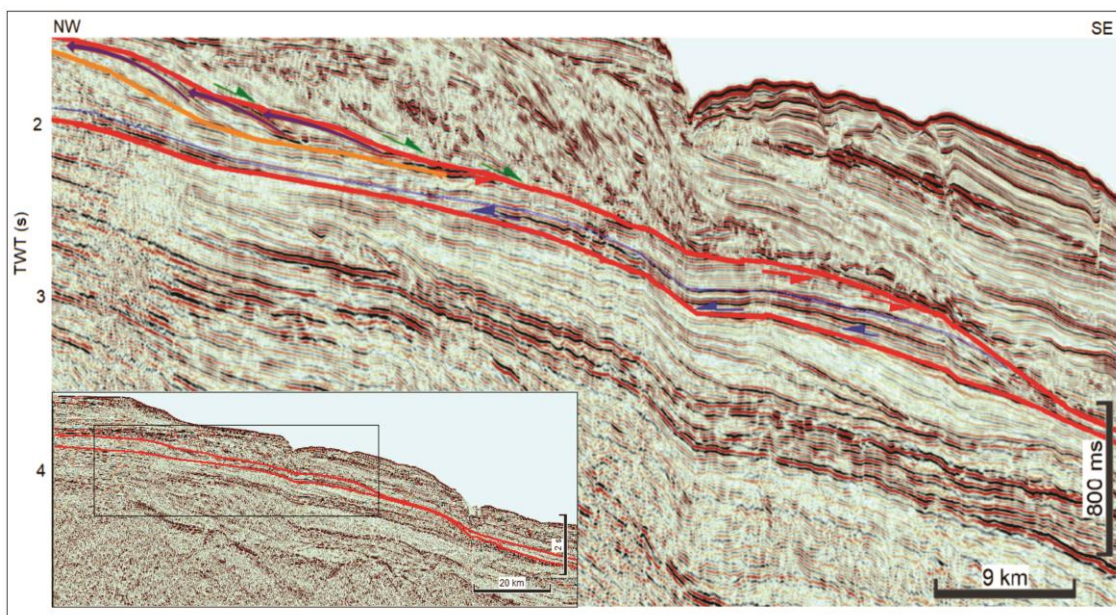


Figura 61: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia D, las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y el cortejo de regresión forzada. (*Off*: viOneta; *On*: azul; *Tr*: rojo; *Dn*: verde).

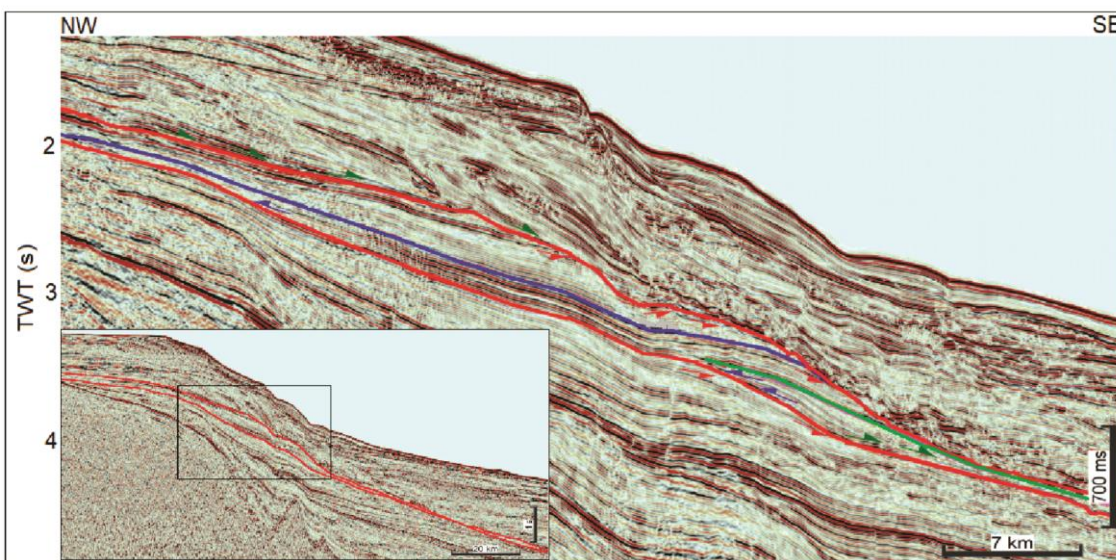


Figura 62: Sección sísmica *dip* de la porción más meridional de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia D, el cortejo de sistemas de nivel bajo y las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo. (*On*: azul, *Tr*: rojo, *Dn*: verde).

Cortejo de sistemas de regresión forzada

Está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada S10 (Fig. 60) y en el tope por la superficie compuesta por la discordancia S11 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 63).

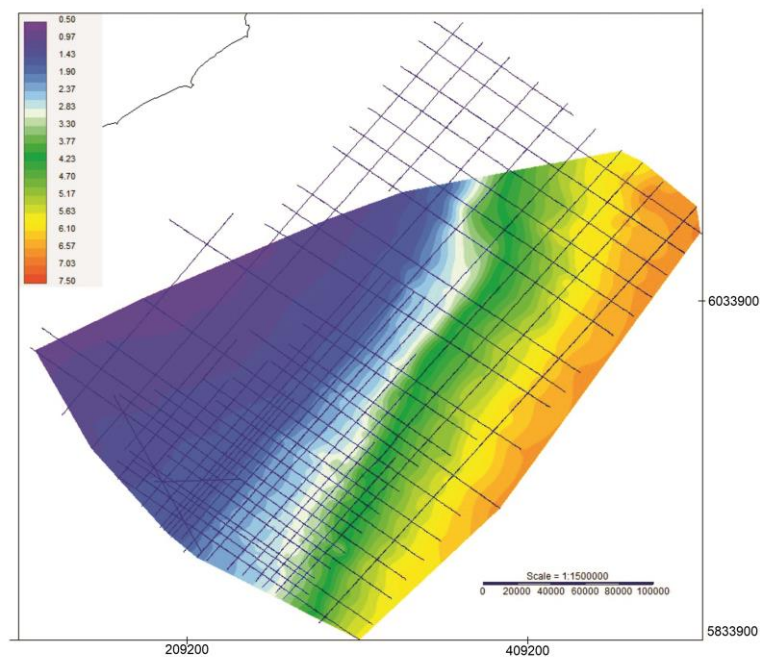


Figura 63: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S11 (discordancia tope).

La Figura 64 permite observar el escaso desarrollo del cortejo. El mismo se encuentra restringido, principalmente, al área de plataforma de la Cuenca Punta del Este y, en menor medida, al sector más meridional de la Cuenca Pelotas. Se presenta erosionado en el área central y distal de todo el margen uruguayo.

La superficie basal de regresión forzada se corresponde con la base de la primer clinofoma que presenta geometría en *offlap*, se trata por tanto de una superficie sobre la cual se observan terminaciones en *downlap* (Fig. 65). La superficie tope se trazó por

encima de los reflectores que presentan geometría en *offlap* y sobre la cual se observan terminaciones en *downlap* (Fig. 65).

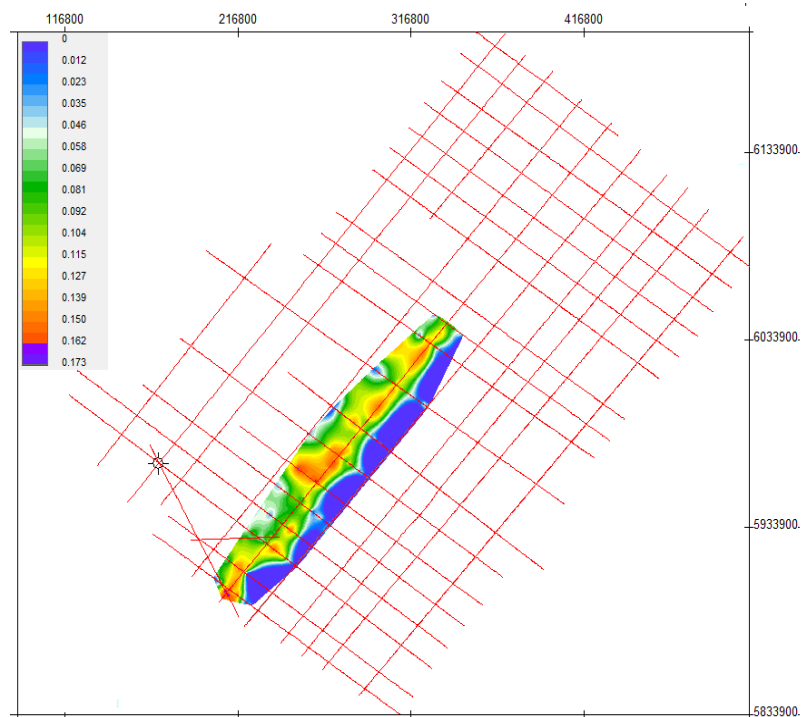


Figura 64: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada de la secuencia D.

Las facies sísmicas características de este cortejo son clinofomas suaves, conformando lóbulos porgradantes con geometría en *offlap*, de amplitud media a baja (Fig. 65).

En esta secuencia no fue identificado un cortejo de sistemas de nivel alto. Catuneanu *et al.* (2009) establecen que no siempre todos los cortejos de sistemas están presentes en una secuencia, ya sea porque la forma de la curva de nivel base no permitió la formación de uno o más cortejos o bien debido a procesos erosivos posteriores.

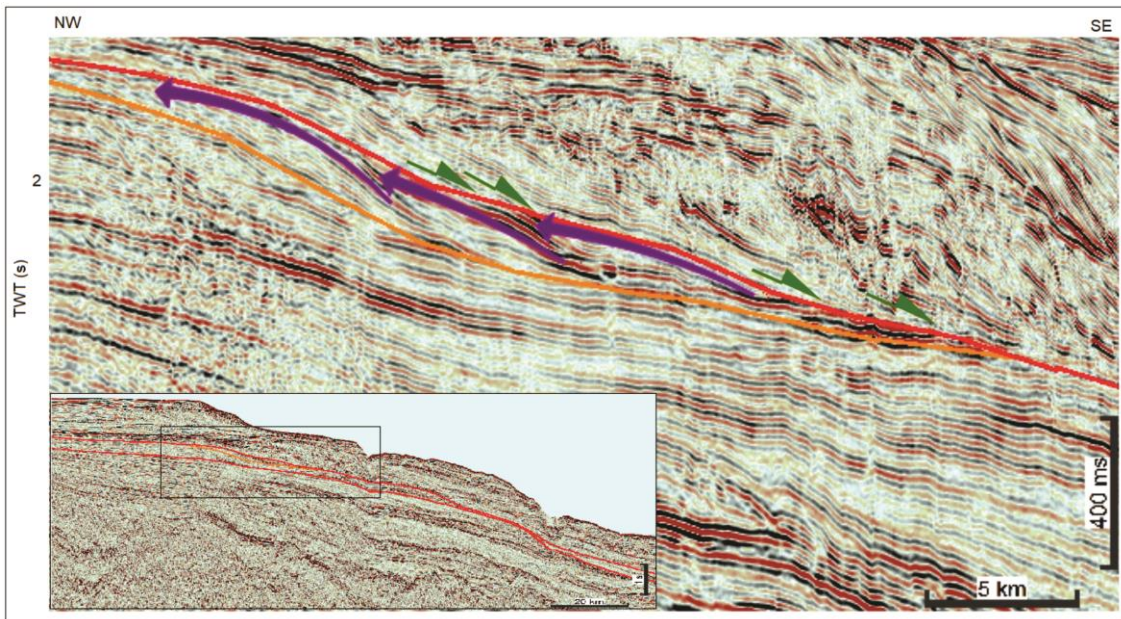


Figura 65: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características del cortejo de sistemas de regresión forzada (violeta: lóbulos de regresión forzada, *Dn*: verde).

B.5) SECUENCIA E

Esta secuencia está limitada por la discordancia S11 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 63) en la base y la discordancia S12 y su superficie de conformidad correlativa al tope (Fig. 66).

La discordancia basal está caracterizada por truncamientos y *offlap* por debajo y *downlap* por encima (Fig. 65). En tanto, la discordancia tope está caracterizada por terminaciones en *offlap* por debajo y *onlap* por encima en las áreas de plataforma (Fig 68).

Los mayores espesores se registran en el sector de plataforma, alcanzando los 0,88 s en TWT (Fig. 67).

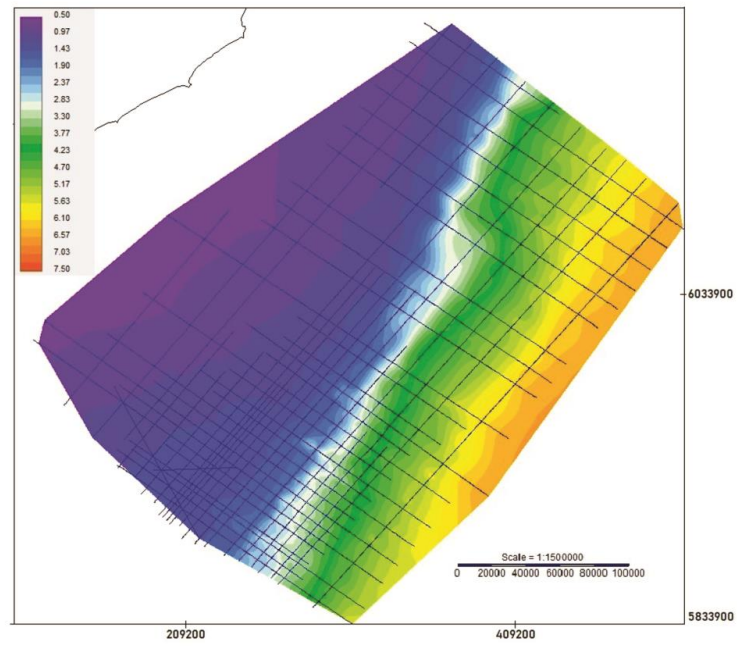


Figura 66: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S12 + CC (tope de la secuencia E).

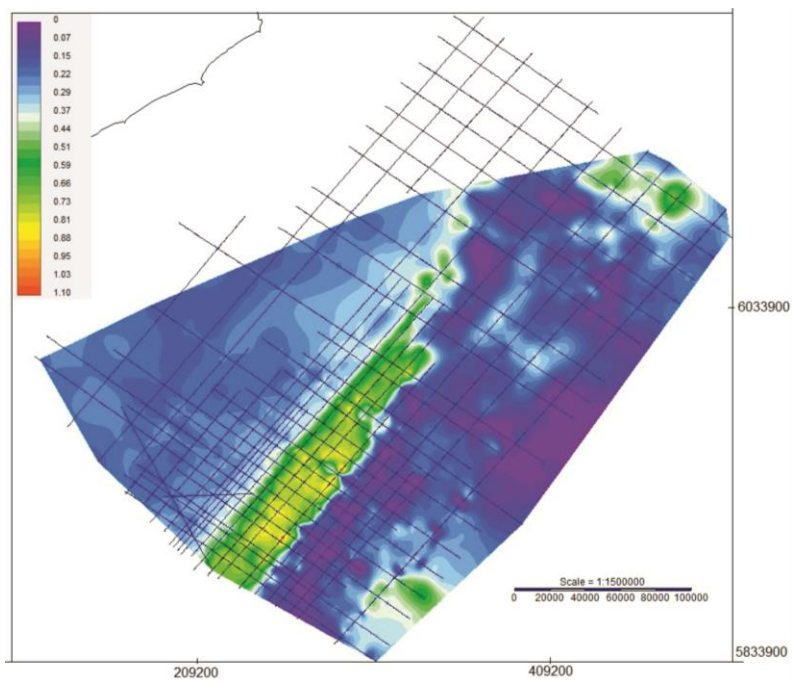


Figura 67: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia E.

La secuencia se desarrolla en las áreas de plataforma de la Cuenca Punta del Este y del sector más meridional de la Cuenca Pelotas y en el área distal del margen uruguayo, observándose un sistema desconectado con una zona de *bypass* entre los depósitos de aguas someras y profundas.

La secuencia está caracterizada, en el área de plataforma, por un paquete sedimentario de características regresivas, con un patrón de apilamiento fuertemente progradante, en el que son apreciables recurrentes movimientos de ascenso y descenso del nivel de base.

El mismo está compuesto por un sistema complejo de clinofomas con geometrías en *offlap* (Fig. 68), diagnósticos de depósitos de regresión forzada. Este conjunto de clinofomas puede ser separado en dos grupos, uno superior y uno inferior, entre los que generalmente aparece un conjunto de reflectores paralelos, de gran continuidad e importante contraste de impedancia acústica, parcialmente erosionado por el conjunto superior (Fig. 68).

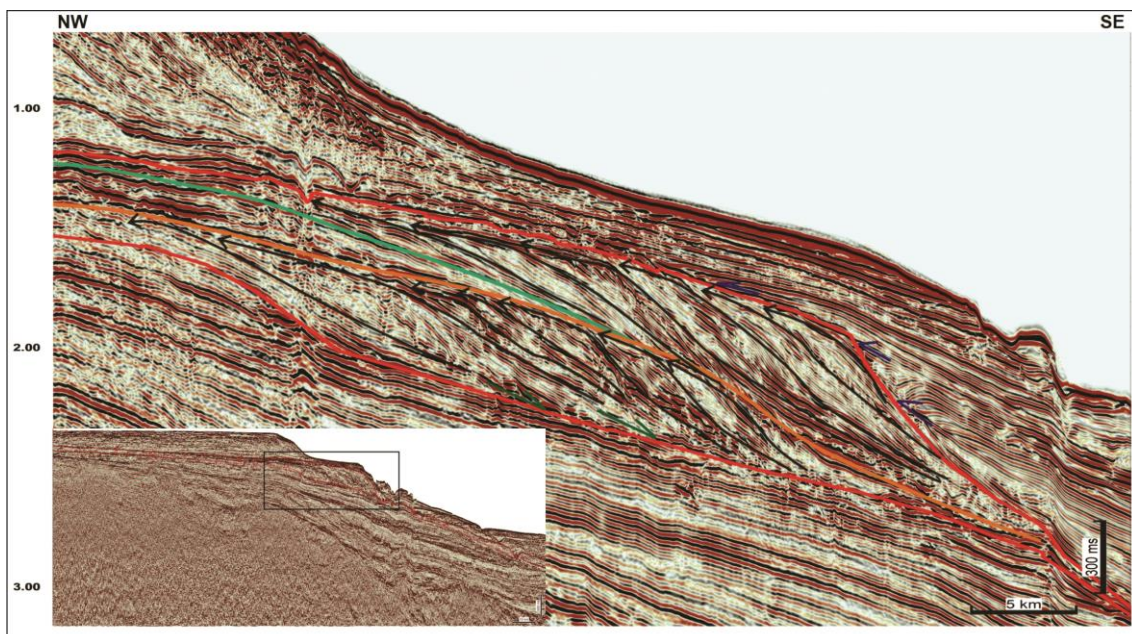


Figura 68: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características de la secuencia E en los sectores de plataforma.

En las áreas distales la secuencia se caracteriza por reflectores con formas monticulares que hacen doble *downlap* sobre la discordancia base de la secuencia (Fig. 69).

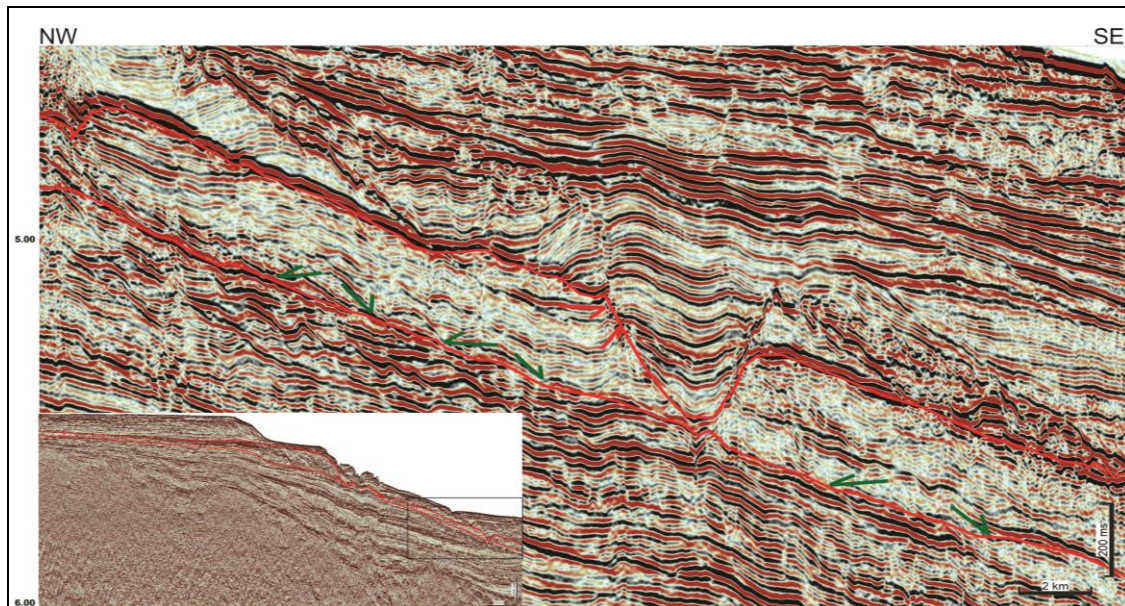


Figura 69: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas ilustrando las facies sísmicas características de la secuencia E en los sectores distales de cuenca.

Debido a que la secuencia está totalmente recortada por canales que evidencian recurrentes descensos del nivel de base (Fig. 69), no fue posible dar continuidad a los reflectores en las secciones *strike*. Por esa razón, en esta secuencia no fueron separados cortejos sedimentarios, aunque claramente los lóbulos en *offlap* pertenecen a cortejos de sistemas de regresión forzada.

C. EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS

Una vez entendida la estratigrafía del área de estudio, el concepto de sistema petrolero se presenta como una herramienta apropiada para analizar el potencial de hidrocarburos de la misma (Allen & Allen 2005).

Este concepto ha sido ampliamente utilizado desde mediados de los años 90 y refiere al conjunto de elementos y procesos geológicos esenciales para la existencia de una

acumulación de hidrocarburos (petróleo y/o gas natural), presentes en un momento y espacio geográfico específico (Magoon & Dow 1994).

Entre los elementos esenciales que componen un sistema petrolero se incluyen la roca fuente/generadora, roca reservorio/almacén, roca sello y rocas de sobrecarga. En tanto, entre los procesos esenciales se incluyen la formación de trampas y la generación, migración y acumulación de hidrocarburos. Elementos y procesos ocurren en una secuencia tal que permiten la acumulación de hidrocarburos (*timing*) (Magoon & Dow *op cit*).

El concepto de sistema petrolero coloca a la roca generadora como el elemento más relevante de los requeridos para la existencia de una acumulación de hidrocarburos y a partir de ella se analizan todos los caminos (vías de migración) y destinos (rocas reservorios) posibles de los hidrocarburos generados, considerando además la existencia de un sello que impida la dispersión de los mismos.

En este trabajo se consideró como potenciales rocas generadoras a las unidades cretácicas asociados a los eventos transgresivos de características globales, de edad Aptiano y Cenomaniano-Turoniano, coincidentes con los eventos anóxicos oceánicos OAE1a y OAE2. Por tanto, las rocas generadoras se encuentran fuera del intervalo sedimentario objeto de estudio y no fueron mapeadas.

Por otra parte, para el análisis de las potenciales rocas reservorio y rocas sello se recurrió a los modelos que ofrece la estratigrafía de secuencias, a partir de los cuales puede inferirse el desempeño de los diferentes cortejos como componentes de los sistemas petroleros en diferentes posiciones de cuenca (Tabla 4).

Tabla 4: Resumen de la aptitud de los diferentes cortejos de sistemas depositacionales como rocas reservorio y sello en ambientes marinos someros y profundos (Catuneanu 2006).

Cortejo de sistemas	Atributo	Marino somero	Marino profundo
Cortejo de sistemas de nivel alto	Reservorio	Bueno	Pobre
	Sello	Razonable	Bueno
Cortejo de sistemas	Reservorio	Razonable	Razonable

transgresivo	Sello	Bueno	Bueno
Cortejo de sistemas de nivel bajo	Reservorio	Bueno	Bueno
	Sello	Razonable	Razonable
Cortejo de sistemas de regresión forzada	Reservorio	Razonable	Bueno
	Sello	Razonable	Razonable

En ambientes marinos profundos los cortejos de sistemas de regresión forzada y de nivel bajo son los que presentan mejor aptitud para conformar rocas reservorio; en tanto, que los cortejos de sistemas de nivel alto y transgresivos son los más aptos para conformar rocas sellos.

C.1) MODELOS GEOLÓGICOS

En ambientes marinos profundos cuatro procesos principales contribuyen a la acumulación de sedimentos: a) progradación de deltas de plataforma sobre el talud superior, b) flujos gravitacionales, c) corrientes de contorno y d) sedimentación pelágica. Los conceptos vertidos en este ítem fueron extraídos de Mutti *et al.* (2014), Preu *et al.* (2012), Shanmugam (2012a y 2012b), Catuneanu *et al.* (2011), Schluter & Uenzelmann-Neben (2007), Viana (2008), Catuneanu (2006), Sprangue *et al.* (2002 y 2003) y Sullivan *et al.* (2000).

La sedimentación pelágica es un proceso que ocurre independientemente de los cambios del nivel de base, aunque lógicamente el *input* de material hemipelágico a ambientes profundos está relacionado con las transgresiones y regresiones de la línea de costa.

Las corrientes de contorno, en general, son independientes de las variaciones del nivel de base, ya que reflejan procesos de balance de masa de circulación termohalina. En momentos de subida de nivel del mar, las masas de agua que interactúan con el

margen continental se desplazan, en términos relativos, continente adentro y lo inverso ocurre en momentos de descenso de nivel del mar.

Las facies contorníticas reconocidas en este proyecto, se vinculan únicamente a cortejos de nivel bajo y de regresión forzada. Por tanto, en esos registros es posible encontrar contornitas arenosas, o bien arenas turbidíticas retrabajadas por corrientes de contorno, con buenas propiedades petrofísicas dado que los finos son removidos. Se destaca que en algunos grandes yacimientos petrolíferos de las cuencas de Santos, Campos y Espírito Santo (Brasil), tradicionalmente considerados como reservorios turbidíticos, se ha recientemente descubierto el rol jugado por las corrientes de contorno.

Para el caso de cortejos de sistemas transgresivos y de nivel alto se espera básicamente la conformación de contornitas pelíticas, que podrían oficiar de sello, no así de roca generadora dado el carácter oxidante del ambiente.

Por su parte los procesos de progradación deltaica y la naturaleza de los flujos gravitacionales pueden ser claramente modelados en relación a los cambios del nivel de base.

Mientras que los deltas de borde de plataforma pueden progradar sobre el talud continental durante el estadio final de caída del nivel de base y durante el subsecuente inicio del ascenso del nivel de base, los flujos gravitacionales ocurren, episódicamente, en prácticamente todo el ciclo de variación del nivel de base, registrando su máximo durante el estadio final de la regresión forzada y el mínimo durante la regresión de nivel alto.

Los deltas de borde de plataforma representan importantes puntos de entrada de sedimentos hacia los ambientes de agua profunda y son responsables por la acumulación más significativa de arena en los abanicos submarinos de fondo de cuenca.

El máximo de abastecimiento arenoso hacia aguas profundas se da en la etapa final de la regresión forzada, cuando la acomodación en la plataforma continental es negativa,

marcando el límite entre los depósitos de regresión forzada y de regresión normal de nivel bajo (Fig. 70).

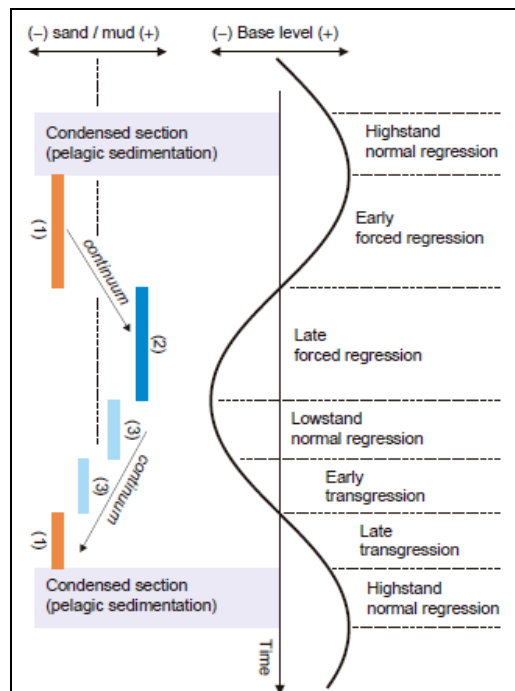


Figura 70: Tipos dominantes de flujos gravitacionales que abastecen de sedimentos a los ambientes marinos profundos, en relación a los movimientos de la línea de costa (modificado Posamentier & Kolla 2003). (1) flujos de detritos cohesivos; (2) turbiditas de alta densidad; (3) turbiditas de baja densidad.

Los lóbulos progradantes, asociados a deltas de borde de plataforma durante las regresiones forzadas, están dominados por geometrías en *offlap*, los cuales son truncados por la discordancia subaérea. En cambio, en los cortejos de sistemas de nivel bajo existe agradación y progradación en la línea de costa y están caracterizados por *topsets* deltaicos y/o aluviales.

Los deltas de borde de plataforma durante la regresión forzada retienen relativamente poca arena debido a que la acumulación es negativa en la posición de la paleolínea de costa. Los sedimentos son retrabajados como resultado de la incisión fluvial y la mayor parte del aporte sedimentario abastece los abanicos submarinos a través de flujos turbidíticos de alta densidad. Los resultantes abanicos de fondo de cuenca y de talud incluyen los sedimentos más gruesos de los sistemas de aguas profundas (Fig. 71).

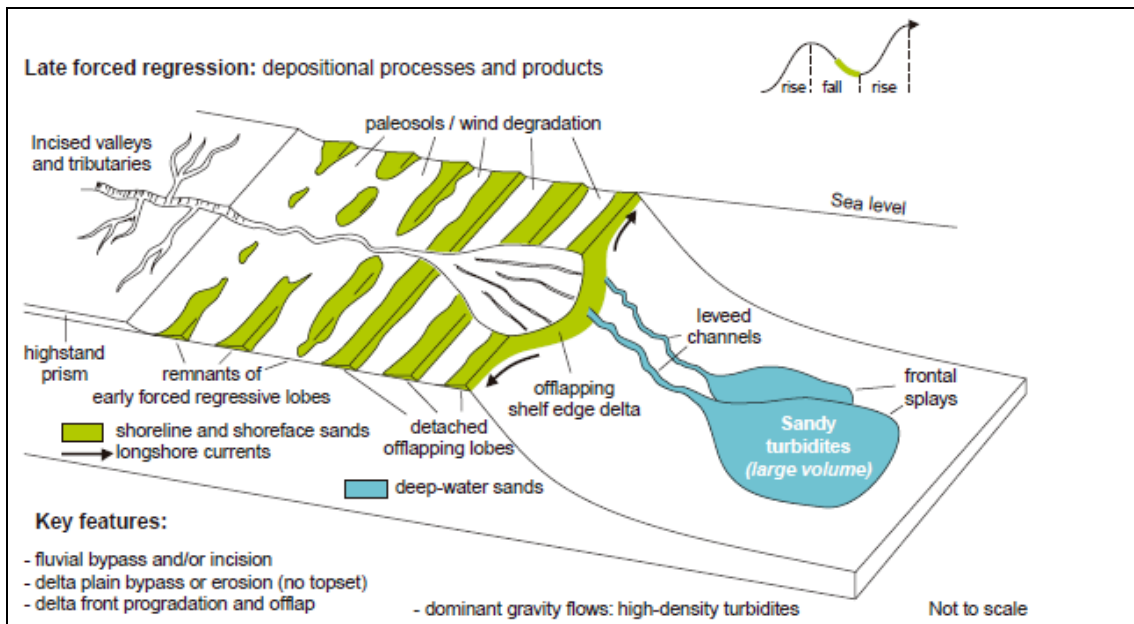


Figura 71: Procesos depositacionales y productos de la fase final del cortejo de sistemas de regresión forzada. El balance de sedimentos hace que la mayoría de la arena sea depositada en abanicos de fondo de cuenca en ambientes marinos profundos (Catuneanu 2006).

En contraste, durante los cortejos de sistemas de nivel bajo, los sistemas fluviales regresivos y los deltas de borde de plataforma retienen arenas en virtud de la acomodación positiva en la paleolínea de costa. Como resultado, se produce una disminución significativa en la cantidad de arena que es disponibilizada para los ambientes marinos profundos. Aún existen flujos gravitacionales en este estadio, pero involucran material más fino y una mezcla menos densa de sedimentos y agua (Fig. 72).

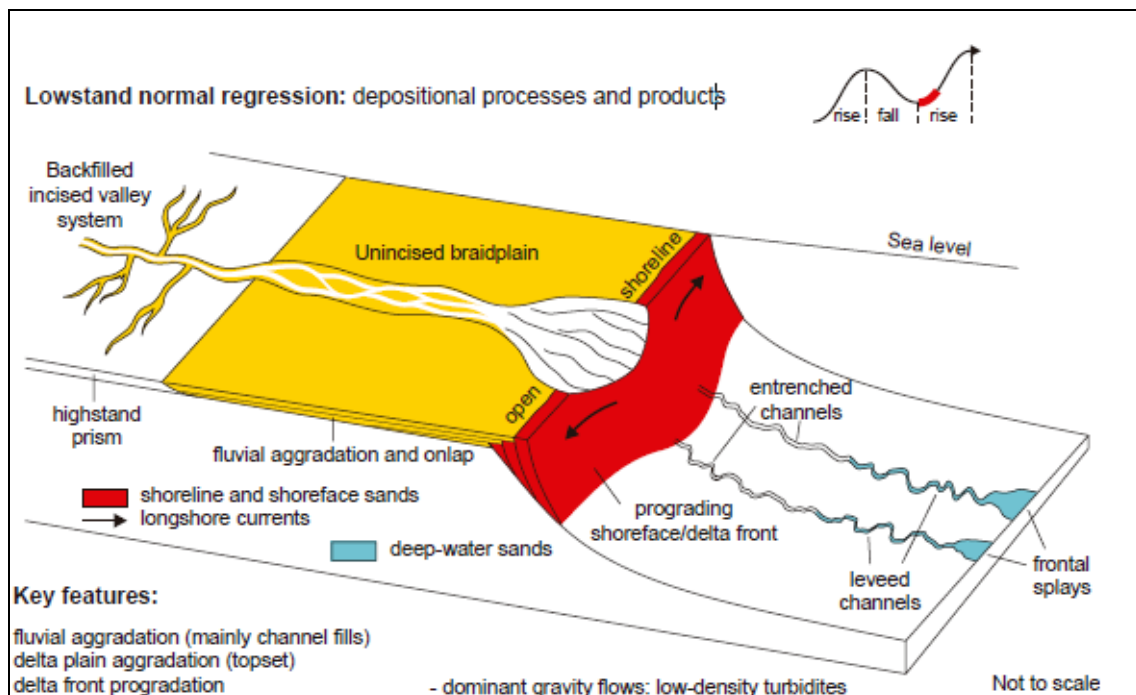


Figura 72: Procesos depositacionales y productos del cortejo de sistemas de nivel bajo. Los sedimentos son distribuidos en forma más homogénea entre los ambientes fluviales, costeros y marinos profundos que en el caso del cortejo de regresión forzada y existen arenas en los tres ambientes (Catuneanu 2006).

Los principales tipos de flujos gravitacionales que aportan sedimentos para ambientes de aguas profundas son los flujos de detritos cohesivos (*mudflows*) y las corrientes turbidíticas. La manifestación de un tipo particular de flujo en preferencia sobre otro es función principalmente del abastecimiento sedimentario en el borde de plataforma, lo que a su vez depende de la posición de la línea de costa respecto al borde de plataforma y a la dirección y tasa de variación del nivel de base (Figs. 70 y 73).

Como resultado de estos procesos, los reservorios turbidíticos son muy complejos, dependiendo su distribución (localización en la cuenca) y calidad (tamaño de grano y madurez textural) de un conjunto de variables asociadas al abastecimiento sedimentario y al tipo de flujo gravitacional.

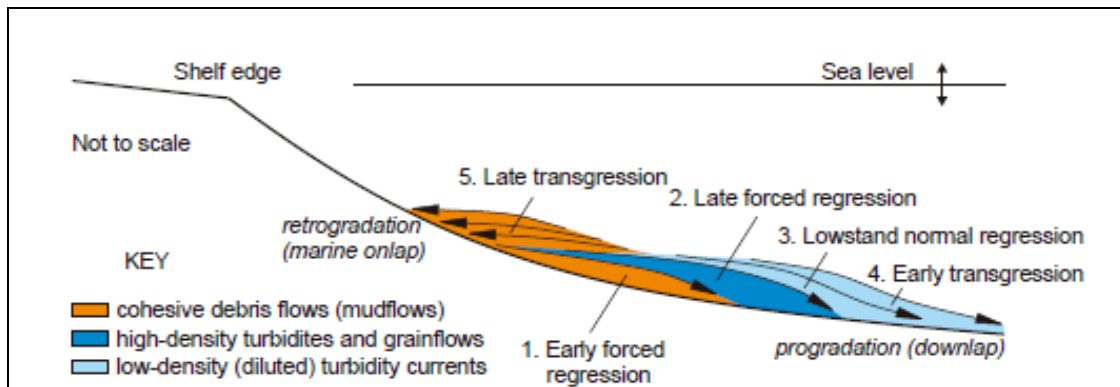


Figura 73: Tipos de flujos gravitacionales y abanicos de fondo de cuenca resultantes en cada estadio de variación del nivel de base (Catuneanu 2006).

C.2) ROCAS RESERVORIO Y SELLO

Las potenciales rocas reservorio en el intervalo estratigráfico analizado se corresponden con depósitos sedimentarios turbidíticos y contorníticos presentes en cortejos de sistemas de regresión forzada y de nivel bajo y depósitos de *shoreface* representados por lóbulos con geometría en *offlap* pertenecientes a los cortejos de sistemas de regresión forzada. Por su parte, las potenciales rocas sello se asocian a los cortejos de sistemas transgresivos.

Las figuras 74 a 76 presentan la distribución de los cortejos de sistemas depositacionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en secciones sísmicas *dip* representativas de los sectores meridional, central y septentrional del MCU, respectivamente.

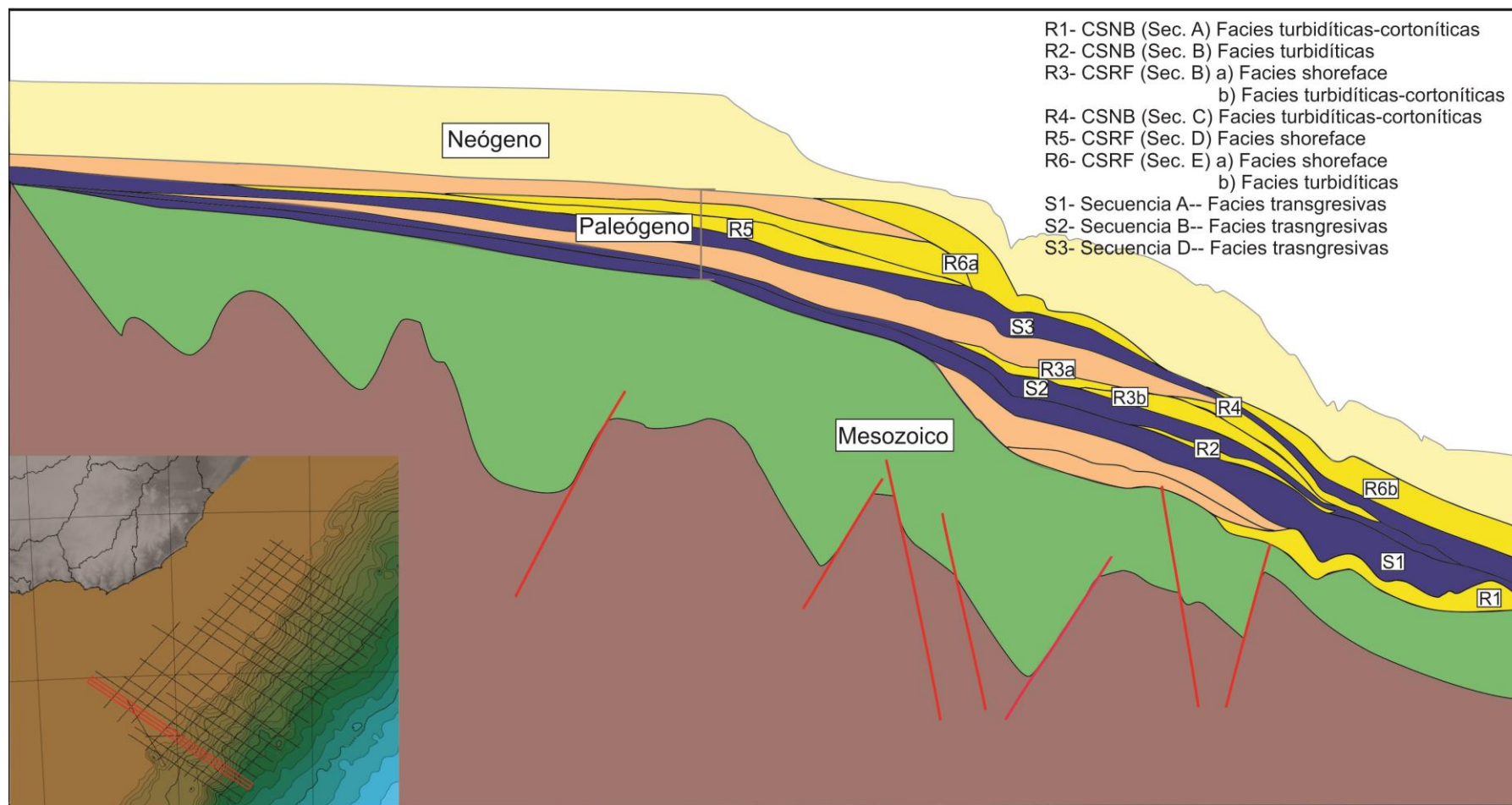


Figura 74: Distribución de los cortejos de sistemas depositacionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en el sector meridional del MCU.

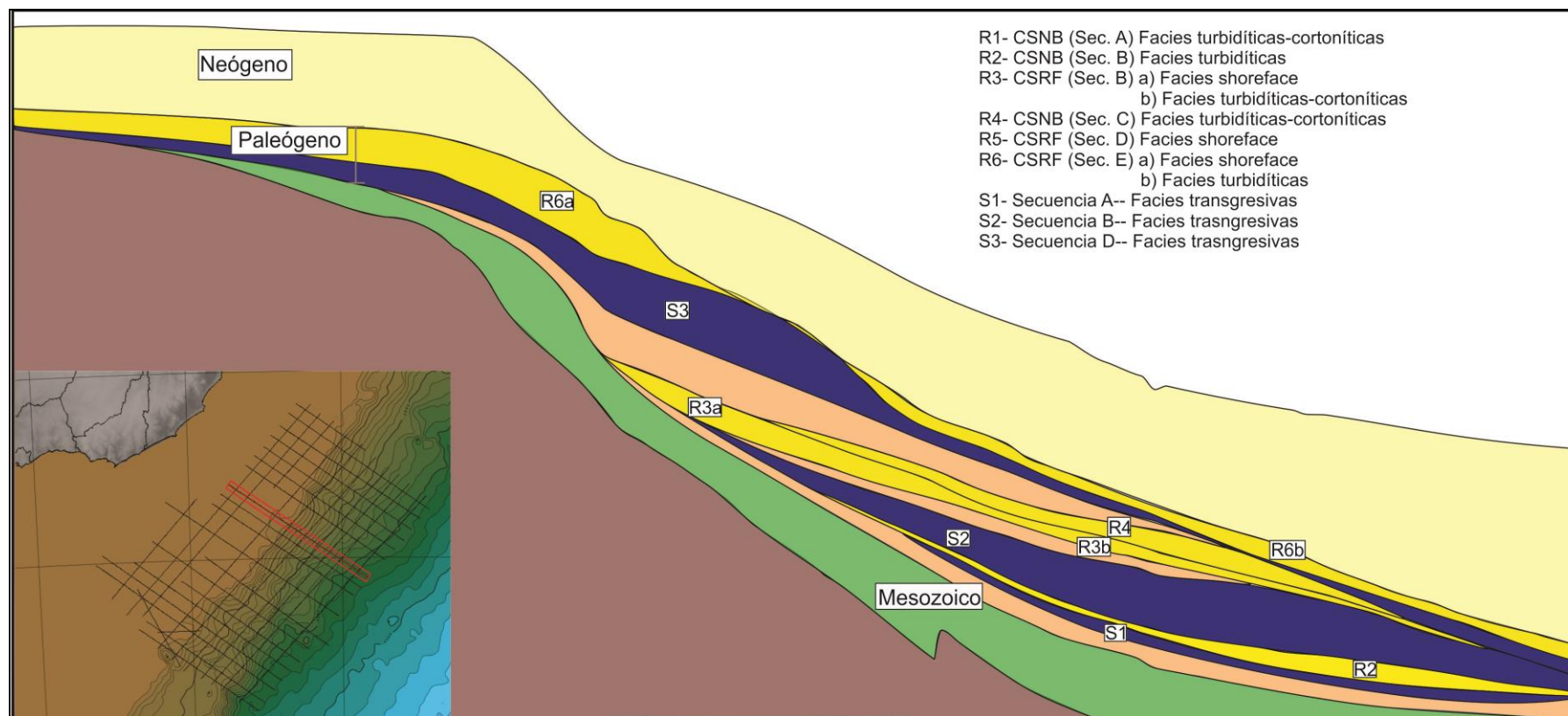


Figura 76: Distribución de los cortejos de sistemas deposicionales con mayor potencialidad para contener rocas reservorio (amarillo) y rocas sello (azul), para el Paleógeno, en el sector septentrional del MCU.

A continuación, se caracterizan las unidades sísmicas con mayor potencialidad para contener rocas reservorio y sello, según sus configuraciones internas y externas, sus superficies limitantes y posición en el cortejo, para cada una de las secuencias identificadas en este proyecto.

Secuencia A

Rocas reservorio: cortejo de sistemas de nivel bajo

El cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A presenta en el sector meridional configuraciones externas monticulares conspicuas, conformando ondas sedimentarias, ubicadas a batimetrías entre 4.500 y 6.000 m. Las mismas presentan longitudes de onda que varían entre 8 y 14 km, siendo su espesor de al menos 250 m.

La configuración interna de las ondas se corresponde con reflectores relativamente discontinuos, con amplitudes bajas, levemente monticulares, pasando a subparalelos hacia el tope de las mismas. Anomalías de amplitud ocurren en los valles ubicados entre las crestas de estos montículos. Los sedimentos que rellenan los valles presentan las típicas terminaciones en *onlap infill*, pudiendo ser el resultado de transporte preferencial y depositación sobre la paleotopografía.

La ubicación de estas unidades sísmicas en la cuenca y en la secuencia, como asimismo las configuraciones internas monticulares y terminaciones de reflectores en doble *downlap* permiten inferir que son el resultado de procesos turbidíticos, en un contexto regresivo con alto aporte sedimentario (*e.g.* Shanmugam 2012b; Catuneanu *et al.* 2011; Schluter & Uenzelmann-Neben 2007; Catuneanu 2006; Sprangue *et al.* 2002; Catuneanu 2006; Posamentier *et al.* 1987). Asimismo, la forma externa monticular tan conspicua y la profundidad de la lámina de agua son coherentes con la actuación de corrientes de contorno que habrían retrabajado los depósitos turbidíticos. Estas inferencias permiten suponer que estas facies sísmicas presentan litologías con buenas aptitudes como rocas reservorio.

Sin embargo, la escasez de datos sísmicos en el área de ocurrencia de estas ondas sedimentarias no permite rechazar la naturaleza pelítica de las mismas (*drifts* pelíticos de edad cretácica han sido descritos para el *offshore* de Uruguay por Creaser *et al.* 2017).

El cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A presenta además de estas formas monticulares conspicuas, otras formas monticulares menos expresivas, con algunas terminaciones de reflectores en doble *downlap* (Fig. 77). Sin embargo, la configuración interna general de los reflectores permite inferir que se trata más de depósitos de flujos de detritos que de turbiditas de alta densidad. Por lo cual, si bien deberían ser objeto de análisis particular, a partir de una base de datos con mejor resolución que la utilizada en este proyecto, no se incluyeron dentro de los intervalos sísmicos con mayor potencialidad para contener rocas reservorio.

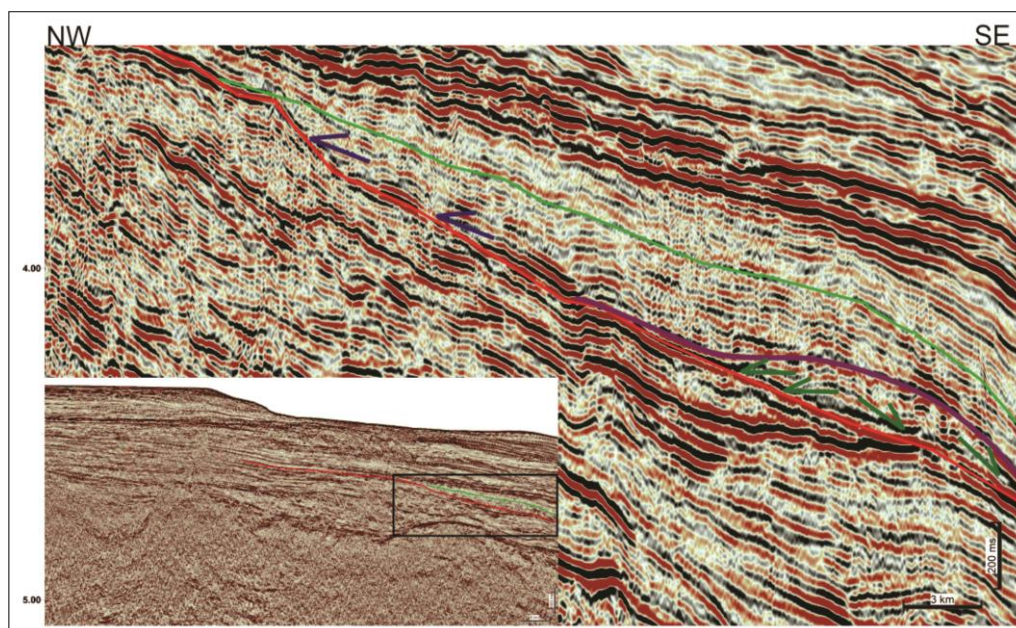


Figura 77: Formas monticulares en la base del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia A.

Rocas sello: cortejo de sistemas transgresivo

El cortejo de sistemas transgresivo presenta reflectores paralelos a subparalelos, de media a alta amplitud y buena continuidad que hacen *onlap* sobre la superficie base,

marcando incremento del espacio de acomodación y un patrón de apilamiento retrogradante. Estas características sísmicas permiten inferir estabilidad, baja energía, y gran extensión geográfica del paleoambiente depositacional y asimilarlos a depósitos transgresivos con buena aptitud como roca sello (Futalan *et al.* 2012; Catuneanu 2006; Sangree & Widmier 1974).

Por otra parte, las litologías asignables a estos intervalos alcanzan la posición de los pozos Lobo y Gaviotín, donde la aptitud de las mismas como sello regional ha sido probada a través de la marcada disminución de inclusiones fluidas en depósitos cenozoicos con respecto a las unidades cretácicas (Soto *et al.* 2015). Por otra parte, la ausencia de hidrocarburos en la turbidita oligocénica perforada por Total en la Cuenca Pelotas, en 2016, parece apoyar esta cualidad.

En la figura 78 se presenta la superposición de las áreas de ocurrencia de las potenciales unidades reservorio (facies turbidíticas-contorníticas) y sello (facies transgresivas) de la Secuencia A.

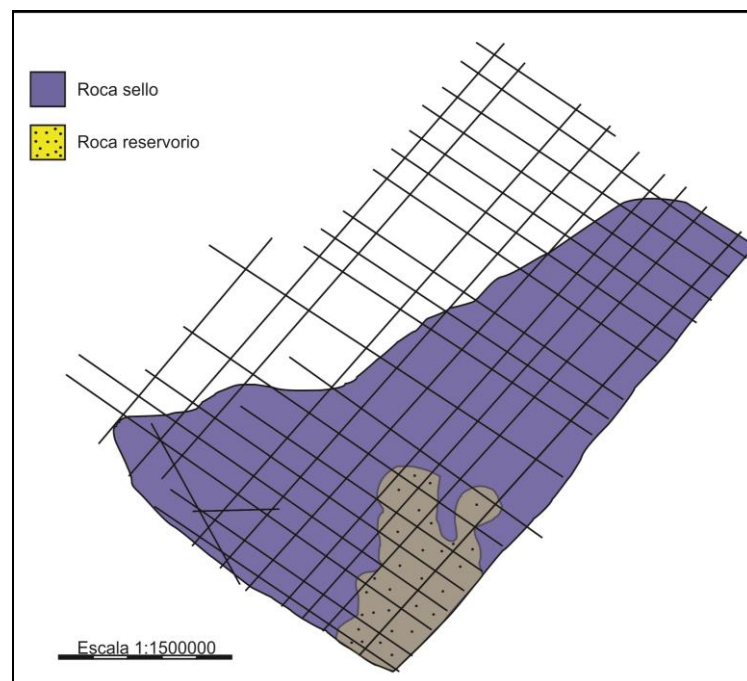


Figura 78: superposición de las áreas de ocurrencia de las potenciales unidades reservorio (facies turbidíticas-contorníticas) y sello (facies transgresivas) de la Secuencia A.

Secuencia B

Rocas reservorio: cortejos de sistemas de nivel bajo y de regresión forzada

Sobre la discordancia basal de la secuencia se deposita un conjunto sedimentario interpretado como un cortejo de sistemas de nivel bajo, asociado al inicio del aumento del nivel de base.

En el área más distal del margen fueron identificadas facies sísmicas monticulares que pueden interpretarse como depósitos turbidíticos, posiblemente generados por la inestabilidad de los sedimentos en el talud o una línea de costa próxima al mismo (*e.g.* Sprangue *et al.* 2002; Sullivan *et al.* 2000; Catuneanu 2006; Mitchum *et al.* 1977a).

En la figura 79 puede observarse la distribución en planta de las facies de *shoreface-offshore* (C-On/p) y turbidíticas de agua profundas (C-Dn/m) para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia B.

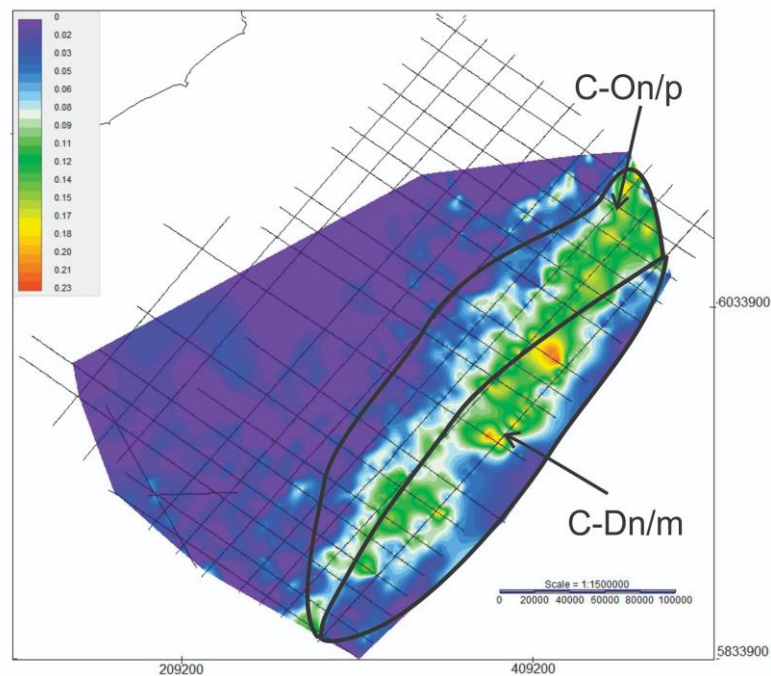


Figura 79: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia B.

Asimismo, en el tope de la secuencia ocurre un cortejo de sistemas de regresión forzada, asociado al descenso del nivel de base, lo cual lleva a la formación de la discordancia en los sectores proximales de cuenca.

Estos depósitos presentan el desarrollo de clinofomas con geometría en *offlap*, diagnóstica de este tipo de cortejos (Holz, 2012; Catuneanu *et al.* 2009, 2011). Las mismas presentan diferente configuración en las cuencas Punta del Este y Pelotas. En tanto que en la Cuenca Pelotas son clinofomas suaves, con escasa pendiente, en la Cuenca Punta del Este se observan configuraciones del tipo oblicuo-tangencial. Las diferencias en la configuración de las clinofomas entre las cuencas Puntas del Este y Pelotas probablemente responda a la diferencia en el tipo de cuenca. Mientras que la Cuenca Punta del Este presenta un marcado quiebre plataforma – talud y un sustrato de corteza continental, la Cuenca Pelotas presenta una configuración de rampa, con importante gradiente y sustrato de corteza continental a oceánica.

Hacia el sector de pie de talud las facies sísmicas varían a formas monticulares o micro ondulaciones migrantes, que se corresponderían a depósitos turbidíticos (*e.g.* Sprangue *et al.* 2002; Sullivan *et al.* 2000; Catuneanu 2006; Mitchum *et al.* 1977a). Hernández Molina *et al.* (2017) identifican estas formas monticulares como un campo de dunas tipo barján generadas por corrientes de contorno, en un contexto de alto aporte sedimentario (Fig. 80).

La caracterización de dunas y por tanto la necesidad de un alto aporte sedimentario de granulometría tamaño arena son coherentes con el desarrollo de un cortejo de regresión forzada tardío en el que existe un importante descenso del nivel de base, con migración importante de la línea de costa hacia el mar, dejando expuesta y sometida a erosión importantes áreas continentales y una paleolínea de costa muy próxima o en el propio talud que aportan sedimentos hacia la parte profunda de la cuenca.

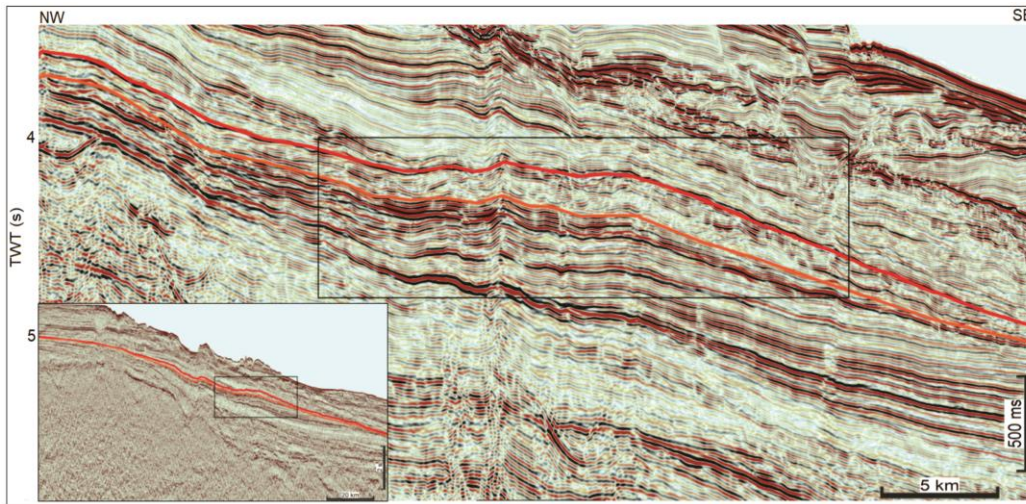


Figura 80: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando ondulaciones migrantes *sensu* Mitchum *et al.* (1977a), interpretadas como un campo de dunas por Hernández-Molina *et al.* (2017).

En la figura 81 puede observarse la distribución en planta de las facies correspondientes a clinoformas de *shoreface* de tipo sigmoidales para la Cuenca Pelotas (Off-Dn/sig) y oblicuo tangenciales para la Cuenca Punta del Este (Tl-Dn/obl) y facies turbidíticas de aguas profundas (Tr-Dn/m) para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia B.

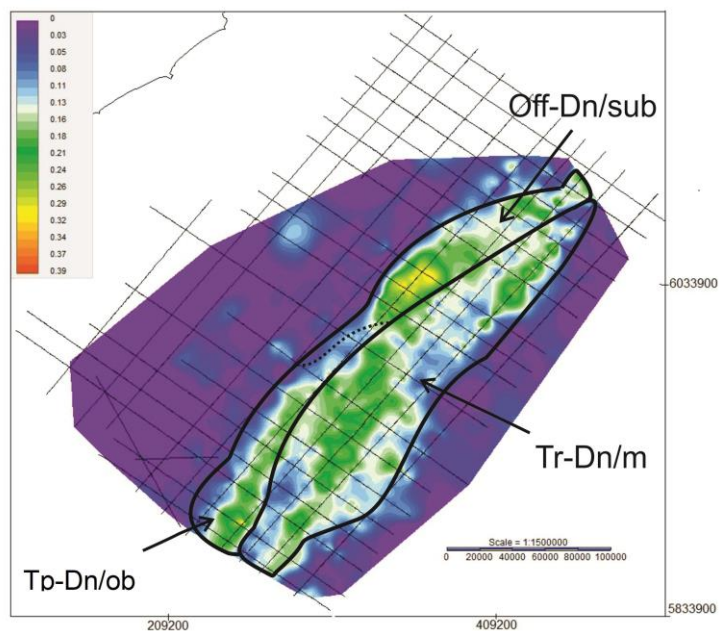


Figura 81: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia B.

Rocas sello: cortejo de sistemas transgresivo

El desarrollo del cortejo de sistemas transgresivo en la Secuencia B se corresponde con la migración de la línea de costa en dirección al continente, en un contexto geológico en el que el aumento del nivel de base y la creación del espacio de acomodación exceden al aporte sedimentario, dando como resultado un patrón de apilamiento retrogradante.

Las facies sísmicas identificadas en este cortejo presentan buena continuidad, siendo posible interpretar una amplia distribución geográfica del ambiente depositacional y constancia de los procesos sedimentarios operantes, con presencia de facies sedimentarias de granulometría fina (Futalan *et al.* 2012; Mitchum *et al.* 1977a; Sangree & Widmier 1974).

Los cortejos de nivel bajo y transgresivos identificados en este proyecto para la Secuencia B son coincidentes con el objeto de estudio de Turrini *et al.* (2017). Estos autores identificaron un Sistema de Fallas Poligonales (PFS) afectando al cortejo de sistemas transgresivo definido en este trabajo.

Basado en la forma que se transmiten las fallas en función de los diferentes tamaños de grano de las rocas, estos autores sugieren que el intervalo que aloja el PFS está dominado por depósitos de grano muy fino en el talud y fondo de cuenca, con ocurrencia de depósitos más gruesos en los sectores proximales y en la base del mismo (Fig. 82).

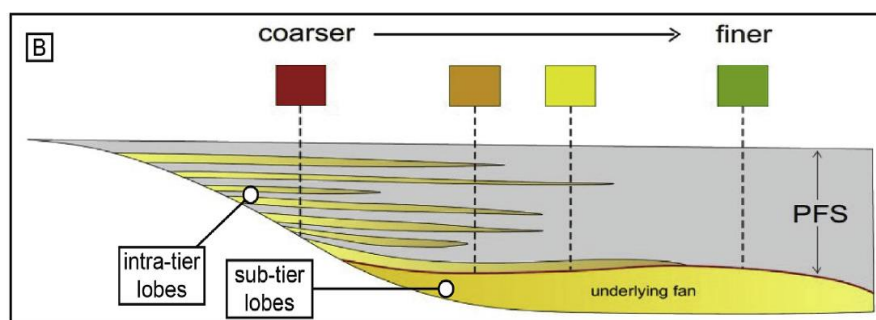


Figura 82: Modelo esquemático que muestra la distribución tentativa de los elementos deposicionales y las tendencias de tamaños de granos inferidas en el análisis geomorfológico sísmico para el paquete PFS. Tomado de Turrini *et al.* (2017).

Las facies sísmicas interpretadas por estos autores como abanicos en la base del PFS es coincidente con el cortejo de sistemas de nivel bajo definido en este trabajo, siendo asimismo coincidente su interpretación.

En la figura 83 se presenta la superposición de las áreas de ocurrencia del cortejo de sistemas de nivel bajo y transgresivo de la secuencia B.



Figura 83: Superposición de las áreas de ocurrencia del cortejo de sistemas de nivel bajo y transgresivo de la secuencia B.

Secuencia C

Rocas reservorio: cortejo de sistemas de nivel bajo

Por encima de la discordancia basal de la secuencia se observan *onlaps* costeros, los cuales se asocian a un aumento del nivel de base, con generación de espacio de acomodación.

La trayectoria de la línea de costa de esta secuencia permite identificar un primer estadio donde la tendencia depositacional es dominada por un patrón progradante y luego, un estadio donde la tasa de agradación se incrementa con el tiempo. Esto

permite caracterizar la trayectoria de la línea de costa como cóncava hacia el tope (Figs. 60 y 61), las cuales se asocian a sistemas de regresión normal en un contexto de nivel bajo (Catuneanu *et al.* 2011).

Las cliniformas son de tipo suaves y sigmoidales en la base y oblicuas en el tope, pasando lateralmente a formas monticulares, las cuales se corresponden con microondulaciones migrantes, resultado de procesos sedimentarios turbidíticos asociados a abanicos de fondo de cuenca (*e.g.* Sprangue *et al.* 2002; Sullivan *et al.* 2000; Catuneanu 2006; Roksandic 1978; Mitchum *et al.* 1977a) (Fig. 84).

Esas formas monticulares, según Hernández Molina *et al.* (2017), se corresponden a un segundo campo de dunas generadas por corrientes de contorno, en un contexto de alto aporte sedimentario (Fig. 84).

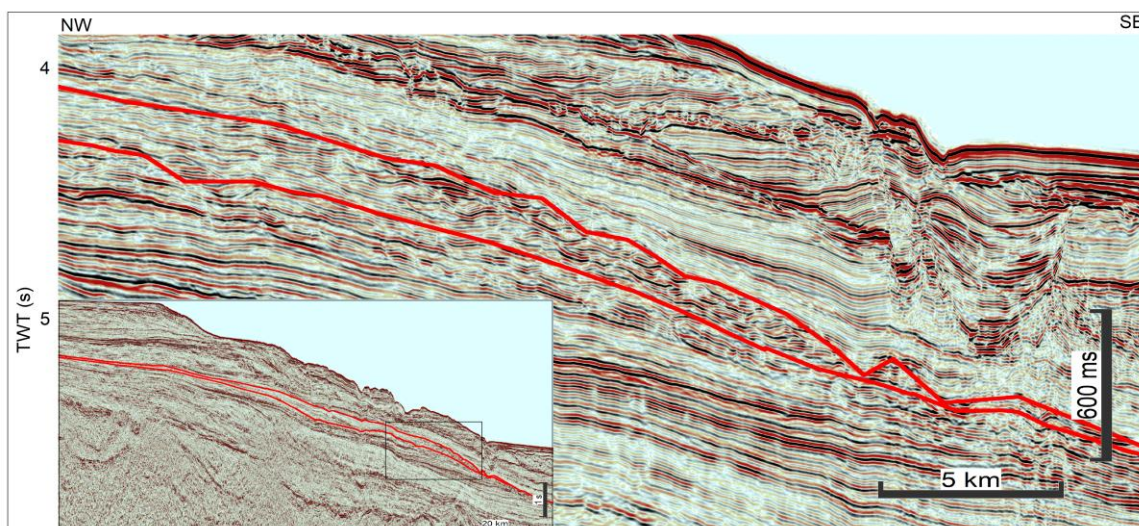


Figura 84: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este donde se observa una segunda generación de dunas según Hernández-Molina *et al.* (2017).

En la figura 85 puede observarse la distribución en planta de las facies de *foreshore-shoreface* (C-C/p), cliniformas de *shoreface* de tipo sigmoidales predominando en los sectores más proximales (C-Dn/sig) y oblicuo-tangenciales en los sectores más distales (Tp-Dn/obl) y facies turbidíticas de aguas profundas (Tr-Dn/m) para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia C.

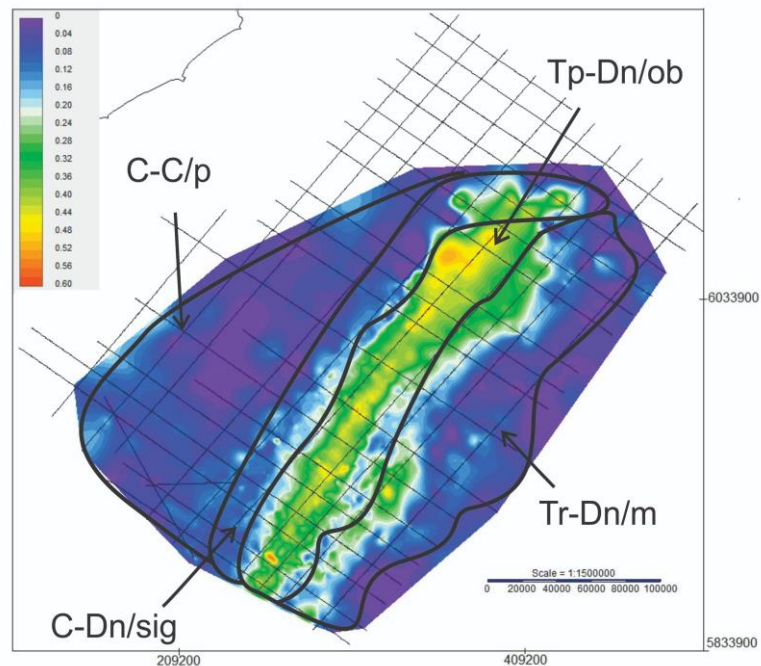


Figura 85: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia C.

Secuencia D.

Rocas reservorio: cortejo de sistemas de regresión forzada

Las potenciales rocas reservorio en la Secuencia D se asocian al conjunto de clinofomas con geometría en *offlap*, ubicadas al tope de la misma. Estas clinofomas indican migración de la línea de costa en dirección a la cuenca, con sentido *downdip*, reflejando el descenso del nivel de base y la formación de una discordancia muy importante para el MCU, la cual erosiona gran parte de los registros subyacentes.

Las clinofomas son interpretadas como pertenecientes a un cortejo de sistemas de regresión forzada, depositadas en un contexto de alto aporte sedimentario (fuertemente progradantes) y alta energía depositacional (*e.g.* Sprangue *et al.* 2002; Sullivan *et al.* 2000; Catuneanu 2006).

Estas clinofomas se corresponden con los depósitos de *shoreface* del cortejo, no habiéndose identificado los depósitos turbidíticos que usualmente ocurren en estos

cortejos en aguas profundas. La ausencia de estos depósitos seguramente se deba a la erosión generada por la discordancia tope de la secuencia.

En la figura 86 puede observarse la distribución en planta de las facies correspondientes a las cliniformas de *shoreface* de tipo subparalelas, con claras terminaciones en *offlap* hacia el sector de la Cuenca Punta del Este (Off-Dn/sub) y truncadas en el tope hacia la Cuenca Pelotas (Tr-Dn/sub).

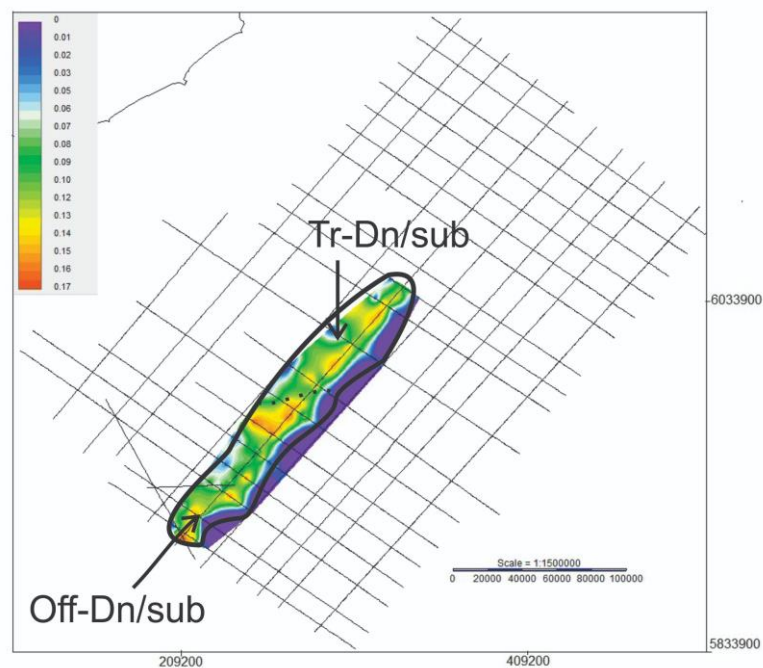


Figura 86: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia D.

Rocas sello: cortejo de sistemas transgresivo

El cortejo de sistemas transgresivo se corresponde con migración de la línea de costa hacia el continente, en respuesta a la generación de mayor espacio de acomodación. En este cortejo se subdividieron dos paquetes con atributos sísmicos levemente diferentes (Fig. 87).

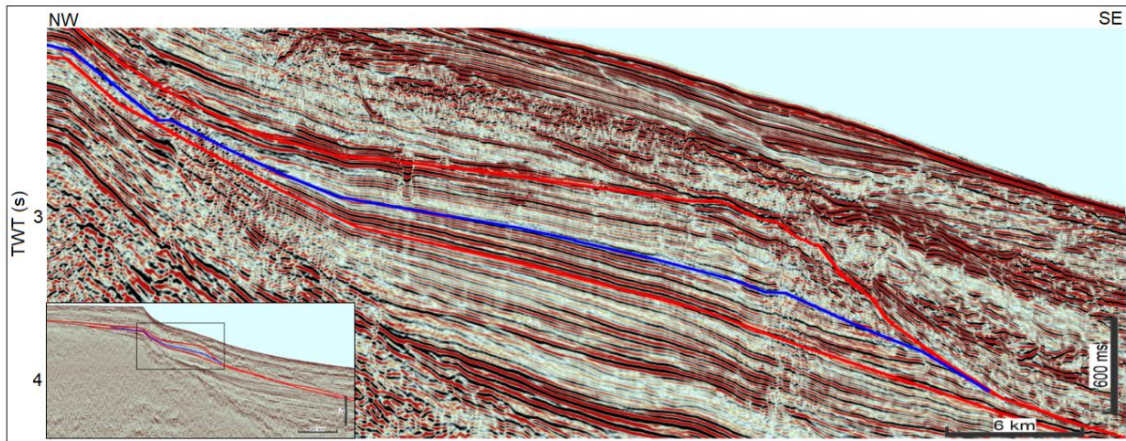


Figura 87: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando variación de facies sísmicas dentro del cortejo transgresivo.

El conjunto de la base muestra mayor continuidad de los reflectores, lo que probablemente responda a una mayor uniformidad de las condiciones en el ambiente de sedimentación, pudiendo tener una interpretación análoga al cortejo transgresivo de la Secuencia A.

Hacia el tope, la continuidad de los reflectores es menor y la amplitud decrece, en las áreas del borde de plataforma y talud, infiriendo predominancia de una determinada litología y estabilidad en un ambiente de relativa mayor energía depositacional (Futalan *et al.* 2012; Mitchum *et al.* 1977a; Sangree & Widmier 1974).

La figura 88 presenta la superposición de las unidades sísmicas con potencialidad para contener rocas reservorio correspondientes a las facies turbidíticas de aguas profundas del cortejo de regresión forzada de la Secuencia B y del cortejo de sistemas de nivel bajo de la secuencia C y de las potenciales rocas sello asociadas al cortejo de sistema transgresivo de la Secuencia D.

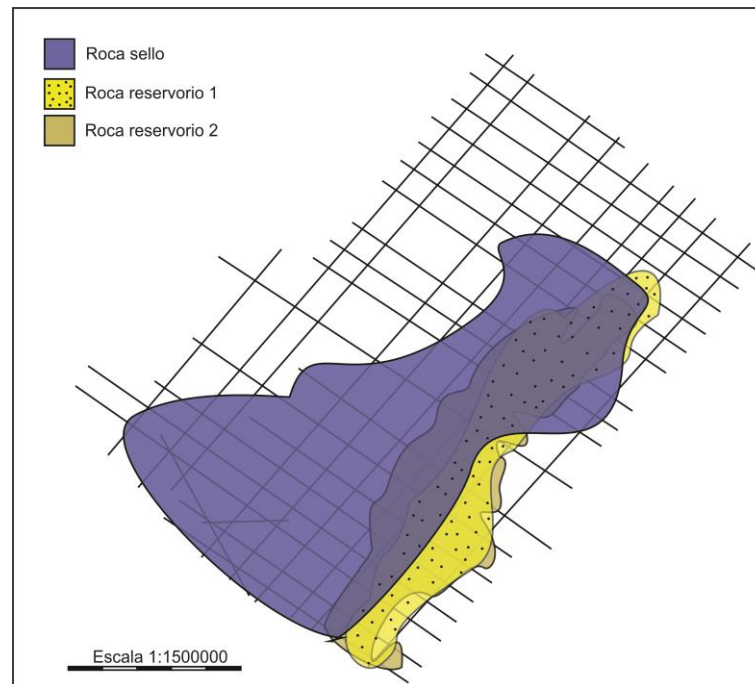


Figura 88: Superposición de las áreas de ocurrencia de las facies turbidíticas del cortejo de regresión forzada de la Secuencia B (reservorio 1) y del cortejo de sistemas de nivel bajo de la Secuencia C (reservorio 2) y de las facies del cortejo de sistema transgresivo (sello) de la Secuencia D.

Secuencia E

Rocas reservorio: cortejo de sistemas de regresión forzada.

La Secuencia E incluye depósitos generados durante la regresión forzada de la línea de costa representados por facies de aguas someras (lóbulos con geometría en *offlap*) y profundas (facies monticulares) que se acumulan en el mismo momento en el que se forma la discordancia en los sectores no marinos de la cuenca.

En la figura 89 puede observarse la distribución en planta de las clinofomas correspondientes a las facies de *shoreface* y configuraciones monticulares correspondientes a depósitos turbidíticos de aguas profundas. Claramente puede observarse una zona de *bypass* sedimentario entre las facies someras y profundas.

Tanto en los depósitos de *shoreface* como los de aguas profundas pueden ocurrir buenas rocas reservorio, ya que durante los momentos de regresión forzada amplias áreas de plataforma están expuestas a erosión.

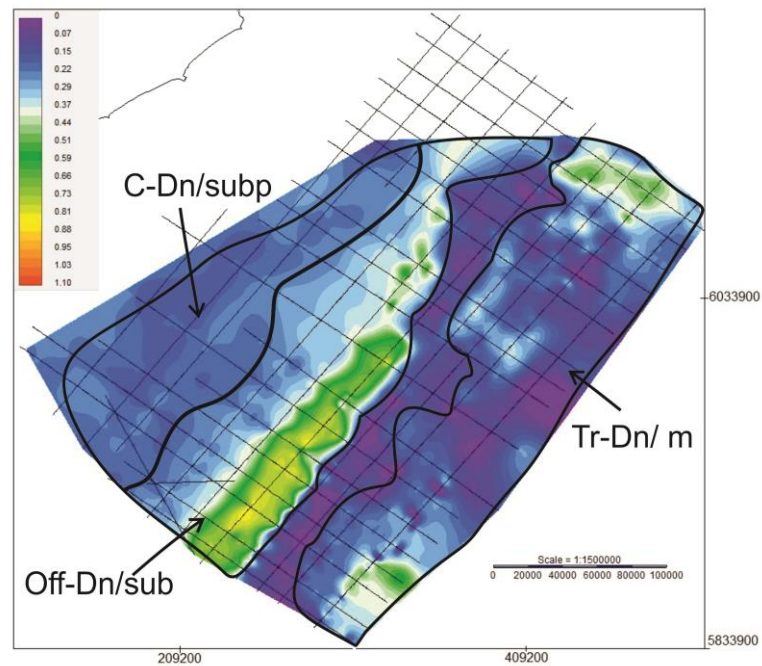


Figura 89: Distribución de facies sísmicas, según el método ABC, para el cortejo de sistemas de regresión forzada de la Secuencia E.

El sello para las potenciales rocas reservorio de la secuencia E corresponderían a depósitos neógenos, ubicados por tanto fuera del intervalo sedimentario objeto de estudio.

C.3) VÍAS DE MIGRACIÓN

En virtud de que se consideran potenciales rocas generadoras cretácicas y que el intervalo sedimentario analizado corresponde al Paleógeno se realizó un mapeo de las fallas a efectos de evaluar las posibles vías de migración que conecten ambas unidades. El mismo sólo fue realizado en el área de talud y pie de talud del MCU, por ser el área donde se ubican las potenciales rocas reservorio del Paleógeno.

El MCU presenta muy escasas estructuras, debido a la predominancia de una tectónica pasiva, dominada por la subsidencia termal, que determina una geometría de sedimentación de tipo rampa.

A pesar de esta situación pueden hacerse algunas distinciones entre los sectores que constituyen el margen uruguayo que marcan una potencialidad diferente. El sector meridional del margen es el que presenta la mayor actividad tectónica de todo el margen, en tanto que en el sector septentrional se observa la casi total ausencia de fallas. El sector central del margen uruguayo (porción más meridional de la Cuenca Pelotas) se observa la reactivación de fallas de la fase rift más reciente del mismo (Fig. 90).

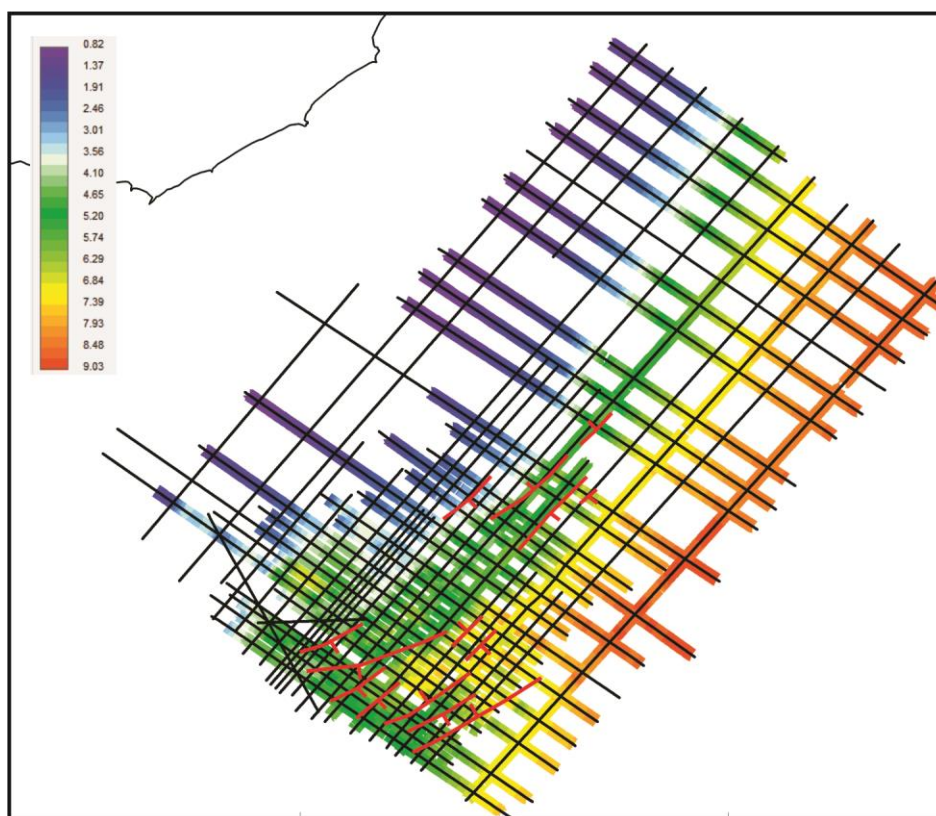


Figura 90: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de un horizonte auxiliar, próximo al basamento. Fallas normales en trazo rojo.

Del análisis de las fallas observadas en el MCU, con foco en potenciales vías de migración, pueden extraerse las siguientes conclusiones.

El área de plataforma del sector meridional del margen uruguayo (Cuenca Punta del Este) presenta fallas asociadas a la fase rift de evolución del mismo que terminan en la

base de la secuencia de transición definida por Morales (2013) y que no muestran reactivaciones posteriores. Estas estructuras rift son las más antiguas del margen, en función de la orientación de las fallas, el carácter sísmico del relleno de los mismos y el carácter plano del tope del rift. Estas fallas claramente no tendrían posibilidades de cargar reservorios paleógenos y funcionarían solamente como vías de migración vertical corta entre las facies del rift (Fig. 74).

Hacia el área más distal del sector meridional del margen uruguayo se observan dos grupos de fallas, con características diferentes. Un conjunto está conformado por las fallas que definen rifts hacia el noroeste del alto externo (fallas rojas en la figura 91) y que afectan hasta la base de secuencia posrift 2 de Morales (2013) y otro conjunto está representado por las fallas que afectan al propio alto externo (fallas verde y salmón en la figura 91).

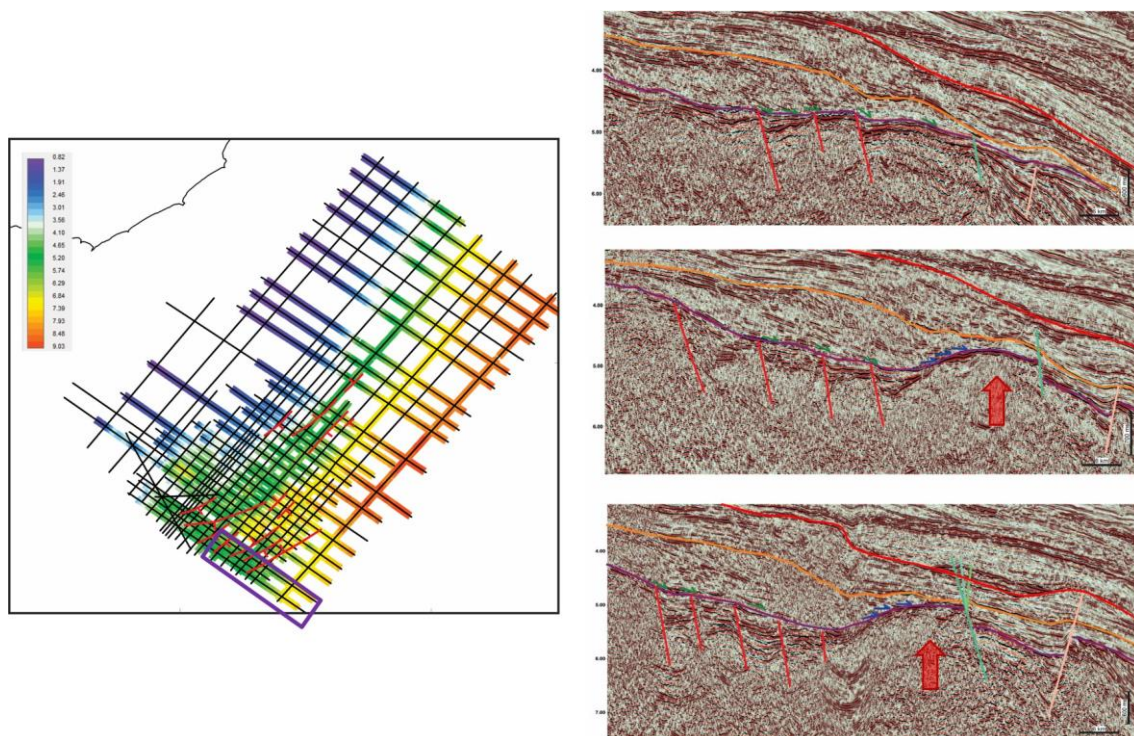


Figura 91: Configuración estructural del área más distal del sector meridional del MCU.
(Horizonte rojo: K/Pg; Horizontes auxiliares cretácicos: violeta y naranja).

El primer conjunto de fallas no presenta posibilidades de cargar reservorios paleógenos, aunque podrían constituir vías de migración desde el rift hasta los depósitos turbidíticos ubicados en la base de la Secuencia posrift 2 de Morales (2013).

El conjunto de fallas que afectan al propio alto externo presenta reactivaciones con una edad relativa comprendida entre las Secuencia Posrift 2 y 4 de Morales (2013) y alcanzan la base de la Secuencia Posrift 5 (Paleoceno). Por lo tanto, estas fallas tendrían posibilidades de cargar depósitos turbidíticos cretácicos y los depósitos turbidíticos-contorníticos del cortejo de nivel bajo de la Secuencia A definida en este proyecto. Las mismas están restringidas al área más distal del sector meridional del margen uruguayo, donde incluso basculan los reflectores buzantes mar adentro (SDRs) (Fig. 91). Por tanto, podrían haber sido reactivadas por influencia del cercano STRP, definido por Soto *et al.* (2011) y recientemente precisado por Veroslavsky *et al.* (2017).

Hacia el sector central del margen se observan un conjunto de fallas que limitan 2 estructuras rift con un alto central que presenta reactivaciones por lo menos hasta la Secuencia B definida en este proyecto. Estas fallas podrían cargar facies turbidíticas de la Secuencia B y eventualmente turbidíticas-contorníticas de la Secuencia C (Fig. 92).

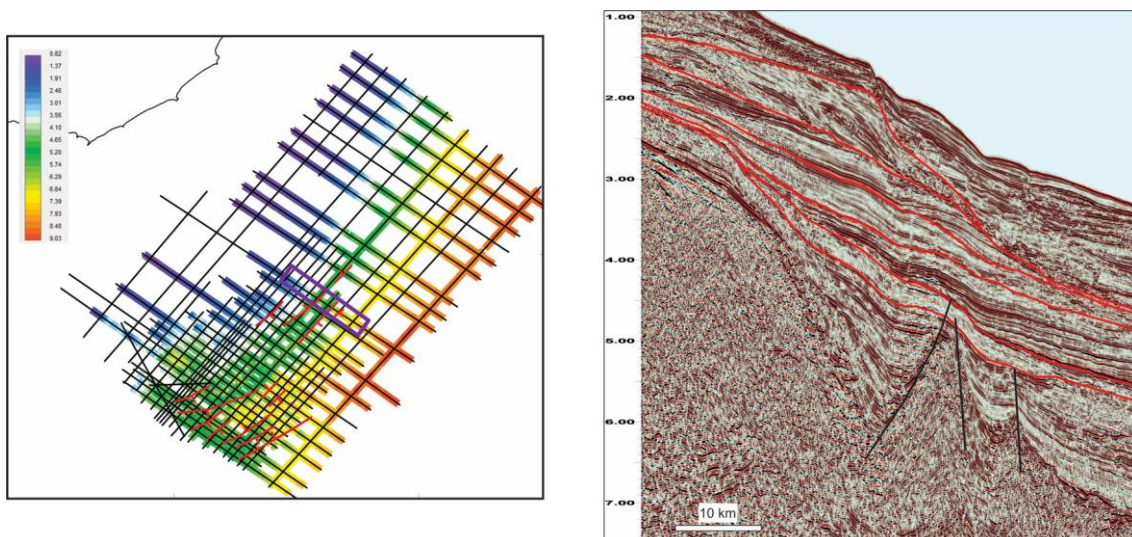


Figura 92: Configuración estructural del sector central del MCU. (horizontes rojos: discordancias definidas en este proyecto).

Hacia el sector septentrional del margen no se observan fallas, con excepción de las fallas poligonales definidas por Turrini *et al.* (2017).

En el área más distal del sector central del margen uruguayo (línea UR_07_21) se observan un conjunto de fallas que llegan hasta la base de la Secuencia A definida en este proyecto, posiblemente asociadas al STRP.

En ese sector, las fallas conectan las potenciales rocas generadoras aptianas con los potenciales reservorios de la base del Paleógeno (Fig. 93). Adicionalmente, serían una vía de migración hacia potenciales reservorios turbidíticos cretácicos. No fue posible dar continuidad al mapeo de estas fallas en las restantes líneas *strike* del proyecto.

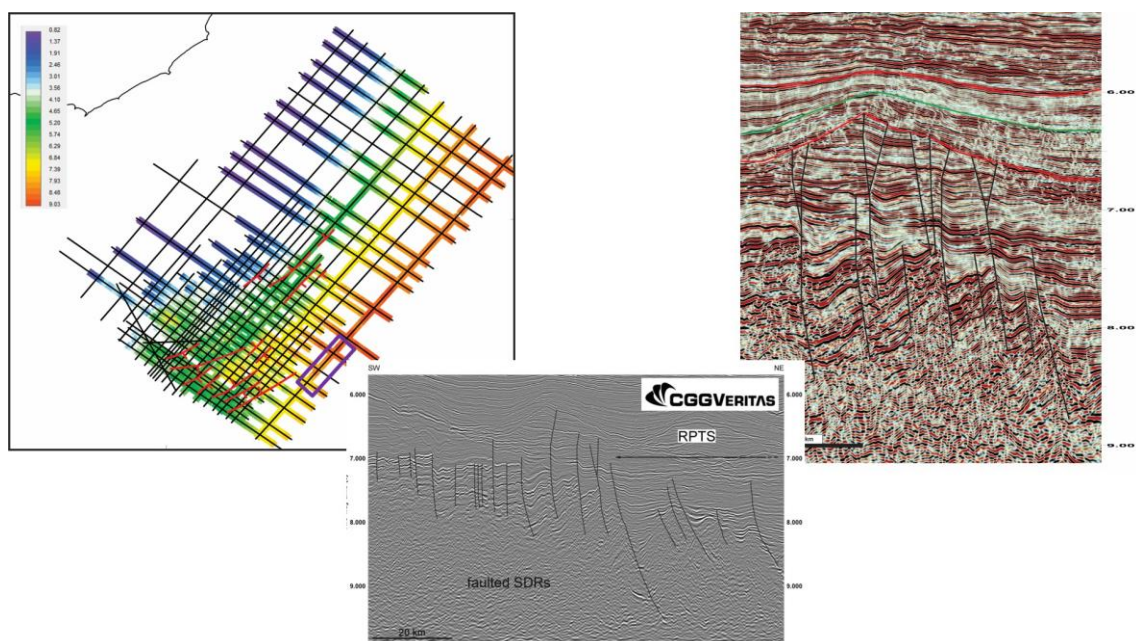


Figura 93: Configuración estructural del área distal del sector central del MCU. (Horizontes rojos: discordancias base y tope de la secuencia A; horizonte verde: SRM de la secuencia A).

VI. CONSIDERACIONES FINALES

Las cuencas del MCU constituyen un área de frontera exploratoria, en la cual aún no se han registrado acumulaciones de hidrocarburos. Se trata de un área altamente inexplorada, ya que presenta solamente 3 pozos exploratorios, ubicados en posiciones de cuenca y hasta una profundidad tal, que mantienen sin revelar su potencial para contener acumulaciones de hidrocarburos.

A partir del análisis de cuenca realizado en este proyecto es posible inferir, para el intervalo sedimentario analizado, la presencia de potenciales rocas reservorios en aguas profundas y ultraprofundas. Estas potenciales rocas reservorios estarían representadas por turbiditas y depósitos turbidíticos-contorníticos, asociados a cortejos de sistemas de regresión forzada y de nivel bajo.

Asimismo, en el intervalo sedimentario analizado es posible inferir la presencia de rocas sello, asociadas a cortejos de sistemas transgresivos e interpretados como depósitos sedimentarios finos de gran extensión.

El principal riesgo exploratorio para el intervalo sedimentario analizado se corresponde con la posibilidad de carga de los reservorios paleógenos desde rocas generadoras cretácicas. La carga de los reservorios paleógenos se vería dificultada por la escasa presencia de estructuras en el MCU, debido a la predominancia de una tectónica pasiva, dominada por la subsidencia térmica, y por la presencia de espesos paquetes sedimentarios interpretados como potenciales rocas sello (cortejos de sistemas transgresivos de la Secuencia A, B y D). Por tanto, el riesgo de que los reservorios terciarios estén subcargados es considerable para todo el intervalo y creciente hacia las unidades estratigráficas más jóvenes.

Las mejores posibilidades de carga vertical hacia reservorios paleógenos se corresponden con el sector más meridional del MCU donde algunas fallas alcanzan la base de la Secuencia A definida en este proyecto y con una porción del sector central

del MCU donde ocurre la reactivación más reciente de fallas del *rift*, las que afectan al menos hasta la Secuencia B.

También existe la posibilidad de migración lateral, a través de *carrier beds* o discordancias, principalmente en el área del talud continental de los sectores central y septentrional del MCU, donde ocurre una amalgamación de estas últimas.

El MCU presenta un conjunto importante de oportunidades exploratorias que aún no han sido testeadas, principalmente en aguas profundas y ultra-profundas. La información que existe al presente no puede ser de ningún modo concluyente sobre el potencial del mismo para contener acumulaciones de hidrocarburos.

Trabajos posteriores podrían incluir la realización de un mapeo detallado de las potenciales rocas generadoras cretácicas y de un modelado de soterramiento que permita ajustar la cronología de formación de trampas estratigráficas con los procesos de expulsión y migración. Asimismo, sería deseable aplicar modelos sedimentológicos detallados para predecir la calidad de los reservorios y finalmente un modelado regional 3D para la evaluación del riesgo exploratorio.

Bibliografia

- Allen, P. A. & Allen, J. R. (2005). Basin Analysis: Principles and Applications. Second edition, Blackwell Science. pp. 549.
- Barboza, E., Rosa, M.a & Ayup-Zouain, R. (2008). Cronostratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências deposicionais. *Gravel*, 1678-5975(6), 125-138.
- Brown, L. F. Jr. & Fisher, W. L. (1977). Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.), pp. 213–248. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
- Catuneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier. pp. 387.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G. & Giles, K. A. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44(3), 173-245
- Conti, B. (2015), Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, *Dissertação de Mestrado*, Universidade Estadual Paulista- RC (Brasil)
- Conti, B., de Jesus Perinotto, J. A., Veroslavsky, G., Castillo, M. G., de Santa Ana, H., Soto, M., & Morales, E. (2017). Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83, 1-25.
- Creaser, A., Hernández-Molina, F. J., Badalini, G., Thompson, P., Walker, R., Soto, M., & Conti, B. (2017). A Late Cretaceous mixed (turbidite-contourite) system along the Uruguayan Margin: Sedimentary and palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 390, 234-253,
- Daners., G., & Guerstein, R. (2004). Dinoflagelados del Maastrichtiense-Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este en Cuenas Sedimentarias del Uruguay – Mesozoico. DIRAC. (No. 551.77 (899)
- Daners, G., Guerstein, G. R., Amenábar, C. R., & Morales, E. (2016). Dinoflagelados del Eoceno Medio a Superior de las cuencas Punta del Este y Colorado, latitudes medias del Atlantico Sudoccidental. *Revista Brasileira de Paleontología*, 19(2), 283-302.
- Fisher, W. L., & McGowen, J. H. (1967). Depositional Systems in the Wilcox Group of Texas and

Their Relationship to Occurrence of Oil and Gas (1).

- Futalan, K., Mitchell, A., Amos, K., & Backe, G. (2012, October 2012) Seismic Facies Analysis and Structural Interpretation of the Sandakan Sub-basin, Sulu Sea, Philippines. *Search and Discovery Article #30254*.
- Hernández-Molina, F. J., Soto, M., Piola, A. R., Tomasini, J., Preu, B., Thompson, P., & Paterlini, M. (2016). A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 378, 333-349.
- Hernández-Molina, F.J., Campbell, S., Badalini, G., Thompson, P., Walker, Soto, M., Conti, B., Preu, B., Thieblemont, A., Hyslop, L., Miramontes, E., Morales, E.. (2017). Large bedforms on contourite terraces: Sedimentary and conceptual implications. *Geology*. 46: 27-30.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., De Souza, K. G., & Meyer, H. (1999). The Argentine continental margin north of 48 S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 16(1), 1-25.
- Holz, M. (2012). *Estratigrafia de Sequências–Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro, editora Interciência.
- Magoon, L. & Dow, W. (1994). The Petroleum System. Chapter 1, p 3-24. In Magoon, L. & Dow, W. (eds.), *The petroleum system – from source to trap*. *AAPG Memoir* 60.
- Miall, A. D. (1991). Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Research*, 61(4).
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. & Thompson, S. (1977b), Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *AAPG Memoir* 26, pp 53-97.
- Morales, E., (2013), *Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. Tese de doutorado*. Universidade Estadual Paulista- RC (Brasil) 166 p.
- Morales, E., Chang, H. K., Soto, M., Corrêa, F. S., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., & Daners, G. (2017). Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience*, 23(4), 415-426.
- Mutti, E.; Cunha, R.; Bulhoes, E.; Arienti, L. & Viana, A. (2014). Contourites and Turbidites of the Brazilian Marginal Basins. *AAPG Annual Convention & Exhibition*, Houston, USA, April 6-9, 2014

- Neal & Abreu 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology* 37(9):779-782
- Pérez Panera, J.; Lovecchio, J.; Ronchi, D.I.; Angelozzi, G.; Calvo Marcilese, L.; Tórtora, L.; Calaramo, N. & Kress F. (2016). Bioestratigrafía y Reconstrucción Paleoambiental de las cuencas del Salado y Punta del Este en el lapso Maastrichtiano - Mioceno. *VI Jornadas de Geociencias – “Compartiendo Geociencias, Impulsando Comunidades”*
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., and Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 110–124. SEPM Special Publication 42.
- Posamentier, H.W. and Kolla, V. (2003) Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 367-388.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1993). Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. *Geology*, 21(5), 455-458.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7). Tulsa: *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*.
- Preu, B., Schwenk, T., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Paterlini, M., Krastel, S., Tomasini, J., Spieß, V., 2012. Sedimentary growth pattern on the northern Argentine slope: the impact of North Atlantic Deep Water on southern hemisphere slope architecture. *Marine Geology* 329–331, 113–125.
- Raggio, F. Gerster, R. y H. Welsink, (2011). Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozlowski, E., Legarreta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.) Simposio Cuencas Argentinas. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, Mar del Plata, 81-96.
- Sangree, J. B., & Widmier, J. M. (1974). Interpretation of depositional facies from seismic data: Continuing Education Symposium. *Geophysical Society of Houston*.
- Schlüter, P., Uenzelmann-Neben, G. (2007). Seismostratigraphic analysis of the Transkei Basin: a history of deep sea current controlled sedimentation. *Marine Geology* 240, 99–111.
- Shanmugam, G. (2012a). New perspectives on deep-water sandstones: origin, recognition, initiation, and reservoir quality. *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol. 9. Elsevier, Amsterdam, p. 524.
- Shanmugam, G., 2012b. Comment on “Internal waves, an underexplored source of turbulence events in the sedimentary record” by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, and B. Bádenas [Earth-Science Reviews 111 (2012), 56–81]. *Earth-Science Reviews* 116, 195–205.

- Soto, M., Conti, B., Gristo, P., de Santa Ana, H., 2015. Direct oil and gas evidences from Punta del Este Basin, offshore Uruguay: new data from fluid inclusions. *AAPG International Conference and Exhibition*, 13 al 16 de setiembre de 2015, Melbourne.
- Soto, M.; Morales, E.; Veroslavsky, G.; De Santa Ana, H.; Ucha, N.; Rodríguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1676 – 1689.
- Sprague, A. R. G., Sullivan, M.D., Campion, K.M., Jensen, G.N., Goulding, F.J., Garfield, T.R., Sickafoose, D.K., Rossen, C., Jennette, D.C., Beaubouef, R.T., Abreu, V., Ardill, J., Porter, M.L., and Zelt, F.B. (2002a). The Physical Stratigraphy of Deep-Water Strata: A Hierarchical Approach to the Analysis of Genetically Related Stratigraphic Elements for Improved Reservoir Prediction (abs.), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Annual Meeting*, March 10-13, Houston, Texas, Official Program, p. A167.
- Sprague, A. R. G., Patterson, P.E., Hill, R.E., Jones, C.R., Campion, K.M., Van Wagoner, J.C., Sullivan, M.D., Larue, D.K., Feldman, H.R., Demko, T.M., Wellner, R.W., and Geslin, J.K. (2002b). The Physical Stratigraphy of Fluvial Strata: A Hierarchical Approach to the Analysis of Genetically Related Stratigraphic Elements for Improved Reservoir Prediction (abs.), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Annual Meeting*, March 10-13, Houston, Texas, Official Program, p. A167.
- Sprague, A.R.G., Garfield, T.R., Goulding, F.J., Beaubouef, R.T., Sullivan, M.D., Rossen, C., Campion, K.M., Sickafoose, D.K., Abreu, V., Schellpeper, M. E., Jensen, G.N., Jennette, D.C., Pirmez, C., and Dixon, B.T. (2003). Integrated Slope Channel Depositional Models: The Key to Successful Prediction of Reservoir Presence and Quality in Offshore West Africa (abs.). In: D. Hodgson, S. Flint, and T. Garfield, conveners, *Submarine Slope Systems: Processes, Products, and Prediction*, Conference, April 28-29, Liverpool, England, Abstracts Volume, p. 87.
- Sullivan, M.D., Jensen, G.N., Goulding, F.J., Jennette, D.C., and Stern, D. (2000). Architectural analysis of deep-water outcrops: Implications for exploration and production of the Diana sub-basin, western Gulf of Mexico. In: P. Weimer, R.M. Slatt, A.H. Bouma, and D.T. Lawrence, eds., *Gulf Coast Section, SEPM, 20th Annual Research Conference: Deep-Water Reservoirs of the World*, December 3-6, Houston, p. 1010 - 1032.
- Turrini, L., Jackson, C. A., & Thompson, P. (2017). Seal rock deformation by polygonal faulting, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 86, 892-907.
- Veroslavsky G., Rodríguez P., Ucha N. y de Santa Ana H. (2017). Rasgos geofísicos y geológicos en la determinación del límite exterior de la plataforma continental de Uruguay – Art. 76 de la CONVEMAR. *XX Congreso Geológico Argentino - 3er Simposio de Geología Marina y Costera*, Actas: 58 – 64 pgs., San Miguel de Tucumán.
- Viana, A.R., 2008. Economic relevance of contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60. Elsevier, Amsterdam, pp. 493–510.